

DIE ALPEN IM EISZEITALTER

VON

ALBRECHT PENCK
PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT
BERLIN

UND

EDUARD BRÜCKNER
PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT
WIEN

VON DER SEKTION BRESLAU DES DEUTSCHEN
UND ÖSTERREICHISCHEN ALPENVEREINS GEKRÖNTE PREISSCHRIFT

IN DREI BÄNDEN



LEIPZIG 1909
CHR. HERM. TAUCHNITZ

DIE ALPEN IM EISZEITALTER

VON

ALBRECHT PENCK
PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT
BERLIN

UND

EDUARD BRÜCKNER
PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT
WIEN

ZWEITER BAND

DIE EISZEITEN IN DEN NÖRDLICHEN WESTALPEN



LEIPZIG 1909
CHR. HERM. TAUCHNITZ

Das Recht der Übersetzung in fremde Sprachen ist vorbehalten.

Die Verlagshandlung.

Inhalt des zweiten Bandes.

Zweites Buch.

Die Eiszeiten in den nördlichen Westalpen.

Seite 395—716.

| | Seite |
|---|---------|
| Einführender Überblick. Von Albrecht Penck | 395—396 |
| Erstes Kapitel: Der Rheingletscher. Von Albrecht Penck | 396—440 |
| I Die Schottergebiete des Rheingletschers | 397—409 |
| Übersicht 397. — Die Riss-Illerplatte 397. — Schotter zwischen Riss und Donau 399. — Schotter zwischen Ablach und Kanzach 399. — Schichtstörungen 401. — Isolierte Vorkommnisse 401. — Das rheinische Schottergebiet 401. — Rheinthal 402. — Gegend von Koblenz 402. — Gegend zwischen Kaiserstuhl und Eglisau 404. — Schichtstörungen 405. — Klettgau 406. — Westliches Bodenseegebiet 406. — Vergleich mit den Schottergebieten nördlich der Ostalpen 407. — Quartäre Schichtstörungen 408 — Subalpine präglaciale Abtragungsebene 408. | |
| II. Das Moränengebiet des Rheingletschers | 409—426 |
| Grenzen der Altmoränen 409. — Alter der Altmoränen 410. — Schotterrand der Altmoränen. Donaulauf 410. — Jung-Endmoränen 411. — Eisfreie Molasseinseln 411. — Aussensaum der Jung-Endmoränen 412. — Innerer Kranz von Jung-Endmoränen 413. — Zweigbecken und Drumlin 413. — Glaciale Stauseen und Überflusserinnen 415. — Die Grenzen der vier Vergletscherungen 415. — Gefälle der Gletscheroberfläche 416. — Der Bodensee 416. — Alter des Bodensees 418. — Beteiligung fluviatiler Erosion an der Beckenbildung 419. — Altmoränen im Bereiche der Jungmoränen 420. — Interglaciale Kohlen und interglacialer Kalktuff 420. — Interstadiale Ablagerungen 422. — Post-Würm-Ablagerungen. Magdalénien-Stationen 422. — Arko-alpine Fauna des Magdalénien 424. — Alter des Magdalénien 425. | |
| III. Das Nährgebiet des Rheingletschers | 427—440 |
| Erratische Grenzen 427. — Der übertiefte trichterförmige Thalausgang 428. — Das übertiefte Thal oberhalb Sargans 429. — Regeln der Übertiefung 431. — Heims Thalböden 431. — Der präglaciale Thalboden 432. — Rücksinken, Verbiegen und Übertiefen 433. — Moränen im Rheinthal. Bühlstadium 434. — Zerschnittene Thalsporne 435. — Flimser Bergsturz und Gschnitzstadium 436. — Bühl- und Gschnitzstadium am Säntis 438. — Daunstadium 439. — Interglaciale bzw. interstadiale Ablagerungen 439. — Postglacialer Löss. Jüngere Stein- und Bronzezeit 440. | |
| Zweites Kapitel: Linth-, Reuss-, Aare- und Rhonegletscher auf schweizerischem Boden. Von Eduard Brückner | 441—638 |
| Geschichtliches 441. | |
| I. Das Schottergebiet im Nordwesten der Schweiz. | 442—458 |
| Geschichtliches 442. — Die Schotter in der Umgebung von Brugg. Niederterrassenschotter 443. — Hochterrassenschotter bei Brugg 443. — Die beiden Deckenschotter | |

bei Brugg 444. — Niederterrassenschotter oberhalb Brugg 445. — Hochterrassenschotter oberhalb Brugg 446. — Die beiden Deckenschotter im Gebiet der Reuss oberhalb Brugg 447. — Die beiden Deckenschotter im Gebiet der Limmat 448. — Die Schotter bei Rheinfelden. Niederterrassenschotter 449. — Hochterrassenschotter bei Rheinfelden, Möliner Feld 449. — Niederterrassenschotter auf Hochterrassenschotter bei Rheinfelden 451. — Die beiden Deckenschotter bei Rheinfelden 451. — Die Schotter in der Umgebung von Basel. Niederterrassenschotter 453. — Starke Lössbedeckung der älteren Schotter 453. — Hochterrassenschotter bei Basel 453. — Alte Schotter südlich von Basel 455. — Alte Schotter nördlich und nordöstlich von Basel 456. — Alte Schotter an der elässischen Grenze westlich von Basel 456. — Der alte Sundgauer Schotter 457. — Dislokationen in den beiden Deckenschottern bei Basel 458.

II. Das Schottergebiet im Nordwesten der Schweiz. (Fortsetzung) . . . 459—481

Parallelisierung der Schotter 459. — Lagerung der Schotter zu einander 459. — Mächtigkeit der Schotter 460. — Gefällsverhältnisse der Schotter 461. — Schuttkegelbildung der beiden jüngeren, Dislokation der beiden älteren Schotter 462. — Verknüpfung mit Moränen und Vierzahl der Vergletscherungen 463. — Petrographie der Schotter 464. — Fossilien der Schotter 465. — Quartäres Alter des älteren Deckenschotters 466. — Beziehungen unserer Schotter zu den Quartärbildungen der oberrheinischen Tiefebene 466. — Der Löss 468. — Deckenförmige Verbreitung des ältesten Schotters 468. — Die präglaciale Landoberfläche als Rumpffläche 469. — Epigenetische Thalbildung im Bereiche der Rumpffläche 470. Versuch einer weiteren Verfolgung der präglacialen Landoberfläche 471. — Zusammenfassung über die präglaciale Landoberfläche 473. — Pliocäne Rumpffläche im Jura 474. — Abtragungsfäche im Tafeljura 474. — Der kettenförmige Faltenjura 474. — Der plateauartige Faltenjura 475. — Beziehungen des plateauartigen zum kettenförmigen Faltenjura 476. — Die pliocäne Rumpffläche im Jura, ihre nachträgliche Schiefstellung und Faltung 477. — Verhältnis der jungpliocänen Faltung zur postmiocänen 478. — Allgemeine jungpliocäne Hebung des Jura 478. — Entstehung der pliocänen Rumpffläche im Jura und der Sundgauer Schotter 479. — Das Entwässerungssystem der Alpen vor der jungpliocänen Hebung des Jura 480. — Die Pliocänzeit als Periode der Abtragung und der Dislokation 480.

III. Das Gebiet der Altmoränen des helvetischen Gletschers. 481—496

Schwierigkeit der Feststellung der Grenzen der Altmoränen 481. — Geschichtliches 482. — Erratische Grenze am Südostsaum des Jura zur Zeit der Altmoränen 482. — Eintrittsthorre des alpinen Eises in den Jura 484. — Äussere Grenze der Altmoränen des helvetischen Gletschers 485. — Grenze der Eisüberflutung am Ostende des Jura östlich der Passwangkette 485. — Grenze des in den Jura zwischen dem Passwang und dem Mont Tendre eingedrungenen helvetischen Gletschers 487. — Grenze der Altmoränen im Bereich der lokalen Juravergletscherung südwestlich von Salins 489. — Zugehörigkeit der Altmoränen zur Riss-Eiszeit 489. — Areal des grossen helvetischen Gletschers zur Riss-Eiszeit 489. — Höhenlage des Gletschersaums 490. — Höhe des Eises am Südostsaume des Mittellandes 490. — Gefällsverhältnisse des helvetischen Gletschers zur Riss-Eiszeit 490. — Wahrscheinlicher Verlauf der Schneegrenze auf dem helvetischen Gletscher 491. Grössenverhältnis der Würm- und der Riss-Vergletscherung 492. — Altmoränen des Gletscherrückzuges 493. — Verbreitung des erratischen Materials im Bereich der Altmoränen nach seiner Herkunft 494. — Hochterrassenschotter im Altmoränengebiet 495. — Kleine Zungenbecken am Rhein und an der Aare 495.

IV. Das Gebiet der Jungmoränen des Linth- und Reussgletschers . . . 496—515

Übersicht des Gebietes des Linth- und des Reussgletschers 496. — Geschichtliches 497. — Verlauf der Grenze der Jung-Endmoränen 497. — Höhen der Stirn- und Endmoränen und Areal des Gletscherfächers 498. — Verwaschene Jung-Endmoränen

unterhalb der frischen Stirnmoränen 498. — Nunataker 499. — Höhe des Eises beim Austritt aus den Alpen 501. — Gefällsverhältnisse der Gletscheroberfläche 502. — Endmoränenwälle des Rückzuges 502. — Peripherische Entwässerung im Bereich der Ufermoränen: Sihl und Reppisch 503. — Drumlin 504. — Schotter im Bereich der Zone der Jungmoränen 504. — Quartäre Schotter im Gebiet des Glattthales 504. — Die Schotter des Plateaus von Menzingen 505. — Die Baarburg-Nagelfluh 506. — Die Schotter an der Lorze 507. — Die Schotter an der Sihl 508. — Sihl und Lorzenagelfluh jungglacial und zur Laufenschwankung gehörig, nicht disloziert 510. — Schotter in der weiteren Nachbarschaft des Plateaus von Menzingen 512. — Die Uetliberg-Nagelfluh 512. — Zusammenfassung über die Schotter zwischen Zürichsee und Reussthal. Geschichtliches 513. — Schotter bei Eschenbach nördlich von Luzern 514. — Gebiet des sporadischen erratischen Materials 515.

V. Das Zungenbecken des Linthgletschers und die Entstehung des Zürichsees 515—533

Übertiefung der trichterförmigen Mündung des Linththales 515. — Verfolgung des alten Thalbodens am Zürichsee 617. — Beziehung des alten Thales in der Molasse zur präglacialen Landoberfläche 518. — Rippung im Bereich des alten Thalbodens zu beiden Seiten des Zürichsees 519. — Die verbogenen kleinen Terrassen am Zürichsee 519. — Streichen und Fallen der Molasse im Bereich der kleinen Terrassen 521. — Übereinstimmung im Streichen und Fallen zwischen den kleinen Terrassen und den Schichten der Molasse 522. — Der Steilabfall der kleinen Terrassen an festere Gesteinsbänke geknüpft 522. — Die kleinen Terrassen am Zürichsee keine Thalbodenreste 524. — Zungenbecken des Linthgletschers: Stammbecken und Zweigbecken 524. — Der Zürichsee als Wanne glacialer Erosion 525. — Junge Uferlinien am Zürichsee 526. — Interglaciales Delta am Zürichsee; Betrag der quartären Erosion 526. — Zweigbecken im Glattthal 527. — Das Bühlstadium des Linthgletschers: Die Moräne von Hurden 528. — Moränen bei Wangen am Buchberg 528. — Schieferkohlen von Wangen am Buchberg 529. — Schotter und Moränen bei Uznach 529. — Die Moränen von Hurden, von Wangen und von Uznach als Moränen des Bühlstadiums 530. — Schieferkohlen von Uznach nicht interglacial 531. — Recenter Charakter der Fossilien der Uznacher Schieferkohlen 531. — Klima zur Zeit der Achenschwankung 532. — Dauer der Achenschwankung 533.

VI. Das Zungenbecken des Reussgletschers und die Entstehung des Vierwaldstätter Sees 533—548

Trichterförmige Mündung des Reusstales und deren Übertiefung. Der interglaciale Thalboden 534. — Der präglaciale Thalboden im Bereich des Vierwaldstätter Sees 535. — Stammbecken und Zweigbecken 536. — Entstehung des Vierwaldstätter und des Zuger Sees durch Übertiefung 537. — Alter der grossen Seen des Reussgebietes 538. — Endmoränen des Bühlstadiums am Vierwaldstätter See 538. — Rückzugsmoränen des Bühlstadiums 540. — Gefällsverhältnisse des Reussgletschers und Schneegrenze während des Bühlstadiums 541. — Geschichtliches über die Hülmoränen 541. — Deltabildungen im Bereich des Bühlstadiums 542. — Zusammenfassung über das Bühlstadium 542. — Recente Deltas im Vierwaldstätter See 543. — Kleine Nachbarn des Linth- und Reussgletschers: Der Sihlgletscher 543. — Schneegrenze am Sihlgletscher zur Würm-Eiszeit 544. — Rückzugsstadien im Bereich des Sihlgletschers und ihre Schneegrenze 546. — Kleine selbständige Gletscher zwischen Reuss- und Aaregletscher 546. — Gletscher im Bereich des Pilatus und Schneegrenze daselbst 546. — Die Gletscher der Emmenthaler 546. —

VII. Das Gebiet der Jung-Moränen des Rhonegletschers und seiner Zuflüsse 548—577

Übersicht des Gebietes 548. — Geschichtliches 549. — Die Ufermoräne des Rhonegletschers am Südostgehänge des Jura 550. — Grenze der Jung-Endmoränen des Rhonegletschers im Mittelland 552. — Grenzen der Moränen des Aaregletschers

553. — Verwaschene Jung-Moränen 553. — Höhe des Eises am Alpenrand 554. — Gefällsverhältnisse. Richtung der Gletscherbewegung 554. — Verteilung des erratischen Materials 556. — Rückzugsmoränen 557. — Rückzugsmoränen und interstadiale Schotter des Aare- und Saanegletschers 557. — Rückzugsmoränen des Rhonegletschers 558. — Schotter im Bereich der Jungmoränen des Rhonegletschers. Schotter des Nordostarms 560. — Schotter im Rhonedurchbruch durch den Jura bei Bellegarde 561. — Schotter am unteren Ende des Genfer Sees 561. — Schotter von La Côte 563. — Interglaciales Konglomerat an der Drance 563. — Zusammenfassung über die Schotter im Bereich der Jung-Moränen des Rhonegletschers 564. — Übertiefung der Mündung des Rhone-thales 566. — Zungenbecken des Rhonegletschers im schweizerischen Mittelland 567. — Der Genfer See und seine Geschichte 568. — Die Neuenburger Seengruppe 570. — Bühlstadium des Rhonegletschers 571. — Übertiefung der Mündung des Arvethales 572. — Bühlstadium des Arvegletschers 572. — Übertiefung des Aare-thals 573. — Bühlstadium des Aaregletschers 574. — Interglaciales Delta an der Kander am Thuner See 575.

- VIII. Das Moränengebiet des schweizerischen Mittellandes: Zusammenfassung 578—603
- Stratigraphische Ergebnisse, Schneegrenze 578—588
- Allgemeiner petrographischer Charakter der Moränen des schweizerischen Mittellandes 578. — Fossilfunde im Zusammenhang mit Glacialbildungen 579. — Interstadiale Schieferkohlen 580. — Die interglacialen Schieferkohlen von Dürnten und Wetzikon 581. — Interglaciales Pflanzenreste von St. Jakob an der Birs bei Basel 582. — Interglaciales Alter des schweizerischen Löss 583. — Kongruenz der Oscillationen der schweizerischen Gletscher 584. — Schneegrenze der Würm-Eiszeit 585. — Schneegrenze der Rückzugsphasen 587. — Schwankungen der Waldgrenze und der Schneegrenze in der Quartärzeit 587.
- Geomorphologische Ergebnisse im schweizerischen Mittelland . . 589—603
- Die übertieften Täler im Gebiet der Jungmoränen als glaciales Zungenbecken 589 — Glaciale Tiefen- und Seitenerosion im Bereich der Zungenbecken 591. — Entstehung der Zungenbecken durch vier Vergletscherungen 593. — Einwürfe gegen die Bildung der Zungenbecken durch Gletschererosion 593. — Die Gegenböschung am unteren Ende der Seewannen 595. — Accumulation in den Zungenbecken 597. — Lage der schweizerischen Randseen in den Zungenbecken 597. — Fortschreitende Vernichtung der Randseen 598. — Epigenetische Thalbildung im Moränengebiet 598. — Die reife Thallandschaft ausserhalb des Gebietes der Jungmoränen, insbesondere am Napf 599. — Übersicht der Entwicklung des schweizerischen Mittellandes in der Quartärzeit 600. — Verschiedenes Alter der Elemente des Formenschatzes des schweizerischen Mittellandes 601. — Die Quartärperiode im schweizerischen Mittelland als Zeit vorwiegender Denudation 601. — Betrag der Abtragung des schweizerischen Mittellandes in der Quartärperiode 602.
- IX. Das Nährgebiet der helvetischen Gletscher 603—624
- Bestimmung der oberen Gletschergrenze im Gebirge 603. — Anmerkungen zu den Tabellen 604. — Höhe und Gefälle der Eisoberfläche 605. — Bifurkationen 605. — Zugehörigkeit der geschilderten oberen Gletschergrenze zur Würm-Eiszeit 606. — Eismächtigkeit 607. — Erhebung der Kämme über die Eisoberfläche 607. — Zurückereten der Kare in den Schweizer Alpen 607. — Übertiefung und alte Thalböden im mittleren Rhonethal 608. — Übertiefung und alte Thalböden im obersten Rhonethal 609. — Die alten Thalböden in den Seitenthälern 610 — Die alten Thalböden im Aarethal 612. — Die alten Thalböden im Reussthal 613. — Die alten Thalböden im Linththale 614. — Übersicht über die alten Thalböden 615. — Vergleich unserer alten Thalbodensysteme mit denen Heims und Bodmers 616. — Beziehungen der alten Thalböden zur oberen Gletschergrenze und zur heutigen Thalsohle, Betrag der Übertiefung 617. — Die Formen der übertieften

Thäler: Übersteilheit und Bergstürze der Gehänge, Stufen und Riegel der Sohle 618. — Riegelberge 622. — Historisches über die Entstehung der Thalstufen und Thalriegel in der Schweiz und über das Alter der Thäler 622.

- X. Die Rückzugsstadien der helvetischen Gletscher 624—628
 Endmoränen der Rückzugsstadien im Rhonegebiet; Moränen des Bühlestadiums 624.
 — Moränen des Geschnitz- und des Daunstadiums im Bereich der Drancethäler 625 — Rückzugsmoränen im Eringer Thal, im Eifischthal und in den Visper Thälern 627. — Moränen des Geschnitz- und des Daunstadiums im Rhonethal selbst 628. — Historisches über die Rückzugsstadien im Rhonethal 630. — Rückzugsstadien im Gebiete der Aare 630. — Rückzugsstadien im Reussgebiet 632. — Rückzugsstadien im Linthgebiet 633. — Zusammenfassung über die Rückzugsstadien 635. — Einordnung der prähistorischen Funde unseres Gebietes in die Phasen der Post-Würm-Zeit 638.

Drittes Kapitel: Der Rhonegletscher auf französischem Boden und der Isère-gletscher. Von Albrecht Penck 639—716
 Geschichtliches 639.

- I. Die Schottergebiete des französischen Alpenvorlandes 641—659
 Die drei Schottergebiete und ihre Altersbeziehungen 641. — Umgebung von Lyon 641. — Balmes Viennoises 643. — Hochterrassen- und Niederterrassen-Schotter 644. — Fauna 645. — Dombes 646. — Plateauschotter 646. — Postpliocänes Alter der Plateauschotter. Deckenschotter 647. — Plateau lyonnais. Pliocänes Quarzitgeröll 649. — Enge von Vienne 650. — Bièvre-Valloire 651. — Rhonethal bei Saint-Rambert-d'Albon 652. — Die vier Schotterterrassen 653. — Quarzschotter von Chambaran 654. — Schiefstellung des Quarzschotters 654. — Ein-
 ebnungsfläche von Chambaran 655. — Isèrèthal 656. — Zusammenfassung 658. — Bunte und verarmte Geröll 658.

- II. Das Moränengebiet des rhodanischen Gletschers 660—681
 Der rhodanische Gletscher 660. — Alpine Flanke 660. — Das Eisstromnetz im Isèrèthale 661. — Juraflanke 662. — Die Thore der zweiten Jurakette 662. — Thalzug Bellegarde-Nantua 663. — Sattel von Richemond und Rhonethal 663. — Col d'Aiguebelette und Col de Couz 664. — Gefälle des Eises westlich der zweiten Jurakette 665. — Grenzen der Vergletscherung 665. — Form, Alter und Fossilien der äusseren Moränen 666. — Seen im Saônethale 666. — Thone und Sande von Saint-Cosme 667. — Graue Thone an der Saône. Schädel von La Truchère 668. Fluviale Terrassen. Villefranche 669. — Interglaciale Schotterterrassen 669. — Paläolithische Funde 670. — Gliederung der Riss Würm-Interglacialzeit 671. — Verbreitung von Löss und Lehm 673. — Lössfauna. Schädel von Toussieux 673. — Alter und Entstehung des Löss 674. — Jungmoränen des Isèregletschers 676. — Zungenbecken an der Isère 677. — Jungmoränen des Rhonethalgletschers 678. — Mutmasslicher Stausee im Ainthale 678. — Zungenbecken an der Rhone 679. — Jungmoränen im südlichen Jura. Höhe der Schneegrenze im Norden 679. — Jungmoränen im Vercors. Höhe der Schneegrenze im Süden 681.

- III. Inneralpine Glacialbildungen des rhodanischen Gletschergebietes . 681—699
 Obere Gletschergrenze und Kare 681. — Kare 682. — Übertiefung des Rhonethales 682. — Riegeldurchbrüche 683. — Aussetzen der Übertiefung zwischen Genfer See und Seyssel 683. — Isèrèthal. Pliocäner Thalboden 684. — Lac du Bourget 685. — Lac d'Anney 687. — Moränen 687. — Terrasse des Isèrèthales. Kohlen von Chambéry 688. — Schichten von Eybens bei Grenoble 689. — Ähnlichkeit der Isèrèthalterrasse mit der Innthalterrasse 690. — Moräne von Sassenage 690. — Schwankung der Würm-Eiszeit 691. — Interglacialer Kalktuff 692. — Schotter im Rhonethale 693. — Schotter am Fier. Gorge du Fier. Epigenetische Schluchten 693. — Drachthalgletscher 694. — Übertiefung des Thales der Romanche 694. — Moränen im Romanchethale 695. — Verbauung des Drachthales 696. — Zerfall des Drachthalgletschers 697. — Schwäche des Drachthalgletschers 698.

| | |
|--|----------------|
| IV. Quartärfaunen und paläolithischer Mensch im rhodanischen Gebiete und auf der Nordseite der Alpen | 699—716 |
| Übersicht der Gliederungen des rhodanischen Quartärs 699. — Verbreitung der paläolithischen Funde 701. — Jungpaläolithische Funde: Reine Rentierzeit und Hirschzeit 703. — Mammutzzeit 705 — Altpaläolithische Funde im Verein mit arкто-alpiner Fauna 706. — Altpaläolithische Funde im Verein mit interglacialer Fauna 708. — Solutré 708. — Alter der Schichten von Solutré 711. — Altersumfang der jüngeren arкто-alpinen Fauna 712, — Beziehungen zwischen L s und Eiszeit 713. — Gliederung der jüngeren arкто-alpinen Fauna 714. — Die ältere arкто-alpine Fauna Faunenübersicht 715. | |

Karten des zweiten Bandes.

| | |
|--|-----|
| Karte des Rheingletschers 1 : 700000 (Tafel) | 396 |
| Karte des Linth- und Reussgletschers, sowie des Ostendes des Rhonegletschers 1 : 700000 (Tafel) | 496 |
| Karte des rhodanischen Gletschers 1 : 700000 (Tafel) | 640 |
| Paläolithische Fundstellen am Saum der helvetischen und rhodanischen Vergletscherung 1 : 1400000 (Tafel) | 702 |

Tafelbilder des zweiten Bandes.

| | |
|--|-----|
| Die kleinen Terrassen am Gehänge des Zürichseethales zwischen Meilen und Männedorf von der Halbinsel Au aus | 518 |
| Der erratische Walliser Arkesin-Block auf der Jung-Endmoräne des Rhonegletschers bei Steinhof unweit Herzogenbuchsee | 552 |
| Das Lauterbrunnenthal mit Besten des präglacialen Thalbodens | 612 |
| Das Felsbecken am unteren Ende des Unteraargletschers, die Sandr-Ebene des Gletschers bergend | 620 |
| Das obere Aarethal (Haslithal) mit seinen Stufen und Inselbergen, vom Anstieg zum Gelmer See aus gesehen | 620 |
| Das glacial ausgestaltete Aarethal oberhalb des Grimselospizes | 622 |
| Die linke Flanke des Graisivaudan mit der Belledonnekette. Von Tour d'Ars oberhalb Grenoble gesehen | 684 |
| Erdpyramiden (Demoiselles) bei La Mure in der Schlucht von Pont-Haut | 696 |
| Verbauung des Dracthales unweit La Mure. Ausblick von Pont-Haut | 696 |

Zweites Buch.

Die Eiszeiten in den nördlichen Westalpen.

Einführender Überblick.

Von Albrecht Penck.

Der Grundzug in der Gliederung der Westalpen wirkt bestimmend auf die Entwicklung ihres Glacialphänomens: indem die Querthäler vor den Längsthälern vorwalten, kamen auf beiden Seiten des Gebirges gut individualisierte Eisströme zur Entwicklung, die ihm auf kürzestem Wege entströmten. Im Norden lagen solche im Rhein-, Linth-, Reuss-, Aare-, Rhone-, Arve- und Isèrethale, die innerhalb des Gebirges weniger gegenseitige Berührungen hatten, wie in den nördlichen Ostalpen vermöge der weit vorwaltenden Längsthalentwicklung die dortigen Eismassen. Während aber die letzteren sich auf dem Alpenvorlande frei und ungehindert entfalten konnten, waren ihre westlichen Nachbarn hierin durch den Schweizer Jura gehindert, soweit er sich wie ein Wall quer vor die Westalpen legt. Er staute namentlich die aus dem Rhone- und Arvethale kommenden Eismassen auf und zwang sie, an seinem steilen Südabfalle nach Westen und Osten auszuweichen. Anstatt eines subalpinen Eisfächers entwickelte sich hier eine hammerförmige Eisausbreitung, die zur Zeit ihrer grössten Ausdehnung nicht nur einzelne Pässe, sondern auch das niedere Ost- und Westende des vorgelagerten Gebirges überflutete und längs des Rheines nahezu bis an die oberrheinische Tiefebene, an der Rhone quer über das Saonebecken bis an den Abfall des französischen Zentralplateaus reichte. Während dieser grossartigen Entfaltung wurden die Gletscher des Aare-, Reuss- und Linththales durchweg dem nach Osten abgebogenen Arme des Rhonegletschers tributär, und der nach Westen abgebogene drückte, verstärkt um den Arvegletscher, die Eismassen des Isèrethales zur Seite. Am Fusse der Westalpen individualisierten sich damals nur drei Gletscher, der des Rheins, der der Rhone und in bescheidenem Umfang jener der Isère. Ein hochangeschwollenes Meer von Eis erfüllte das ganze schweizerische Hügelland zwischen Alpen und Jura.

Während der letzten Eiszeit lagen die Dinge nicht wesentlich anders. Der Ostarm des subalpinen Rhonegletschers reichte zwar nicht mehr bis zum Rheine, er legte sich aber noch vor das Thal der Aare und nahm dessen Eisstrom auf, während Reuss- und Linthgletscher, vielfach miteinander in Berührung kommend, sich ihre Selbständigkeit wahrten. Der Westarm unseres grossen Gletschers durchmass nach wie vor noch den Jura, erstreckte sich aber nicht ganz bis zum französischen Zentralplateau; der Isèregletscher kam gerade wieder bis an den Fuss des Gebirges. War diese Gletscherentwicklung auch wesentlich kleiner als die grösste, so führte sie doch gleich letzterer

zu einer nicht minder bedeutenden Überschreitung der Wasserscheiden durch das Eis. Nach wie vor trat die Hälfte des Rhonegletschers in das Rheingebiet über. Hier aber dehnte sich der Rheingletscher bis über die Wasserscheiden gegen die Donau und wurde zu einem guten Teile gegen die letztere hin entwässert. So auch war es während der früheren Eiszeiten; immer wurde durch die Vergletscherung ein Teil der Niederschläge des Rhonegebietes zur Nordsee, ein Teil derer des Rheingebietes zum Schwarzen Meere abgeführt. So kommt es denn, dass die Schottergebiete der Vergletscherung auf der Nordseite der Westalpen drei verschiedenen Stromgebieten und drei verschiedenen Meeren angehören. Ein hydrographischer Zusammenhang, welcher die Schottergebiete der nördlichen Ostalpen miteinander verknüpft, fehlt hier. Die Schottergebiete sind isoliert und verlangen daher eine getrennte Behandlung.

Dies ist bestimmend für den Gang unserer Betrachtung. Während wir im vorigen Buche der Reihe nach Schotter-, Moränen- und Nährgebiete der verschiedenen Gletscher betrachteten, werden wir nunmehr die einzelnen Eisströme nacheinander besprechen, und zwar jeweils zunächst ihr Schottergebiet, dann ihr Moränengebiet und schliesslich ihr Nährgebiet. Dabei empfiehlt es sich, die beiden Flügel des Rhonegletschers gesondert zu würdigen, den östlichen mitsamt dem Arve-, Aare-, Reuss- und Linthgletscher, den westlichen zugleich mit dem Isèregletscher. Auf diese Weise fassen wir einerseits die Vereisung des Schweizer Hügellandes samt ihren Zuflüssen zusammen, andererseits die Vergletscherung zwischen Alpen und Jura unweit der Abzweigung des letzteren von den ersteren, und trennen die Vereisungen nach der hydrographischen Zugehörigkeit ihrer Schottergebiete.

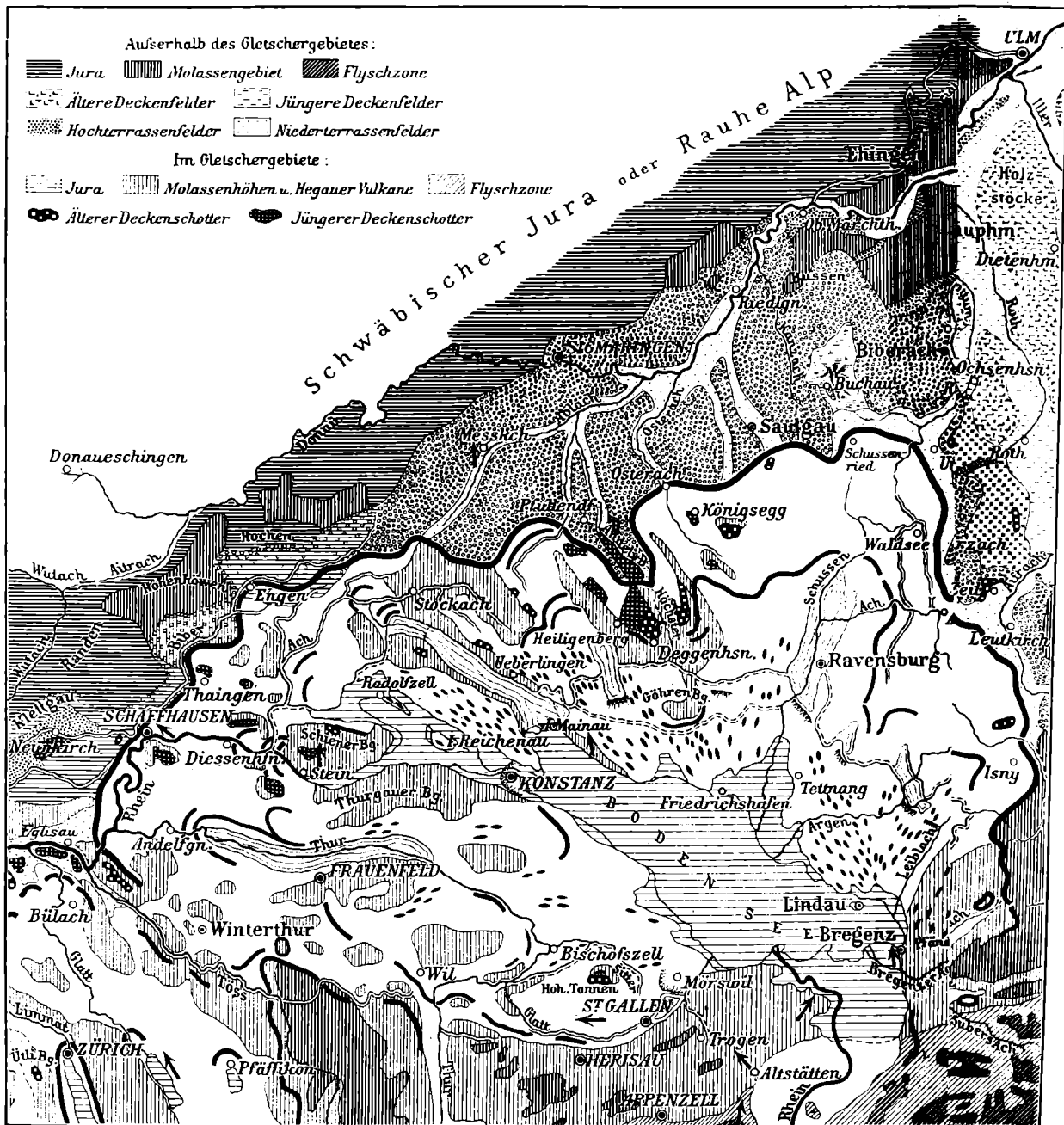
Die Nordseite der Westalpen ist der klassische Boden der Eiszeitforschung. Hier sind die grundlegenden Arbeiten geleistet, die wir in der Einleitung erwähnten, hier haben sich die Fragen nach der Wiederholung der Vergletscherungen und ihrer bodengestaltenden Wirkungen aufgedrängt. Viel reicher als für die Ostalpen ist die einschlägige Litteratur. Unsere Darstellung kann sich daher vielfach kürzer fassen; es gilt hier weniger einen Schatz von Beobachtungsthatfachen erst zu schaffen, als den vorliegenden in den Rahmen einzufügen, den wir durch das Eiszeitstudium in den nördlichen Ostalpen gewonnen haben. Dies kann nicht auf Grundlage der vorliegenden Litteratur geschehen. Alle wichtigeren Vorkommnisse haben wir selbst untersucht; aus dem reichen bereits vorliegenden Beobachtungsmaterial entnehmen wir lediglich die Thatfachen, die unbestritten sind und sich in ein harmonisches Gesamtbild zusammenfügen lassen.

I. Kapitel.

Der Rheingletscher.

Von Albrecht Penck.

Der aus dem Grenzthale zwischen Ost- und Westalpen kommende Rheingletscher war isolierter, als irgend ein zweiter grosser Gletscher auf der Nordseite des ganzen Gebirges. Zwar empfing er Zuflüsse von der ostalpinen Vereisung über die nach dem Inngebiete führenden Pässe, insbesondere über den Arlberg, und entsandte wahrscheinlich auch einige Abflüsse auf die Südseite der Alpen; ferner gab er bei Sargans durch das Walenseethal einen mächtigen Ast in das Gebiet der schweizerischen Eisentwicklung ab; aber auf dem Vorlande blieb er selbständig. Unsere gegenüberstehende Karte zeigt,



Karte des Rheingletschers. Masstab: 1 700 000

dass zur Zeit seiner grössten Ausdehnung nur seine äussersten Ausläufer die Nachbarn, den Illergletscher im Osten und die Gletscherbedeckung des schweizerischen Hügellandes im Westen, berührte. Während der letzten Vergletscherung war auch dies nicht der Fall, und es hatte damals der Rheingletscher vor den Alpen eine durchaus individualisierte Zunge.

Das Gebiet dieser Zunge ist das Feld eingehenderer Untersuchungen, die ich im Verein mit Dr. A. E. Forster ausgeführt habe und deren Ergebnisse zugleich mit einer eingehenden Würdigung der älteren Litteratur in den „Bodenseeforschungen“ erscheinen sollen. Hier seien nur die wichtigsten Züge besprochen. Die einschlägigen Veröffentlichungen, soweit sie das Alpenvorland betreffen, sind bereits S. 26 angeführt.

I. Die Schottergebiete des Rheingletschers.

Übersicht. Die Riss-Illerplatte. Schotter zwischen Riss und Donau. Schotter zwischen Ablach und Kanzach. Schichtstörungen. Isolierte Vorkommiisse. Das rheinische Schottergebiet, Rheinthal, Gegend zwischen Kaiserstuhl und Eglisau, Schichtstörungen; Klettgau; westliches Bodenseegebiet. Vergleich mit den Schottergebieten nördlich der Ostalpen. Quartäre Schichtstörungen. Subalpine präglaciale Abtragungsebene.

Übersicht.

Die rechte Flanke des alten Rheingletschers wurde zur Donau, die linke zum Rhein entwässert; dazwischen stiess sein Scheitel, dem nur geringe Wassermengen entfloßen, an den schwäbischen Jura. Die Schotterfelder des Donau- und Rheingebietes berühren einander infolgedessen nicht. Das an der oberen Donau beschränkt sich ausserhalb der Moränen auf die Platte zwischen Riss und Iller, erstreckt sich aber unter den Moränen ein erhebliches Stück weit südwärts bis nahe an die Wasserscheide zwischen Donau und Rhein. Gänzlich isoliert davon liegt weiter westlich ein zweites Schottergebiet zwischen den ersten Zuflüssen, welche die Donau vom Alpenvorlande erhält, nämlich zwischen Ablach und Kanzach. Es ist ganz von Moränen bedeckt, tritt daher auf unserer Karte S. 396 nicht entgegen. Das rheinische Schottergebiet beschränkt sich ausserhalb der Vergletscherung auf das Rheinthal der Gegend oberhalb Basel; es gehört hier sowohl der Vergletscherung des Schweizer Hügellandes, wie dem Rheingletscher an. Unter Moränen reicht es bis zum Bodensee. Hier sollen uns nur ihre oberhalb der Aarenmündung gelegenen Anläufer beschäftigen; die weiter abwärts gelegenen werden im nächsten Kapitel besprochen werden.

Die Riss-Illerplatte.

Die Platte zwischen Riss und Iller ist das Stück der grossen Iller-Lechplatte, das auf das linke Illerufer übergreift. Es ist, wie S. 28 erwähnt, bereits gelegentlich der geognostischen Aufnahme Württembergs näher untersucht worden. Eine vom älteren Deckenschotter gebildete Hochfläche wird in nordnordwestlicher Richtung längs der württembergischen Roth von einem breiten Felde jüngeren Deckenschotters durchsetzt. Dazu gesellen sich längs der Riss eine Hochterrasse, sowie namentlich im Riss- und Illerthale Niederterrassenschotter. Die drei älteren Schotter zeichnen sich durch Lehmbedeckung aus. Diese geht südlich von Ulm in eine alles verhüllende Lössdecke über, unter welcher nur noch in rohen Umrissen die einzelnen Schotterränder hindurchschimmern. Weiter südlich heben sie sich jedoch sehr deutlich voneinander ab, wie unser Profil Fig. 63 lehrt.

Von hier aus die Schotter südwärts verfolgend, sehen wir drei von ihnen mit Moränen in Verknüpfung treten. Aus der versumpften Sohle des Risstales heben sich gegen Süden allmählich die Niederterrassenschotter als niedrige Terrassen hervor, sie

durchsetzen den Gürtel der Altmoränen und führen zu den Jung-Endmoränen, mit denen sie durch einen Übergangskegel verbunden sind. Die Hochterrassenschotter verzahnen sich bei Biberach mit den Altmoränen; das hat bereits Bach ¹⁾ erkannt, und die von mir geführte Exkursion des X. Deutschen Geographentages nach Oberschwaben ²⁾ hat sich davon überzeugt. Die Verhältnisse liegen hier an den Flanken des Rissthales so klar, dass wir die zu den Hochterrassen gehörige Vergletscherung als die der Riss-Eiszeit danach benannten (S. 110). Der jüngere Deckenschotter schwenkt vom Rissthale ab und erstreckt sich an der württembergischen Roth aufwärts. Im Osten reicht er zwischen Bergheim und Aitrach bis an die Iller; er erscheint hier als die Fortsetzung des Grönenbacher Feldes, das wir früher (S. 28 u. 35) kennen gelernt haben. Im Westen aber lehnt er sich unmittelbar an die Altmoränen, und zwar ohne dass eine scharfe Grenze hier zu ziehen ist. Dies erweckt den Eindruck, dass hier eine Verknüpfung vorliegt; wir stellen daher auf unserer Karte nach den eingehenden Untersuchungen von A. E. Forster die angrenzenden Moränen zur Mindel-Eiszeit. Der ältere Deckenschotter, den unser Profil Fig. 63 darstellt, wird durch den bis zur Iller reichenden jüngeren Deckenschotter südwärts abgeschnitten; aber südlich und westlich von letzterem heben sich abermals höhere Schottervorkommnisse hervor, die zwar nicht in absolut gleichem Niveau gelegen sind, die auf verschiedene Horizonte zu verteilen aber kein zwingender Grund vorliegt.

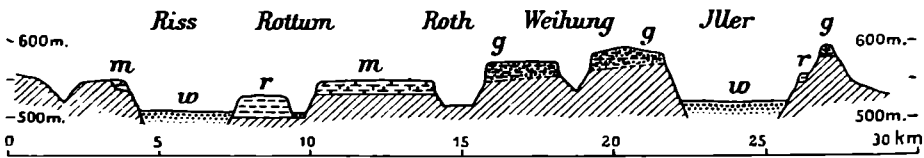


Fig. 63. Profil durch die Riss-Illerplatte südlich Laupheim-Illertissen. Nach A. E. Forster.
g älterer, *m* jüngerer Deckenschotter; *r* Hochterrassen-, *w* Niederterrassenschotter.

Wir weisen sie daher insgesamt zum älteren Deckenschotter und nehmen an, dass sie ganz ähnlich wie die Vorkommnisse rechts der Iller von leichten Schichtstörungen betroffen sind. Sie setzen sich in das Moränengebiet hinein fort; unter den Altmoränen sind sie tiefgründig verwittert, und zwar nicht bloss dort, wo wir letztere auf Grund ihrer kuppigen Oberfläche zur Riss-Eiszeit rechnen (Ringschnait und Wettenberg), sondern auch dort, wo wir sie der Mindel-Eiszeit zuweisen (Hauerz¹⁾. Im allgemeinen reicht der ältere Deckenschotter unseres Gebietes nur bis an die Grenze der Jungmoränen heran; er bricht mehrfach, so am Hochgeländ bei Essendorf und beim Schlosse Zeil, hoch über ihnen ab. Nur ein Nagelfluhvorkommnis reicht auf der Ostseite des Rheingletschers bis in das Bereich der Jungmoränen hinein; es liegt bei Menelzhofen, 10 km südlich Leutkirch.

Seine grobblockige Beschaffenheit macht wahrscheinlich, dass es in der Nähe des Eises entstanden ist. Zwischen 760 und 780 m Höhe auftretend, liegt es nur wenig höher, als das nächste Vorkommnis des älteren Deckenschotters beim Schlosse Zeil (725 und 745 m). Man könnte daher geneigt sein, die Menelzhofener Nagelfluh nicht mit letzterem, sondern mit dem in tieferem Niveau sich haltenden jüngeren Deckenschotter zu parallelisieren. Nachdem wir jedoch Anzeichen von dessen Übergangskegel bereits weiter nördlich angetroffen haben, glauben wir ihn nicht mehr bei Menelzhofen erwarten zu dürfen, und stellen die dortige Nagelfluh zum älteren Deckenschotter. Ihre verhältnismässig tiefe Lage dürfte darauf weisen, dass auch hier der südliche Teil des Decken-

1) Die Eiszeit. Ein Beitrag zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse von Oberschwaben. Württemb. naturw. Jahreshfte. XXV. 1869. S. 113 (125).

2) Vergl. meinen Bericht in den Verh. d. X. D. Geographentages. 1893. S. 216.

schotters verbogen ist; wir sind genau im Streichen vom Südschenkel des Sattels von Obergünzburg (S. 40 u. 52).

Schotter zwischen Riss und Donau.

Im Vergleiche mit den mächtigen Schottermassen, welche das Rissthal begleiten, ist die Entwicklung der Glacialschotter im Donauthale oberhalb der Rissmündung auffällig spärlich. Wir begegnen nur dürrtigen Resten einer Hochterrasse bei Risstissen, Kirch-Bierlingen und unfern Munderkingen. Höhere Schottermassen treten daneben zurück. Sie fehlen, wie Blatt Ehingen der geognostischen Karte von Württemberg richtig darstellt, auf dem Riedel zwischen Donau und Riss, obwohl dieser im allgemeinen nicht die Höhe der benachbarten Riss-Illerplatte erreicht. Die sandig-mergelige Beschaffenheit der hier zu Tage tretenden Schichten der unteren Süßwassermollasse macht wahrscheinlich, dass auch hier, ähnlich wie am Ostsaume der Iller-Lechplatte (S. 49), das ursprünglich höhere Land neben der Platte stärker denudiert worden ist, als letztere selbst. Lediglich links der Donau finden wir etwas höher gelegenen Schotter; Reste von solchem, dem Niveau nach jüngerer Deckenschotter, begleiten das Kirchener Trockenthal, das sich von der Donau bei Ober-Marchthal nach Ehingen zieht, und finden sich nördlich Ehingen im Schmiechenthale, welches letzteres voll zum Blauthale geöffnet ist. Hiernach dürfte die Donau noch zur Mindel-Eiszeit dem auf unserem Kärtchen hervorgehobenen altglacialen Lauf nach Ulm gefolgt sein.

Schotter zwischen Ablach und Kanzach.

Erst oberhalb der Enge von Ober-Marchthal, in welcher sich die Donau zwischen der Alb und dem Bussen hindurchzwängt und dabei einen Sporn von weissem Jura durchsägt, stellen sich ausgedehntere ältere Schotterablagerungen ein. Sie liegen bereits ganz im Gebiete der Altmoränen. Zunächst treffen wir auf Hochterrassenschotter, der unter wechselnder Moränenbedeckung ganz oder nahezu bis zur Thalsole herabreicht. Er herrscht nach den Untersuchungen von A. E. Forster rechts der Donau in einem 10—15 km breiten Streifen, der bis Buchau, Saulgau, Pfullendorf und Messkirch reicht. Dann folgen weiter südlich höher gelegene ältere Schotter. Am zusammenhängendsten treten sie auf den Höhen des „Höchsten“ und von Heiligenberg auf. Hier können wir jüngeren und älteren Deckenschotter unterscheiden, und beide bis zu ihrer Verknüpfung mit Moränen verfolgen.

Wir gehen aus vom badischen Städtchen Pfullendorf (vergl. topographische Karte von Baden 1:25 000, Blätter 125 Pfullendorf, 137 Heiligenberg, 138 Homberg, ferner geognost. Karte von Württemberg No. 45 Friedingen, 46 Saulgau, 50 Wilhelmsdorf). Nördlich Pfullendorf herrscht im Liegenden der Altmoräne meist lockerer Hochterrassenschotter. Er setzt sich gewöhnlich nicht scharf von ihr ab. Auf den Höhen wechsellagert er nicht selten mit ihr; in den Thälern tritt er in grösserer Mächtigkeit entgegen und reicht am Andelsbache und Kehrbahe öfters bis zur Thalsole herab. Bei Pfullendorf setzt dann ein anderer Schotter ein: er ist gewöhnlich zu Nagelfluh verkittet, die sich durch gelbliche Farbe auszeichnet. Sie reicht um Pfullendorf nirgends bis in die Sohlen der Thäler herab und bildet eine deutliche Decke zwischen denselben. Gegen die hangenden Moränen schneidet sie scharf ab und wechsellagert nie mit ihnen. Gerölle löcheriger Nagelfluh, im Hochterrassenschotter häufig, werden nur selten in ihr gefunden. Lage und Beschaffenheit charakterisieren sie als älteren Schotter; die in ihr vorkommenden Nagelfluhgerölle aber lehren, dass sie nicht das älteste Glied subalpiner fluvioglacialer Bildungen darstellt; wir stellen sie daher zum jüngeren Deckenschotter. In fast ununterbrochenen Ausstrichen zieht sich dieser jüngere Deckenschotter an den Flanken des Andelsbachthales von Pfullendorf weiter gegen Südosten. Er steigt mässig, mit einem Oberflächengefälle von 5‰ an, seine Sohle hebt sich langsamer und kommt südlich Denkingen bereits unter den Thalboden zu liegen. Die Mächtigkeit nimmt dementprechend zu; bei Pfullendorf beträgt sie höchstens 10 m, in der Gegend von Echbeck, an der Moränen-

scheide zwischen dem Andelsbachthale und dem sich in entgegengesetzter Richtung ziehenden Deggenhauser Thale, misst sie mindestens 35 m. Wir haben die charakteristische Mächtigkeit-zunahme am Übergangскеgel vor uns. In der That treffen wir auch nur 4 km weiter südlich in Heiligenberg auf eine Verknüpfung unseres Schotters mit Moränen. Er bildet hier den Steilabfall der Hochfläche gegen das Seegelande. Die Windungen der Poststrasse nach Leustetten schliessen ihn nordöstlich vom Schlosse vorzüglich auf: es ist eine Nagelfluh von derselben Beschaffenheit wie um Echbeck, durch gelbliche Färbung und hier wie da durch unbedeutende Führung zentralalpiner Gesteine gekennzeichnet. Ihre Sohle liegt in 705 m Höhe auf Miocänsand; in der Mitte der Wand findet sich eine Lage grober Blöcke, einige davon bestehen aus löcheriger Nagelfluh. Hier und da sahen wir auch hier schon einzelne gekritzte Geschiebe; zahlreicher sind sie oben in den Gruben auf der Höhe nördlich von Heiligenberg. Hier haben wir es bereits mit einer ver kitteten Schottermoräne zu thun, die wir gleich dem Schotter der Mindel-Eiszeit zuweisen.

Unser Nagelfluhausblick begleitet den Steilrand von Heiligenberg nur eine kurze Strecke weit. Er verschwindet in den Wäldern nördlich vom Dorfe; hier hebt sich in der Hohenreuth der Miocänsand bis auf über 745 m empor. Neben ihm erscheint die Heiligenberger Nagelfluh nur als die Ausfüllung eines alten Thales. Gegen Südosten hin mindert sich ihre Mächtigkeit zusehends. An der Strasse unweit der Freundschaftshöhle 55 m betragend, misst sie beim Schlosse nur noch 40 m und bei Egg kaum noch 20 m. Zugleich senkt sich ihre Sohle auf 690 m herab; sie liegt nur 20 m höher, als 10 km weiter nördlich am Andelsbache. Am Elisenplatze ob Faulenthal ist die Nagelfluh beinahe gänzlich verschwunden; auf ihre Kosten haben sich mächtige Moränen entwickelt, welche teilweise, wenn nicht ganz der Mindel-Eiszeit angehören dürften.

Kehren wir nunmehr an die Scheide von Echbeck zurück. Die Jungmoränen, welche hier den Thalzug queren, überkleiden weiter südlich die Gehänge des tief einschneidenden Deggenhauser Thales zunächst vollständig; erst von Unterboshasel an kommt ihr Liegendes wieder zur Geltung. Hoch oben streicht am linken Gehänge in den Rappenfelsen eine feste Nagelfluh aus. Sie unterscheidet sich von der des jüngeren Deckenschotter bei Echbeck durch viel reichlichere Führung von zentralalpinem Material, das $\frac{1}{5}$ bis $\frac{1}{4}$ ihrer Rollsteine ausmacht und vielfach sehr stark verwittert ist. Während ferner die Sohle des Echbecker Schotter, wie an der Aachquelle zu sehen ist, nur 685 m hoch liegt, tritt die der Rappenfelsen kaum 3 km weiter südlich bereits in mindestens 730 m Höhe, also 30 m über ihrem Niveau, entgegen. Beide Umstände: Höhenlage und Zusammensetzung, weisen darauf, dass die Nagelfluh der Rappenfelsen einer älteren Serie angehört, die wir auf Grund der bei Echbeck im jüngeren Deckenschotter auftretenden Nagelfluheröle in der Gegend mutmassen müssen. Wir rechnen sie zu unserm älteren Deckenschotter.

Die Nagelfluh der Rappenfelsen ist von fester, betonartiger Grundmoräne bedeckt, welche stellenweise unmittelbar in sie übergeht. Als ihr Liegendes treffen wir zunächst Miocänsand. Unfern des Dörfchens Lichtenegg aber, im Einschnitte des nach Nordosten fließenden Gerinnes, liegt unter ihr graue, zähe Grundmoräne; dann erschliesst der nach Alt-Lichtenegg herabführende Weg eine Ablagerung, die in einigen Partien als gewöhnliche Nagelfluh, in andern als zämentierte Moräne zu gelten hat. Nördlich Alt-Lichtenegg wechsellagert nochmals Nagelfluh mit Moränen. Dann übernehmen letztere die Zusammensetzung des Steilrandes, der sich von den Rappenfelsen bis zum Höchsten zieht. Bei letzterem sitzt ihnen unmittelbar neben dem Aussichtsturme eine Kappe von Nagelfluh mit zahlreichen gekritzten Geschieben auf. Wir haben es also hier am Höchsten abermals mit einer Verknüpfung von einer Nagelfluh mit Moränen zu thun, ganz ähnlich wie bei Heiligenberg, nur dass wir die dortige Nagelfluh zum jüngeren Deckenschotter, die mit den Moränen des Höchsten verquicte aber zum älteren Deckenschotter zu rechnen haben.

Erst eine sehr eingehende Untersuchung konnte darüber vergewissern, dass die Nagelfluhen von Heiligenberg und den Rappenfelsen nicht derselben Stufe angehören, wie 1893 angenommen wurde (vergl. Verh. d. X. D. Geographentages S. 218 u. 219). Es hat sich gezeigt, dass beide Nagelfluhbildungen nirgends zusammenstossen. So ist es nicht bloss, wie wir eben gesehen, auf der linken Seite des Deggenhauser Thales, sondern auch auf der rechten. Hier liegt bei Gaisberg noch ein Ausstrich jüngeren Deckenschotter; dann tritt am Ostabfalle des oberen Aacheck (östlich Bethenbrunn) feste Nagelfluh auf, deren Sohle nicht unter 770 m herabgeht, also in das Niveau der Oberfläche des jüngeren Deckenschotter fällt. Am Südrande des unteren Aacheck, im Haldenholze und am Schneckenbühl, enthält diese hochgelegene, hier an zentralalpinem Materiale reiche Nagelfluh gekritzte Geschiebe und Moränennester; sie gehört also auch hier wie am Höchsten einem Über-

gangskegel an. Im Haldenholze wird sie, wie bereits 1893 gezeigt, von Schlammmoräne überlagert, unter welcher sie verwittert ist; am Schneckenbühl sinkt ihre Sohle auf 750 m herab, liegt aber noch 60 m höher als die des nur 2,2 km entfernten jüngeren Deckenschotter von Egg bei Heiligenberg. Dazwischen findet sich südlich Bethenbrunn am Nagelstein bei der Quelle eine Ablagerung verkitteten groben Gerölles, wechsellagernd mit Moränen, zwischen 755 und 780 m. Sie enthält reichlich zentralalpines Material, weswegen wir sie gleich der hochgelegenen Nagelfluh von Aacheck zum älteren Deckenschotter stellen. Die unfern davon am Malefikantenwege in tieferem Niveau (720—745 m) austreichenden losen Schotter rechnen wir dagegen schon in das Niveau der Nagelfluh von Heiligenberg.

Schichtstörungen.

Die Anordnung der Schotter südlich der Donau zwischen Ablach und Kanzach ist ähnlich der in der Inn-Salzachplatte südlich vom Inn: der jüngste Schotter hält sich nahe am Strome, der älteste liegt am weitesten davon entfernt, und jeder ältere setzt sich stufenförmig gegen den jüngeren ab. Dabei ist aber die Lagerung der Schotter im einzelnen ziemlich unregelmässig. Der Hochterrassenschotter erfüllt alte, nunmehr verschüttete Thäler und greift über die sie trennenden Riedel hinweg. Der jüngere Deckenschotter ist um Pfullendorf zwar deckenförmig gelagert, aber bereits bei Heiligenberg liegt er in einem alten Thale. Erleichtert bei Pfullendorf seine konstante Sohlenhöhe die Feststellung seines Niveaus, so müssen wir bei Heiligenberg damit rechnen, dass Schotter mit verschiedener Sohlenhöhe demselben Horizonte angehören. Der ältere Deckenschotter endlich erscheint beiderseits des Deggenhauser Thales mit deckenförmiger Ausbreitung; aber mit Moränen innig verknüpft, bald von solchen bedeckt, bald von ihnen unterlagert, fällt es schwer, sein Niveau genau festzustellen. Unverkennbar ist er viel steiler geneigt, als die beiden anderen Schotter; während die letzteren sich ausgesprochen nordwärts senken, fällt er mit einem Gefälle von mehr als 12 ‰ nordwestwärts. Ein solches Gefälle kann in einem Übergangскеgel wohl dicht am Moränenrande auftreten, aber für ein ganzes Schotterfeld ist es viel zu steil. (Vergl. S. 403.) Namentlich wenn wir berücksichtigen, dass das Korn des älteren Deckenschotter nördlich vom Höchsten keineswegs sehr grob ist, können wir es nicht als möglich erachten, dass uns ein ungestörtes Schotterfeld vorliegt. Wir haben hier eine ganz ähnliche Lagerung vor uns, wie sie der ältere Deckenschotter südlich Memmingen aufweist; hier wie da müssen wir annehmen, dass uns der Nordflügel einer Antiklinale vorliegt, die hier nordöstlich, dort rein östlich streicht.

Isolierte Vorkommnisse.

Bei einer solch verwickelten Lagerung der Schotter fällt es schwer, alle einzelnen Schottervorkommnisse auf den Höhen zwischen Pfullendorf, Heiligenberg und dem Höchsten bestimmten Horizonten zuzuweisen, zumal da die petrographische Verschiedenheit, die wir um Heiligenberg mit Erfolg benützen, um älteren und jüngeren Deckenschotter zu trennen, nicht allenthalben durchgeht. Es giebt z. B. bei Pfullendorf Partien des jüngeren Deckenschotter, welche recht reich an zentralalpinen Gesteinen sind. Noch schwerer aber ist es, jene einzelnen Schottervorkommnisse, welche die isolierten Höhen der weiteren Umgebung krönen, mit einiger Sicherheit zu deuten. Solche Schotter finden sich östlich vom Höchsten auf der Rinckenburg und bei Königseggwald, bei Schloss Königsegg und am Hochberge bei Saulgau. A. E. Forster, der sie eingehend untersuchte, verweist die beiden erstgenannten Örtlichkeiten zum jüngeren, die andern zum älteren Deckenschotter. Die Nagelfluhvorkommnisse von Wäldehöfe und Waldsteig auf den Höhen nordwestlich Hohenbodmann, westlich Heiligenberg, möchten wir auf Grund ihrer Niveaueverhältnisse — sie liegen zwischen 700 und 720 m Höhe — für älteren Deckenschotter erachten.

Das rheinische Schottergebiet.

Sind die sich zur Donau abdachenden Schotterfelder des alten Rheingletschers bereits von den württembergischen Geologen näher untersucht worden, so ist das rheinische

Schottergebiet das Arbeitsfeld namentlich Schweizer Forscher gewesen. Bereits 1880 hat Gutzwiller¹⁾ von den tiefer gelegenen Glacialschottern der Nordostschweiz eine höher gelegene fluvioglaciale Schotterbildung unterschieden. 1885 konnte ich sodann zunächst im Klettgau drei Schottersysteme: Nieder- und Hochterrassen-, sowie Deckenschotter trennen.²⁾ Brückner³⁾ hat sie am Rheine abwärts verfolgt, und der früh verstorbene Du Pasquier⁴⁾ hat ihnen eine eingehende Monographie gewidmet. Wir können darnach die Hauptzüge in der Schotterentwicklung kurz überblicken. Sie begleitet die beiden Hauptabflussrinnen des westlichen Rheingletschers, das Rheinthale selbst und das Klettgauer Thal, das sich mit dem ersteren bereits oberhalb der Aaremündung vereinigt. In ihm setzen sich die Schottervorkommnisse des westlichen Bodenseegebietes fort.

Rheinthale.

Von den Jung-Endmoränen, welche dasselbe südlich Schaffhausen queren, geht ein typisches Niederterrassenfeld aus, das beiderseits von Resten einer Hochterrasse überragt wird. Letztere ist von Löss bedeckt; ihr meist loser Schotter verknüpft sich bis unterhalb der Aaremündung wiederholt mit Moränen; sie hält dementsprechend kein festes Niveau inne. Wir treffen sie meist nur 50 m, stellenweise fast 100 m über dem Strome, stets aber unter Verhältnissen, die eine ehemalige gänzliche Verschüttung des Rheinthales bis zu ihrer Höhe sicher machen. Durchweg in höherem Niveau liegen feste Nagelfluhbildungen, welche die Höhen links des Rheines vom Irchel bis zur Aaremündung krönen. Brückner und Du Pasquier bezeichnen sie als Deckenschotter. Ihre Niveauverhältnisse sind nicht streng einheitliche; ich habe 1886 die Mutmassung ausgesprochen, dass sie von Schichtenstörungen betroffen seien⁵⁾, während Gutzwiller⁶⁾ sich 1894 in der Gegend von Eglisau veranlasst sah, zwei verschiedene Deckenschotter anzunehmen. Um Klarheit hierüber zu erhalten, habe ich das Deckenschottergebiet links des Rheines bis zur Aaremündung einer besonders eingehenden Untersuchung unterworfen. Sie bestätigt die Richtigkeit der Auffassung Gutzwillers; wir können älteren und jüngeren Deckenschotter unterscheiden. Aber zugleich bestärkt sie mich in meiner früher geäußerten Mutmassung von Schichtenstörungen, welche die älteren Quartärbildungen betroffen haben.

Gegend von Koblenz.

Den besten Einblick in die Gliederung der rheinischen Schotter erhalten wir unmittelbar oberhalb der Aaremündung bei Koblenz (vergl. topogr. Karte von Baden 1:25 000, 156, 168; Siegfriedatlas der Schweiz 1:25 000, 21, 22). Hier erhebt sich die Niederterrasse 30 m über den Rhein; 20 m höher steigt im Winkel zwischen Rhein und Aare die Hochterrasse an; die entsprechenden Meereshöhen sind 345 m und 365 m. Rechts des Rheines liegt die Nagelfluh des Aarberges viel höher; sie streicht gegen Waldshut zwischen 400 und 430 m Meereshöhe aus. Deutlich sondern sich um Koblenz

1) Die löcherige Nagelfluh, ihre Beziehungen zu den tertiären und quartären Bildungen. Bericht der Gewerbeschule zu Basel 1879—1880.

2) Zur Vergletscherung der Deutschen Alpen. Leopoldina XXI. 1885. Sonderabdruck. S. 14.

3) Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Geogr. Abh. I. 1. Wien 1886. S. 137.

4) Über die fluvioglacialen Ablagerungen der Nordschweiz. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. XXXI. Lieferung. Bern 1891. S. 43.

5) Der alte Rheingletscher auf dem Alpenvorlande. Jahresber. d. geogr. Gesellsch. München XI für 1886. S. 1 (14).

6) Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel. Verh. d. naturf. Gesellsch. Basel X. 3. 1894. S. 512 (614).

drei verschiedene Schotter. Ebenso ist es 5—7 km weiter rheinaufwärts um Zurzach und Kadelburg. Aber während bei Koblenz die höchste Nagelfluh nur 120 m über den Rhein ansteigt, erheben sich die des Berchtenwaldes bei Kadelburg (490—530 m) und des Achenberges bei Zurzach (500—510 m) mehr als 200 m über den Strom. Es ist unmöglich, sie mit dem höchsten Schotter bei Koblenz zu parallelisieren. Wir haben es mit zwei verschiedenen Horizonten über dem Hochterrassenschotter zu thun: am Aarberge mit jüngerem, im Berchtenwalde und am Achenberge mit älterem Deckenschotter.

Der ältere Deckenschotter bei Zurzach ist der Ausläufer einer nur wenig unterbrochenen Decke, die sich nördlich der letzten Kette des Kettenjura, der Lägern auf den Höhen zwischen Rhein und Aare erstreckt (vergl. Siegfriedatlas 23, 37). Im Norden bricht sie ob Reckingen zwischen 520 und 540 m Höhe ab; ihr Südrand liegt in der Gegend von Ober-Schneisingen über 600 m bei einer Sohlenhöhe von 590 m; ihre Oberfläche hebt sich auf 5 km Entfernung gegen Südosten um 60 m empor, hat also ein Gefälle von 12⁰/₁₀₀. Dieser steile Anstieg beherrscht das ganze Feld. Er setzt sich in der südöstlich gelegenen Hochfläche der Egg weiter fort. Bei Ober-Weningen, 8 km südöstlich von Reckingen, liegt an der Oberweninger Platte der Rand der älteren Decke zwischen 590 und 630 m Höhe. Hier ist ihr eine Moränenbank eingeschaltet; gekritzte Geschiebe hat bereits Du Pasquier bemerkt (a. a. O. S. 82). Wir haben daher hier wieder wie bei Heiligenberg einen Übergangскеgel des älteren Deckenschotters vor uns, an welchen sich ein ausgedehnteres Schotterfeld mit durchschnittlich sehr steiler Neigung anschliesst. Mögen nun im Übergangскеgel wohl ähnlich steile Böschungen vorkommen (vergl. S. 17), in den sich daran schliessenden Schotterfeldern erscheinen sie uns ausgeschlossen; wir nehmen daher an, dass die ältere Decke nördlich der Lägern gleich der von Heiligenberg aufgerichtet worden ist.

Wie beträchtlich diese Aufrichtung ist, erhellt am deutlichsten durch einen Vergleich mit dem Niederterrassenfelde am Rheine. Nach Du Pasquier steigt es oberhalb der Aaremündung bis Kaiserstuhl durchschnittlich nur um 1.8⁰/₁₀₀, im Rafzerfelder sodann vor den Endmoränen um 4.5⁰/₁₀₀ an. Es ist das Gefälle des älteren Deckenschotters nahe am Übergangскеgel 2¹/₂ mal so steil, als das der Niederterrassen an gleicher Stelle. Denken wir uns den älteren Deckenschotter mit letzterem Gefälle von Reckingen ansteigen, so käme seine Oberfläche bei der Oberweninger Platte in kaum 580, statt in 630 m Höhe zu liegen.

Du Pasquier hält das steile Gefälle des älteren Deckenschotters für ursprünglich; er erachtet dessen Gesamtaufreten links des Rheines für schuttkegelartig und vergleicht sein Oberflächengefälle mit dem alpinen Schuttkegel und mit den steil geneigten Schotterfeldern vor heutigen Gletschern. Allerdings wirft er die Frage auf (S. 97), ob bei aller genetischen Identität die Grössenverhältnisse der letzteren Felder mit den gewaltigen der älteren Vergletscherungen wirklich vergleichbar sind. Damit trifft er unseres Erachtens den Kern der Sache.

Gewiss können die eiszeitlichen Schotterfelder als sehr grosse flache Schuttkegel gelten; aber ihre Gefälleentwicklung darf man dem Grade nach nicht mit der der kleinen Schuttkegel des Hochgebirges vergleichen. Ein steiler Schuttkegel ist notwendigerweise kleiner, als ein sanfter, denn er beseitigt den Gefällsknick, durch den er ins Dasein gerufen wird, rascher als jener. Steilheit des Gefalles und Grösse eines Schuttkegels stehen in umgekehrtem Verhältnisse zu einander; die grossen Schotterfelder der Eiszeit können nur mit den grossen, stets sehr flachen Schuttkegeln der Gegenwart verglichen werden, wie sich solche am Fusse von Gebirgen erstrecken. Unter etwas anderem Gesichtspunkte sind die Übergangскеgel zu betrachten. Sie kommen am Saume einer Vergletscherung unter ähnlichen Verhältnissen zur Entwicklung, wie die Schuttkegel im Hochgebirge, nämlich dort, wo Wasser von einem steiler abfallenden Hange auf flacheres Land übertritt. Sie können daher ziemlich steil werden, sind aber deswegen notwendigerweise von kurzer Erstreckung, nämlich nur von einigen hundert Metern Länge. Auch ihre Böschung darf nicht ohne

weiteres mit der hochalpiner Schuttkegel und den Schotterflächen vor heutigen Gletschern verglichen werden. Das Gefälle von Schuttkegeln liegt stets zwischen bestimmten Grenzwerten. Gefällsbrüche ausgleichend, sind die Schuttkegel steiler als der flache Schenkel des Gefällsbruches und steigen sanfter an, als der steile Schenkel. Wir finden daher im Hochgebirge am Fusse sehr steiler Gehänge recht steile Schuttkegel und vor steilen Gletscherzungen steil fallende Schotterflächen. Am Saume der alten Vergletscherungen dürfen wir aber solche nicht erwarten, denn ihr Oberflächengefälle erhebt sich auf der Nordseite der Alpen durchschnittlich nur wenig über 10‰. So war es auch beim alten Rheingletscher; nur am äussersten Rande war er steiler, bei der Riss-Vergletscherung stellenweise sogar über 20‰ geneigt. Damit wäre die obere Grenze für das Gefälle eines Übergangskegels bezeichnet; hinter diesem Grenzwerte aber bleibt es weit zurück. Allerdings könnte man einwenden, dass die Zungen der letzten Vergletscherungen, die sich über den Zungenbecken früherer erstreckten, mutmasslich flacher gewesen sind, als die der ältesten Vergletscherungen, die sich über ebenes Gelände breiteten und nicht durch die Flanken eines älteren Zungenbeckens gleichsam zusammengehalten wurden; aber sehr namhaft war der Unterschied keinesfalls, und wenn das Gefälle des rheinischen Deckenschotters 2½ mal so steil ist als das der benachbarten Niederterrasse an ihrer steilsten Stelle, so müssen wir annehmen, dass es uns nicht mehr in seiner ursprünglichen Grösse vorliegt.

Gegend zwischen Kaiserstuhl und Eglisau.

Nördlich der eben betrachteten schräge gestellten Platte des älteren Deckenschotters finden wir am linken Ufer des Stromes über den Hochterrassenresten von Rümikon „im Bruche“ einen Nagelfluhausstrich zwischen 490 und 510 m Höhe. Zwischen ihm und dem benachbarten alten Deckenschotter von Siglisdorf (70 m) ist ein ähnlicher Niveauunterschied, wie zwischen dem jüngeren Deckenschotter vom Aarberg bei Waldshut und dem älteren im Berchtenwalde bei Kadelburg. Der daraus sich ergebende Schluss, dass jüngerer Deckenschotter vorliegt, wird durch den weiteren Verlauf unserer Ablagerung gerechtfertigt. Sie setzt sich in das unfern Kaiserstuhl (vergl. Siegfriedatlas, Blätter 26 u. 40) mündende Thälchen des Fisibaches hinein fort und bildet hier bei Waldhausen zwischen dem Bannholze, einem nördlichen Ausläufer der Egg, und dem Sanzenberge eine deutliche Thaltterrasse, an deren Zusammensetzung sich auch Nagelfluhgerölle beteiligen. Aber diese Terrasse liegt um 20—30 m tiefer, als das Niveau des jüngeren Deckenschotters, das wir für diese Stelle nach den Vorkommnissen am Aarberg und bei Rümikon erhalten. Ebenso liegt die Nagelfluh rechts des Fisibaches auf dem Sanzenberg 30—40 m tiefer, als der ältere Deckenschotter des Bannholzes. Stehen wir hier vor einer jähen Knickung im Gefälle beider Deckenschotter oder stellen sich neue Schotterhorizonte ein, die wir noch nicht kennen gelernt haben?

Diese Frage drängt sich immer wieder von neuem auf, wenn wir unsere Wanderung rheinaufwärts fortsetzen: immer finden wir oberhalb der Hochterrassen mehr Schotterabstufungen, als wir bisher Deckenschotter unterschieden haben und diese Schotterabstufungen kann man nicht in bestimmte Niveaus bringen.

Gehen wir bei Weiach (unfern Kaiserstuhl, Siegfriedatlas 26 u. 40) auf den Sanzenberg, so erreichen wir a) ein kleines Nagelfluhvorkommnis im Hühberg bei Stocki (460—490 m), dann b) die Nagelfluh des Sanzenberges in der Brunnhalde (510—540 m). Wenig weiter südwärts aber streicht bei den Flügeln Nagelfluh c) in 540—580 m Höhe aus. Am Wege von Weiach zum Haggenberg treffen wir zunächst in der Buchhalde b) ein kleines Nagelfluhvorkommnis, ähnlich dem des Hühberges, aber weit höher, nämlich zwischen 524 und 558 m. Dann erreichen wir c) die des Haggenberges zwischen 580 und 600 m Höhe; sie steigt rasch südwärts an und bricht am Stadlerberge zwischen 600 und 630 m Höhe d) ab. Einen eigenen Aufbau zeigt der Emperg östlich Weiach Sein Nordabfall wird am Ebnet und Wörndel von steilen Nagelfluhwänden a) gebildet, welche von 510 m auf 460 m abfallen, also so tief, wie die Nagelfluh des Hühberges liegen. Wenig südwärts davon aber treffen wir am Stein die Nagelfluh b) zwischen 520 und 540 m Höhe, also etwa so hoch, wie die der Brunnhalde und der Buchhalde.

Ähnliches wiederholt sich bei Eglisau. Am Lauberge und Dachsberge liegt a) die Nagelfluh ähnlich tief, wie wir sie mehrfach begegnet haben, nämlich in 440—480 m Höhe; dicht daneben erscheint sie b) auf dem Hiltenberge in 490—530 m Höhe. Am benachbarten Rheinsberge c) endlich aber liegt Nagelfluh 520—570 m hoch, während sie sich unfern davon auf dem Irchel d) am Hebelstein 615—654 m, bei der Hochwacht 630—670 m, am Südosteck gar 670—890 m hoch findet.

Könnte man vielleicht zuerst geneigt sein, zwischen Kaiserstuhl und Eglisau vier Schotterhorizonte über den dortigen Hochterrassen zu unterscheiden, so wie wir es durch die Beifügung der Buchstaben a, b, c und d angedeutet haben, so kommt man alsbald zu Ungereimtheiten. Die niedrigsten Nagelfluhvorkommnisse a liegen bei Eglisau tiefer, als weiter flussabwärts bei Kaiserstuhl; gleiches gilt im grossen und ganzen auch von b und c, nur die höchsten d senken sich, so wie es von allen gelten sollte, rheinabwärts. Dazu kommt, dass ein fortlaufender Nagelfluhausstrich, wie der vom Haggenberg und Stadlerberg, sich von einem (c) der gemutmassten Niveaus zum anderen (d) zieht, dass ferner in so ausgedehnten Vorkommnissen, wie auf dem Irchel nicht von einem einheitlichen Niveau die Rede sein kann.

Schichtstörungen.

Die Lagerungsverhältnisse der Nagelfluhvorkommnisse erheischen die Annahme von quartären Schichtstörungen. Auf solche weist nicht bloss die Unregelmässigkeit in der Höhenlage ein und desselben Ausstriches hin (Haggenberg, Stadlerberg, Irchel), sondern auch die Schichtstellung. Eine Entblössung auf der Südostseite des Hiltenberges zeigte 1897 den ziemlich steil (etwa 20°) nach Nord fallenden Kontakt der Nagelfluh mit der liegenden Molasse, und parallel zu diesem Kontakte fielen nicht nur die Geröllagen der Nagelfluh, sondern auch diese selbst. Wir haben hier eine schräge gestellte und nicht etwa deltaartig geschichtete Nagelfluhpartie. Dass nun diese Schichtstörungen nicht bloss eine einheitliche Nagelfluhbildung betrafen, geht daraus hervor, dass wir an einigen Stellen (Wörndel, Spitzfluh und Waldhausen am Fisibache) Gerölle löcheriger Nagelfluh in der Nagelfluh der tieferen Vorkommnisse fanden; wir haben älteren und jüngeren Deckenschotter auch hier nebeneinander; dem ersteren dürften die hochgelegenen Vorkommnisse (Bannholz, Stadlerberg-Haggenberg, Irchel), dem letzteren die tieferen angehören. Es ist mutmasslich eine im wesentlichen ostnordöstlich verlaufende Störungslinie, welche den jüngeren Deckenschotter in zwei Stufen zerlegt: Brunnhalde-Höhberg, Emperg-Ebnet und Wörndel, Hiltenberg-Lauberge und Dachsberge; sie würde hier allenthalben bedingen, dass die Nagelfluh der unteren Stufe an einen steilen Abfall der Molasse anstösst. Parallel hierzu dürfte eine zweite Störungslinie verlaufen, welche am Sanzenberge die Nagelfluh der Brunnhalde gegenüber der von Flühnen absetzt und die Nagelfluh des Rheinsberges von der des Hiltenberges scheidet; sie ist es, welche am Abfalle des letzteren die Schrägstellung der Schichten bewirkt. Eine dritte Störungslinie scheint annähernd rechtwinklig zu den beiden vorigen im Thale des Fisibaches zu verlaufen.

Die Höhenunterschiede der Nagelfluh vom Rheinsberge und vom Hiltenberg waren es, welche im Verein mit petrographischen Verschiedenheiten Gutzwiller bestimmten, hier zwei verschiedene Deckenschotter zu unterscheiden. Ich konnte dem anfänglich angesichts der von mir beobachteten Anzeichen von Schichtstörungen am Hiltenberge nicht beipflichten (Die Glacialbildungen um Schaffhausen in Nüesch. Das Schweizerbild. Neue Denkschriften d. allg. schweiz. Ges. f. d. ges. Naturw. XXXV. 1. Aufl. 1896. S. 155, 158), und habe mich, erst nachdem sich anderweitig Gründe für die Trennung des jüngeren und älteren Deckenschotters ergeben haben, nicht ohne Mühe überzeugen können, dass sie auch in unserm Gebiete nachweisbar sind. Es gereicht mir zur Freude, bei der Drucklegung dieser Ausführungen zu sehen, dass F. Mühlberg in seiner geologischen Karte der Lägerkette (Beiträge zur geol. Karte d. Schweiz. 1901) am Fisibache ähnlich wie wir jüngeren und älteren Deckenschotter unterschieden hat.

Klettgau.

Die vier Schotter, welche wir bei Koblenz unterscheiden konnten, setzen sich auch durch das Klettgau hindurch fort¹⁾, wodurch letzteres als ein verlassenes Rheinthale charakterisiert wird. Am Boden finden wir Niederterrassenschotter, die von lössbedeckten Hochterrassen überragt werden; am Gehänge streichen da und dort höher gelegene Nagelfluhbildungen aus. So am Rechberge bei Griessen zwischen 440 und 470 m, am Asenberge bei Neunkirchen bis 510 m und an der Enge bei Schaffhausen (530 m). Die Oberflächen dieser drei Vorkommnisse fallen mit der des jüngeren Deckenschotter bei Waldshut in ein Niveau; wir weisen sie daher dem letzteren zu. Höher (565 m) liegt zwischen Rheinthale und Klettgau im Neuhauser Wald ein isoliertes Nagelfluhvorkommnis; wir stellen es zum älteren Deckenschotter, der darnach im Klettgau ähnlich langsam wie der jüngere Deckenschotter, nämlich mit einem Anstiege von nur 3⁰/₁₀₀ zum Bodensee hin ansteigen würde.

Westliches Bodenseegebiet.

Oberhalb Schaffhausen verlieren wir die Hochterrassenschotter; sie ziehen sich, wie gewöhnlich, nicht in das Gebiet der Jungmoränen hinein fort; auch die Niederterrassenschotter verschwinden bald unter den letzteren Moränen. Dagegen lassen sich ältere Nagelfluhvorkommnisse noch bis zum Bodensee verfolgen, wo sie zuerst durch Schill²⁾ bekannt geworden sind. Sie krönen fast regelmässig die einzelnen Höhen die sich aus dem Rheinthale oder zwischen den Armen des Bodensees erheben; ich habe die einzelnen Vorkommnisse in meinem Beitrage zu Nüesch³⁾ bereits erwähnter Monographie des Schweizerbildes zusammengestellt. Die meisten schliessen sich in ihren Niveauverhältnissen eng an den jüngeren Deckenschotter an; dies lehrt folgende Tabelle, die die Schottervorkommnisse längs zweier Linien verzeichnet.

| Am Rhein: | Zwischen Schaffhausen und Überlinger See: |
|--|---|
| *Auf der Enge bei Schaffhausen 490—530 m | *Geissberg bei Schaffhausen 500—525 m |
| Kohlfirst 500—550 „ | *Hochberg bei Herblingen . 510—520 „ |
| Gailinger Berg 560—580 „ | Buchberg bei Thayingen . 515—540 „ |
| Wolkensteiner Berg bei Stein 570—600 „ | Heilsberg bei Gottmadingen 530—570 „ |
| Hohenklingen bei Stein . . 580—610 „ | Hohreute bei Bodman . . 600—610 „ |
| Ölberg bei Stein 600—620 „ | Hügelstein bei Bodman . . 610—633 „ |

Der Massstab unseres Kärtchens S. 395 erlaubte nicht, die mit einem * versehenen Vorkommnisse darzustellen. Sie liegen hart an der Jung-Endmoräne südlich und nördlich Schaffhausen.

Rekonstruieren wir nach diesen beiden Profillinien die nunmehr gänzlich zerstückelte Schotterdecke, so erkennen wir, dass sie sich bezeichnender Weise nicht westwärts nach Schaffhausen zu senkt, wohin die Wasser abgeflossen sind, sondern dass sie ein Gefälle von über 6⁰/₁₀₀ nach Nordwesten hin hat. Dementsprechend finden wir nördlich unserer nördlichen Profillinie auf dem Friedinger Schlossberg ein verhältnismässig tief (535—546 m) und südlich der südlichen Profillinie am Stammheimer Berg bei Hohenegg (600—625 m) ein hochgelegenes Nagelfluhvorkommnis. Wenn nun aber eine Schotterfläche sich in anderer Richtung senkt, als die Wasser geflossen sind, die sie aufgehäuft haben, so

1) Vergl. meine Ausführungen in Nüesch, Das Schweizerbild. 1896. S. 159, sowie die Nachschrift zur zweiten Auflage. S. 307.

2) Die Tertiär- und Quartärbildungen des Landes am nördlichen Bodensee und im Höhgau. Württ. naturw. Jahreshfte. XV. 1858. Geologische Beschreibung der Umgebung von Überlingen. Beiträge zur Statistik der innern Verwaltung von Baden. VIII. 1859.

muss sie eine nachträgliche Schichtstörung erfahren haben. So gelangen wir auch zwischen Bodensee und Schaffhausen zur Annahme quartärer Schichtstörungen.

Am Stammheimer Berge verknüpft sich unser jüngerer Deckenschotter mit Moränen; sein fluvioglacialer Ursprung wird also auch westlich vom Bodensee sichergestellt. Unweit davon finden wir an der Schrotzburg am Schiener Berge (680—693 m) in wesentlich höherem Niveau eine zu fester Nagelfluh verkittete Schottermoräne; auf der Höhe der Bodanhalbinsel zwischen Zeller und Überlinger See tritt ferner erheblich höher (670—690 m) als das zum jüngeren Deckenschotter gestellte Vorkommnis des Hügelssteins bei Bodman eine Verknüpfung von Moränen mit Nagelfluh auf. Beide Vorkommnisse müssen nach ihrer Höhenlage dem älteren Deckenschotter zugewiesen werden, ebenso wie eine Nagelfluh beim Haldenhofe auf dem Sipplinger Berge (660—690 m), unter welcher Schill eine feinsandige glimmerige Thonlage mit *Helix hispida* gefunden hat. Alle drei Vorkommnisse, die durch die Übereinstimmung ihrer Höhenlage auffallen, liegen auf einer nordöstlich streichenden Linie; sie zeigen also auch für den älteren Deckenschotter der Seegegend nordwestliches Schichtfallen an, wie wir solches bereits am Höchsten kennen gelernt haben.

Weitab von den eben geschilderten Vorkommnissen des älteren und jüngeren Deckenschotters vom Westende des Bodensees finden wir auf dessen Südufer auf dem Tannenbergl südöstlich Bischofszell eine Nagelfluhpartie, die Gutzwiller¹⁾ nach ihrem Gesamthabitus zum älteren Deckenschotter gestellt hat. Wir können dieser Auffassung auf Grund von unsern im Jahre 1899 angestellten Beobachtungen nur beipflichten. Zwischen 845 und 900 m Höhe gelegen, ist der ältere Deckenschotter vom Tannenberge der höchste im ganzen Seegebiete. Auch er verknüpft sich mit Moränen.

Vergleich mit den Schottergebieten nördlich der Ostalpen.

Die fluvioglacialen Ablagerungen des Rheingletschers sind in derselben Weise entwickelt, wie die nördlich der Ostalpen. Wir unterscheiden hier wie da vier einzelne Glieder, von denen ein jedes sich mit Moränen verknüpft. Dadurch wird der fluvioglacialer Ursprung eines jeden und zugleich die Existenz von vier verschiedenen Eiszeiten erwiesen, die wir, von der älteren zur jüngeren fortschreitend, der Reihe nach mit unserer Günz-, Mindel-, Riss- und Würm-Eiszeit identifizieren. Unsere vier Schotter lagern ineinander geschachtelt; die beiden ältesten sind von deckenartiger Ausbreitung, die beiden jüngeren sind als Hoch- und Niederterrassen darein eingesenkt. Während aber auf dem Ostflügel unseres Gebietes die Terrassenthäler von ebenso mässiger Tiefe sind, wie sie weiter östlich herrschen, und die Niederterrassenfelder in der Regel 60 m, höchstens 100 m unter den Feldern des älteren Deckenschotters liegen, hebt sich dieser Abstand im Westen von 100 m bei Koblenz auf beträchtlich mehr als 200 m am Irchel, und es überragen die letzten zusammenhängenden Deckenschottervorkommnisse um mehr als 300 m den Rhein und den Bodensee. Dabei bleibt ihr Höhenunterschied von den Feldern des jüngeren Deckenschotters im wesentlichen der gleiche. Es ist im Westen die Thalbildung seit Ablagerung der beiden Deckenschotter viel kräftiger gewesen, als im Osten. Dies hat eine viel stärkere Zerstückelung von deren Feldern zur Folge gehabt; dieselben sind meist auf die Krönung von Einzelerhebungen beschränkt.

1) Ältere diluviale Schotter in der Nähe von St. Gallen und Bischofszell. *Eclogae geologicae Helvetiae*. VI. 4. 1900. S. 371.

Quartäre Schichtstörungen.

Hand in Hand mit dieser Thatsache geht eine weitere. Wo wir auch im Westen die Deckenschotter in zusammenhängender Weise entfaltet finden, lagern sie gestört. In welcher erheblicher Masse dies vom älteren Deckenschotter des Höchsten, von beiden Deckenschottern längs des Rheines und im westlichen Bodenseegebiet gilt, suchten wir näher zu zeigen. Fast überall herrscht zu steiles Fallen der Felder, und fast allenthalben richtet sich dasselbe nach Nordwesten statt nach Westen, wohin die Gewässer abgeflossen sind. Dabei ordnen sich die einzelnen Vorkommnisse in harmonischer Weise zusammen, sodass es uns gelingt, dieselben mit Sicherheit als Teile eines nunmehr grösstenteils zerstörten Ganzen zu erkennen.

Das ist um so wichtiger, als wir den älteren Deckenschotter in der westlichen Bodenseegegend nur sehr lückenhaft antreffen; rheinaufwärts reichen seine zusammenhängenderen Vorkommnisse nur bis zum Irchel, und dann finden wir immer nur einzelne Reste von ihm, gewöhnlich mit Moränen verknüpft. Er hat sich bezeichnenderweise am besten in der Region des Übergangskügels erhalten, wo er am mächtigsten war. Wie regelmässig der Anstieg des älteren Deckenschotters ist, erhellt am besten daraus, dass er 500—600 m hoch längs der Linie Kaiserstuhl-Schaffhausen, 600—700 m hoch längs der Linie Irchel-Siplingen, 700—800 m längs der Linie Überlingen-Heiligenberg liegt. Alle diese Linien streichen nach Nordosten.

Die Lagerung der beiden Deckenschotter zwischen der Aaremündung und dem Höchsten macht zweifellos, dass der Nordwestsaum des Alpenvorlandes eine Aufwölbung erfahren hat, welche parallel den Alpen und dem Jura streicht. Diese Aufwölbung reicht nordwärts bis in das obere Donaugebiet; nördlich vom Höchsten hört sie auf. Wollen wir die breite Lücke, welche zwischen den hier befindlichen Vorkommnissen der Deckenschotter und denen zwischen Riss und Iller klafft, überbrücken, so müssen wir hier nördliches, zwischen Heiligenberg und Menelzhofen sogar nordöstliches Fallen des alten Schotterfeldes annehmen. Mit den Schichtstörungen, die wir (S. 51) am Nordsaume der Iller-Lechplatte nachgewiesen haben, hängt unsere Aufwölbung nicht zusammen, obwohl sie in ihrem Streichen gelegen sind. Südwestwärts setzt sie sich in das schweizerische Hügelland hinein fort; ihr regelmässiger Anstieg wird an der Grenze desselben in der Gegend von Eglisau und Kaiserstuhl durch eine besonders verwickelt struierte Partie unterbrochen; hier treffen wir Anzeichen mehrerer ostnordöstlich streichender Störungslinien, längs welcher ein staffelförmiges Ansteigen unserer Schotterfelder zu der Zone der maximalen Erhebung stattfindet. Unregelmässigkeiten im Gefälle des älteren Deckenschotters deuten uns endlich an, dass die Aufwölbung am Südsaume der Iller-Lechplatte in unser Gebiet hineinstreicht. Wie weit sie sich hier erstreckt, ist ebenso unbekannt, wie die Breite der grossen nordwestlichen Aufwölbung. Die letzten Anzeichen derselben finden sich in der Richtung auf die Alpen hin am Höchsten. Die Nagelfluh des Tannenberges fällt nicht mehr in ihr Bereich; würden wir uns das schräge gestellte Deckenfeld des westlichen Bodenseegebietes bis zum Tannenberge hin fortgesetzt denken, so käme es mindestens 150 m über dessen Gipfel zu liegen. Ob nun der Anstieg des älteren Deckenschotters sich in der Richtung auf den Tannenberg bloss verlangsamt hat oder ob er flach muldenförmig eingebogen war, wissen wir nicht.

Subalpine präglaciale Abtragungsebene.

Belangvoll ist die Thatsache, dass wir im Gebiete des Rheingletschers allenthalben die deckenförmige Lagerung der ältesten fluvioglacialen Schotter nachweisen können. Dies weist darauf, dass auch hier vor dem Eiszeitalter eine ausgedehnte Abtragungsebene subaerilen Ursprungs, eine echte Peneplaine geschaffen war, welche sich, unbe-

kümmert um die muldenförmige Lagerung des subalpinen Miocäns, zwischen dem Ausgange des Rheinthales bis nach Ulm und Schaffhausen erstreckte. Ihre Überreste sind nicht nur in der Sohle des älteren Deckenschotter, sondern auch in den ebenen Gipfflächen der Molassenberge südlich vom Bodensee erhalten; lediglich der Schienerberg ragte über sie empor. Diese subalpine Abtragungsebene lässt hier wie in den Ostalpen (vergl. S. 124) auf ein benachbartes Gebirge mit reifen Thalformen schliessen. So finden wir denn im Rheingletschergebiete im Grunde genommen dieselben Verhältnisse, wie in den nördlichen Ostalpen; lediglich die Verbiegungen der alten Landoberfläche sind stärker, und grösser ist die Höhe, bis zu welcher sie angesichts des Gebirges anstieg. Wir müssen dieselbe nach dem Tannenberge zu rund 900 m veranschlagen.

II. Das Moränengebiet des Rheingletschers.

Grenzen der Altmoränen. Alter der Altmoränen. Schotterrand der Altmoränen, Donaulauf. Jung-Endmoränen. Eisfreie Molasseinseln. Aussensaum der Jung-Endmoränen. Innerer Kranz von Jung-Endmoränen. Zweigbecken und Drumlin. Glaciale Stauseen und Überflussrinnen. Die Grenzen der vier Vergletscherungen. Gefälle der Gletscheroberfläche. Der Bodensee. Alter des Bodensees. Beteiligung fluviatiler Erosion an der Beckenbildung. Altmoränen im Bereiche der Jungmoränen. Interglaciale Kohlen und interglacialer Kalktuff. Post-Würm-Ablagerungen, Magdalénien-Stationen. Arko-alpine Fauna des Magdalénien. Alter des Magdalénien.

Grenzen der Altmoränen.

Während seiner grössten Ausdehnung hat sich der Rheingletscher quer über das gesamte Alpenvorland bis zur Rauhen Alb, oder Schwäbischen Jura hin verbreitet. Dieser beeinflusste eine Strecke weit die fächerförmige Entfaltung des Eises und bestimmte dessen Nordwestgrenze. Deutlich hebt sich hier ein Scheitelpunkt hervor, von dem aus sich die äussersten Moränenvorkommnisse nach Nordosten und Südwesten senken. Er liegt (vergl. unsere Karte) der Mündung des alpinen Rheinthales genau gegenüber, 15 km nordwestlich vom Ende des Überlinger Sees am Hohen bei Honstetten. Die an den Jura gelehnten Altmoränen erreichten hier ihre grösste Höhe mit beinahe 740 m. Langsam und allmählich senkt sich ihre Grenze in nordöstlicher und südwestlicher Richtung am sanften Abfalle des Gebirges zur Donau und zum Rhein herab. An die Donau tritt sie oberhalb Sigmaringen in 670 m Höhe heran und begleitet den Fluss fast bis zur Enge von Ober-Marchthal, sich auf 540 m Höhe herabsenkend. Dann schwenkt sie unter beinahe rechtem Winkel vom Jura ab und zieht sich südöstlich in der Richtung auf die Algäuer Vorberge; nördlich von denselben stösst sie in 700 m Höhe unfern Legau mit der Altmoränengrenze des Illergletschers zusammen. Den Rhein erreicht unsere Grenze nahe Schaffhausen mit mehr als 600 m Höhe; sie entfernt sich dann wieder von ihm, indem sie ins Klettgau hineinspringt. Am Südfalle des Randen quert sie den Jura und tritt nach und nach auf die südlichen Ausläufer des Schwarzwaldes über. Hier schliesst sie sich am Aarberg bei Waldshut (430 m) an die Nordgrenze des Rhonegletschers an, die uns später beschäftigen wird. Das zwischen der geschilderten Grenze und dem Fuss der Molassekettenzone nordwestlich der Linie (Wil-St. Gallen-Bregenz-Oberstaufen) gelegene Gebiet misst 7000 qkm.

Der im grossen und ganzen einfache Verlauf der äussersten Grenze des Rheingletschers wird an einigen Stellen durch einzelne Erhebungen gestört. Am rechten Ufer der Donau bildete der Bussen einen Pfeiler, welcher das Eis in zwei kurze Zungen mit einem Gefälle von über 20‰ zerlegte; gleiches bewirkte weiter westlich der 848m hohe Hohenhöwen unfern Engen.

Der nordöstlich vom Hohen gelegene Teil unserer Grenze wird auf der geognostischen Karte von Württemberg mit seinen Einzelheiten zur Darstellung gebracht; im oberen Donauthale erscheint sie jedoch etwas zu weit westwärts ausgebuchet. Wenn Knickenberg im Gegensatz zur württembergischen Darstellung den Saum des Gletschers an der Donau bis über Ehingen hinaus reichen lassen wollte (Die Nordgrenze des ehemaligen Rheingletschers. Jahresh. f. vaterl. Naturk. in Württemberg, 1890. S. 109), so erklärt sich dies daraus, dass er dort die Reste alpiner Schotter für Moränen nahm. Südwestlich vom Hohen giebt A. Favre's Carte des anciens glaciers de la Suisse Feuille II den Grenzverlauf im allgemeinen richtig an. Ich wagte Favre bei Darstellung der Gletschergrenzen auf der Carte internationale de l'Europe Feuille 31 nicht zu folgen und das Klettgau in das Bereich der Vergletscherung einzubeziehen; erst neuere Untersuchungen haben mich von der Richtigkeit seiner Auffassung überzeugt.

Alter der Altmoränen.

Der bei weitem grösste Teil der Altmoränen des Rheingletschers gehört der Riss-Eiszeit an. Wir sahen sie in typischer Weise mit den Hochterrassenschottern des Riss-thales bei Biberach verknüpft; gleiches zeigt sich vielfach zwischen Ablach und Kanzach, im Klettgau und im Rheinthal. Lediglich an der Südgrenze der Riss-Illerplatte fanden wir Anzeichen von einer Verknüpfung des jüngeren Deckenschotters mit den angrenzenden Moränen, welche sich durch ihre flachwelligen, stark denudierten Oberflächenformen von den mehr kuppigen Riss-Moränen unterscheiden. Sonst gilt von den Altmoränen ganz dasselbe wie in den weiter östlich gelegenen Gletschergebieten: im Gegensatz zu den Jungmoränen sind sie frei von Moorflächen, und wenn die der Riss-Eiszeit auch noch vielfach die Formen der Moränenlandschaft durchschimmern lassen, so sind sie doch allenthalben gleichsinnig abgeböscht. Oberflächlich sind sie meist ziemlich tiefgründig verwittert; in hochgelegenen Gebieten, besonders an der Grenze des Donaugebietes, fehlt ihnen gleich den hohen Schotterfeldern eine stärkere Lehm- und Lössbedeckung; letztere wird erst in tieferen Lagen, in der Gegend von Ulm und namentlich im Klettgau, mächtiger. Nirgends reicht sie bis in das Bereich der Jungmoränen; die gegenteilige Bemerkung Kokens,¹⁾ dass dies bei Winterstettendorf geschehe, vermögen wir mangels genauerer Angabe des Fundpunktes nicht zu kontrollieren. Wir haben um Winterstettendorf nirgends Löss gesehen, und auch die geognostische Karte Württembergs verzeichnet daselbst solchen nicht.

Schotterrand der Altmoränen. Donaulauf.

Soweit die Altmoränen an den Jura anstossen, sind ihnen nirgends Schotterfelder vorgelagert; letztere beschränken sich, wie aus den vorangehenden Ausführungen erhellt und unsere Karte S. 396 zeigt, auf den Raum zwischen Donau und Iller, auf das Klettgau und das Rheinthal. Wir müssen annehmen, dass dort, wo sich das Eis am Jura staute, ihm keine grösseren Wassermassen entsprangen. Von Sigmaringen bis in die Gegend von Riedlingen, wo der Gletscher sich bis über das Thal der oberen Donau erstreckte, ist das ihm vorgelagerte Land von zahlreichen Thalstücken durchfurcht. Wir glauben, dass sie von der Donau eingeschnitten worden sind, die am Eise entlang strömte und in diesen Furchen in 630—640 m Höhe einen Ausweg nach Osten fand. Nichts deutet darauf, dass sie unter dem Eise durchgeströmt sei, das sich bei Mengen 200 m über ihren heutigen Lauf erhoben haben dürfte. Auch kann sie in ihrem Thale durch das Eis nur sehr unbedeutend aufgestaut gewesen sein; wir finden hier oberhalb des vergletschert gewesenen Stückes nur unbedeutende Schotterterrassen und keinerlei Anzeichen eines vorhanden gewesenen Stausees.

Die aus Schwarzwaldgerölle bestehenden niedrigen Terrassen sind auf der geognostischen

1) Löss und Lehm in Schwaben. Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1900. II. S. 154 (156).

Karte von Württemberg (Blatt 45 Friedingen, 44 Tuttlingen) mit zur Meeresmolasse gestellt worden, welche auf dem Alpenvorlande gelegentlich auch Gerölle von Schwarzwaldgesteinen enthält. Sie erheben sich nirgends beträchtlich über dem Fluss. Dafür, dass derselbe durch den Rheingletscher soweit aufgestaut gewesen sei, dass er durch die Thalöffnung von Spüchingen (685 m) zum Neckar überfloss, wie Koken annimmt (Beiträge zur Kenntniss des schwäbischen Diluviums. N. Jahrb. f. Min. u. Geol. Beil. Bd. 1901. S. 153) oder gar dies ausserdem noch bei Schweningen that, wie Haag mutmasst (Bemerkungen zum Diluvium von Rottweils Umgebung. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg. 1902. S. 1), haben wir im Donauthale keine Anhaltspunkte gefunden.

Jung-Endmoränen.

Die Jung-Endmoränen bilden im Gebiete des Rheingletschers auf grosse Strecken einen äusserst auffälligen Wall, der weithin die Wasser des Rheins von denen des Bodensees scheidet. Sein Verlauf erhellt aus unserm Kärtchen S. 396. Wir erkennen hier südlich Pfullendorf einen einspringenden Winkel; die Erhebung des Höchsten bildete einen Pfeiler, welcher zwar gerade an seiner höchsten Stelle vom Eise überschritten war, dasselbe aber weiterhin in zwei Zungen teilte. Zwischen beiden steigen die Jung-Endmoränen auf 770 m an, höher als in der Nachbarschaft; wir haben abermals einen ausgesprochenen Scheitel des Eisfächers vor uns. Östlich von demselben rücken unsere Moränen beinahe 10 km weiter nordwestwärts vor und erreichen ihren tiefsten Punkt im Rissthale in 610 m Höhe. Dann ziehen sie sich quer durch das Alpenvorland und schliesslich in südlicher Richtung durch die letzten Molassenketten, indem sie zugleich höher und höher ansteigen und sich der Mündung des Rheinthaales mehr und mehr nähern. So verfolgen wir sie bei Oberstaufen bis in das Quellgebiet der Weissach; hier hören sie in etwa 1000 m Meereshöhe auf. Daraus schliessen wir aus gleichen Gründen wie S. 198, dass die Schneegrenze während der Würm-Eiszeit in diesem Niveau lag.

Der im allgemeinen bogenförmige Verlauf wird an einer Stelle durch einen einspringenden Winkel unterbrochen, der gerade dort liegt, wo sich in den vorgelagerten Altmoränen die Nische des Wurzacher Rieds erstreckt, in die der Gletscher scheinbar leicht hätte eindringen können. Er wurde daran durch den südwärts gelegenen Rücken der Waldburg (771 m) gehindert, unter welchem wir jedenfalls einen Kern älterer Gesteine anzunehmen haben. Im Lee dieses ganz vom Eise überflutet gewesenen und nun mit mächtigen Moränen bedeckten Rückens konnte das Eis weniger weit sich vorschieben, als neben seinen Flanken.

Westlich vom Pfullendorfer Scheitel entfernen sich die Jung-Endmoränen mehr und mehr vom Austritte des Rheinthaales aus den Alpen. Sie treten unfern Engen bis an den Jura heran und ziehen sich an dessen Abfall dicht neben den äussersten Vorposten der Altmoränen, jedoch 100 m tiefer, bis nach Schaffhausen entlang. Während aber die Altmoränen sich noch ins Klettgau fortsetzen, ziehen sie sich südwärts in der Richtung auf Eglisau und queren hier am Ostrande des Rafzerfeldes als ein wenig hoher Wall (450 m) den Einschnitt des Rheins. Dann biegen sie am Abfalle des Irchel mit einem Male rechtwinkelig um. Wir verfolgen sie in vielen Einzelstücken zwischen den Molassenbergen längs der Töss bis Winterthur, und dann weiter bis Wil an der Thur, wo sie dem Ausgange des Rheinthaales, von dem sie sich 85 km weit entfernt hatten, wieder auf 50 km Entfernung nahe kommen. Ein Gebiet von 5200 qkm wird von dem grossen subalpinen Gürtel der Jung-Endmoränen umschlossen.

Eisfreie Molasseinseln.

Erreicht der den Jung-Endmoränen vorgelagerte Streifen von Altmoränen auf der Donauabdachung nahezu 20 km Breite, so schrumpft er längs des Jura auf wenige Kilometer zusammen. Am auffälligsten wird die Verschiedenheit im Grenzverlaufe beider Moränen an den Flanken des Gletschers: die Altmoränen des Rheingletschers schliessen sich im Osten und Westen an die benachbarten Gletschergebiete an, die Jungmoränen

hingegen krümmen sich bis in die Molassezone zurück. Dabei kommen sie im Osten gar nicht, im Westen nur längs der Töss zwischen Eglisau und Winterthur mit denen des benachbarten Linthgletschers zusammen, um sich dann von ihnen erheblich zu entfernen. Hier schalteten sich während der Würm-Eiszeit in den Toggenburger, ebenso wie in den Algäuer Vorbergen eisfreie Molassehöhen zwischen den Rheingletscher und seine Nachbarn, welche im Osten Ausläufer des unvergletscherten Gebietes, im Westen aber eine Insel im Eise bildeten.

Wahrscheinlich sind diese Gebiete auch früher immer eisfrei gewesen. Wir kennen aus den Algäuer Vorbergen kein einziges Moränenvorkommnis und keinen einzigen erraticen Block; sie bildeten während der Riss-Eiszeit, als sich nördlich von ihnen der Rheingletscher mit seinen Nachbarn traf, mutmasslich eine eisfreie Insel. Als solche dürften auch die Toggenburger Vorberge damals schon bestanden haben. Die Blätter IV und IX der geologischen Karte der Schweiz, deren Molassegebiet von Gutzwiller musterhaft bearbeitet worden ist, verzeichnen in ihnen nirgends Moränen, und Gutzwiller erwähnt aus ihrer Mitte nur einen einzigen Kieselkalkblock. Ob man aber aus diesem einzigen, auf der Huftegg in der Nähe der Wolfegg (984 m) gefundenen Geschiebe auf eine Vergletscherung des ganzen in mehreren Gipfeln über 1000 m ansteigenden Gebietes folgern darf, erscheint mir zweifelhaft. Die mutmasslich immer eisfrei gewesenen Molassenberge haben ganz andere Oberflächengestaltung, als das benachbarte vergletschert gewesene Land. Liebt die Molasse hier in einzelnen plumpen, ungliederten Rücken oder zugerundeten Plateaus aufzutreten, so bildet sie im eisfrei gewesenen Lande eine reich gegliederte Thallandschaft mit allen Kennzeichen der Reife; die Karten des Siegfriedatlas lassen einen höchst auffälligen Wechsel der Form des Geländes dort erkennen, wo wir nach den Moränenablagerungen auf unserm Kärtchen S. 396 den Saum des alten Gletschers angesetzt haben.

Aussensaum der Jung-Endmoränen.

In Oberschwaben ist der Wall der Jung-Endmoränen die Ausgangsstelle ausgedehnter Felder von Niederterrassenschottern. Sie lehnen sich an ihn an und ziehen sich dann trichterförmig in die Thäler, welche die Altmoränen durchsetzen, hinein. So ist es namentlich zwischen Leutkirch und Unter-Essendorf; hier schaltet sich zwischen Jung- und Altmoränen ein Streifen von Niederterrassenschottern ein, die sich in die Thäler der Riss und Aitrach hineinziehen. An zwei Stellen, im Wurzacher und Buchauer Ried sind jedoch ausgedehnte Moorflächen den Jung-Endmoränen vorgelagert; sie erfüllen tote Winkel, die dadurch entstanden sind, dass Zungenbecken der Altmoränen von den Jung-Endmoränen abgedämmt worden sind. Neolithische Pfahlbauten²⁾ im Buchauer Ried verraten, dass sich hier einst ein stattlicher See bis hart an die Jung-Endmoränen erstreckte. Längs des Jura setzen die Niederterrassenschotter ebenso aus wie die Hochterrassenschotter. Hier ziehen sich tief eingeschnittene Abflussrinnen längs des Eissaumes südwestwärts zum Rheine, und zwar begleiten sie den Rand jedes einzelnen längeren Haltes. Diese Abflussrinnen laufen quer über die heutigen Thäler, welche sich südostwärts zum Bodensee richten, und lösen die dazwischen befindlichen Riedel in Einzelerhebungen auf. Das Gewirre von Thaleinschnitten in der Gegend von Engen

1) Das Verbreitungsgebiet des Sentsigletschers zur Eiszeit. Jahresber. d. St. Gallener naturw. Gesellsch. 1871/72. S. 80 (125).

2) E. Frank, Pfahlbaustation bei Schussenried. Jahreshefte des Ver. f. vaterl. Naturkunde in Württemberg. XXXII. 1876. S. 55.

(neue topographische Karte von Baden 134, 135) sowie nordöstlich Schaffhausen (Siegfriedatlas 45. 16) erklärt sich ganz ebenso, wie das zwischen Sigmaringen und Riedlingen am Saume der Riss-Vergletscherung. Unser Kärtchen S. 396 kann nur die hauptsächlichsten dieser Abflussrinnen zur Darstellung bringen. Erst nahe am Rhein, zwischen Schaffhausen und Eglisau, entfernen sich wieder Niederterrassenstränge vom Saume der Würm-Vergletscherung. Sie laufen allesamt schliesslich im Rheinthale oberhalb Waldshut zusammen. An der Südwestflanke des Gletschers treffen wir dann wieder ein wahres Thalgeflecht, aus dem sich namentlich ein altes Thurthal hervorhebt. Es läuft von Wil vielfach gewunden auf Winterthur.

Innerer Kranz von Jung-Endmoränen.

In einem Abstände von 10—20 km verläuft innerhalb des äusseren Walles der Jung-Endmoränen ein zweiter Kranz von Endmoränen. Er ist namentlich deutlich im Westen entwickelt. Bei Andelfingen queren mächtige Moränen das Thal der Thur, das oberhalb von ihnen sich wie ein Zungenbecken ausweitet und hier einen See geborgen hat. Zwischen Stein und Diessenhofen setzen Endmoränen über das Rheinthale, sie bezeichnen das untere Ende vom südlichsten der drei nach Westen gerichteten Zipfel des Bodensees. Westlich vom mittleren, dem Zeller See, erstrecken sich ausgedehnte Schotterflächen, aus denen da und dort einzelne Moränenwälle aufragen; das Westende des nördlichen, des Überlinger Sees, wird von einer typischen Endmoränenlandschaft umrahmt. Grossartige Endmoränenwälle queren bei Taisersdorf (westlich Heiligenberg) das obere Thal der Salemer Ach, andere begrenzen bei Wilhelmsdorf, östlich vom Höchsten, das Pfrungener Ried nach Süden, während die Osterach nach Norden fliesst und den äusseren Jung-Endmoränenwall durchbricht. Weiter schlingen sich Andeutungen von Endmoränen über das obere Schussenthal und ziehen sich im Altsdorfenwalde zum oben erwähnten Rücken der Waldburg, den sie gänzlich überkleiden. Von hier an wird ihr weiterer Verlauf verschwommen.

Allenthalben strahlen von diesem inneren Kranze der Jung-Endmoränen Abflussrinnen, stellenweise selbst breitere Schotterflächen aus. So ist es bei Andelfingen an der Thur und am Rhein oberhalb Schaffhausen. Diese Flächen erscheinen als Teilfelder der Niederterrasse. In Oberschwaben ziehen sich die Abflussrinnen nach der Donau; aber nur noch im Pfrungener Ried werden sie benutzt, und es fungieren hier die inneren Jung-Endmoränen als Wasserscheide zwischen Donau und Bodensee; sonst ist dieselbe allgemein auf den hohen äusseren Wall gerückt; das zwischen beiden Wällen befindliche, ziemlich hoch gelegene Gebiet ist durch die Zuflüsse des Bodensees angezapft worden.

Westlich vom Bodensee sind die Wälle des inneren Kranzes von Jung-Endmoränen vielfach ansehnlicher, als die des äusseren. Ich habe auf meiner Moränenkarte von Deutschland 1884 irrigerweise die Grenze der letzten Vergletscherung nach ihnen gezogen (Mensch und Eiszeit. Archiv f. Anthropologie. XV. 3. 1884). Im östlichen Bodenseegebiete hat sie J. Probst mit den Wällen des äusseren Kranzes als Hauptzüge oder -stränge der Gletscher beschrieben (Beitrag zur Topographie der Gletscher-Landschaft in württ. Oberschwaben. Württemb. naturw. Jahreshfte 1874. XXX. S. 40).

Zweigbecken und Drumlin.

Der Verlauf unseres inneren Kranzes von Jung-Endmoränen ist verwickelterer, als der des äusseren. Sie weisen auf einen viel mehr gelappten Gletscher. Ihre Ausbiegungen umschlingen kleine Zungenbecken; sie legen sich als Stirnmoränen vor sie und steigen als Ufermoränen an ihren Flanken empor, wo sie namhafte Höhen erreichen. Drei der

von ihnen umschlossenen Zungenbecken bilden im Verein mit dem Stamme des Bodensees, mit dem Obersee, dessen Wanne; eines liegt isoliert südwärts davon im Thurthale, hängt aber durch die Furche, welcher die Eisenbahn von Romanshorn nach Zürich folgt, mit dem Bodenseebecken zusammen. Die anderen liegen nördlich vom See und werden nach diesem hin entwässert; das sind die Becken an der Salemer Ache (südlich Heiligenberg), an der Schussen um Ravensburg, an der Argen und an der Leiblach. Sie insgesamt sind strahlenförmig angeordnet und streichen in der Richtung auf den Ausgang des Rheinthales. Sie bilden einen Kranz von Zweigbecken um das Stammbecken des Obersees.

Zwischen diesen Zweigbecken finden wir ganz ebenso wie im Bereiche des Inngletschers zahlreiche Drumlin (vergl. Fig. 64). Sie bilden hier einen auffälligen Zug in der Landschaft, der von Gerwig¹⁾ zuerst geschildert und von Robert Sieger²⁾ zuerst richtig gedeutet worden ist. J. Früh³⁾ hat ihn eingehender beschrieben. Auch hier sind jene niedrigen flachkuppigen Hügel mit häufig elliptischem Grundriss strahlenförmig um den Ausgang des Gletscherthales angeordnet und streichen parallel den kleinen Zweigbecken

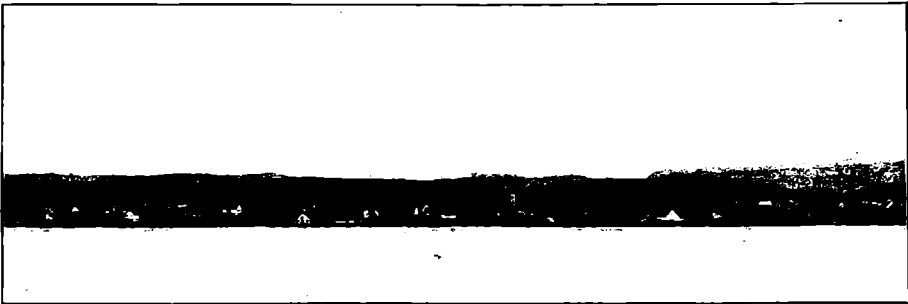


Fig. 64. Drumlin bei Allensbach am Untersee.

Nach einer Photographie des geographischen Institutes der Universität Wien.

wie aus unserer Karte S. 396 entnommen werden kann. An ihrem Aufbau beteiligt sich, wie in der Regel, vornehmlich Grundmoräne. Aber daneben fehlt nirgends gerolltes Material. Sieger fand solches auf der Bodanhalbinsel zwischen dem Überlinger und dem Zeller See, und erwähnt, dass es nur andeutungsweise unregelmässig geschichtet ist. Auch Früh nahm es wahr. Ich fand bei Markdorf in einem Drumlin einen Kern von horizontal geschichtetem Schotter, der sich nur 35 m über den Seespiegel erhebt. Es muss also zur Zeit der Drumlinbildung das Seebecken bereits bis nahe zum heutigen Seespiegel ausgetieft und geöffnet gewesen sein. Reichlich beteiligt sich Schotter am Aufbau der Drumlin nördlich von Lindau; in der Leiblachfurche kommt auch eckiges Material in ihnen vor. Alles dies ist vereinbar mit der S. 191 ausgesprochenen Mutmassung, dass die Drumlin Endmoränen seien, die vom vorwärts schreitenden Eise abgerundet worden sind, was auch Früh für manche Drumlin annehmen möchte (a. a. O. Sonderabdruck S. 69). Trifft diese Mutmassung zu, so gewinnt die Thatsache an Be-

1) Das Erratische in der badischen Bodenseegegend. Verh. d. naturw. Ver. Karlsruhe. V. 1871. S. 89.

2) Zur Entstehungsgeschichte des Bodensees. Richthofen-Festschrift. 1893.

3) Die Drumlins-Landschaft. Jahresber. d. St. Gallischen Naturw. Gesellsch. 1894/95.

deutung, dass die Drumlin nur bis an den inneren Kranz der Jung-Endmoränen reichen; denn sie würde bezeugen, dass die in Drumlin umgestalteten Endmoränen lediglich älter als der innere Kranz der Jung-Endmoränen sind und bei Ablagerung des äusseren Walles noch nicht vorhanden waren. Darnach hätten wir das Stadium der in Drumlin verwandelten Endmoränen zwischen denen des äusseren und des inneren Jung-Endmoränenkranzes einzuschalten. Die zwischen der Ablagerung beider Wälle erfolgte Schwankung des Gletschers würde der Laufschwankung (S. 157) entsprechen.

Frühs Karte der Drumlin im Rheingletschergebiete zeigt in Übereinstimmung mit unsern Ausführungen, dass sich die Drumlin im innern Kranze der Jung-Endmoränen halten, der von ihm an einigen Stellen beobachtet worden ist. Die einzige Stelle bei Seuzach, wo er sie ausserhalb dieses Kranzes verzeichnet, hat er nicht selbst untersucht (S. 69) und er wirft bei ihrer Erwähnung die Frage auf, ob nicht manche drumlinähnliche Hügel Moränenkuppen auf hügeliger Unterlage seien. Wir möchten daher auf die Drumlin von Seuzach, die wir nicht besuchen konnten, kein Gewicht legen.

Glaciale Stauseen und Überflussrinnen.

Eine Reihe von Anzeichen erweist noch einen weiteren Halt der letzten Vergletscherung im Bodenseegebiete. Die Zweigbecken öffnen sich in der Regel nicht direkt zum Stammbecken, sondern sind gewöhnlich durch eine Schwelle von ihm getrennt. Am deutlichsten tritt dies bei Konstanz zwischen dem Untersee und Obersee entgegen; hier sind glaciale Ablagerungen bis in grosse Tiefe erbohrt. Dort ferner, wo eine solche Schwelle fehlt, wie z. B. zwischen Bodensee und dem Zweigbecken an der Schussen, wird das längere Verweilen eines Gletscherendes an der Grenze von Stamm- und Zweigbecken anderweitig bezeugt. Bei Ravensburg besuchte die Exkursion des X. Deutschen Geographentages ein mächtiges Delta, welches im Schussenbecken einen See mit einer Spiegelhöhe von 490—520 m verlangt, wie sie der Bodensee nie gehabt haben kann. Man muss sich das Schussenthal im Süden durch einen über dem Bodensee lagernden Gletscher verschlossen denken, wenn man diesen See verstehen will. Ähnliches wiederholt sich in den Zweigbecken an der Argen, an der Salemer Ache und am Überlinger See. Die hier angezeigten Stauseen, die auf unserm Kärtchen S. 396 in ihrer mutmasslichen Ausdehnung angegeben sind, standen miteinander durch Überflussrinnen in Verbindung, deren Einschnitte genau die Tiefe haben, welche die Höhen ihrer Spiegel verlangen. Diese Einschnitte beginnen an der Wasserscheide zwischen der zur Bregenzer Ache fliessenden Rothach und der Argen, übersetzen dann die Wasserscheiden zur Schussen, zur Salemer Ache, zum Überlinger und Untersee. Sie verraten uns, dass die Wasser, welche heute dem Bodensee von seiner rechten Seite tributär werden, ihn nicht erreichen konnten und ihn in einem grossen Bogen umflossen, so wie es unser Kärtchen zeigt. Neben der Hauptabflussrinne der Eisseen kamen später, als das Eis sich etwas zurückzog, noch anderweitige zur Entwicklung. Aus alledem geht hervor, dass der Rheingletscher im Bereiche des heutigen Obersees einige Zeit lang eine stationäre Lage hatte.

Die Grenzen der vier Vergletscherungen.

Klarer als in irgend einem zweiten Moränengebiete des nördlichen Alpenvorlandes sind im Bereiche des alten Rheingletschers die Grenzen der einzelnen Vergletscherungen zu erkennen. Die mehrfach auftretende Verknüpfung des älteren Deckenschotter mit Moränen verrät, dass sich die Günz-Vergletscherung ziemlich eng in den Grenzen hielt, welche durch die höchsten Vorkommnisse des älteren Deckenschotter gezogen sind; sie hatte etwa die Ausdehnung der Würm-Vergletscherung im inneren Kranze der Jung-

Endmoränen. Weiter reichte die Mindel-Vergletscherung; im Osten bezeichnen ihre Endmoränen zwischen Iller und Riss die äusserste Eisausdehnung; aber westlich der Riss blieb sie hinter der Riss- und im westlichen Bodenseegebiet selbst hinter der Würm-Vergletscherung weit zurück; verknüpfen sich doch ihre Moränen bereits zwischen den beiden westlichen Ausläufern des Bodensees mit dem jüngeren Deckenschotter. Die Riss-Vergletscherung ging mit Ausnahme des Stückes zwischen Iller und Riss über alle anderen, zum Teil erheblich, hinaus. Die Würm-Vergletscherung endlich blieb zwar durchaus im Rahmen der vorhergehenden, aber sie kam denselben im Westen näher als im Osten. Deutlich ist, wie seit der Mindel-Eiszeit jede neue Vergletscherung sich stärker nach Westen als nach Osten entwickelt. Entfaltet sich die Mindel-Vergletscherung noch in einem Halbkreise um die Mündung des Rheinthales, (in welchem Halbkreis allerdings die Gegend des Höchsten einen einspringenden Winkel darstellt), so reichte die Riss-Vergletscherung $1\frac{1}{2}$ mal, die Würm-Vergletscherung sogar zweimal soweit im Nordwesten als im Nordosten. Unverkennbar ist es die Bodenseefurche, welche je länger, desto mehr das Eis nach Westen leitete.

Auffällig ist, dass, soweit unsere Kenntnis reicht, zwischen Günz- und Mindel-Vergletscherung das umgekehrte Verhältnis obwaltet: während die Mindel-Moränen im westlichen Bodenseegebiet sich nur unbedeutend weiter als die Günz-Moränen erstrecken, greifen sie im Nordosten weit über dieselben herans. Sollte sich das Eis an dem längs des Jura aufgewölbten Sattel eine Zeit lang gestaut haben und durch ihn nach Nordosten gedrängt worden sein?

Gefälle der Gletscheroberfläche.

Die asymmetrische Entfaltung der Würm-Vergletscherung gewährt uns die Möglichkeit, ihr Oberflächengefälle in ähnlicher Weise zu berechnen, wie wir es S. 132 für den Inngletscher gethan haben. Es ergibt sich zwischen dem Pfullendorfer Scheitel und der Gegend von Schaffhausen zu etwa $9-10\text{‰}$; darnach käme die Eisoberfläche am Ausgange des Rheinthales in 1200 m Höhe zu liegen, was den höchsten erratischen Vorkommnissen daselbst entspricht. Erheblich grösser war das Gefälle der Riss-Vergletscherung dort, wo sie sich am Jura staute; es berechnet sich zu 15‰ , in den Zungen beiderseits des Bussen sogar zu 20‰ . Doch dürfen wir derartige, für den regelmässig steiler geneigten Gletschersaum giltige Werte nicht für den ganzen Eisfächer annehmen; sie führen zu unmöglichen Höhen des Eises (1800—1900 m) am Austritte aus den Alpen. Immerhin muss die Oberfläche der Riss-Vergletscherung hier höher gelegen gewesen sein, als die der Würm-Vergletscherung; der Unterschied berechnet sich bei Annahme gleichen Oberflächengefalles von rund 10‰ zu über 100 m.

Der Bodensee.

Innerhalb des vierfachen Moränengürtels erstreckt sich das weite Bodensesbecken, dessen tiefste Partie von der Wanne des Obersees gebildet wird. Es ist ein grossartiges Zungenbecken: ein riesiges Stammbecken, von dem zahlreiche Zweigbecken ausstrahlen. Das Alter der westlichen Zweigbecken ist leicht zu bestimmen, sie sind wie Profil 65 erkennen lässt, thalähnlich eingeschnitten in das Feld des jüngeren Deckenschotters. Aber auch das Stammbecken ist, wie Fig. 66 lehrt, eingesenkt in den älteren Deckenschotter. Es ist eine grossartige Eintiefung in die Rumpffläche, die sich einst vor dem Ausgange des Rheinthales erstreckte. Seine Entstehung kann nicht mit der muldenförmigen Lagerung der subalpinen Molasse in Beziehung gebracht werden; Fig. 67 zeigt uns, wie diese Mulde von der Sohle des Deckenschotters schräge abgeschnitten wird; der Bodensee kann aber auch nicht als Grabensenkung gedeutet werden, denn nirgends findet ein staffelförmiges Absitzen der Schichten des Seebeckens statt, nirgends

lassen sich Verwerfungen parallel seinen Ufern nachweisen. Was Schalch¹⁾ am Überlinger See in der Gegend von Sipplingen an solchen verzeichnet, halte ich nicht für tiefer greifende Dislokationen, sondern lediglich für Abrutschklüfte; die unregelmässige Oberflächengestaltung des Geländes, seine Zerteilung in einzelne Stufen macht, zweifellos dass hier am steilen Seegehänge grosse Absetzungen stattgefunden haben. Auch haben weder Seebecken noch Seewanne die Form eines verbogenen Thales. Die Wanne ist eine plumpe Furche mit ebenem Boden und beiderseits stellenweise ziemlich steil, unter einem Winkel von 14—20° ansteigenden Flanken. Aber die sehr genauen Tiefenkarten,²⁾ die wir vom See besitzen, zeigen nirgends eine Gliederung, die an die der Thalgehänge erinnerte; sie verlaufen glatt, unbeeinflusst durch Einrisse oder Thalmündungen. Dass alle Zweigbecken mit ihren zentripetalen Gerinnen stufenförmig münden, erkennen wir, sobald wir den Wasserinhalt des Sees ausser Betracht lassen. Vor allem

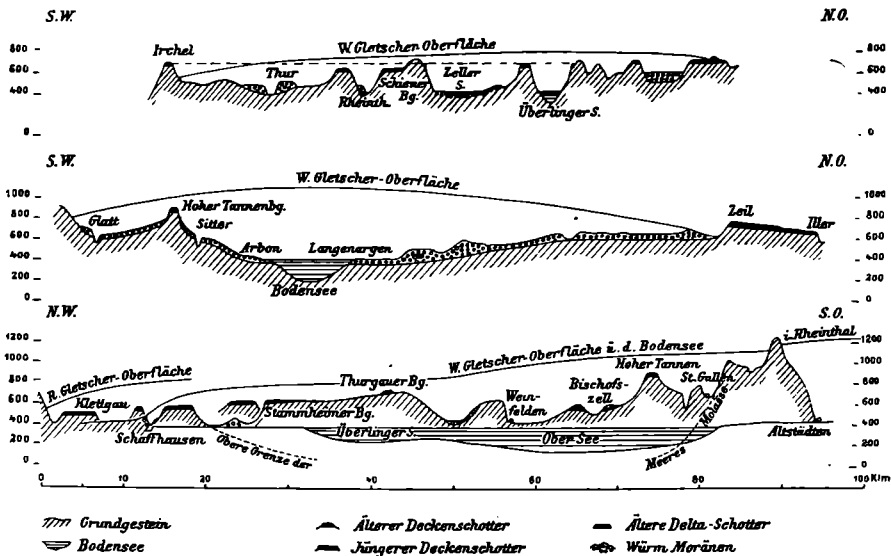


Fig. 65, 66, 67. Profile durch das Bodenseegebiet.

Fig. 65 (oben): Querprofil durch das westliche Seegebiet vom Irchel bis Heiligenberg.

Fig. 66 (Mitte): Querprofil durch das östliche Seegebiet von der Glatt bis zur Iller.

Fig. 67 (unten): Längsprofil durch den See und das südwestliche Gehänge.

aber spricht gegen die Annahme, dass der See ein verbogenes Thal sei, wofür ihn Rothpletz³⁾ erklärt, dass an seinen Gehängen der Deckenschotter trotz aller Undulationen seiner Lage ganz entschieden alpenwärts ansteigt, weswegen weder ein Einsinken noch ein Einbiegen des Landes hier stattgefunden haben kann.

Alle die für das Bodenseebecken charakteristischen Erscheinungen kennen wir

1) Bemerkungen über die Molasse der badischen Halbinsel und des Überlinger Seegebietes. Mitt. d. badischen geol. Landesanstalt. IV. 3. 1901. S. 253.

2) Bodenseekarte 1:50000. 2 Blatt herausgegeben von der Vollzugskommission für Erstellung einer Bodenseekarte. Vergl. auch: Eberhard Graf Zeppelin, Über die neue Bodenseekarte und die Gestaltung des Bodenseegrundes. Verh. d. X. Deutschen Geogr.-Tages. Stuttgart 1893. S. 79 samt Karte 1:50000.

3) Über die Entstehung des Rheinthaales oberhalb des Bodensees. Schrift. d. Ver. f. Geschichte d. Bodensees. XXIX. 1900. S. 31.

auch von den Zungenbecken anderer Gletscher, nur dass sie hier in viel grösserem Massstabe auftreten, als sonst: die Wanne des Bodensees ist fünfmal so gross, als die aller noch bestehenden oberbayerischen und nordtiroler Seen zusammengenommen.¹⁾ Wir dürfen aber nicht folgern, dass deswegen andere Kräfte bei seiner Entstehung mitgewirkt hätten. Sein Flächeninhalt (538.5 qkm) ist nicht so bedeutend viel grösser, als der (310 qkm) des erloschenen Sees von Rosenheim im alten Inngletschergebiete (vergl. S. 142), und selbst zur Zeit seiner grössten Ausdehnung, da er über 600 qkm mass, war er nur etwa doppelt so gross wie jener; dagegen ist das Moränengebiet des Rheingletschers dreimal so gross, als das des Inngletschers. Nicht in den Dimensionen liegt die eigentümliche Entwicklung des Bodenseegebietes, sondern in der Thatsache, dass ein so grosser und tiefer See hier noch vorhanden ist, während sonst die Wannen der Zungenbecken meist erloschen sind.

Ein Faktor dürfte für die Erhaltung des Bodensees gleich der anderer Seen vor den Westalpen massgebend sein: dem Einschneiden seines Abflusses, des Rheins, wird an verschiedenen Stellen dadurch Halt geboten, dass er beim Austiefen seines Bettes nicht wieder genau seinen alten, von Niederterrassenschottern erfüllten Lauf getroffen hat und in epigenetischen Engen sein zum Teil festes Ufergestein durchsägen muss. Er hat infolgedessen die Aufschüttungen unterhalb des Sees noch nicht wieder weggeräumt; der letztere wird durch sie noch erheblich aufgestaut; um 30 m würde sein Spiegel sinken, sein Flächen- und Rauminhalt sich um mehr als $\frac{1}{4}$ mindern,²⁾ wenn nur die Jurariegel durchschnitten werden würden, über die der Rhein, seinen alten Lauf verfehrend, bei Schaffhausen rauscht und bei Neuhausen stürzt. Ein solches Sinken des Seespiegels würde die Thätigkeit seiner Zuflüsse sehr beleben; nicht bloss die des Alpenvorlands, sondern auch der Rhein, der heute sein Thal weit oberhalb des Sees verschüttet, sein Delta in letzteren aber seit einem Jahrtausend kaum vorgeschoben hat, würden enorme Schuttmassen herbeiführen und die durch das Sinken des Seespiegels so stark verkleinerte Wanne rasch ausfüllen.

Dazu kommt noch eines. Das Zungenbecken des Inngletschers ist nur das Werk jener durch seitliche Abzweigungen stark geminderten Eismassen des Inngebietes, welche sich auf das Alpenvorland durch das Innthal ergossen, aber es ist verschüttet worden durch dessen gesamtes Wasser. Das Bodenseebecken hingegen dankt sein Dasein fast dem ganzen Rheingletscher, da derselbe durch die Walenseefurche keinen bedeutenden Ast abgab.

Alter des Bodensees.

Die Entstehung des Bodensees fällt gleich der der glacialen Zungenbecken auf der Nordseite der Ostalpen in das Eiszeitalter. Nicht die leiseste Spur verrät, dass er oder sein weites Becken, wie Miller³⁾ behauptet, vorher vorhanden gewesen sei; liegt er doch im Bereiche einer ehemaligen Rumpfebene, deren Reste wir als Sohle des Deckenschotter kennen gelernt haben. Nach der letzten Vergletscherung ist er mit den Umrissen, die wir auf unserm Kärtchen S. 396 angegeben haben, vorhanden. Schotter unter den Jungmoränen verraten uns, dass sein Becken allmählich im Laufe des Eiszeitalters herausgebildet worden ist, und Seen geborgen hat. Die einen sind ziemlich fest zu löcheriger Nagelfluh verkittet und tragen das Gepräge höheren Alters; ihre schräge

1) Vergl. meine Morphometrie des Bodensees. Festschr. d. geogr. Ges. München 1894. S. 119.

2) Vergl. meine Ausführungen über den Bodensee in den Schrift. d. Ver. z. Verbreit. naturw. Kenntnisse. Wien. XLII. 1902.

3) Über die geognostischen Verhältnisse von Meersburg und die Entstehung des Bodensees. Schr. d. Ver. f. Gesch. d. Bodensees. IX. 1879. S. 103 (105).

Schichtung kennzeichnet sie als alte Deltas, die in verschiedenen hoch stehenden Gewässern abgelagert wurden. Die anderen Schotterablagerungen sind horizontal geschichtet, und erweisen, dass vor Schluss der letzten Vergletscherung das weite Seebecken bereits vorhanden und tief herab geöffnet war, sodass seine Gerinne ohne Stauung abfließen konnten. Kann auch über das Alter dieser Ablagerungen wegen ihres isolierten Auftretens keine völlige Klarheit gewonnen werden, und ist namentlich nicht sicher zu stellen, ob die Deltas in einem alten Bodensee oder daneben gelegenen, vielleicht durch Eis gestauten Gewässern abgelagert wurden, so ist doch ihr Gesamtaufreten derart, dass sie eine allmähliche Herausbildung des Bodenseebeckens mit der Seewanne zweifellos machen.

Ein altes Delta liegt (vergl. Fig. 87) bei Rüteneu auf dem Thurgauer Berge südlich vom Untersee. Seine obere Kante ist in 710 m Höhe gut erhalten, gekritzte Geschiebe in ihm erweisen seinen lacustroglacialen Ursprung; möglicherweise steht es zum älteren Deckenschotter, dessen Ostgrenze in der Nachbarschaft gelegen haben dürfte, in ähnlicher Beziehung, wie das Delta von Schloss Wagegg (vergl. S. 37). In viel tieferem Niveau, nämlich 560–600 m Höhe, findet sich nördlich Bischofszell bei Hollenstein ein ziemlich ausgedehntes Delta mit nordöstlichem bis nordwestlichen Fallen. Es ist viel jünger als der ältere Deckenschotter, der sich nur 8 km weiter südostwärts 260 m höher erhebt; ist es in einem alten Bodensee entstanden, so müsste es älter als die Riss-Eiszeit sein, da deren Endmoränen im Westen weit unter 600 m Höhe bleiben, also den See nicht auf 600 m Höhe zu spannen vermöchten. Gleichwohl können wir Gutzwiller nicht beipflichten, der es anfänglich mit dem damals noch ungeteilten, später mit dem jüngeren Deckenschotter parallelisierte (Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel. Verh. d. naturf. Ges. Basel X. 3. 1894. S. 512. 598. Ältere diluviale Schotter in der Nähe von St. Gallen und Bischofszell. *Eclogae geologicae Helvetiae* 1900. VI. 4. S. 371). Wir haben ein altes Delta im Bereiche eines Zungenbeckens, nicht einen Übergangskegel in dessen Peripherie vor uns. Unter den Moränen des Seegebietes finden wir Schotter in der Gegend von Ravensburg in etwa 500 m Höhe, ferner, wie schon erwähnt, unter den Drumlin bei Markdorf, sowie bei Radolfzell, an der Kartause bei Ittingen (wegen ihrer Verfestigung von Gutzwiller auf der geologischen Karte der Schweiz Bl. IV gleich älteren Ablagerungen zur löcherigen Nagelfluh gestellt, vergl. Beiträge XIV. 1883. S. 114), endlich namentlich um Bischofszell. Wir erachten hier mit Gutzwiller die Schotter des Bischofsberges für jünger als das gleich hoch gelegene Delta von Hollenstein, möchten sie aber aus gleichem Grunde nicht zum Hochterrassenschotter stellen, wie die Hollensteinschotter zur jüngeren Decke. Uns scheint ein riss-würmi-interglacialer Schuttkegel der Thur vorzuliegen. Mergelgerölle im Schotter von Birenstül, Gemeinde Gotteshaus, enthielten nach freundlicher Bestimmung von F. v. Sandberger *Clausilia dubia* Drap., *Cionella lubrica* Müll., *Pupa muscorum* L., *Helix hortensis* Müll., *Helix obvolvata* Müll., *Succinea putris* L., *Patula rotundata* Müll. sp. Das sind lauter weit verbreitete Arten ohne glacialen Anstrich. Sind unsere Mutmassungen über das Alter der beiden Deltas richtig, so hätten wir nach der Günz-Eiszeit einen Seespiegel von 710 m, nach der Mindel-Eiszeit einen solchen von über 600 m Höhe, während nach der Riss-Eiszeit der Bodensee, wie auch die interglacialen Köhlen von Mörswyl lehren, nicht viel höher gestanden haben kann als heute.

Beteiligung fluviatiler Erosion an der Beckenbildung.

Weist uns die grosse Ähnlichkeit des Bodenseebeckens mit den subalpinen Zungenbecken des nördlichen Alpenvorlandes auf die Annahme seiner glacialen Entstehung, so drängt sich hier doch ganz besonders der Anteil auf, den die interglacialen Gerinne bei seiner Ausgestaltung genommen haben. Grossartiger als in irgend einem zweiten Zungenbecken ist die zentripetale Entwässerung entwickelt. Auf seiner rechten Seite erhält der Bodensee Zuflüsse aus allen Strichen der Windrose zwischen Osten und Westen, und einige derselben, wie namentlich die an der Ostseite des Höchsten fließende Aach, sind kräftige Arbeiter, welche seit der letzten Eiszeit bereits eine grosse Erosionsleistung vollführt haben. Eine neu eintretende Vergletscherung wird hier die Furche vorfinden, die sie in ein Zweigbecken verwandeln wird. So dürften, ganz im Sinne unserer früheren Ausführungen (S. 253), die meisten der radialen Zweigbecken entstanden sein,

und durch die vereinte Wirkung von fluviatiler und glacialer Erosion in dem Masse, als die Wanne des Bodensees mehr und mehr eingetieft wurde, das Becken des Sees mehr und mehr erweitert worden sein.

Altmoränen im Bereiche der Jungmoränen.

Die Moränen, welche innerhalb des Gebietes der Jung-Endmoränen zu Tage treten, rechnen wir zur Würm-Vergletscherung, da wir es nicht für möglich halten, dass sich die Moränen einer älteren Vergletscherung im Ablagerungsgebiete einer jüngeren in ausgedehntem Masse oberflächlich erhalten. Nur wenn sich zwingende Gründe finden, nehmen wir hier das Vorhandensein älterer Moränen an, wenn z. B. von den oberflächlich herrschenden Moränen sich andere durch eine Zwischenschicht sondern. Solches ist der Fall, wenn wir unter einer frischen Moräne eine stark verwitterte antreffen, oder wenn zwei Moränen durch eine interglaciale Bildung geschieden werden.

Den ersteren Fall beobachteten wir auf Hohrethe südwestlich Bodman. Hier überlagert frische graue Grundmoräne, stellenweise mit vielem eckigen Materiale, eine oberflächlich 4 m tief verwitterte Nagelfluh, die durch die Führung von gekritzten Geschieben ihren glacialen Ursprung erweist und als verfestigte Schottermoräne zu gelten hat. Sie gehört nach dem Niveau ihres Auftretens zur Mindel-Eiszeit. Am Südrande der Hochfläche von Heiligenberg bemerkten wir (vergl. S. 401) Schlamm- moräne auf verwitterter Nagelfluhmoräne der Günz-Vergletscherung. Eine Brunnen grabung zwischen Essendorf und Waldsee förderte ferner unter frischer Moräne einen Verwitterungslehm, der mutmasslich einer gänzlich verwitterten Riss-Moräne angehört. Nach O. Fraas (Begleitworte zur geognost. Spezialkarte v. Württemberg. Atlasblätter Leutkirch und Isny. Stuttgart 1882. S. 14) endlich liegt hinter der Briegelmühle im Giesbachthale frischer, zur letzten Vergletscherung gehöriger Kies auf der alten verwitterten Moräne. Die Stelle war 1892 unauffindbar. Sie ist offenbar dafür massgebend gewesen, dass die geognostische Karte von Württemberg den Altmoränen grosse Flächen im Gebiete der Jungmoränen einräumt. O. Fraas indenzifiziert ohne weiteres die Grundmoränen mit den Altmoränen (a. a. O. S. 10) und Schuttmoränen mit den Jungmoränen (ebenda S. 14), und dementsprechend werden auf den Blättern 50 Wilhelmsdorf, 51 Ravensburg, 52 Leutkirch, 53 Friedrichshafen, 54 Tettngang, 55 Isny alle ausgedehnteren Grundmoränenvorkommnisse als Altmoränen verzeichnet. Dafür fehlen zwingende Gründe. Wohl haben die Grundmoränengebiete gewöhnlich nicht die unregelmässigen Oberflächenformen, wie die schüttigen Endmoränen, und es waltet zwischen beiden ein fast ebenso beträchtlicher Gegensatz der Form ob, wie zwischen den Altmoränen und den Jung-Endmoränen; aber den Grundmoränengebieten im Bereiche der Jungmoränen fehlt die tiefgründige Verwitterung, welche die Altmoränen kennzeichnet, und speziell in den Drumlingebieten geht die auf den württembergischen Karten zur Altmoräne gestellte Grundmoräne beinahe nackt zu Tage. Bedeckung mit gelbem Lehm tritt allerdings im Bereiche der Jungmoränen hier und da entgegen, so namentlich auf den hochgelegenen Flächen der Erhebungen um Isny, bei Heiligenberg und im westlichen Seegebiete. Wir waren deshalb lange zweifelhaft, ob diese lehmbedeckten Höhen von der Würm-Vergletscherung überschritten gewesen seien. Aber nach den Gefällsverhältnissen des Gletschersaumes, welche durch dessen ein- und ausspringende Winkel angezeigt werden, lag die Oberfläche der Würm-Vergletscherung allenthalben über jenen Höhen und wir dürfen die hier herrschende Lehmdecke nicht mit dem tiefgründigen Verwitterungslehm der Altmoränen indenzifizieren.

Interglaciale Kohlen und interglacialer Kalktuff.

Am Südufer des Bodensees lagert unfern Rorschach, 75 m über dessen Spiegel, unter den dort oberflächlich herrschenden Jungmoränen ein Flötz von Schieferkohle, das bis in die neunziger Jahre des verflossenen Jahrhunderts in der Gemeinde Mörschwyl abgebaut worden ist. J. C. Deicke hat unter diesen Kohlen einen thonreichen Sand gefunden, der oft viel kleine Gerölle enthält. ¹⁾ Er hat ihn später ²⁾ als Moräne erkannt.

1) Über die Diluvialkohle bei Mörschwyl im Kanton St. Gallen. Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1858. S. 659—663.

2) Nachträge über die Quartärgebilde zwischen den Alpen und dem Jura. Berichte d. St. Gallischen naturf. Gesellsch. 1861.

Von der Richtigkeit dieser Auffassung konnte ich mich 1881 und schliesslich noch 1893 vergewissern, was ich deswegen erwähne, weil Charles Grad¹⁾ allerdings ganz allgemein angeht, unter den Schweizer Schieferkohlen keinen sicheren Beweis für Gletscherwirkung gefunden zu haben. Es liegt die Mörswyler Schieferkohle zwischen zwei Moränen. Ihre Flora ist von Heer²⁾ untersucht worden; er erwähnt folgende Arten: Tanne (*Pinus Abies* L.), Kiefer (*Pinus sylvestris* L.), Legföhre (*Pinus montana* Mill.), Lärche (*Pinus Larix* L. [?]), Birke (*Betula alba* L.), Eiche (*Quercus Robur* L.), Haselnussstrauch (*Corylus avellana* L. [in 2 Varietäten]), ein Moos (*Thuidium antiquum* Schimp.). Auf Grund dieser Gesellschaft erachtet Heer unsere Kohlen gleich den übrigen der Nordschweiz als interglacial. Gut kenntliche Eichelreste in ihr schliessen in der That glaciale Zustände während ihrer Entstehung aus; denn die Eiche bleibt, wie weit sie auch in Europa nordwärts reicht, in meerfernen Gebieten durchweg mehr als 1500 m unter der heutigen Schneegrenze; war dies auch in der Quartärperiode der Fall, so konnte die Schneegrenze zur Zeit der Bildung der Mörswyler Schieferkohlen keinesfalls tiefer als 2000 m liegen und muss rund 1000 m höher angesetzt werden, als die Schneegrenze zur Zeit einer Vergletscherung. Daran wird nichts geändert durch das Vorkommen von Zapfen der Legföhre; denn letztere kommt heute noch auf Torfmooren in ziemlich geringer Meereshöhe, im Bodenseegebiet in 700 m Höhe vor. Andererseits fehlen jedoch in der Mörswyler Flora Hinweise auf ein wärmeres Klima, wie wir sie in der Höttinger Flora kennen gelernt haben. Blühte letztere während des Maximums einer, wahrscheinlich der letzten Interglacialzeit, so dürfte die Mörswyler Flora mehr einer Übergangszeit angehören.

Der Bodensee-Exkursion des X. Deutschen Geographentages konnte ich 1893 gegenüber Schaffhausen unweit des Dorfes Flurlingen ein Kalktufflager zeigen, das von Moränen bedeckt ist. Letztere liegen noch innerhalb des äusseren Kranzes der Jung-Endmoränen; unser Kalktuff ist also älter als die Maximalausdehnung der Würm-Vergletscherung. Nur 70 m über dem Rheine sich erstreckend, liegt er in einem Thale, das tief in den jüngeren Deckenschotter vom Kohlfirst und von der Enge eingeschnitten ist. Darnach ist er entschieden jünger als die Mindel-Eiszeit. Seine von Wehrli³⁾ untersuchte Flora und seine von F. v. Sandberger, Gutzwiller⁴⁾ und Wehrli bestimmte Conchylienfauna machen zweifellos, dass hier eine interglaciale Bildung vorliegt, die nach ihrem Auftreten der Mindel-Riss- oder der Riss-Würm-Interglacialzeit zugewiesen werden kann. Mit grösster Wahrscheinlichkeit gehört sie der letzteren an; es ist kaum möglich, dass das wenig mächtige Lager die weit ausgedehnte Riss-Vergletscherung überstanden habe.

Ich habe Flora und Fauna des Flurlinger Kalktuffes in meiner mehrfach erwähnten Arbeit über die Glacialbildungen um Schaffhausen (in Nüesch, Das Schweizersbild. S. 155. 2. Aufl. S. 295) zusammengestellt. An Pflanzenresten liegen vor: Bergahorn (*Acer Pseudoplatanus* L.), Buxbaum (*Buxus sempervirens* L.), Esche (*Fraxinus excelsior* L.), Tanne (*Abies pectinata* De C.), Eibe (*Taxus baccata* L.), Stengel von Cyperaceen, sowie unbestimmbare Reste, darunter vielleicht *Hedera Helix* L. Von Conchylien sind gefunden: *Daubardia brevipes* Fer., *Hyalina cellaria* Müll. sp.

1) Recherches sur la formation des charbons feuilletés interglaciaires de la Suisse. Bull. Soc. d'hist. de Colmar. 1877/78.

2) Die Urwelt der Schweiz. Zürich 1865. S. 490.

3) Über den Kalktuff von Flurlingen bei Schaffhausen. Vierteljahrsschr. d. naturf. Gesellsch. Zürich. 1894.

4) Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel. Verh. d. naturf. Gesellsch. Basel. X. 1894. S. 512 (610).

Hyalina nitens Msch., *Hyalina nitidula* Drap., *Patula rotundata* Müll., *Patula ruderata* Stud., *Patula solaris* Menke., *Helix obvoluta* Müll., *Helix strigella* Müll., *Helix fruticum* Müll., *Helix incarnata* Müll., *Helix arborum* L., *Clausilia laminata* Mont., *Clausilia buplicata* Mont., *Succinea Pfeifferi* Ross., *Succinea oblonga* Drap., *Limneus stagnalis* Müll., *Limneus pereger* Müll., *Limneus palustris* Müll., *Planorbis corneus* L. Dazu gesellt sich noch, von J. Meister aufgefunden, *Rhinoceros Merckii* Jäger (Neue Beobachtungen aus den glacialen und postglacialen Bildungen um Schaffhausen. Beilage zum Jahresber. d. Gymnasiums Schaffhausen. 1897/98. S. 4), als einzige ausgestorbene Art. Alle übrigen sind heute noch in Mitteleuropa verbreitet; es müssen deswegen zur Zeit der Ablagerung des Kalktuffes um Schaffhausen die gegenwärtigen klimatischen Zustände geherrscht haben. Immerhin ist das Zusammenvorkommen von *Buxus sempervirens* L., einer bei Schaffhausen heute fehlenden Art von südwestlicher Verbreitung, mit *Acer Pseudoplatanus*, ferner von ausgesprochen süddeutschen Arten, wie *Daubardia brevipes* Fer. und *Hyalina nitens* Msch., mit der alpinen *Patula ruderata* Stud. und der auf den Osten beschränkten *Patula solaris* Menke recht auffällig.

Gutzwiller hat die Ähnlichkeit der Fauna von Flurlingen mit der von St. Jakob a. d. Aare bei Basel hervorgehoben, auf die wir später zurückkommen werden. Die Flora hat mit der von Höttingen das charakteristische Vorkommen von *Buxus sempervirens* L. gemein. Mit den interglacialen Schieferkohlen des Linthgebietes teilt Flurlingen das Auftreten von *Rhinoceros Merckii*. Dagegen ist die Conchylienfauna von der des gleichfalls interglacialen Lösses, wie Gutzwiller betont, auffällig verschieden.

Interstadiale Ablagerungen.

Gelegentlich der geognostischen Aufnahme Württembergs sind an zwei Stellen, im Kaibacheinschnitte zwischen Kislegg und Wangen sowie bei Sulpach nördlich von Ravensburg, unter den Jungmoränen des inneren Kranzes fossilführende Ablagerungen aufgefunden worden, von denen die eine ihrerseits wieder auf Moränen auflagert. Ihre spärlichen organischen Reste sprechen dafür, dass sie unter glacialen Verhältnissen entstanden; wir erachten sie daher für interstadial. Sie dürften während der Laufenschwankung entstanden sein.

Der lange Kaibacheinschnitt ist nunmehr gänzlich abgeböschet und überwachsen. Die nicht ganz klaren Berichte von O. Fraas über die Schichtfolge (Begleitworte, Blätter Leutkirch u. Isny 1882. S. 14. Glaciales. Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1880. I. S. 268) werden durch ein Profil seines Sohnes E. Fraas erläutert (Scenerie der Alpen. Leipzig 1892. S. 305). Darnach findet sich hier zwischen Moränen ein gestauchtes Thonlager, verknüpft mit Sand und Torf. E. Fraas bezeichnet es als interglacial; doch lieferte es nicht bloss Reste von Mammuth (*Elephas primigenius*), sondern auch solche des Renthiers (*Rangifer tarandus* L.). Bei Sulpach fand ich, ebenso wie O. Fraas angiebt, (Begleitworte, Blätter Ravensburg und Tettnang 1883. S. 10), im Bachbette Thon mit Schneckenresten und torfigen Partien, während daneben an den Flanken des Einrisses Moräne ausstreicht, welche auf der württemberger Karte irrig als Altmoräne angegeben ist. Unter den wenig gut erhaltenen Schneckenresten fand F. v. Sandberger *Succinea oblonga* Drap. und *S. putris* L.; aus dem Torfe erwähnt Fraas das nordische *Hypnum revolvens* Swarz., doch ist die Bestimmung nicht ganz sicher.

Post-Würm-Ablagerungen. Magdalénien-Stationen.

Das Gebiet des Rheingletschers birgt mehrere paläolithische Stationen mit reicher fossiler Fauna, welche jünger als das Maximum der Würm-Eiszeit sind. Unfern Schussenried enthält eine grubenförmige Vertiefung im äusseren Zuge der Jung-Endmoränen einen paläolithischen Abfallhaufen; er findet sich an der Schussenquelle unter der Kalktuffsohle eines kleinen Torflagers. O. Fraas¹⁾ hat die Funde beschrieben und deren Ähnlichkeit mit denen von La Madeleine hervorgehoben; de Mortillet²⁾ stellt sie

1) Erfunde an der Schussenquelle. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg. XXIII. 1867. S. 49. Beiträge zur Kulturgeschichte des Menschen während der Eiszeit. Arch. f. Anthrop. II. 1867. S. 29.

2) Le Préhistorique. 3. Aufl. 1900. S. 655.

ausdrücklich zu seinem Magdalénien. Oberförster Frank zeigte mir 1893 die Stelle; nach der ganzen Situation kann der Kies, den O. Fraas' in mehrere Lehrbücher übergegangenenes Profil als Liegendes der ganzen Ablagerung angiebt, nur Jungmoräne sein, während ich die kiesige Partie, die er als Hangendes des Torfes verzeichnet, für herabgerutschtes Material ansehe. Das Kessler Loch bei Thayingen ist eine Höhle an der rechten Seite des Fulachthales, an deren Boden Merk¹⁾ im Höhlenlehm zahlreiche Funde gemacht hat; sie sind nach G. de Mortillet²⁾ abermals typisches Magdalénien. Rütimeyer³⁾ hat die Fauna untersucht und über sie einen kurzen Bericht erstattet. Jüngst hat Nüesch⁴⁾ die Ausgrabungen wieder aufgenommen. Die Höhle öffnet sich gegen den Boden einer der zahlreichen Abflussrinnen, welche die Schmelzwasser der Würm-Vergletscherung einschnitten, und liegt im Bereiche der Jungmoränen. Das Schweizersbild bei Schaffhausen liegt gleichfalls an einer würm-eiszeitlichen Abflussrinne. Öffnet sich das Kessler Loch gegen die tiefe Furche, durch welche die Wasser von der Biber her im heutigen Fulachthale zum Rheine flossen, so erhebt sich der Felsen des Schweizersbild aus einer höheren Furche, durch welche die Wasser des Fulachthales einen Ausweg nach dem Merishausener Thale fanden. Ob es noch im Bereiche der Jungmoränen liegt, wie ich früher meinte⁵⁾, erscheint mir nicht mehr ganz sicher⁶⁾; jedenfalls liegt es hart an der Grenze der Würm-Vergletscherung und die Funde gehören ins Hangende von Niederterrassenschottern; sie sind ebenso wie die von Schussenried und vom Kessler Loch entschieden jünger, als das Maximum der Würm-Eiszeit. J. Nüesch hat eine monographische Bearbeitung von ihnen veranstaltet⁷⁾; er selbst hat die von ihm auf das sorgfältigste festgestellte Schichtfolge beschrieben.

Zu unterm liegt Schotter der Thalausfüllung; er besteht aus wenig gerundetem Randengerölle; darunter dürfte sich der Niederterrassenschotter fort erstrecken, dem wir bereits 400 m weiter südöstlich angesichts der Endmoränen vom Spiegelgute begegnen. Als Hangendes des Randenschotters findet sich, gelehnt an den Fuss des etwas überhängenden Schweizersbildfelsens, ein feinsplitttriger, lose zämentierter Gehängeschutt — von Nüesch Breccie genannt —, sichtlich durch Abbröckeln des Felsens entstanden. Enthielt bereits die oberste Lage des Randenschotters einzelne Nagetierreste und wenige Feuersteinmesserchen vom Magdalénien-Typus, so war die Breccie ungemeyn reich an Tierresten und Artefakten. Nüesch unterschied von unten nach oben:

- a) eine untere Nagetierschicht 50 cm;
- b) eine gelbe Kulturschicht 30 cm;
- c) eine obere Breccieschicht mit einer oberen Nagetierschicht 80—120 cm;
- d) eine graue Kulturschicht 40 cm;
- e) die Humusschicht 40—50 cm;

e enthielt Metallreste der Bronze- und Eisenzeit, sonst fanden sich nur Stein- und Knochenartefakte. Durch die ganze Ablagerung hindurch waren Feuersteinwerkzeuge vom Typus des Magdalénien verbreitet, in b vergesellschaftet mit Artefakten aus Rentier-, in d mit solchen aus Hirschgeweih. Dazu gesellten sich hier 12 roh bearbeitete geschliffene Steinwerkzeuge (darunter

1) Der Höhlenfund im Kessler Loch. Mitt. antiqu. Ges. Zürich. XIX. 1875/77.

2) Le Préhistorique suisse. Revue de l'école d'Anthropologie de Paris. VIII. 1898. S. 137.

3) Die Knochenhöhle von Thayingen bei Schaffhausen. Archiv f. Anthropologie. VIII. 1875. S. 123.

4) Neue Grabungen und Funde im Kessler Loch bei Thayingen. Anz. f. schweiz. Altertumskunde. I. 1900.

5) Vergl. meine Ausführungen über die Glacialbildungen um Schaffhausen in Nüesch, Das Schweizersbild. 1. Aufl. 1896. S. 165.

6) Ebenda. 2. Aufl. 1901. S. 308.

7) Das Schweizersbild. Neue Denkschr. d. allg. Ges. f. d. ges. Naturw. XXXV. 1. Aufl. 1896. 2. Aufl. 1901. Darin: Die prähistorische Niederlassung am Schweizersbild bei Schaffhausen.

kein durchgebohrtes, neben 6000 Feuersteininstrumenten!), sowie 55 grobkörnige Topfscherben, eine rote Glasperle und eine Nadel aus Bronze. Die beiden letzteren Gegenstände lassen mich mutmaßen, dass Schicht d nicht einheitlich und stellenweise umgelagert ist. Ich möchte unter solchen Umständen den seltenen geschliffenen Steinwerkzeugen und den wenigen, wie mir Nüesch auf eine briefliche Anfrage mitteilt, nur in der oberen Partie gefundenen Topfscherben nicht so grosses Gewicht beilegen wie Nüesch, und ihretwegen nicht die ganze Schicht d als neolithisch im Gegensatz zu a, b und c bezeichnen, die paläolithisch sind. Ich glaube vielmehr, dass d der Hauptsache nach zum Tourassien G. de Mortillet's (G. u. A. de Mortillet, *Le préhistorique*. 1900. S. 238) gehört. nämlich zu einer Epoche, während welcher sich Feuersteinartefakte von jungpaläolithischem Habitus mit einer Hirschauna vergesellschafteten; b ist hingegen typisches Magdalénien, wie G. de Mortillet näher ausgeführt hat (*Le préhistorique suisse* a. a. O.). Das Schweizersbild ist eine langbenutzte Wohnstätte aus der letzteren Zeit, wogegen es später nur zeitweilig besucht wurde und während der Ablagerung von d namentlich als Begräbnisstätte diente. Der Umstand, dass von den 18 Gräbern dieser Zeit kein einziges Topfscherben und geschliffene Steinwerkzeuge unter den Grabbeilagen hat, bestärkt mich in der Auffassung, dass hier der Hauptsache nach Tourassien vorliegt. Unter den Bestatteten waren, abgesehen von den Kindern, 9 Individuen von ansehnlicher Körperhöhe und b von pygmäenhaftem Wuchse. Solche wurden auch im benachbarten Dachsenbühl von F. v. Mandach gefunden (vergl. dessen Bericht über eine Grabhöhle. *Mitt. antiq. Ges. Zürich*. XVIII. 1875. S. 165; Nüesch, *Neuer Fund von Pygmäen. Anzeiger f. schweizer. Altertumskunde*. I. 1900), und zwar auch hier ohne neolithische Beigaben.

Schicht d enthält Reste einer Waldfauna von modernem Gepräge. a und b enthalten arkto-alpine Arten mit solchen eines kontinentalen Steppenklimas gemengt; in a wurden zahlreiche Reste des Halsbandlemming (*Myodus torquatus*) und auch solche der Schneemaus (*Arvicola nivalis*) angetroffen, die in b fehlen. Nüesch bezeichnet deswegen die Fauna von a als Tundren-, die von b als Steppenfauna. Ich halte eine solche strenge Scheidung angesichts der Thatsache, dass beide Schichten zahlreiche (14) charakteristische Arten gemein haben, für nicht durchführbar und fasse a und b als einen Horizont auf. c enthält den Übergang dieser Fauna zu der von d. Wir haben darnach an der Basis der steinzeitlichen „Breccie“ des Schweizersbildes eine arkto-alpine Fauna mit Magdalénien-Kultur, in ihren oberen Partien eine Waldfauna zunächst mit Tourassien-Kultur, dazwischen eine Übergangsauna mit spärlichen Artefakten.

Die genaue Untersuchung der Lage vom Kessler Loch und Schweizersbild hat mich bereits 1896 überzeugt, dass meine früher geäusserte Ansicht, das Kessler Loch (und auch Schussenried) läge im Bereiche der Altmoränen (Mensch u. Eiszeit. *Archiv f. Anthrop.* XV. 1884) irrig ist. Ich hatte damals die Westgrenze der Jungmoränen viel zu weit östlich gesucht (vergl. oben S. 413). Steinmann ist später in denselben Irrtum verfallen und verweist die Magdalénienschichten des Schweizersbild (a und b) in die letzte Interglacialzeit, die Schicht c in die letzte Eiszeit und nur d in die Postglacialzeit. Die Unhaltbarkeit einer solchen Ansicht hatte zuvor M. Boule dargethan, (*La Station du Schweizersbild. Nouv. Arch. d. missions sc.* 1893).

Arkto-alpine Fauna des Magdalénien.

An den drei genannten Fundstellen vergesellschaftet sich die Magdalénien-Kultur mit einer eigenartigen Fauna, welche drei zoogeographisch verschiedene Elemente enthält. Es mischen sich in ihr hochalpine mit nordischen und subarktischen kontinentalen Arten. Die hochalpinen Arten spielen allerdings in der etwas armen Fauna von Schussenried keine Rolle; am Kessler Loch und Schweizersbild sind sie durch den Steinbock (*Capra ibex*), am Kessler Loch überdies durch das Murmeltier (*Arctomys marmotta*) und die Gemse (*Capella rupicapra*) vertreten. An arktischen Arten ist das Renthier (*Rangifer tarandus*) und der Vielfrass (*Gulo borealis*) allen drei Fundstellen gemein; überdies findet sich der Eisfuchs (*Vulpes lagopus*) an den beiden schweizerischen Fundstellen. Vom Kessler Loch ferner liegen Abbildungen des Moschusochsen (*Ovibos moschatus*), vom Schweizersbilde Reste des Halsbandlemming (*Myodus torquatus*) vor; ausserdem ist der Alpenhase (*Lepus variabilis*) und das Schneehuhn (*Lagopus alpinus*) am Kessler Loch und Schweizersbild, der Singschwahn (*Cygnus musicus*) am Kessler Loch und an der Schussenquelle

vertreten. Von den Tieren der Kontinentalfauna gemässiger Breiten ist das Pferd (*Equus caballus*) an allen drei Fundstellen reichlich vorhanden. Zeichnungen vom Schweizersbild und Kessler Loch erweisen daneben den Wildesel (*Equus Hemionis*) und Knochenreste *Bison prisca* Rütim. Überdies sind dank der Sorgfalt, mit welcher Nüesch die Schichten des Schweizersbildes ausbeutete, von dort zahlreiche Reste von Nagetieren bekannt geworden, wie der kleine Steppenhamster (*Cricetus phoeus*), die sibirische Zwiebelmaus (*Arvicula gregalis*) und der Zwergpfeifhase (*Lagomys pusillus*); das sind echte Steppenbewohner, die mit denen der Tundra und der Alpenregion zusammen vorkommen. Dazu gesellen sich Raubtiere von weiter Verbreitung, wie Wolf, Fuchs, brauner Bär und bei Thaingen der Löwe, dessen Verbreitungsgebiet heute ein südliches ist. Zwei Arten endlich, die jedoch in Schussenried nicht nachgewiesen sind, sind ausgestorben, das wollhaarige *Rhinoceros (tichorhinus)* und das Mammuth (*Elephas primigenius*), das der Bewohner des Kessler Loch verzehrte und der des Schweizersbild zeichnete.

Die Magdalénienfauna ist ein Gemisch aus mehreren heute getrennten Faunen, welches aber bestimmte klimatische Schlüsse zulässt. Die arкто-alpinen Elemente verlangen ein kaltes Klima, wie es heute oberhalb der Baumgrenze vorkommt, die Steppenbewohner gleichzeitig ein kontinentales. Beides schliesst einander nicht aus. Klimatische Zustände, wie sie heute unter 50—55° Nord im östlichen europäischen Russland herrschen, dürften allen Arten zusagen. In gleicher Richtung weisen die spärlichen Pflanzenreste. An der Schussenquelle fand O. Fraas *Hypnum sarmentosum* Wahlenb., *Hypnum aduncum* Hedw., *Hypnum fluitans*; das sind nordische und alpine Arten. Sie gestatten aber nicht die Folgerung, dass das ganze Land Tundracharakter trug. J. Früh erkannte unter den Kohlenresten vom Schweizersbild Stammteile von Koniferen und ein Stück Laubholz, wahrscheinlich der Buche angehörend.¹⁾ Darnach muss in der Gegend des Schweizersbildes in rund 500 m Meereshöhe zur Zeit der Magdalénien-Kultur Baumwuchs vorhanden gewesen sein, und es darf die Schneegrenze, falls sie ähnlich wie heute in einem Abstände von 800 m über der Baumgrenze verlief, nicht tiefer als 1300 m angesetzt werden. Das ist 300 m höher, als wir oben die Schneegrenze der Würm-Eiszeit im Bodenseegebiere fanden.

Alter des Magdalénien.

Auf diese eigenartige arкто-alpine Fauna des Magdalénien ist, wie die Funde des Schweizersbildes lehren, allmählich die heutige Waldfauna gefolgt, und zwar schon zu einer Zeit, da der Mensch seine Werkzeuge ausschliesslich durch Zuschlagen von Feuersteinen und aus Knochen herstellte und die Kunst der Töpferei noch nicht kannte. Dann erst setzt mit einemmal die neolithische Kultur ein. In der Feststellung dieser Aufeinanderfolge der Ereignisse liegt die grosse Bedeutung der Nüeschchen Ausgrabungen nicht bloss für die Prähistorie, sondern namentlich auch für die Geologie der Postglacialzeit, und es ist daher eine wichtige Aufgabe, sie einzureihen in die Chronologie derselben, die wir oben (S. 373) aufstellen konnten. Folgte jener Übergang unmittelbar auf die Würm-Eiszeit, geschah er in der Achenschwankung oder erst später?

Für die Beantwortung dieser Frage bietet die Verbreitung unserer drei Magdalénien-Stationen keinen festen Anhalt. An der Peripherie der letzten Vergletscherung gelegen, können sie ebensogut gleichalt mit den Moränen des inneren Kranzes der Jung-Endmoränen sein, wie einem späteren Stadium angehören. Weitere Funde stellen letzteres so gut wie sicher. Wir treffen die charakteristische Magdalénien-Fauna auch in einer

¹⁾ Über Kohlenreste aus dem Schweizersbild. In Nüesch, Schweizersbild. 2. Aufl. S. 325.

Uferterrasse, welche den Bodensee in einer Höhe von 20—25 m über seinem heutigen Spiegel umzieht. Es muss also der Gletscher bereits das Alpenvorland gänzlich verlassen haben und der Bodensee bereits gebildet gewesen sein, als unsere Fauna existierte, ja derselbe muß bereits von seinem ursprünglichen Stande zurückgetreten gewesen sein, dessen Ufer nach Sieger¹⁾ 30 m über dem heutigen gelegen war. Es liegt ein merkliches Sinken des Bodensees zwischen der Würm-Eiszeit und der Magdalénien-Periode, welche letztere nach Nüesch höchstens 24 000 Jahre zurückreicht; wir glauben daher, dass dieselbe nicht vor unserm Bühlstadium angesetzt werden darf, dessen Gletscher, wie wir später zeigen werden, aller Wahrscheinlichkeit nach in den Bodensee mündete.

Die Funde, um die es sich hier handelt, werden im Rosgarten-Museum zu Konstanz aufbewahrt. Aus den Kiesgruben von Hinterhausen bei Konstanz liegen hier vor: Reste von Rentier (*Rangifer tarandus*), Mammuth (*Elephas primigenius*), Wisent (*Bos priscus*), Alpenhase (*Lepus variabilis*), ferner angeblich vom Hirsch (*Cervus elaphus*). Herr Nüesch hatte die Freundlichkeit, sich kürzlich diese von mir 1891 notierten Funde anzusehen; er fand die Bestimmungen richtig bis auf die der Hirschreste. Sie könnten auch vom Rentier herrühren. Ein Stück, schreibt mir Nüesch, ist am oberen Ende künstlich, d. h. von Menschenhand bearbeitet. Ausserdem liegen aus der Seeterrasse von Immenstaad Reste vom Mammuth vor.

Dass das Magdalénien wesentlich jünger als das Maximum der Würm-Eiszeit ist, widerspricht durchaus nicht dessen Auftreten an den drei Hauptfundstellen. Haben wir allerdings keine Vorstellung der Zeit, welche zwischen dem Gletscherrückzuge und der Besiedlung der Schussenquelle verstrich, so ist klar, dass das Schweizersbild nicht unmittelbar nach dem Schwinden der Gletscher bewohnt wurde, da inzwischen die Ablagerung des Randenschotters erfolgte; auch das Kessler Loch dürfte erst ziemlich spät, nachdem die Gegend eisfrei geworden, besiedelt worden sein, da die Höhle erst erreichbar wurde, als sich keine nennenswerte Wasserader mehr am Boden des Fulachthales bewegte und die heutigen hydrographischen Verhältnisse vollständig hergestellt waren.

Sind die Schichten a und b des Schweizersbildes frühestens dem Bühlstadium zuzuweisen, so bleibt für c und d die ganze Zeit bis nach dem Daunstadium verfügbar; denn erst in der Humusschicht e begegnen wir den Artefakten aus der Bronzezeit, die entschieden jünger als das letztgenannte Stadium ist. Die Bildungsdauer von e schätzt Nüesch auf 4000 Jahre, was unserer Annahme über das Alter der Bronzeperiode entspricht; er veranschlagt das Alter der sechsmal so mächtigen Schichtfolge a bis d sechsmal so gross. Es ist hierbei von ihm angenommen worden, dass die Breccienbildung durchweg in gleichem Tempo erfolgte. Dagegen kann man einwenden, dass die Abspaltung des Felsens während der rauhen Magdalénienzeit rascher geschah, als während der Waldzeit des Tourassien und der Gegenwart. Andererseits ist zu erwägen, dass nach der Würm-Eiszeit unser Felsen ziemlich gerundet dagestanden sein dürfte und der Abwitterung deswegen gut trotzen konnte. Die Schätzung von Nüesch, auf eine Gesamtdauer der Niederlassung im Maximum zu 24 000 Jahren, erscheint uns daher nicht als zu hoch.

Die Spanne Zeit, welche das Magdalénien von der geologischen Gegenwart trennt, wird am besten durch einen Blick auf die Uferlinien des Bodensees und die Pfahlbauten illustriert. Letztere halten sich, wenn sie auch stellenweise, wie die von Wangen, rein neolithisch sind (vergl. Munro, *The Lake-Dwellings of Europe*. 1890. S. 124), durchaus an die heutige Uferlinie. Ein Sinken des Sees um 20—25 m entspricht der Zeit seit dem Magdalénien; es geschah mit zwei Unterbrechungen; sollten dieselben dem γ - und δ - Stadium entsprechen?

1) Zur Entstehungsgeschichte des Bodensees. Richthofen-Festschrift, 1893.

III. Das Nährgebiet des Rheingletschers.

Erratische Grenzen. Der übertiefte trichterförmige Thalausgang. Das übertiefte Thal oberhalb Sargans. Regeln der Übertiefung. Heims Thalböden. Der präglaciale Thalboden. Rücksinken, Verbiegen und Übertiefen. Moränen im Rheinthal, Bühlstadium. Zerschnittene Thalsporne. Flimser Bergsturz und Gschnitzstadium. Büh- und Gschnitzstadium am Säntis. Daunstadium. Inter-glaciale bez. interstadiale Ablagerungen. Postglacialer Löss. Jüngere Stein- und Bronzezeit.

Erratische Grenzen.

Der Jung-Endmoränengürtel des Rheingletschers biegt an zwei Stellen bis zum Gebirge zurück. Im Osten verfolgten wir ihn in der Gegend von Oberstaufen bis in die Molassenzone, im Westen bis an die Toggenburger Vorberge. In etwa 1000 m Höhe hören seine Wälle auf; weiter südwärts muss der Gletschersaum über der Schneegrenze gelegen gewesen sein. Ein über 80 km breiter Eisstrom ergoss sich zwischen den südlichsten Vorkommnissen der Endmoränen auf das Alpenvorland: so hoch war der Rheingletscher angeschwollen, dass er die Gehänge seines Thales, den Pfänder (1056 m) im Osten und den Appenzeller Sporn im Westen überflutete und sich hier mit den im Thurthale vom Säntis kommenden Eismassen, dort mit denen des Bregenzer Waldes vereinigte. Nur wenige Nunataker dürften aus diesem gewaltigen Eisstrom aufgeragt haben. Auf dem Appenzeller Sporn reicht die Überstreuung mit rheinischen erratischen Blöcken nicht bis auf die Kuppe des Gäbris (1250 m); mutmasslich war sie vom Eise umflossen¹⁾; dass aber an ihr ebensowenig wie an anderen Erhebungen des Appenzeller Spornes Ufermoränen hinterlassen worden sind, ist ein sicheres Anzeichen dafür, dass der Gletscher hier noch nicht aper war. Unter Firnbedeckung erstreckte sich der in seiner Mitte etwa bis 1200 m Höhe angeschwollene Rheingletscher in das Bodenseegebiet hinein. Sein im Gebirge gelegener Teil gehörte durchaus seinem Nährgebiete an.

Weiter südwärts, wo höhere Berge sich beiderseits seines Thales erheben, engt sich das Bett des Rheingletschers bald ein. Zwischen den Ausläufern des Hohen Freschen im Osten und des Säntis im Westen, zwischen Alpwegkopf und Hohem Kasten mass es kaum 16 km Breite; die Eisoberfläche lag hier, nach einer von A. E. Forster am Alpwegkopfe vorgenommenen Bestimmung, 1300 m hoch. Zwischen Alvier und Rhätikon, unterhalb der Thalabelung von Sargans, dürfte ein kaum 8 km breiter Eisstrom passiert haben. Wie hoch er reichte, wissen wir nicht; da jedoch oberhalb der Mündung des Illthales noch erratisches Material in 1500 m Höhe auf den nördlichen Ausläufern der Drei Schwestern und in der Walenseefurche bei Lochen unweit Amden, wie mir Herr Leo Wehrli mitteilte, noch in 1540 m Höhe abgelagert worden ist, dürfen wir die Gletscheroberfläche um Sargans auf kaum niedriger als 1700 m Höhe ansetzen. In der Umgebung von Chur veranschlagte F. v. Salis die höchste Erhebung der Eisoberfläche zu 2100 m²⁾; in diesem Niveau zieht sich am Ostabfalle des Calanda eine deutliche Schliftgrenze entlang, gegen welche sich Kare öffnen; wenig tiefer (2070 m) verzeichnet A. Favre³⁾ erratische Blöcke; Tarnuzzer⁴⁾ erwähnt solche vom weiter südlich gelegenen Churer Joch (2038 m).

1) J. Früh, Anleitung zu geol. Beobachtungen. Jahrb. d. St. Gallischen naturw. Ges. 1896/97.

2) Notanden über erratische Erscheinungen im Rheingebiet. Jahrb. Schweiz. Alpenklub. X. 1874/75. S. 457.

3) Piperoff (Beiträge z. geol. Karte. N. F. VII. 1897. S. 41) notiert erratische Blöcke am Calanda nur bis 1800 m Höhe.

4) Die erratischen Schuttmassen der Landschaft Churwalden-Parpan. Jahresh. naturf. Ges. Graubündens. N. F. XLI. 1898. S. 1 (16).

Das Gefälle des Rheingletschers auf der Querthalstrecke unterhalb Chur war hiernach ein wesentlich geringeres, als das der ostalpinen Gletscher beim Passieren der nördlichen Kalkalpen. Es belief sich nur auf 16 ‰, aber es war nicht gleichmässig; von der Mündung der Ill an, wo die fächerförmige Ausbreitung des Eises beginnt, war es bis zum Alpenrande nur 12.5 ‰, weiter oberhalb 18—20 ‰, hier aber von Chur bis Sargans mutmasslich geringer, als in der Enge zwischen Rhätikon und Alvier. Oberhalb Chur ist das Eisgefälle jedenfalls viel geringer gewesen, als unterhalb; denn war es hier gleich hoch, so würde die Gletscheroberfläche in den Thälern nahe den Rheinquellen in über 3000 m Höhe gelegen gewesen sein.

Die wenigen vorliegenden Angaben über erratische Höhen für die Gegend oberhalb Chur reichen nicht aus, um eine klare Vorstellung über die Oberflächenentwicklung des oberen Rheingletschers zu gewinnen. F. v. Salis giebt hier nur geringere Höhen an, als für das Gebiet um Chur; Heim hat die erratischen Vorkommnisse nicht systematisch verfolgt, sondern nur zufällig notiert (Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz. XXV. 1891. S. 429). A. Favre hat die älteren Angaben auf seiner „Carte des anciens glaciers de la Suisse“ vereinigt und tabellarisch zusammengestellt (Notice sur la conservation des blocs erratiques. Archives des sciences de la bibliothèque universelle. LVII. 1876. S. 181. 194). Die von ihm berechneten Gefällswerte sind wegen der Lückenhaftigkeit seines Materials unsicher; das steile Gefälle, auf das Favre unterhalb Chur Gewicht legt, beruht auf einer zu niedrigen erratischen Höhe bei Oberhaus. Mit seinem Oberflächenniveau von 2100 m bei Chur überschritt der Rheingletscher die Passhöhe des Lukmanier (1917 m); dass hier ein Überfließen des Eises nach Süden stattgefunden hat, scheint mir aus der Richtung der Stoss- und Leeseiten auf den Rundhöckern der Passhöhe hervorzugehen.

Auch die Gefällsverhältnisse des Gletschers im Thale der Bregenzer Ache, des Ill- und Landquartgletschers auf der rechten Seite des Rheinthaales sind uns noch nicht näher bekannt. Genaueres wissen wir durch Gutzwiller¹⁾ über die Gletscher des Säntisgebietes. Sie waren nach ihm so beträchtlich, dass sie dem Rheingletscher wehrten, über den Sattel von Wildhaus (1024 m) zwischen Churfürsten und Säntis in das obere Thurthal einzudringen, obwohl derselbe gegenüber dieser Öffnung am Abfalle der Drei Schwestern erratische Blöcke in 1500 m Höhe strandete, dass sie ferner den Linthgletscher hinderten, über den Sattel von Ricken (800 m) ins Thurgebiet zu gelangen. Aber diese mächtigen vom Säntis ausgehenden Eismassen waren nicht bedeutend genug, um sich weiter im Norden frei zu entfalten, sie wurden längs der Linie Appenzell-Herisau und Jonschwyl (südlich Wil) durch den über den Appenzeller Sporn überfließenden Rheingletscher gänzlich zur Seite gedrängt. Der übertiefte trichterförmige Thalausgang.

Das Rheinthal ist in geradezu musterhafter Weise übertieft. 11.5 km breit mündet es auf das Alpenvorland in Form eines riesigen trichterförmig erweiterten Thalausganges. Nur allmählich verschmälert sich derselbe gegen Süden. An der Mündung des Illthaales misst seine Breite immer noch 7.5 km; dann allerdings nimmt dieselbe mit einemmal rasch ab; aber selbst unterhalb Sargans, wo das Seezthal zum Walensee abzweigt ist, ist seine ebene Sohlenfläche noch 1.5 km breit. Der Gesamtverlauf des Trichters ist gewunden: wir nehmen ein regelmässiges Abwechseln von ausspringenden Spornen und einspringenden Nischen an seinen Flanken wahr. Der letzte grosse Sporn wird von den gefalteten Molasseschichten des Kantons Appenzell gebildet. Er springt in den Scheitel des Winkels hinein, den Rheinthal und Bodensee gerade am Fusse des Gebirges bilden. Ihm gegenüber beschreibt der Westsaum

¹⁾ Das Verbreitungsgebiet des Säntisgletschers zur Eiszeit. Jahresber. d. St. Gallener naturw. Ges. 1871/72. S. 80.

des Vorderen Bregenzer Waldes eine grosse Konkave. Südlich vom Appenzeller Sporn erstreckt sich am linken Gehänge die Nische von Altstätten im Bereiche weicher Flyschschichten; dann springt der Sporn von Oberried vor, hier tauchen die Kalkfalten des Säntis im Rheinthale unter; wenig südlich von ihm heben sich aus letzteren am andern Thalgehänge die Kalkfalten Vorarlbergs in den Spornen von Götzis und von Feldkirch hervor, die durch die Nische von Rankweil getrennt werden. Ihnen gegenüber buchtet sich in die weichen Flyschschichten die grosse Nische von Werdenberg hinein. Auch weiter südlich, wo sich der Trichter rasch verengt, sehen wir links noch unfern Sevelen einen deutlichen Sporn von Kreidekalken; gegenüber ist bei Triesen im Fürstentum Liechtenstein in den Flysch eine Nische eingeschnitten, an welche sich grosse Rutschungen knüpfen. Erinuert das Alternieren von Nischen und Spornen einigermaßen an das Abwechseln von Prallstellen und von Kiesbänken in einem Flusse, so ist doch ihre Abhängigkeit vom Gesteinscharakter unverkennbar: feste Gesteine, die Kalke der unteren Kreide und die Nagelfluh der Molasse Appenzells, treten spornförmig vor; die Nischen erstrecken sich im Flysch oder in den weichen Molassenschichten Vorarlbergs. Wir haben das Phänomen der Rippung, das wir bereits wiederholt in übertieften Thälern kennen gelernt haben, in grossartiger Entfaltung vor uns; es erhält hier sein eigenartiges Gepräge dadurch, dass das Rheinthal schräge zum Schichtstreichen verläuft, und wiederholt gegenüber den harten Gesteinen der einen Thalseite weiche auf der andern zu liegen kommen.

Dieser grossartige Trichter ist auf seiner ganzen Erstreckung übertieft. Er ist trogähnlich in seine Umgebung eingeschnitten; seine Gehänge erheben sich stellenweise, wie z. B. um Hohenems, wandförmig, und an ihrem Fusse fehlen dann Schutthalden. Keines der Seitenthäler mündet gleichsohlig. Die der linken Flanke sind allerdings unbedeutend. Sie haben oben in der Regel sanfteres Gefälle, als unten. Im Norden zeigen sie bei 700 m, im Süden bei 800 m einen vielfach recht deutlichen Gefällsbruch. Die stattlicheren Zuflüsse der rechten Thalseite münden ausnahmslos in engen Schluchten. So die Bregenzer Ache; in ihrem Thal ist keine Strasse entlang geführt worden; die Wege in den Vorderen Bregenzer Wald steigen rasch auf 700 m, entweder an den Flanken ihres Einschnittes oder in einem Thaltorso. In enger Klamm, dem Rappenloch, mündet ferner die Dornbirner Ache, ebenso weiter südlich der Frutzbach des in 800 m Höhe mündenden Laternser Thales. Selbst das Thal der Ill, des mächtigsten der rechtsrheinischen Nebenflüsse, mündet nicht gleichsohlig. In enger Klamm tritt die Ill in die breite, ebene Thalsohle des Rheins. Zuvor hat sie jedoch selbst das breite Thalbecken des Wallgau durchmessen, das in ähnlicher Weise übertieft ist, wie das Rheinthal: alle seine Zuflüsse steigen in engen Klammern zu ihm herab, alle Seitenthäler haben in 1000 m Höhe ausgesprochene Stufenmündungen, wenn sie auch, wie das Walsertal, aus denselben weichen Flyschschichten kommen, in die unser Thalbecken eingeschnitten ist. Die übertieften Strecken des Rhein- und Illthales werden durch eine Rippe von widerstandsfähigem Kreidekalk voneinander getrennt, welche das Wallgau förmlich verriegelt. Diese Rippe stört nicht die Beziehungen zwischen den beiden übertieften Thälern; das Rheinthal verdoppelt an der Einmündung des Illthales nahezu seine Breite.

Das übertiefte Thal oberhalb Sargans.

Ebenso wie wir an der Einmündung des Illthales eine charakteristische Erweiterung des Rheinthales bemerken, finden wir eine Einschnürung desselben an der

Abzweigung des nach dem Walensee führenden Seezthales: oberhalb der Thalgebeltung von Sargans ist seine Sohle 3 km, also doppelt so breit, wie weiter unterhalb. Die genannte stattliche Breite hat es an der Einmündung des aus dem Prättigau kommenden Landquarthales erhalten; weiter oberhalb ist seine Sohle nur 1.5 bis 2 km breit, im Querthale nördlich Chur stellenweise etwas weniger, als im Längsthale südwestlich der Bündener Hauptstadt; bei Reichenau, wo sich Vorder- und Hinterrhein treffen, immerhin noch 2 km.

Charakteristisch ist auch für diese Thalstrecke die Steilheit der Gehänge gerade in ihren unteren Partien: wie unterschritten erscheint der Westabfall des Fläscher Berges gegenüber Sargans, und der Abfall des Hochwang unterhalb Chur. Nur eine Strecke weit sehen wir unfern Sargans eine ausgezeichnete Felsterrasse am linken Gehänge unseres Thales, sie zieht sich in 900—1100 m Höhe zum Walensee hin; auf ihr mündet das Weisstannenthal bei Mels und das Taminathal bei Ragaz; beide Thäler haben ausgesprochene Stufenmündungen, in welche ihre Flüsse enge Klammern eingedrechselt haben. Dagegen ist die Mündung des Landquarthales ähnlich verriegelt, wie die des Illthales: nachdem es sich zum übertieften Becken von Schiers und Grüşch ausgeweitet, schnürt es sich dicht am Rhein wieder ein; durch die enge „Clus“ tritt die Landquart in die breite Thalsohle des Rheins. Die Plessur mündet bei Chur wieder stufenförmig; hat sie zwar auch in ihre Mündungsstufe bereits ein ansehnliches Thal eingeschnitten, so müssen doch die Landstrassen ins Schanfigg und auf die Lenzer Heide in vielen Windungen an dessen Gehänge emporsteigen, um in etwa 1000 m Höhe das Niveau des hohen Thalbodens zu erreichen.

In ganz ausgezeichneter Weise trägt das Längsthale des Vorderrheins die Kennzeichen der Übertiefung; hier begegnen wir zum erstenmal einer ausgedehnten Felsterrasse, wie im Längsthale des Inn. Sie ist am deutlichsten im Bereiche des Verrucano zwischen Brigels und Waltensburg sowie in Obersaxen entwickelt, wo sie sich auf 1300—1400 m Höhe erhebt. Weiter oberhalb, im Bereiche der Sericitgneisse, tritt sie anfänglich weniger scharf und mit geringeren Höhen entgegen. Aber in der obersten Thalpartie, dem Tavetsch, erscheint sie wieder recht deutlich in 1800 m Höhe. Alle grösseren, von Süden kommenden Seitenthäler münden stufenförmig, so das Medelser Thal, so Somvix und Lugnetz. Auch ihre Mündungsstufen liegen im Bereiche der Sericitgneisse und Bündener Schiefer etwas tiefer als die Verrucanoterrasse. Typische Stufenmündungen zeigen endlich im Tavetsch das Val Cornera und Val Nalps. Beide sind echte Tröge mit vergletschertem Schlusse. In das Val Cornera mündet mit steiler Stufe das Hochthal Maigels (vergl. Siegfriedatlas 411 und Reliefkarte St. Gotthard 1:50000). Wenn in der unteren Thalpartie zwischen Ilanz und Reichenau die Übertiefung auszusetzen und ein höher gelegener Thalboden beinahe intakt vorhanden zu sein scheint, so beruht dies auf dem gewaltigen Bergsturze von Flims, welcher eine Strecke weit die Wirkungen der Übertiefung wett gemacht hat, aber selbst eine Folge derselben ist: das unterschrittene Gehänge des übertieften Thales ist, wie so häufig, in die Tiefe gerutscht.

Weniger zusammenhängend ist die Übertiefung am Hinterrhein. Seine Querthalstrecke zerfällt in einzelne übertiefte Weitungen, die durch Riegel voneinander getrennt sind. Letztere durchbricht der Fluss in engen Clusen, so die Rofnaschlucht oberhalb und die berühmte Enge der Via mala unterhalb des Beckens von Schams. Die untere Thalweitung des Domleschg erscheint gegenüber dem Längsthale des ver-

einigten Rheins beinahe abgeriegelt; durch die enge Thalstrecke zwischen Rothenbrunnen und Rhäzüns erreicht der Hinterrhein den Vorderrhein; die Dinge liegen ebenso wie an der Landquart und Ill. Die Höhen der Riegel setzen sich in Terrassen an den Weitungen fort, so die der Via mala zwischen 1400 und 1500 m an der rechten Seite des Domleschg bis zur Enge von Rothenbrunnen und Rhäzüns. Auch im Bereiche des Albula- und Juliathales wechseln beckenförmige Thalweitungen mit Engen. Die letzte Weitung am Albula, das Becken von Tiefenkastel, endet bezeichnender Weise an einer Gabelung des alten Gletschers dort, wo er über den Thaltorso der Lenzer Heide einen Ast direkt nach Chur entsandte; die Enge von Schyn bezeichnet das Bett eines geschwächten Eisstromes.

Regeln der Übertiefung.

Die Übertiefung des Rheinthal-systems gehorcht denselben Regeln, die wir im Inngebiete feststellen konnten: sie steht in enger Abhängigkeit von der Grösse des Gletschers. Wo dieser bedeutende Zuflüsse erhält, wird das Thal breiter; es verengt sich dort, wo sich Zweige von ihm loslösen. Die Nebenthäler sind umso mehr gegenüber dem Hauptthale zurückgeblieben, je kleiner ihre Gebiete sind. Eigenartig ist die Wiederholung von Riegelmündungen am Ill-, Landquart- und Hinterrheinthal. Die des Illthales ist unschwer zu verstehen; hier legt sich eine feste Kalkrippe vor ein im Flysche verlaufendes Thal; aber die von Landquart und Hinterrhein erstrecken sich ebenso wie die weiter oberhalb gelegenen Thalpartien im Bereiche der Bündener Schiefer, die allerdings bald als sehr weiche Thonschiefer, bald als harte Sandsteine und kompakte Kalksteine entwickelt sind. Auch die Ursache der Beckenbildung am Hinterrhein ist nicht überall klar; erscheint das Ende der Weitung von Tiefenkastel durch die dortige Gletschergabelung bedingt, so ist schwer zu verstehen, warum das von Schams durch die Enge der Via mala abgeschlossen wird.

Ich habe das Gebiet des Hinterrheins nur bis zur Via mala besuchen können, vermag mich daher über die oberen Becken nicht zu äussern. Heim (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Lieferung XXV. 1891. S. 456) hebt zwar hervor, dass das Becken von Schams unabhängig von den Gesteinsgrenzen verläuft, führt aber andererseits aus, dass sich die Enge der Via mala im kompakten Mergelkalk und Kalkstein einschnürt, im Thonschiefer etwas ausweitet. Hiernach erscheint uns nicht ausgeschlossen, dass mancher Riegel im Bereiche der Bündener Schiefer zu den Rippen gehört.

Heims Thalböden.

Bleiben auch Einzelheiten in der Übertiefung des Rheinthalgebietes zu erklären, so tritt dieselbe doch in grossen Zügen so deutlich hervor, dass wir nach Analogie der im Innthale kennen gelernten Phänomene auf die wesentliche Mitwirkung des Eises bei ihrer Entstehung schliessen müssen. Ausgeschlossen erscheint uns die Bildung des heutigen Rheinthalles allein durch fluviatile Erosion, so wie dies von Rütimeyer¹⁾ und A. Heim²⁾ angenommen wird.

Heim stützt sich namentlich auf das Vorhandensein von Thalstufen und Terrassen, die, durch Erosion entstanden, ein allmähliches Einscheiden der Thäler anzeigen. Sie ordnen sich nach ihm am Vorderrhein in drei Thalbodensysteme von 1300—1500 m, von 1800—2000 m und von 2000—2400 m Höhe und sollen drei Phasen in der Entwicklung des Thal-systems anzeigen. Das unterste System haben wir kennen gelernt; es wird durch die Terrassen längs des Vorderrheins und die Böden der stufenförmig mündenden Nebenthäler dargestellt; die beiden oberen Systeme treten in einzelnen

1) Über Thal- und Seebildung. Basel 1869. 8°. S. 75.

2) Untersuchungen über d. Mechanismus d. Gebirgsbildung. 1878. Beiträge z. geologischen Karte der Schweiz. XXV. Bern 1891. S. 421.

Thalböden der stufenförmig sich senkenden Nebenthäler meist weit vom Hauptthale entgegen. Heim erachtet sie für die Überreste von reifen, breitsobigen Thalstrecken. Dieser Deutung steht entgegen, dass unsere Thalböden nach oben meist durch steil ansteigende Thalstufen stumpf begrenzt werden, während bei den Stufen, die infolge einer Neu belebung der Erosion von Flüssen gebildet werden, der tiefere Thalboden spitz in den höheren auslaufen sollte. Heims beide oberen Thalbodensysteme werden gebildet von den breiten Stufenflächen, wie sie für alte Gletscherbetten charakteristisch sind und wie wir sie in den Zentralalpen bereits kennen gelernt haben. Ihre Zusammenfassung in bestimmte Systeme beruht lediglich auf der Gleichheit ihrer Höhen, wobei ausser Acht gelassen erscheint, dass die aufwärts gelegenen Thalböden naturgemäss höher liegen müssen, als die abwärts befindlichen. Während Heim z. B. die Stufenmündungen von Medels und Val Somvix seinem tiefsten Thalbodensystem zuweist, stellt er die Trogböden von Val Cornera und Val Nalps, obwohl sie gleichfalls nur 300—400 m über dem Vorderrhein einsetzen, zu seinem mittleren Systeme; er findet das untere im obersten Rheinthale, dem Val Tavetsch, durch die niedere Dörferterrasse Sedrun—Rüdras repräsentiert, die sich kaum 100 m über den Fluss erhebt. Heims Thalbodensysteme senken sich viel langsamer, als die heutigen Flüsse, und verlaufen nahezu ohne Gefälle; das oberste würde hoch oben in der Luft gegen das Alpenvorland auslaufen. Wir müssen hingegen erwarten, dass die früheren Stadien eines Erosionsthalens, sofern nicht besondere Bewegungen der Erosionsbasis eingegriffen haben, steiler fallen, als die späteren, denn das Gebirge wird im Verlaufe der Abtragung immer niedriger.

Wir vermögen in Heims beiden oberen Thalbodensystemen keine Stufen fluvialer Erosion zu erkennen und müssen sie zu den unter Mithilfe von Gletscherwirkungen entstandenen zählen. Anders das untere und im Val Tavetsch das mittlere. Es entspricht wahrscheinlich, wie wir sehen werden, der präglacialen Thalsohle, in welche das heutige Thal in übertieferter Weise eingeschnitten ist. Dem Umstande, dass die Seitenthäler regelmässig stufenförmig in das Hauptthal münden, überhaupt dem Auftreten von Stufenmündungen, trägt Heims Auffassung der Thalformen nicht Rechnung. Dass sie mit der Annahme fluvialer Erosion unvereinbar sind, haben wir S. 144 bereits begründet. Heim erwähnt (Beiträge S. 465), dass im Domleschg Erosionsfelsterrassen thalanswärts aufsteigen. Ich kann seine Beobachtung bestätigen, kann aber nicht seiner Folgerung beipflichten, welche daraus auf eine relative Einsenkung des rückwärtigen Thalgebietes schliesst. Ich erblicke vielmehr in der von Fürstenu nach Tomils ansteigenden Fläche ein Stück Sohle der übertieften Weitung des Domleschg, welche zum Riegel von Röthenbrunnen ansteigt. In sie hat der Hinterrhein eine neue Thalsohle eingeschnitten.

Der präglaciale Thalboden.

Die Übertiefung des Rheinthales ist in der Querthalstrecke unterhalb Chur so bedeutend, dass wir hier lediglich an einer Stelle unterhalb Ragatz gegen den Walensee hin die Anzeichen eines alten Thalbodens in der Gestalt der dortigen Terrasse antreffen. Wir sind daher beim Versuche der Rekonstruktion des alten präglacialen Thalsystems hier ganz auf die Stufenmündungen der Nebenthäler angewiesen. Sie liegen nahe dem Fusse des Gebirges erheblich tiefer, als wir das Niveau des präglacialen Thalbodens anzunehmen haben. Müssen wir letzteres in etwa 900 m Höhe ansetzen, so senken sie sich am Appenzeller Sporn und im Bregenzer Walde auf 700 m herab. Diese Verschiedenheiten lassen zwei Erklärungen zu: entweder liegt uns der präglaciale Thalboden in den Stufenmündungen der Molassenzone vor und ist hier im Vergleiche zur subalpinen präglacialen Landoberfläche gesenkt worden, oder die Höhen der Stufenmündungen haben mit jener Oberfläche nichts gemein und sind in ihrer heutigen Gestalt jünger.

Bei der Spärlichkeit der beobachtbaren Erscheinungen ist es schwer, zwischen beiden Möglichkeiten zu wählen. Liegt eine Dislokation der präglacialen Thalböden vor, so müsste man eine dem Alpenrande folgende Verwerfung annehmen, durch welche die Molassenzone gegenüber dem Vorlande gesenkt worden wäre. Unverkennbar verläuft hier an der Grenze des gefalteten Gebirges und der davor gelagerten flachen Schichten

eine wichtige tektonische Linie; aber längs derselben sind die Molassenschichten gegenüber dem Vorlande gehoben; wir möchten um so weniger wagen, auf Grund der verhältnismässig tiefen Lage der Stufenmündungen im unteren Rheinthale das Gegenteil anzunehmen, als auf der anderen Seite manches dafür spricht, dass jene Stufenmündungen nicht dem präglacialen Thalniveau angehören. Sie liegen tief, sofern sie sich im Bereiche weicher Schichten erstrecken, so namentlich die Mündung des Thales der Bregenzer Ach und des daneben befindlichen Thaltorsos. Sobald wir in das Bereich der harten Kreidekalke kommen, hebt sich das Niveau der Stufenmündungen, so z. B. die des Laterner Thales auf 1000 m. Ähnliches zeigt die von Sargans ins Walenseethal einbiegende Terrasse. Im Bereiche der weichen Eocänschichten erhebt sie sich bei Pfävers auf kaum 900 m, im Bereiche des Verrucano schnellte sie im Kapfen unfern Mels auf 1100 m empor. Die Terrassen und Stufenmündungen im Rheinthale sind unterhalb Chur um so höher, je fester das Material ist, über dem sie sich erstrecken. Diese Thatsache weist uns darauf, dass die Terrassen und Stufen heute nicht mehr in ihrer ursprünglichen Höhe vorliegen.

Erst im Längsthal des Rhein oberhalb Chur wird uns möglich, ein früheres Thalniveau zusammenhängender zu verfolgen. Es setzt ein oberhalb Ilanz mit 1400 m (Heims Thalbodensystem von 1300—1500 m) und hebt sich langsamer als die Rheinthalsohle, mit einem Gefälle von rund 10‰ ansteigend, im Tavetsch auf 1800 m (Heims Thalbodensystem von 1800—2000 m). Denken wir uns dies Thalniveau mit stetig abnehmendem Gefälle nach abwärts fortgesetzt, so würde es bei etwa 900 m Höhe das Alpenvorland erreichen und sich hier mit einem Gefälle von etwas über 3‰ an die präglaciale Rumpffläche anschliessen. Die höchstgelegenen Thalstufen und Terrassenhöhen würden durch diese ideale Gefällskurve miteinander verbunden werden. Wir glauben daher, dass uns in den Terrassen des Längsthal, ganz ebenso am Rhein wie am Inn, der präglaciale Thalboden nur verhältnismässig wenig abgetragen vorliegt, während er in der Querthalstrecke nur noch rudimentär erhalten ist und sehr starke Zerstörungen erfahren hat.

Rücksinken, Verbiegen und Übertiefen.

Trifft unsere Ansicht über die Zusammengehörigkeit der Terrassen im Längsthal des Rhein mit der präglacialen Landoberfläche des Bodenseebeckens zu, so ist auch im Rheinthale ganz ebenso wie in den Thälern der nördlichen Ostalpen die gerade für das Rheingebiet entwickelte Annahme A. Heims¹⁾ ausgeschlossen, dass die Alpen in ihrer Gesamtheit, nachdem sie aufgestaut worden waren, rückgesunken seien; denn wir sehen hier wie da einen bei aller Lückenhaftigkeit kontinuierlichen Anstieg der Thalböden gegen das Innere des Gebirges. Durchaus fehlt ferner das, was als Folgeerscheinung eines langsamen Nachsinkens zu erwarten wäre, nämlich dass die mit dem Gebirge eingesunkenen Thalböden gleichsohlig zusammenliefen; fast regelmässig tritt das Gegenteil ein; Stufenmündungen herrschen vor. Das heutige Rheinthale ist nicht durch Einsinken oder Verbiegen, sondern durch Übertiefung eines älteren hervorgegangen.

Diese Übertiefung erscheint ganz ebenso wie die der Thäler auf der Nordseite der Ostalpen als ein Werk der Quartärperiode; hier wie da trägt sie dasselbe Gepräge einer von der gewöhnlichen fluviatilen Thalbildung abweichenden Erosion und ist sie geknüpft

1) Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. XXV. 1891. S. 477.

an das Bett eines grossen Eisstromes. Wir zögern daher auch hier nicht, sie als ein Werk von dessen erodierender Thätigkeit anzusehen. Wie in den Ostalpen reicht die Übertiefung mit ihren charakteristischen Zügen bis auf das Alpenvorland hinaus, wo sie stumpf endet; das weite Becken des Bodensees bezeichnet ihr Nachlassen und Aufhören, die plumpe Wanne ihr letztes Werk.

Mannigfache Anzeichen weisen im Rheinthale darauf hin, dass die Übertiefung hier ebensovienig das Werk eines einzigen Erosionsvorganges ist, wie die Entstehung des weiten Bodensebeckens. Wir treffen namentlich in seiner unteren Partie zahlreiche Ansätze von Terrassen und kleinen Thalstufen, die unter dem mutmasslichen präglacialen Thalboden liegen. Möglicherweise lassen sie sich mit alten Uferlinien des Bodensees in Beziehung bringen; war doch dessen Spiegel in den Interglacialzeiten ebenso wie heute die Erosionsbasis für das Rheinthale.

In seiner Arbeit über die Entstehung des Rheinthales oberhalb des Bodensees (Schriften d. Ver. f. Gesch. d. Bodensees. XXIX. 1900. S. 31) bringt Rothpletz die Bildung des Rheinthales mit grossen Dislokationen in Beziehung. Solche haben, soweit das Thal an der Grenze zwischen West- und Ostalpen verläuft, zweifellos bestimmend auf seine Richtung gewirkt; dass sie aber das Thal geschaffen haben, wird von Rothpletz, welcher nur die Struktur des Gebirges, nicht aber auch die einzelnen Züge der Oberflächengestaltung in den Kreis seiner Erörterungen zieht, nicht zu erweisen unternommen. Die Thalstufen und Terrassen, auf deren Vorhandensein im Rheinthale schon längst Gewicht gelegt worden ist, werden von Rothpletz gar nicht erwähnt.
Moränen im Rheinthale. Bühlstadium.

Die Moränenablagerungen sind im Gebiete des Rheinthales in ganz ähnlicher Weise verteilt, wie wir es S. 145 beiderseits des Innthales oberhalb des Rosenheimer Beckens kennen gelernt haben: im Hauptthale sind die Moränenablagerungen recht spärlich, in den zurückgebliebenen Nebenthälern manchmal sehr beträchtlich entwickelt. Insbesondere sind die Flanken des Illthales im Becken des Wallgau, die des Landquarthales, wie Rothpletz¹⁾ kürzlich bemerkte, im Prättigau, sowie auch die des Plessur- und unteren Taminathales reichlich mit Moränen überkleidet. Letztere fehlen aber im Rheinthale selbst keineswegs gänzlich. Besonders mächtig sind sie namentlich in dessen Mündungstrichter in der Gegend von Dornbirn entwickelt; sie lehnen sich hier an den Fuss einer Stufenmündung. Gleiches wiederholt sich weiter südlich bei Sulz unfern Rankweil. Nach Rothpletz finden sich Moränen in der „Clus“, durch welche die Landquart ins Rheinthale tritt; ich fand sie im Bereiche der Stufenmündung der Tamina bei Pfävers; sie füllen hier einen alten Taminalauf aus, den der Fluss beim Wiedereinschneiden nicht gefunden hat; er hat daneben die berühmte Schlucht eingedrehselt. Alle diese einzelnen Züge weisen darauf hin, dass die Moränen des Rheinthales nicht bloss jünger sind, als die Übertiefung, sondern auch von derselben durch eine Zeit getrennt sind, während welcher die Flüsse in die Stufenmündungen einschneiden konnten. Müssen wir nun in der Übertiefung ein Werk der letzten Vergletscherung erkennen, so müssen die Moränen im Rheinthale unterhalb Chur einer späteren Phase angehören, die von der Würm-Vergletscherung durch eine eisfreie Zeit getrennt ist. Nun haben wir im Innthale gesehen, dass nach dem Rückzug der Würm-Vergletscherung ein neuer Gletschervorstoss erfolgte, der von ihr durch die Zeit der Achen schwankung getrennt war. Wenn wir im Rheinthale auf einen ganz gleichen Verlauf der Dinge zu schliessen haben, so ist wahrscheinlich, dass wir es hier wie da mit denselben Phasen zu thun haben. Diese Erwägung wird durch die Thatsache gestützt, dass die Moränen im Rheinthale auf einen homologen Gletscherstand schliessen lassen, wie die des Bühlstadiums im Innthale. Sie lassen sich nämlich nicht aus dem

1) Geologische Alpenforschungen. I. München 1900. S. 60.

Rheinthal heraus verfolgen; weiter draussen treffen wir im Seegelande zunächst lediglich Drumlin, keine End- oder Ufermoränen, wie sich solche, bis 797 m ansteigend, vor das Rappenloch bei Dornbirn legen.

Das letzte Vorkommen, das man dem Bühlstadium zuschreiben könnte, liegt am Ölrain bei Bregenz. Es ist eine Terrasse, die, an eine Molassenrippe gelehnt, sich im Winkel zwischen Bregenzer Ach und Bodensee 35—40 m über dessen Spiegel erhebt. Sie besteht aus schräge geschichtetem Schotter rheinischen Ursprungs mit gekritzten Geschieben, ist also kein Delta der Bregenzer Ach, sondern ein solches, das die Wasser des Rheingletschers in einen 35 m höher stehenden Bodensee geschüttet hat. Die liegende Molasse trägt Gletscherschliffe, die im Eisenbahneinschnitte bei Rieden blossgelegt waren. So vieles nun auch dafür spricht, die Terrasse des Ölrains als das Stück eines lacustro-glacialen Übergangskegels vom Bühlstadium zu erachten, so ist doch dabei einige Rückhaltung geboten. Das Seeniveau, in das sie geschüttet ist, ist das höchste, was sich um den ganzen Bodensee herum verfolgen lässt; es ist wiederholt, so z. B. auch bei Immenstaad, durch lacustro-glaciale Ablagerungen gekennzeichnet; es entspricht dem Bodensee, welcher unmittelbar nach Rückzug der Würm-Vergletscherung vorhanden war. Nun ist kaum wahrscheinlich, dass der See dieses Niveau während der ganzen Achenschwankung unverändert beibehalten haben sollte und dass sich sein Spiegel gar nicht gesenkt hätte. Man könnte deswegen das Ölraindelta auch als eine lokale Aufschüttung der sich zurückziehenden Würm-Vergletscherung erachten und die Stirn des Bühlstadiums in den weiter südwärts in tieferem Niveau gelegenen Deltaschottern suchen, die gleichfalls glaciales Material enthalten. Es handelt sich um die Schotter, die sich vom Austritte der Bregenzer Ach ins weite Rheinthal südwärts gegen Rickenbach ziehen. Sie steigen nur 25—27 m über den See an, gehören also zu der obersten der drei scharf ausgeprägten Seeuferterrassen, die den Bodensee unter seiner höchsten Marke umziehen, zu derselben, welche bei Hinterhausen und bei Immenstaad (S. 426) die Reste der Magdalénien-Fauna enthält.

Wo man auch im Rheinthal das Ende des Bühlstadiums sucht, ob am Ölrain bei Bregenz oder erst unmittelbar südlich von der Mündung der Bregenzer Ache, unter allen Umständen haben wir es oberhalb des Bodensees zu gewärtigen, und seine Endmoränen dürften unter den mächtigen Aufschüttungen des Rheinthaltrichters begraben liegen. Vielleicht sind sie es, welche deren Grenze gegen den Bodensee mit bestimmen; der Rhein hat die Uferlinie dahier im letzten Jahrtausend nur unbedeutend, im letzten Jahrhundert kaum merklich verändert. Jedenfalls ist das obere Ende unseres Zungenbeckens nicht bloss durch fluviale, sondern auch durch glaciales Ablagerungen verkleinert worden.

Im Illthal erheben sich die Seitenstücke zu den wahrscheinlich im Rheinthal begrabenen Bühlmoränen bis zu namhafter Höhe. Gegenüber Bludenz reichen die mächtigen Ufermoränen ob Bürserberg bis über 1400 m. In sie hat der Schesentobel ein 200 bis 300 m tiefes Sammelbecken eingefurcht, in welchem 1859 und 1860 die beiden im Bregenzer Museum aufbewahrten Stosszähne eines Elefanten (wahrscheinlich *primigenius*) gefunden worden sind.¹⁾ Diese mächtigen Ufermoränen setzen eine Schneegrenze von mehr als 1400 m Höhe voraus; das würde nicht ihrer Zuweisung zum Bühlstadium widersprechen; denn die heutige Schneegrenze liegt am benachbarten Brandner Ferner 2650 m hoch, also 1250 m höher.

Wollte man aus diesen wenigen Daten das Zungengefälle des β -Gletschers berechnen, so erhielte man zwischen Bludenz und Dornbirn 15 ‰, von dort bis zur Bregenzer Ach sodann 40 ‰, beides durchaus plausible Werte.

Zerschnittene Thalsporne.

Solch mächtige Aufschüttungen, wie sie uns in den Schotterterrassen des Inn- und Salzachthales entgegentreten, fehlen im Rheinthal gänzlich. Dies kann nicht überraschen: es fehlen hier die orographischen Vorbedingungen für ihre Entwicklung. Aber gewisse Züge, welche für die Oberflächengestaltung jener Terrassen kennzeichnend

1) Vergl. auch Suess, Verh. k. k. geol. Reichsanstalt. 1860. S. 84.

sind, kehren auch hier wieder. Die Sporne, die in das Rheinthal hineinspringen, werden von Furchen gequert, die die Schmelzwasser des Eises einrissen. Dadurch werden sie in einzelne Erhebungen aufgelöst, zwischen denen man bequem hindurchwandern kann. Über den Sporn von Götzis führt in einem solchen Einschnitte an der Ruine Montfort vorbei die Strasse von Götzis nach Klaus; ein Kilometer weiter östlich erstreckt sich ein zweiter höher gelegener Einschnitt, welcher gleichfalls unter den heutigen hydrographischen Verhältnissen nicht entstehen konnte. Die beiden Einschnitte Valveror und Valgupp im Sporne südlich von Buchs tragen deutliche Spuren von Eiswirkungen.

Flimser Bergsturz und Gschnitzstadium.

Erst oberhalb Chur begegnen wir einer grossen Aufschüttung im Rheinthal. Es ist der schon erwähnte Bergsturz von Flims, den A. Heim¹⁾ mehrfach beschrieben hat. Die von der linken Flanke des Rheinthales herabgestürzten Massen sind hier so beträchtlich, dass sie sich wie ein Riegel quer über dasselbe gelegt haben, der nahezu die Höhe des präglacialen Thalbodens erreicht und der vom Rheine in einem Engthale durchschnitten wird. So riesig sind die Trümmer, dass sie wiederholt für Anstehendes genommen worden sind.²⁾ In der Regel tritt aber der Trümmercharakter des Ganzen deutlich entgegen, und die Ablagerung bei Reichenau, die Rothpletz als anstehenden Felsen auffasst, hat Bonney³⁾ als Typus einer Moräne abgebildet.

Wiederholte Begehungen des Gebietes, zum Teil in Gemeinschaft mit Ed. Brückner, haben uns beide von der Richtigkeit der Auffassung Heims überzeugt, dass oberhalb der Mündung des Hinterrheins ein grosser einheitlicher Bergsturz vorliegt. Nordwestlich Flims liegt die 10 qkm grosse Ausgleitfläche, über welcher eine westliche Fortsetzung des Flimser Steins zur Tiefe gegangen ist; hier fehlen mehr als 3 cbkm Gesteins; diese Ausgleitfläche setzt sich am Südfusse des Flimser Steins weiter fort, der zu ihr in steilen Bruchwänden abstürzt; man braucht allermindestens 5 cbkm Gesteins, um diese Nische auszufüllen, damit sie die Böschungen der Nachbargehänge erhält. Diesen Lücken entspricht die Trümmerablagerung im Rheinthale. Heim schätzt sie allerdings auf nahezu doppelt so gross, als das, was wir als fehlend bemerken, nämlich auf 15 cbkm; wir glauben, dass sie höchstens 11 cbkm misst. Der Trümmercharakter des Ganzen tritt weniger in der einzelnen Grube und im einzelnen Aufschlusse entgegen; da trifft man in der That Partien, die für Anstehendes genommen werden könnten. Sobald man aber die Wandungen des in Fig. 68 wiedergegebenen eng eingeschnittenen Rheinthales betrachtet, wird man inne, dass es sich nicht um festen Felsen handelt; da sind andere Böschungen, als sie der Hochgebirgscharakter sonst aufweist, das Ganze ist durch zahllose Klüfte in seinem Gefüge so gelockert, dass es leicht in scharfe Brocken zerfällt; die Gewinnung von brauchbaren Werksteinen ist daher unmöglich. Unterhalb der Mündung des Hinterrheins haben wir es dann nach Heim und Piperoff mit den Trümmern anderer Stürze zu thun, die vom Kunkelspasse gekommen. Hier findet sich über dem Dorfe Tamins eine grosse Ausbruchsnische, welcher unten im Thale der Schutthaufen IIs Autz entspricht. Weiter thalwärts gegen Chur hin, folgen zahlreiche

1) Untersuchungen über den Mechanismus d. Gebirgsbildung. 1879. I. S. 203. Der alte Bergsturz von Flims. Jahrb. schweiz. Alpenklub. XVIII. 1883. S. 295. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. XXV. 1891. S. 431.

2) G. Hartung, Das alte Bergsturzgebiet von Flims. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdk. Berlin. XXI. 1884. S. 161. A. Rothpletz, Ein geologischer Querschnitt durch die Alpen. 1894. S. 233.

3) Ice-Work Present and Past. London 1896. S. 26.

einzelne kegelförmige Hügel, die Toma. Sie bestehen nach Piperoff¹⁾ ausschliesslich aus Trümmern, die teils vom Calanda, einmal auch von der rechten Thalseite herrühren.

Für die Altersbestimmung dieser grossen Trümmernmassen kommt in Betracht, dass sie an verschiedenen Stellen von Moränen bedeckt sind. Heim erwähnt solche aus der Gegend zwischen Bonaduz und Versam, sowie zwischen Pintrun und Digg, wo sie namentlich durch den Flembach aufgeschlossen sind; wir fanden solche Hangendmoränen ferner zwischen Tuora und Con, bei Salums, sowie namentlich südöstlich Sagens. Durch den Bau der rhätischen Eisenbahn sind sie ferner nördlich Bonaduz



Fig. 68. Ablagerungsgebiet des Flimser Bergsturzes.
Blick von Con auf die Rheinschlucht und auf die Mündung des Versamer Tobels.
Nach einer Photographie von Ed. Brückner.

und unweit Reichenau auch auf den Schuttmassen von Ils Auts aufgeschlossen worden²⁾, welch letztere Heim für jünger als die grosse Masse des Flimser Bergsturzes gehalten hat. Darnach ist nicht zu zweifeln, dass Gletschereis über den Trümmerwall hinweggegangen ist. Aber wir können Heim nicht beipflichten, wenn er darum auf ein interglaciales oder gar präglaciales Alter des Bergsturzes schliesst. Es ist sicher nicht die letzte eiszeitliche Vergletscherung über ihn hinweggeschritten. Seine Moränenbedeckung reicht nämlich nirgends über 1000—1100 m Höhe; sie fehlt z. B. um Flims gänzlich, hier bilden die Sturztrümmer ein lockeres Haufwerk, als wären sie eben erst abgestürzt;

1) Geologie des Calanda. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. N. F. VII. 1897. S. 38.

2) Tarnuzzer, Geologische Beobachtungen während des Baues der Rhätischen Eisenbahn bei Chur und Reichenau. Jahresber. d. naturf. Ges. Graubündens. N. F. XXXIX. 1896. S. 55.

dazwischen erstrecken sich, wie auch sonst im unverletzten Ablagerungsgebiete von Bergstürzen, kleine Seen. Moränen fehlen ferner auf dem Abrissgebiete westlich vom Flimser Stein; während die Nachbargehänge reichlich mit erraticem Materiale überdeckt sind, setzt dieses hier gänzlich aus. Es kann daher der Bergsturz zur Würm-Vergletscherung noch nicht vorhanden gewesen sein, die das Rheinthal bis über 2000 m Höhe erfüllte; er kann noch nicht vor dem Bühlstadium existiert haben; die Eismassen, die ihn deckten, können unmöglich bis zum Bodensee, sondern bei sanftem Oberflächengefälle höchstens bis Chur gereicht haben. Bis dahin finden sich Moränen unten im Thale, sie knüpfen sich, wie Piperoff gezeigt hat, an einzelne Toma. Aber ihre Hauptentfaltung liegt an anderer Stelle. Sie überkleiden, wie man um Bonaduz und bei Sagens deutlich erkennt, die Seiten der Sturzmassen, welche die Thalmündung des Hinterrheins umspannen, und die sich thalaufwärts am Vorderrhein abdachen. Oberhalb dieser moränenüberkleideten Bergsturzpartien erstrecken sich bei Ilanz und Bonaduz wahre Zungenbecken. Das weist darauf, dass gerade im Bereiche des Flimser Bergsturzes der Rheingletscher längere Zeit endete. Diese stationäre Lage entspricht nach ihren Dimensionen dem Gschnitzstadium im Innthalgebiete. Möglicherweise hat sie die Entstehung des Bergsturzes begünstigt, indem die unter dem Flimser Steine endende Zunge des Rheingletschers dessen Untergrabung vollendete. Keinenfalls ist der Bergsturz präglacial. Heim hat bereits von der untersten Partie „Ils Auts“ wahrscheinlich gemacht, dass sie auf Moränen aufruht. Gleiches gilt aber auch von der Hauptmasse im Thale des Vorderrheins oberhalb Reichenau. Hier fand ich unter der Ruine Wackenau eine wahre Verknüpfung von Moränen und Bergsturzmaterial, welche nicht anders erklärt werden kann, als dass die abgestürzten Massen in Moränen eindringen und sie aufschürften. Wir haben es entweder mit einem interstadialen Phänomen zu thun, entstanden zwischen dem Bühl- und Gschnitzstadium, oder mit einem Ereignisse, das gleichzeitig mit dem Gschnitzstadium war. Letzteres halten wir für das wahrscheinlichste, da die Glacialbildungen, in welche die Bergsturztrümmer bei Wackenau eindringen, durchaus den in ihrem Hangenden auftretenden gleichen. Die Annahme, dass der Bergsturz sich auf die oberhalb Chur endenden Eismassen warf und dann von ihnen leise umgestaltet wurde, erklärt den Gesamtkreis der Erscheinungen. Unter solchen Umständen kann nicht wunder nehmen, dass der Schutthaufen vom Gletscher nicht weggefegt und das Thal nicht reexkaviert worden ist.

Südlich von Chur, auf der Lenzer Heide, befindet sich, wie Tarnuzzer gezeigt hat (Die erraticen Schuttmassen der Landschaft Churwalden-Parpan. Jahresber. naturf. Ges. Graubündens. N. F. XLI. 1898. S. 1) ein weiteres grosses Bergsturzgebiet, wo sich stellenweise Gletscher- und Sturzschant mischen. Sollte auch hier ein Abstürzen auf das Eis erfolgt sein?

Bühl- und Gschnitzstadium am Säntis.

Unsere Auffassung, dass in den Moränen des Rheinthals unterhalb Chur Ablagerungen des Bühlstadiums, und in denen auf dem Flimser Bergsturze solche des Gschnitzstadiums vorliegen, beruht im wesentlichen auf einem Analogieschlusse. Dass wir im Rheingebiete wirklich Stadien begegnen, welche die entsprechende Höhenlage der Schneegrenze haben, sehen wir am Säntis. Während die ihm entströmenden Eismassen zur Würm-Eiszeit mit denen des Rheingletschers verwachsen, waren sie später selbständig. Im Sitterthale aufwärts wandernd, treffen wir am Nordfusse des Säntisgebirges bei Weissbad eine bereits von Gutzwiller verzeichnete Endmoräne in wenig höher als 800 m Höhe; der Thal-gletscher, der sie verlangt, setzt eine Schneegrenze von 1450—1500 m voraus. Zum Säntis emporsteigend, begegnen wir dann an der Meglisalp in 1500 m

Höhe abermals einem ausgezeichneten Endmoränenwall; der zugehörige Hängegletscher konnte sich bei einer Schneegrenze von 1800 m Höhe entwickeln. Da nun die Ostseite des Säntis Schneefelder trägt, so muss die heutige Schneegrenze etwas unter dem Gipfel, in etwa 2400 m Höhe verlaufen, und die kleinen Gletscher, deren Spuren wir gesehen haben, zeigen Depressionen der Schneegrenze von 900—950 m, sowie von 600 m an. Das sind die für das Bühl- und das Gschnitzstadium charakteristischen Werte. **Daunstadium.**

Wandern wir über das Abrissgebiet des Flimser Bergsturzes hinauf zum Segnespasse, so erreichen wir die ersten Moränen unterhalb der an einem Trogboden gelegenen Alm Segnes sut. Heim hat sie bereits auf Blatt XIV der geologischen Karte der Schweiz verzeichnet. Es sind typische Endmoränen eines kleinen, bis 2100 m Höhe herabreichenden Gletschers. Dieselben legen sich auf einen grossen Trümmerwall, der sich zur Alp Platta zieht. Heim ist geneigt (Beiträge S. 438), letzteren teilweise für jüngere Moräne zu halten; wir erhielten den Eindruck einer ins Rutschen gekommenen, aber schliesslich wieder sitzengebliebenen Partie des Flimser Bergsturzes; auch Hartung rechnet ihn dazu. Die an ihn gelehnte Endmoräne von Segnes sut gehört zu einem kleinen Hängegletscher, der eine Schneegrenze von 2400—2500 m, 300—400 m unter der heutigen, genau so wie die Gletscher des Daunstadiums im Inngebiete, voraussetzt, weswegen wir ihn demselben zuweisen. Weitere Spuren dieses Stadiums dürften in den von Heim (Beiträge S. 429) aus dem Tavetsch erwähnten Endmoränen vorliegen. Sie finden sich hier am Ausgange des Val de Val bei den Tiarms Hütten (1900 m), des Val Giuf oberhalb Giuf in 1700 m Höhe. Sie lassen Schneegrenzen in 2400—2500 m Höhe, 300—400 m unter der heutigen, mutmassen.

Möglicherweise gehören auch die Moränen an der Mündung von Val Acletta zum Daunstadium. Sie reichen allerdings bis 1300 m herab, gehören aber zu einem Gletscher mit sehr schmaler Zunge und ungemein breitem Firnfeld, dessen Schneegrenze nicht tiefer als 2400 m gelegen gewesen zu sein braucht. Trifft obige Mutmassung zu, so würde Licht geworfen auf die Entstehung der steil ansteigenden Schotterfläche von Dissentis, durch deren Aufschüttung der Rhein zur Seite gedrängt ist, sodass er nunmehr in enger Schlucht dahinfliessen. Es würde diese Schotterfläche als *fluvioglaciales Äquivalent* des Daunstadiums zu gelten haben, gebildet vor einem Gletscher, der vom Piz Ault mit einer schmalen Zunge ins Rheinthäl herabging. Damit würde im Einklange stehen, dass die Kiesanhäufung rasch geschah; sie verschüttete einen ganzen Wald (Heim, Beiträge. XXV. S. 441). **Interglaciales bez. interstadiale Ablagerungen.**

An zwei Stellen habe ich im Rheinthälgebiete Ablagerungen vom Habitus älterer Bildungen angetroffen, die jünger als die herrschenden Moränen sind und ihrerseits wieder Moränen überlagern. Dort, wo der Alvierbach das Illthäl erreicht, durchschneidet er eine 220 m über die Ill ansteigende Terrasse, die, wie bereits mehrfach erwähnt, aus fester Nagelfluh gebildet wird.¹⁾ Dieselbe besteht aus Gesteinen des Alvierbach-Gebietes, zu denen sich zahlreiche Gerölle krystalliner Gesteine aus dem oberen Illthäl, dem Montafun, gesellen; sie ist flach geschichtet. Beim Dorfe Bürs reicht sie rechts vom Alvierbache bis zur Thalsole herab; links davon ruht sie auf einem Rundhöcker auf, welcher ungefähr westlich laufende Gletscherschliffe trägt. Im Thälinschnitte begegnet man mehrfach Moränen im Liegenden der Nagelfluh, und Moränen decken sie zu. Sie ist daher interstadial oder interglacial; beim Mangel von Fossilien in ihr ist nicht mit Sicherheit zwischen beiden Möglichkeiten zu wählen; ihre geringe Höhe über Thal weist auf jugendliches Alter; mutmasslich haben wir eine Ablagerung der Achenschwankung vor uns.

1) E. v. Mojsisovics, Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. 3. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. XXIII. 1873. S. 137. Rothpletz, Geologische Alpenforschungen. I. 1900. S. 59.

Nach Rothpletz kommt im benachbarten Gampertonthale eine ähnliche Nagelfluh in grösserer Höhe, zwischen 700 und 900 m vor. Wahrscheinlich haben wir es hier wie da mit Ansätzen einer Verbauung von Nebenthälern der Ill zu thun, die der Achenschwankung entstammen könnte. Mit Recht hebt Rothpletz, dem die Auflagerung der Bürser Nagelfluh auf Moränen nicht bekannt ist, hervor, dass sie viel tiefer im Thale liegt, als der subalpine Deckenschotter.

An der rechten Flanke des vom Kunkelspasse zur Tamina fliessenden Görbsbaches lehnt sich an den Abfall des Felsberger Calanda eine feste Kalkbreccie, die in ihren unteren Partien ziemlich steil thalabwärts fällt, in ihren oberen, bis über 1370 m Höhe ansteigenden aber horizontal geschichtet ist. Ihre unterste, bis 1060 m herabreichende Partie ruht im Sandeggtobel, dicht oberhalb der Mündung des Mieseggtobels, auf zäher grauer Grundmoräne des oberen Rheinthaales auf; eine Hangendmoräne fand ich nicht, doch ist die Oberfläche der Breccie überstreut mit grossen erraticen Blöcken. Ob sie nach der Analogie der Höttinger Breccie bei Innsbruck als interglacial gelten kann, lässt sich solange nicht mit Sicherheit sagen, als nicht Fossilien in ihr gefunden worden sind. **Postglacialer Löss. Jüngere Stein- und Bronzezeit.**

Escher von der Linth hat im Rheinthal unterhalb Sargans eine Ablagerung entdeckt, welche er als Löss deutete. Sie bedeckt da namentlich die unteren Partien des Thalsporns von Wartau gegenüber dem Fürstentume Liechtenstein, und ruht hier in einer Mächtigkeit von gelegentlich 5 m unmittelbar auf Fels oder auch auf den mutmasslich zum Bühlstadium gehörigen Moränen auf. Die reiche Fauna dieser Ablagerung ist zunächst auf Grund der Aufsammlungen Eschers durch Mousson (Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich. 1856. S. 242) und später von Fr. Jenny (Über Löss und lössähnliche Bildungen in der Schweiz. Mitt. naturf. Ges. Bern. 1889. S. 115) beschrieben worden. Sie ist gekennzeichnet durch das Fehlen der für den Löss sonst charakteristischen *Succinea oblonga* var. *elongata* F. von Sandberger, welcher meine Funde bestimmte, schrieb mir dazu: kein echter Löss. In der That unterscheidet sich unser Löss von dem subalpinen durch sein geringeres Alter. Er ist jünger, der subalpine hingegen älter als die Würm-Vergletscherung. Dabei ist aber petrographisch, wie die Untersuchungen von Früh (Der postglaciale Löss im St. Galler Rheinthal. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich. XLIV. 1899. S. 157) gelehrt haben, keine Verschiedenheit nachweisbar, und auch genetisch dürfen wir den Löss des St. Galler Rheinthaales nicht anders auffassen, als den subalpinen; er ist ein Staubanflug, heraufgeweht vom Föhn aus dem Überschwemmungsgebiet des Rheinthaales auf dessen Gehänge. Diese von Früh geäusserte Anschauung drängte sich auch mir bei meiner Untersuchung der Vorkommnisse 1891 auf.

Früh hat diesen Staubanflug, welcher dem der Gegend von Innsbruck (vergl. S. 351) vielfach sehr ähnlich ist, von Chur bis zum Thalspore des Säntisgebirges verfolgt. Er begegnete ihn nicht auf dem Bergsturze von Forsteck am Südfusse des Hohen Kastens, der während oder nach der Bronzezeit erfolgt sein soll, und verlegt daher seine Entstehung in frühere Zeit. Wir können aus seiner Verbreitung nur schliessen, dass er jünger als das Bühlstadium ist. Sollte er vielleicht gleichalt mit der oberen Nagetierschicht des Schweizersbildes sein? Möglicherweise gewähren prähistorische Funde einen Anhalt zu seiner näheren Altersbestimmung. Ich grub am Hohlwege zwischen Major- und Minorberge in Wartau (Siegfriedatlas No. 257) 1 m unter der Oberfläche im Löss dicht über seiner Moränensohle einen wohl erhaltenen Menschenschädel aus.

Im Anschlusse hieran sei bemerkt, dass nach Heierli's Urgeschichte der Schweiz (Zürich 1901, S. 237) das Rheinthal bis oberhalb Chur und das Prättigau schon zur jüngeren Steinzeit wenigstens zeitweilig vom Menschen besucht worden sind, während verhältnismässig zahlreiche, zwischen Vals und dem Safenthale bis 2417 m heraufreichende Funde sicherstellen, dass sowohl die Pässe gegen das Engadin, wie Flüela und Albula, als auch höchst wahrscheinlich die vom Hinterrhein auf die Südseite der Alpen führenden während der Bronzezeit benutzt worden sind. Das harmoniert mit dem, was wir Seite 382 für die nördlichen Ostalpen bemerkten, nämlich dass die Bronzezeit jünger als das Daunstadium ist.

II. Kapitel.

Linth-, Reuss-, Aare- und Rhonegletscher auf schweizerischem Boden.

Von Eduard Brückner.

Kein Teil der Alpen weist heute so ausgedehnte Gletschergebiete auf, wie die schweizerischen Alpen in der Finsteraarhorn-, der Monte Rosa- und der Montblancgruppe. Hier treffen wir in der That auch die höchsten Erhebungen des Gebirges und die grössten über die Schneegrenze emporragenden Flächen. Gewaltig waren dementsprechend auch die Gletscher der Eiszeit. An fünf Stellen verliessen grosse Eisströme das Alpengebirge, um in das schweizerische Mittelland, das sich zwischen Alpen und Jura einschaltet, hinauszutreten: am oberen Ende des Zürichsees der Linthgletscher, zu beiden Seiten des Rigi der Reussgletscher, am unteren Ende des Thuner Sees der Aaregletscher, am oberen des Genfer Sees der Rhonegletscher, östlich von Genf der Arvegletscher. Im Mittelland aber, das an seiner breitesten Stelle kaum 50 km Breite aufweist und bei Genf ganz auskeilt, verschmolzen alle diese Gletscher zur Zeit ihres Maximalstandes zu einem einzigen Meer von Eis — dem grossen helvetischen Gletscher, der im Osten wie im Westen mit gewaltigen Zungen den Jura querte. In der Würm-Zeit war freilich, wie schon S. 395 bemerkt worden ist, die Individualität der einzelnen Gletscher besser gewahrt: wir treffen da im Osten des Mittellandes die an mehreren Stellen verschweisten Zungen des Linth- und des Reussgletschers, im Westen, durchweg durch eisfreies Gebiet von jenen getrennt, den Rhonegletscher, dem Aare- und Arvegletscher auch damals tributär waren.

Wir behandeln hier speziell den helvetischen Gletscher mit allen seinen Komponenten, doch ohne seinen westlichen Ausläufer, der bei Genf den Jura querte, um im französischen Alpenvorland mit dem Isèregletscher zu verschmelzen. Dieser wird erst im nächsten Kapitel eine Darstellung finden.

Geschichtliches.

Schon oben S. 396 ist erwähnt worden, dass die Eiszeitforschung auf dem Boden der Schweiz entsprang. Wir werden auf zahlreiche frühere Untersuchungen im Verlauf unserer Darstellung Bezug zu nehmen haben. Nichtsdestoweniger fehlt eine eingehende und einheitliche Schilderung der glacialen Bildungen des ganzen Gebietes. Alphonse Favre hatte sich eine solche zum Ziele gesetzt, in den Jahren 1867 bis 1890 Sammlungen von Beobachtungen teils selbst angelegt, teils angeregt und 1884 seine Ergebnisse in einer grossen Karte, betitelt „Carte des phénomènes erratiques et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la Chaîne du Mont-Blanc“ (Publiée par la Commission géologique de la Soc. helv. des Sc. nat. 1884. 1 : 250 000. 4 Blätter), niedergelegt. Einen Text zu dieser Karte zu schreiben, war ihm aber nicht vergönnt. Lieferung XXVIII der Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz (Bern 1898) führt zwar den Titel: Texte explicatif de la Carte etc. Doch umfasst der erläuternde Text thatsächlich nur wenige Seiten. Immerhin bildet auch heute noch diese Karte, wenn sie auch in vielen Punkten dem Stande der Wissenschaft nicht mehr entspricht, für uns eine wichtige Grundlage.

I. Das Schottergebiet im Nordwesten der Schweiz.

Geschichtliches. Die Schotter in der Umgebung von Brugg: Niederterrassenschotter, Hochterrassenschotter, die beiden Deckenschotter. Niederterrassenschotter oberhalb Brugg. Hochterrassenschotter oberhalb Brugg. Die beiden Deckenschotter im Gebiet der Reuss oberhalb Brugg. Die beiden Deckenschotter im Gebiet der Limmat. — Die Schotter bei Rheinfelden: Niederterrassenschotter, Hochterrassenschotter; Auflagerung der ersteren auf den letzteren; die beiden Deckenschotter. — Die Schotter in der Umgebung von Basel: Niederterrassenschotter, starke Lössbedeckung der älteren Schotter, Hochterrassenschotter. Alte Schotter südlich von Basel. Alte Schotter nördlich und nordöstlich von Basel. Alte Schotter westlich von Basel. Der alte Sundgauer Schotter. Dislokationen in den beiden Deckenschottern bei Basel.

Überaus einfach und in dieser Einfachheit klar zu überschauen ist das Auftreten der glacialen Schotter auf dem Boden des österreichischen und des deutschen Alpenvorlandes. Sie sind hier in grossen, terrassenförmig übereinanderliegenden Feldern erhalten (siehe S. 107). Im Gebiet der Schweiz liegen die Verhältnisse anders; hier treffen wir die Schotter fast nur an die grossen Thäler des Rheins und der Aare geknüpft. Besonders von den älteren Schottern liegen keine grossen Felder vor, die sich ohne Unterbrechung weit hinziehen würden. Daher ist es nicht ohne weiteres möglich, jeden Horizont durchzuverfolgen. Es wird vielmehr notwendig, einzelne Gebiete zu betrachten, hier aus der Lagerung der Schotter auf deren Gliederung zu schliessen und erst am Schluss die an den verschiedenen Örtlichkeiten getrennten Schotter miteinander zu parallelisieren.

Wir betrachten der Reihe nach die Schotter in der Umgebung von Brugg und oberhalb Brugg, dann diejenigen bei Rheinfelden und endlich die bei Basel.

Geschichtliches.

Von den hier behandelten Glacialschottern hat der jüngste schon früh Beachtung gefunden; er wurde als „Diluvium“ dem Alluvium gegenübergestellt und bald auch mit der Eiszeit in Beziehung gebracht. A. Gutzwiller widmete 1880 besonders den älteren Nagelfluhvorkommnissen, die vorher nicht selten zum Tertiär gestellt worden waren, seine Aufmerksamkeit.¹⁾ 1886 gelang es mir zwischen Baden bei Zürich und Basel die drei Schotter, die Penck kurz vorher am Bodensee und ich selbst im Salzachgebiet festgestellt hatten, durchzuverfolgen.²⁾ 1891 bestätigte, von kleinen Abweichungen abgesehen, und ergänzte L. Du Pasquier³⁾ diese Resultate und verzeichnete die Schotter auf einer geologischen Karte 1:100 000. 1894 unterzog A. Gutzwiller⁴⁾ die Schotter um Basel einer ausgezeichneten Beschreibung, wobei er zur Aufstellung von vier Schottersystemen kam; ihm schloss sich bezüglich der Vierzahl 1896 F. Mühlberg an⁵⁾, der jedoch in späteren Publikationen⁶⁾ wieder nur von drei Schottern sprach und erst nach gemeinsamer Exkursion mit dem Verfasser die Vierzahl definitiv annahm.⁷⁾ Eine wiederholte Begehung des Gebietes ergab wesentliche Abweichungen von den Darlegungen Du Pasquiers und Gutzwillers, so dass eine einlässliche Darstellung notwendig wird.

1) Die löcherige Nagelfluh. Beilage zum Ber. d. Gewerbeschule. Basel 1879/80.

2) Brückner, Vergletscherung des Salzachgebietes nebst Beobachtungen über die Eiszeit in der Schweiz. Geograph. Abh. Bd. I, Heft 1. Wien 1886. Kapitel X.

3) L. Du Pasquier, Die fluvioglacialen Ablagerungen der Nordschweiz. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lief. XXXI. Bern 1891.

4) Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel. Verh. naturf. Ges. Basel. X. Heft 3.

5) Der Boden von Aarau. Festschrift zur Einweihung des Kantonsschulgebäudes. Aarau, 1896.

6) F. Mühlberg, Bericht über die Erstellung einer Quellenkarte des Kantons Aargau. Mitteil. Aargauer Naturf.-Ges. IX. Heft. Aarau 1901, S. 67 und Programm der Exkursionen der Schweiz. geolog. Gesellschaft. Ebenda S. 93.

7) Bericht über die Exkursionen u. s. w. Eclogae geol. Helvetiae VII (Febr. 1902) S. 175

Die Schotter in der Umgebung von Brugg. Niederterrassenschotter.

Bei Windisch, dem Vindonissa der Römer, etwa 1 km östlich des Eisenbahnknotenpunktes Brugg, strömen die drei Hauptentwässerungsadern der Mittelschweiz, Aare, Reuss und Limmat, zusammen, um vereint den Jura zu durchbrechen und bei Koblenz sich in den Rhein zu ergiessen. Hier treffen wir die Glacialschotter in guter Entwicklung. (Vergl. die Blätter 22, 36—39 des Topographischen Atlas der Schweiz, des sogen. Siegfried-Atlas.)

Sofort zu erkennen ist der Niederterrassenschotter. Die Ortschaften liegen fast alle auf seiner Oberfläche. Der Schotter trägt die Spuren seines jugendlichen Alters. Sein Niveau ist nicht ganz einheitlich, da kleine Stufen in ihn eingeschnitten sind. Brugg selbst steht auf einer solchen tieferen Stufe in 355 m, während sich die Ruinen der Römerstadt Vindonissa unmittelbar südlich in 365 m auf einer höheren, breitesten Stufe finden.

Die breiteste Stufe wird an einigen Stellen von den Rudimenten einer noch um 5—10 m höheren überragt, so im Winkel zwischen der Reuss und der Limmat bei der Ortschaft Reuss, wo sie oberhalb des Krankenhauses gut aufgeschlossen ist, und bei Gebenstorf, dessen Kirche sich auf ihr erhebt (374 m). Dieser obersten Stufe gehört auch die prachtvoll ebene Fläche (372 m) nördlich der Limmat, Turgi gegenüber, südlich der grossen Strasse von Ober- über Untersiggingen nach Schlatt, an, die sich limmataufwärts gegen Baden zu (388 m) immer mehr erhebt. Aareabwärts vereinigt sich diese oberste Stufe mit der nächsttieferen, breitesten, so dass beide von Würenlingen an nicht mehr zu scheiden sind. Der Niederterrassenschotter lässt sich rasch ansteigend sowohl über Hausen als auch über Birmenstorf ins Gebiet der Reuss verfolgen, wo er mit den Jung-Endmoränen von Melligen in Verknüpfung tritt.

Das einheitliche Niveau wird dadurch etwas verschleiert, dass die Schotteroberfläche gegen die Mündung der Seitenthäler mehrfach schuttkegelartig ansteigt, so z. B. gegen Würenlingen zu, aber auch in das Reuss- und das Limmathal. Die Mächtigkeit des Schotters übersteigt 40 m; Aare, Reuss und Limmat, die 40 m unter seiner Oberfläche fliessen, haben ihn noch nicht durchschnitten.

Hochterrassenschotter bei Brugg.

Über die Niederterrasse hinaus hebt sich im Thal, in dem weiter gegen Norden die Aare den Jura quert, die ausgedehnte Terrasse zwischen Endingen, Würenlingen und der Surb bei Gr-Döttingen und Tegerfelden (Siegfried-Atlas Bl. 22). Sie besteht, wie die grossen Aufschlüsse bei Tegerfelden und an anderen Stellen des Thales der Surb zeigen, aus einer Nagelfluh, die gut horizontal geschichtet und stärker verfestigt ist als der Niederterrassenschotter. Sie geht bei Tegerfelden bis 400 m Höhe empor, 45 m über das Niveau der benachbarten Niederterrasse bei Gross-Döttingen. Ihre Oberfläche ist stark wellig und mit einer mächtigen Lage von Lehm bedeckt. Die Nagelfluh, die wir ihrer Lage und ihrem Verhältnis zum Niederterrassenschotter nach als Hochterrassenschotter ansprechen dürfen, bildet unter der Lehmdecke nicht unmittelbar die Oberfläche der Terrasse; vielmehr liegt in ganz flachen Wällen angeordnet auf ihr zunächst Moräne, die z. B. beim Trübel in 420 m Höhe gut aufgeschlossen ist. Sie zeigt schräge Schichtung nach Art der Endmoränen und führt zahlreiche gekritzte Geschiebe; in 415 m Höhe folgt unter ihr feiner, horizontal geschichteter Sand.

Die Mächtigkeit des Hochterrassenschotters, dessen Liegendes (Dogger) an der Surb in niedrigen Aufschlüssen zu sehen ist, erreicht 40 m. Der Hochterrasse gehört auch

die Schotterterrasse von Hinterrein (396 m) der Limmatmündung gegenüber an, ferner die Höhe auf dem Bühl (398 m) westlich von Rüfenach und der Thalboden von Riniken (405 m) westlich des Brugger Berges nach Süden bis Uniken hin. Hier ist an der Kirchhalde zwischen Uniken und Brugg der verfestigte Hochterrassenschotter bis 410 m aufgeschlossen. Überlagert wird er auch hier von Moräne, die z. B. im Hohlweg der Buchhalde zu Tage tritt. Auf der ganzen welligen Fläche ruht mächtiger gelber Lehm.

Die Oberfläche der Hochterrasse von Tegerfelden ist nicht einheitlich, sondern an ihrem Westrand unregelmässig erodiert. Die Oberfläche der tiefsten Teile liegt bei Gross-Döttingen in 365 m Höhe, also nur 10 m über der dortigen Niederterrasse, von der sie sich durch ihre Lehmbedeckung unterscheidet.

Die beiden Deckenschotter bei Brugg.

Nordöstlich von Brugg erhebt sich der Brugger oder Reiner Berg (Siegfried-Atlas Bl. 36); schon vom Thal aus sieht man die senkrechten Wände der Nagelfluh, die ihn krönt. Dieselbe ist stark verfestigt und in ihren oberen Partien überaus verwittert. Sie reicht bis 510 m empor und bedingt die tafelförmige Gestalt des Berges. Überdeckt ist sie von mächtigem Lehm. Ihre Sohle liegt in 440—450 m Höhe, also volle 30 m über dem Niveau der benachbarten Hochterrasse. Dem Niveau und dem Habitus der Nagelfluh des Brugger Berges entspricht die Nagelfluh des Gebenstorfer Horns (517 m) zwischen der Limmat und der Reuss (Siegfried-Atlas Bl. 38). Die Nagelfluh lagert am Nordabfall des Horns in 470 m auf Molasse auf. Gegen Südosten steigt die Auflagerungsfläche rasch an, die Schotteroberfläche hält sich dagegen ungefähr in gleicher Höhe. Dass wir hier die Reste einer zusammenhängenden Schotterablagerung vor uns haben, kann einem Zweifel nicht unterliegen. Ich habe sie 1886 als Deckenschotter angesprochen (a. a. O. S. 137) und 1891 kam L. Du Pasquier zum gleichen Ergebnis.

Über das Niveau dieser Ablagerung hinaus erhebt sich nördlich der Limmat mit ihrer Oberfläche wie mit ihrer Sohle die Nagelfluh des grossen Freienwiler Berges oder Siggenberges zwischen Lengnau, Freienwil und Siggenthal (Siegfried-Atlas Bl. 38 u. 39). Sie bildet hier eine ganz mit dickem Lehm überdeckte Platte. Die Kante der Nagelfluhwände liegt zwischen Freienwil und Oberrussbaumen in 590 m Höhe, ihre Sohle n 560 m; bei Kirchdorf sind die betreffenden Zahlen 590 und 550 m. Die Nagelfluh senkt sich zuerst langsam, nachher auffallend rasch in der Richtung nach Nordwesten, sodass ihre Oberfläche bei Degermoos sich schon bei 560 m befindet.

Diese Nagelfluh trägt Züge grossen Alters: sie ist zum Teil sehr stark verfestigt und stark verwittert. Sie war mir 1886 unbekannt. L. Du Pasquier vereinigt sie mit der benachbarten vom Gebenstorfer Horn und vom Bruggerberg; doch gestattet die hohe Lage das nicht. Wir haben vielmehr einen höchstgelegenen ältesten Glacialschotter, einen Rest von älterem Deckenschotter vor uns¹⁾, und zwar am Süd- und Ostrand des Berges in der Facies, die Glacialschotter unmittelbar in der Nachbarschaft des Gletschers anzunehmen pflegen.

An der Risi, südwestlich von Freienwil, wo sie in 565 m auf Molasse lagert, sind die unteren Schichten relativ feinkörnig; in der Mitte stellt sich eine Blocklage mit Blöcken von Kopfgrösse ein. An anderen Stellen, so am Hüttenrain westlich von Hausen, an der Schornfluh bei Degermoos,

1) Auch Mühlberg treant jetzt die beiden Nagelfluhvorkommnisse als ältere und jüngere Decke. Vergl. oben S. 442.

im Thälchen beim Gländbrunnen, zeigt sie den gewöhnlichen Habitus der Glacialschotter. Nordöstlich von Kirchdorf „im Stig“ ist die Schichtung zum Teil verwischt, die Nagelfluh unten mehr mittelkörnig, während sie in der Mitte und in ihren oberen Partien geradezu eine Blockfacies aufweist. Ein alpiner Sandsteinblock von 3 cbm, ein schwarzer Alpenkalk von 1 cbm wurden beobachtet, desgleichen viele Jurakalkblöcke von der Lägern. Einige undeutlich gekritzte Geschiebe fanden sich.

Der beifolgende Durchschnitt durch das Limmatthal, Fig. 69, veranschaulicht die Lagerungsverhältnisse. Unser Kärtchen der Glacialbildungen zwischen Luzern, Zürich und Basel giebt zugleich eine Übersicht über die Verbreitung jedes der vier Schotter.

So treten uns in der Umgebung von Brugg vier verschiedene Schotterhorizonte entgegen, von denen die drei älteren, höher gelegenen, je durch Ausstriche des Liegenden, zum Teil von grosser Mächtigkeit, getrennt sind.

Niederterrassenschotter oberhalb Brugg.

Der Niederterrassenschotter ist an der Aare fast kontinuierlich aufwärts zu verfolgen, wenn auch vielfach Terrassen durch Erosion in ihn eingeschnitten sind. Bei Wildeggen, oberhalb des Durchbruches der Aare durch den Jura zwischen Kestenberg

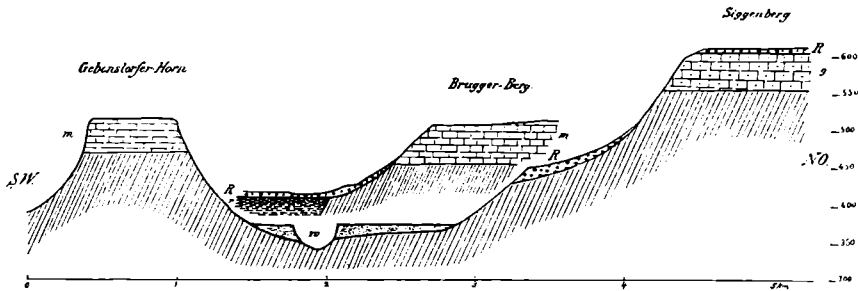


Fig. 69. Die vier Schotter bei Brugg.

Das Profil durch den Brugger Berg liegt 3 km westlich vom Profil Gebenstorfer Horn-Siggenberg. *g* älterer Deckenschotter; *m* jüngerer Deckenschotter; *r* Hochterrassenschotter; *w* Niederterrassenschotter an der Limmat; *R* Riss-Moränen. Das liegende Gestein ist schräg schraffiert.

und Gislifluh, verbreitert sich die Niederterrasse zu einem gewaltigen Feld, das den Lenzhard und den Suhrhard östlich von Aarau trägt. Sie erfüllt das weite Becken von Aarau und dringt rasch ansteigend in die von Süden einmündenden Thäler ein. An der Bünz tritt der Schotter bei Othmarsingen mit den Jung-Endmoränen des Reussgletschers als Glacialschotter in Verknüpfung, ebenso zwischen Seon und Schafisheim an der Aa, bei Zetzwil an der Wina, bei Staffelbach an der Suhr und bei Dagmersellen, Schötz und Ettiswil östlich der Wigger. An der Aare, wo er nach Mühlberg bei Olten 21 m unter den heutigen Flusspiegel hinabgeht, müssen wir bis kurz vor Wangen (östlich von Solothurn) aufwärts gehen, ehe wir auf Jung-Endmoränen stossen, von denen der Schotter als Glacialschotter abfließt; sie gehören dem Rhonegletscher an. Eine prächtige Terrasse folgt dem Limmatthal aufwärts, um oberhalb Baden bei Würenlos und Killwangen sich an die grosse Jung-Endmoräne des Linthgletschers anzuschliessen, wo sich der Niederterrassenschotter mit Moränenablagerungen verzahnt.

Der Niederterrassenschotter in der näheren und weiteren Umgebung von Aarau hat durch F. Mühlberg eine treffliche Schilderung erfahren, auf die wir bezüglich der Einzelheiten verweisen; Mühlberg beschreibt auch die Entstehung der zahlreichen Erosionsterrassen im Schotter, die die Feststellung seiner ursprünglichen Oberfläche zum Teil erschweren (Boden von Aarau, Aarau, 1896. S. 27–35. 55).

Hochterrassenschotter oberhalb Brugg.

Konnte der Niederterrassenschotter kontinuierlich aareaufwärts verfolgt werden, so gilt dies nicht vom Hochterrassenschotter. Nur einzelne Reste finden sich und zwar unter Moränen. Im Hangenden der dieserart aus Schotter und Moränen zusammengesetzten Hochterrasse tritt fast ausnahmslos Löss und Lehm auf, dessen Mächtigkeit nicht selten 10 m und mehr beträgt. Darunter ist der Kies 4—5 m tief verwittert. Charakteristisch ist das sehr unregelmässige Niveau.

Dasselbe ist z. B. bei Aarau zu beobachten (Siegfried-Atlas Bl. 150—152). Südlich von Aarau erhebt sich die Hochterrasse des unteren Zelgli (410 m), der Goldern und des steinernen Tisches (415 m) nur rund 20 m über das obere Niveau der Niederterrasse, nach Abzug der mächtigen Lehmschicht noch weniger, gleich weiter südlich aber am Hasenberg bis 450 m, ähnlich am Eppenberg, am Distelberg bis 440 m, westlich Entfelden bis 435 m. Am Anstieg von der Wöschnu nach Eppenberg ist der Hochterrassenschotter von 410 bis 430 m zu beobachten und bei Erlifeld bis 424 m. Andererseits gehen Teile der Hochterrasse nach den Beobachtungen von Mühlberg unter das Niveau der Niederterrasse herab; so liegt Löss keine 18 m über dem Aarespiegel in 390 m, d. h. ungefähr im Niveau der Niederterrasse unterhalb des Weges nach Roggenhausen, und zwar oberhalb der Nagelfluhbrüche südlich der Strasse nach Schönenwerd, in gleicher Höhe auch direkt auf Nagelfluh an der Westseite des Roggenhauser Thales am unteren Teil des Weges nach Eppenberg. In der Kiesgrube an der Buchser Strasse liegt Niederterrassenschotter in einer Mächtigkeit von 5 m über verwittertem, schräg geschichtetem Kies, den Mühlberg als Hochterrassenschotter ansprechen möchte; regulärer Hochterrassenkies ist es freilich nicht, dem widerspricht die schräge Schichtung. Vergl. Mühlberg a. a. O. S. 35—58.

Die grosse Unregelmässigkeit in der Oberfläche des Hochterrassenschotters zeigt, dass derselbe, wenn er als einheitliche Bildung abgelagert wurde, eine weitgehende Erosion erlitten hat. Auch der Zeitpunkt dieser Erosion lässt sich bestimmen: sie war vollendet, als der Löss zur Ablagerung kam; denn dieser liegt auch auf den tiefsten Teilen der Hochterrasse. Aber noch mehr: die Moränen, die so oft über dem Hochterrassenschotter erscheinen und ebenfalls älter als der Löss sind, schneiden den Schotter oft schräge ab, wie schon Mühlberg dargestellt hat.

Wohl der schönste Aufschluss dieser Art findet sich im Walde 1½ km westlich von Entfelden beim sog. Bruderhaus, wo auf einem locker verfestigten Reusskies, diesen schräg abschneidend, Moräne des Rhonegletschers aufliegt.¹⁾ Zwischen beiden fehlt jede trennende Verwitterungsschicht; die hier und da sich zeigenden braunen Partien, so ein grosser Block aus brauner Grundmasse mit eingestreuten frischen Geschieben, brausen stark beim Betupfen mit Salzsäure und sind als aufgearbeitete Massen, in keinem Fall als Verwitterungsprodukte in situ zu betrachten. Das Fehlen jeglicher Verwitterungslage zeigt, dass die die Schichten des Kiesel schräg abschneidende Oberfläche derselben niemals während längerer Zeit Landoberfläche war. Wir haben es hier vielmehr mit einer glacialen Erosion zu thun: der Kies wurde von Gletscherbächen abgelagert und hierauf vom Gletscher betreten und zum Teil erodiert. Mühlberg legt grosses Gewicht darauf, dass der Kies Reussmaterial enthält, die Moräne aber Rhonematerial, und teilt beide Ablagerungen auch aus diesem Grunde zwei verschiedenen Eiszeiten zu. Mir scheint der petrographische Gegensatz nur natürlich: Wir befinden uns im Suhrthal, das weiter oberhalb jedenfalls Eis des Reussgletschers führte, und in dem daher auch Reusskies als Glacialerschotter beim Herannahen der Vergletscherung abgelagert wurde. Später wurde der Schotter vom Rhonegletscher betreten, der sich dem Südostabfall des Jura entlang nordwärts schob, und der Kies zum Teil erodiert. Wenn lokal eine geringe Verfestigung des Kiesel vor Absatz der Moränen im Hangenden erfolgte, wie das Mühlberg aus einem rudimentären Gletscherschliff schliesst, so ist uns das nicht aussergewöhnlich; auch aus dem Moränengebiet der Ostalpen kennen wir solche Erscheinungen (s. oben S. 157).

Ein Verfolgen des Niveaus der Hochterrasse in der Schärfe wie bei der Nieder-

1) Vergl. die Abbildung bei Mühlberg, Boden von Aarau. S. 53.

terrasse ist wegen der Dürtigkeit der Hochterrassenreste und wegen ihrer ungleichförmigen Abtragung durch das Eis nicht möglich.

Oberhalb Aarau sind die Reste, die dem Hochterrassenschotter zuzurechnen sein dürften, erst recht spärlich. Aus dem Suhren- und Winenthal erwähnt Mühlberg einige schmale leistenförmige Vorkommnisse an den Thalgehängen; sie ziehen 40 m über der Thalsole, die hier von der Oberfläche des Niederterrassenschotter gebildet wird.¹⁾ Sie führen in beiden Thälern an einigen Stellen Gerölle von löcheriger Nagelfluh, dadurch erweisend, dass bei ihrer Ablagerung schon verfestigte ältere Schottermassen existierten. Im Thal der Wigger finden sich noch Reste der Hochterrasse beim Heiternplateau östlich von Zofingen.

Auch in das Reussthal und in das Limmatthal lässt sich der Hochterrassenschotter nur auf eine kurze Strecke verfolgen. Westlich von Baden erscheint Hochterrassenschotter, zum Teil mit moränigem Charakter und von Moräne bedeckt, bis 470 m emporreichend, am Wege nach Münzlishausen, ferner geradezu als Moräne entwickelt am Fuss des Siggenberges bei Nussbaumen. Im Reussthal trifft man Reste bei Fislisbach an; so besteht der Wolfbühl (425 m) daraus, ebenso erscheinen mehrfach Ausbisse unweit des Weges von Nieder- nach Ober-Rohrdorf (ca. 480 m).

Die beiden Deckenschotter im Gebiet der Reuss oberhalb Brugg.

Noch spärlicher sind die Vorkommnisse der Deckenschotter oberhalb Brugg (Siegfried-Atlas Bl. 153 und 167). Im Thal der Wina lassen sich, wie Mühlberg zuerst feststellte²⁾, zwei in verschiedenem Niveau befindliche Deckenschotter erkennen. Über die Höhenlage des tieferen orientieren folgende in der Thalrichtung angeordnete Zahlen:

| | Sohle | Oberfläche |
|--|-------|------------|
| Hoheliebe-Junkernholz westlich von Ober-Kulm . . . | 620 m | 640—650 m |
| Fornegghöhe westlich von Teufenthal | 580 | 590—600 |
| Bei Gulm nordwestlich von Teufenthal | 560 | 590—600 |
| Heidenplatz südlich von Suhr | 550 | 570 |

Die Vorkommnisse ordnen sich mit auffallend steilem Gefälle — Sohle und Oberfläche 10 ‰ — in ein einheitliches Niveau. Ihre Sohle liegt 60 m und mehr über dem Niveau der höchsten benachbarten Vorkommnisse des Hochterrassenschotter.

Um 80—100 m überragt wird diese Nagelfluh von zwei Vorkommnissen an der Ostseite des Winenthales, östlich von Kulm. Hier findet sich Nagelfluh, deren Ausstrich auf den „Felsen“ von 700 m bis 720 m, an der Wandfluh weiter südlich sogar von 720 m bis 750 m reicht. In dieses höhere Niveau gehört auch die hochgelegene Nagelfluh östlich des Rothholzes südlich von Erlisbach, schon links der Aare in einem Seitenthal des Jura gelegen, die Mühlberg in seiner Tabelle erwähnt, über deren genaue Höhenlage er jedoch keine Angaben macht, und die ich nicht besucht habe.

Alle Vorkommnisse des Deckenschotter sind, wie Mühlberg mit Recht betont, meist stärker verfestigt, als der Hochterrassenschotter. Auf den Felsen enthält der ältere Deckenschotter dabei gekritzte Alpenkalke, dadurch beweisend, dass er unfern eines Gletschers zur Ablagerung kam. Charakteristisch ist die starke Führung von Quarziten.

1) Mühlberg a. a. O. S. 32, 47, 59. Ebenso im Erlisbacherthal am linken Ufer der Aare. Mühlberg, *Mitteil. Aarg. f. Nat.-Ges.* 1892. S. 227.

2) Boden von Aarau. S. 59—68.

Die beiden Deckenschotter im Gebiet der Limmat.

Die heutige Verbreitung der Deckenschotter im Limmatthal unterhalb Zürich ist beschränkt. Auch hier lassen sich deutlich zwei Niveaus erkennen. Ich stelle die Reste der beiden Deckenschotter zusammen. Einen Teil der Höhenangaben entnehme ich dabei der neuen geologischen Lägerkarte von Mühlberg, die er im August 1901 gelegentlich der Jahresversammlung der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft in Zofingen vorlegte.¹⁾

Jüngerer Deckenschotter findet sich auf dem Kreuzberg und im Tannwald bei Baden (Oberfläche 523 m, Sohle 498 m). Grosse Massen sind von hier auf der mergeligen Molasse abgerutscht und bilden als Haufwerk gewaltiger Blöcke den Teufelskeller bei Baden. Verbindet man diese Nagelfluh mit der des Bruggerberges, so erhält man ein Gefälle von 3—4 ‰. Gleiche Sohlenhöhe hat das Vorkommen am Sulzberg, nördlich der Limmat, bei einer Oberfläche in 500 m. Ein Vorkommen bei Buchs (530—540 m) östlich der Lägern leitet schon zum Deckenschotter des Rheinthaales über.

Am Westgehänge des Limmatthaales, auf dem Rücken des Heitersberges, der dasselbe vom Reussthal scheidet, finden sich unter Moräne eine Reihe weit höher gelegener Nagelfluhvorkommnisse, zum Teil tief versteckt im Walde. Die wie Bastionen in das Limmatthal hinausragenden Vorsprünge des Hinterhau, des Kreuzliberges bei Neuenhof, des Moosenhau, des Oberrütimoos und des Lehnstudhau bestehen in ihrem oberen, sich oberflächlich durch eine Plattform charakterisierenden Teil aus Deckenschotter, den Oppliger und Aepli zuerst festgestellt haben.²⁾ Weiter gegen Süden findet sich ein guter Aufschluss östlich von Ober-Rohrdorf im Walde Sorchen; er zeigt den typischen Deckenschotter mit seinen zersetzten Urgebirgsgeschieben. Deckenschotter findet sich dann auch nach Mühlberg und Aepli im Walde Fuhren auf dem Heitersberg, nördlich vom Egelsee.³⁾ Offenbar handelt es sich hier überall um älteren Deckenschotter.

Die folgende Übersicht, in der Thalrichtung angeordnet, orientiert über die Höhen:

| | Sohle | Oberfläche |
|------------------------------------|-------|------------|
| Fuhren | 630 m | 660 m |
| Sorchen | ? | 655 „ |
| Lehnstudhau | 600 „ | 636 „ |
| Oberrütimoos | ? | 634 „ |
| Moosenhau | 600 „ | 643 „ |
| Kreuzliberg bei Neuenhof | 600 „ | 632 „ |
| Hinterhau | 580 „ | 620 „ |
| Siggenberg, Südostende | 565 „ | 590 „ |

Ein ferneres Vorkommen (600 m) liegt an der Südostseite der Lägerkette, schon in der Richtung des Glatthtaales, und entspricht mit seinem Niveau (600—649 m)

1) Herr Prof. Dr. Mühlberg hatte die Freundlichkeit, mir einen Probedruck dieser Karte zur Verfügung zu stellen, der die Trennung der beiden Deckenschotter noch nicht enthielt. Doch hat er diese Trennung in der definitiven Ausgabe durchgeführt, wie schon früher in seinem „Boden von Aarau“ (1896).

2) Oppliger, Dislokationen und Erosionen im Limmatthal. Jahresber. Lehrerseminar Wettingen 1890/91. S. 26. — Aepli, Erosionsterrassen und Glacialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lief. XXXIV. S. 44.

3) Die kleinen Schottervorkommnisse weiter südlich am Bollenhof und bei Ober-Schönenberg, die Aepli als Deckenschotter deutet, halte ich mit Mühlberg (Eclogae Vol. VII. 1902. S. 178) schon ihrer Wallform wegen für Moräne.

gut den Resten auf dem Heitersberg. Das Gefälle der Oberfläche wie der Sohle ergiebt sich für den älteren Deckenschotter von Fuhren bis zum Hinterhau zu 8—9‰, von Fuhren bis zum Siggenberg zu 6‰.

Aeppli hat für den Deckenschotter des unteren Limmatthales eine Verbiegung angenommen, indem er den Deckenschotter des Heitersberges mit dem des Teufelskellers in Verbindung brachte (a. a. O. S. 43 und Taf. I, Fig. 1.) Da, wie wir sehen, jene beiden Vorkommnisse zwei Niveaus angehören, dem älteren und dem jüngeren Deckenschotter, fällt auch Aepplis Schluss.

Die Schotter bei Rheinfeldern: Niederterrassenschotter.

Die Niederterrasse lässt sich von Brugg über Würenlingen (siehe oben S. 443) ohne Unterbrechung die Aare abwärts bis zu deren Mündung in den Rhein bei Koblenz verfolgen. Hier vereinigt sie sich mit der Niederterrasse des Rheins, die an den Endmoränen des Rheingletschers oberhalb Eglisau entspringt und schon oben S. 401 geschildert wurde. Sie begleitet den Rhein auch von Koblenz abwärts. Beim Einschneiden hat der Fluss auch hier Teilfelder geschaffen, zum Teil von grosser Breite, so dass die unverletzte Oberfläche nur von einem kleinen Teil der Niederterrasse vorliegt. Besonders ausgedehnt sind die Teilfelder zwischen Laufenburg und Stein. Beim Einschneiden hat der Rhein mehrfach sein altes Bett verfehlt. So hat er sich bei Laufenburg (Siegfried-Atlas Bl. 20) epigenetisch in einen Gneisauläufer des Schwarzwaldes eingeschnitten, während der alte durch Niederterrassenschotter verschüttete Rheinlauf weiter südlich liegt. Ein 33,3 m tiefer Brunnen ergab hier nur Kies; die Brunnensohle liegt 6 m unter dem Rheinspiegel; zufällig wurde in 300 m Höhe, 13 m über der Sohle des Brunnens, eine überhängende Partie des alten Gneisufers angefahren.¹⁾ Unterhalb Laufenburg, wo der Rhein wieder auf Schotter floss, konnte er sein Bett rasch eintiefen, nicht so im Gneiss. Daher besteht heute hier eine Schnelle — der sogenannte „grosse Laufen“. Das Gefälle des Rheins, das oberhalb Laufenburg rund 1‰ beträgt, steigert sich im „Laufen“ ausserordentlich, während sich gleichzeitig die Breite des Flusses überaus reduziert.²⁾ Wird einmal der Niederterrassenschotter ganz weggeschafft sein, vor allem auch im alten Thal des Rheines südlich von Laufenburg, so dass der Gneisauläufer wieder herausgeschält ist, dann wird ein typisches epigenetisches Durchbruchthal vorliegen, in dem der Rhein scheinbar ohne jede Veranlassung einen Ausläufer des Schwarzwaldes quert. Stellen, wo der Rhein sein altes Bett verfehlt hat, sind auch sonst häufig³⁾; erwähnt sei speziell der „kleine Laufen“ bei Rheinfeldern, sowie die Schnelle bei Wallbach unterhalb Säkingen.

Hochterrassenschotter bei Rheinfeldern, Möliner Feld.

Unterhalb Brugg verliessen wir den Hochterrassenschotter bei Tegerfeldern. Thalabwärts treffen wir ausgedehnte Partien desselben unter Moräne bei Koblenz (siehe oben S. 401). Auch weiter westlich auf der Halbinsel zwischen Aare und Rhein steht Hochterrassenschotter an, wie z. B. die Nagelfluhwände über der Niederterrasse bei Reuenthal und Leibstadt (Oberfläche in 370 m) zeigen. Weiterhin erscheinen bis zum grossen Möliner Felde nur ganz spärliche Reste an den Gehängen des Thales, weit spärlicher und kleiner, als DuPasquiers Karte angeibt.

1) Vergl. H. Walter, Stromschnelle von Laufenburg. Vierteljahrsschrift der Züricher Naturf. Ges. XLVI (1901).

2) Nach Walter a. a. O. war bei ausserordentlichem Hochwasser das Gefälle im Mittel eines 1½ km langen Stückes 7,6‰, bei tiefem Niederwasser 2,2‰.

3) Vergl. Karte II bei DuPasquier a. a. O.

Das, was DuPasquier auf seiner Karte zwischen Murg und Dogern als Hochterrassenschotter eingezeichnet hat, ist grösstenteils Moräne unter starker Lehmbedeckung. Es haben sich nur an ganz wenigen Punkten unter der Moräne Reste von alpinem Hochterrassenschotter erhalten, so halbwegs zwischen Dogern und Kiesenbach bis 360 m emporgehend; bei Kiesenbach selbst findet sich in gleichem Niveau schräger Sand, teils grau, oben gelb, getrennt durch eine Lage Blankies; das ist nicht mehr typischer Hochterrassenschotter.

Am Ausgang des Frickthales finden sich bei Eiken zwei Stücke Hochterrasse; das östliche, das gegen das Thal hin Nagelfluhbänke entblösst zeigt, markiert ein Niveau von 345 m, also nur 25 m über der benachbarten, gerade am Fuss der Hochterrasse aufgeschlossenen Niederterrasse. Im Frickthal zeigt sich bei Frick selbst jurassischer Hochterrassenschotter mit spärlichen alpinen Geröllen schlecht aufgeschlossen nördlich vom Bahnhof an der grossen Strasse; die Kirche steht ebenfalls auf einem Stück Hochterrasse.

Angezeichnet entwickelt ist die Hochterrasse im Möliner Feld (Siegfried-Atlas Bl. 18), wie ich 1886 ausgeführt habe.¹⁾ Von Ober-Wallbach an lässt sich der Hochterrassenschotter rings am Nordabfall des Feldes verfolgen. Er ist zum Teil gut verfestigt, so am Katzenstieg bei Ober-Wallbach, an der Steingrubenhalde, auch bei Ober-Mölin, wo er am Gehänge des vom Mölinbach durchflossenen Thälchens aufgeschlossen ist. An anderen Stellen ist er locker und von frischem Aussehen, z. B. in der Kiesgrube unweit der grossen Strasse von Rheinfeldern nach Ober-Mölin, dort, wo diese die Hochterrasse von Westen her erreicht. Er wäre hier vom benachbarten Niederterrassenschotter schwer zu unterscheiden, wenn er nicht 2 m tief verwittert und mit einer dicken Schicht eines gelben, lössähnlichen Lehmes bedeckt wäre, was beides beim Niederterrassenschotter nicht vorkommt. Diese Lehm- bzw. Lössbedeckung charakterisiert das Möliner Feld. Sie ist so mächtig, dass Mühlberg die ganze Hochfläche seinerzeit als Löss deutete.²⁾

Das obere Niveau des Hochterrassenschotters liegt bei Ober-Wallbach, wo er in 300 m auf Trias aufrucht, in 340—345 m Höhe; fast die gleiche Höhe (350 m) weist ein Aufschluss 1 km nordwestlich von Zeiningen auf; gegen Westen und Nordwesten senkt sich das Niveau rasch. Nördlich von Mölin liegt es in keinem Fall höher als 340 m, 1 km südwestlich ein Teilfeld in 320 m. Bei Riedmatt, Mölin gegenüber am Nordgehänge des Rheinthaales, findet sich in gleicher Höhe am Ausgang des Spannerkerlesgrabens ebenfalls Hochterrassenschotter.

Der östliche Teil des Möliner Feldes ist von Moräne bedeckt, die am Wege von Zeiningen nach Ober-Wallbach beim Fixpunkt 380 der topographischen Karte in einer grossen Grube aufgeschlossen und von Gutzwiller zuerst festgestellt worden ist.³⁾ Von hier aus zieht ein flacher Wall nach Art einer verwaschenen Endmoräne nach Norden, sich später nach Nordosten leicht krümmend. Dieser Endmoränenwall, der, wie wir zu schildern haben werden, eine im Rheinthal liegende Gletscherzunge umgab, erklärt die rasche Erniedrigung der Schotteroberfläche nach Westen: Wir sind im Bereich des Übergangskegels. Immerhin mögen die tiefstgelegenen westlichen Partien Teilfeldern angehören, die durch seitliche Erosion entstanden.

Spärlicher sind die Reste wieder unterhalb Mölin. Südöstlich von Baselaugst ist beim Zelglihof eine Nagelfluh, die bis 330 m geht, aufgeschlossen; sie gehört der Hochterrasse an. Eine deutliche Hochterrasse beginnt im Thal der Ergolz bei Liestal,

1) Vergletscherung des Salzachgebietes. S. 142.

2) Zweiter Bericht über die Untersuchung der erratischen Bildungen im Aargau. Mitteil. Aarg. naturf. Ges. I. Heft (1879). S. 32.

3) Verhandl. der Baseler Naturf.-Ges. X. (1894) S. 595.

wo sie mit Moränen in Konnex steht (350 m), und senkt sich rasch nach Norden, so dass ihre Oberfläche bei Frenkendorf, wo sie gut aufgeschlossen ist, in 340 m, am Ausgang des Thales bei der Egg aber schon 20 m tiefer liegt. Sie besteht aus Jurakies mit nicht zu seltenen alpinen Geröllen.

Niederterrassenschotter auf Hochterrassenschotter bei Rheinfeldern.

Die Höhendifferenz zwischen der Oberfläche der Hochterrasse und der Niederterrasse ist in der Umgebung von Rheinfeldern gering. Betrug sie beim grossen Hochterrassenfeld von Tegerfelden 45 m, so reduziert sie sich am Westende des Möliner Feldes auf 25 m und beträgt beim eben erwähnten Zelglihof, wo wir aber wohl Auftrag der Hochterrasse durch den Schuttkegel des Olsberger Baches zu berücksichtigen haben, 30 m. Der Niveauunterschied ist kleiner, als die Mächtigkeit des Hochterrassenschotters. Daher streicht dort, wo der Hochterrassenschotter in seiner ganzen Mächtigkeit auftritt, zwischen beiden Schottern kein liegendes Gestein aus; vielmehr reicht der Kies der Hochterrasse unter den der Niederterrasse herab. Das ist mancherorts zu beobachten, so Säckingen gegenüber zwischen Eiken und Stein, bei Mölin, am Zelglihof. Bei Wallbach liegt die Sohle des Hochterrassenschotters am Katzenstieg auf Fels in 300 m, die Oberfläche der Niederterrasse weiter unterhalb bei Mölin in 310 m, also höher. Oberhalb Rheinfeldern ist nach Mühlberg bei Anlage des Kanals für das Elektrizitätswerk auf dem rechten Rheinufer geradezu eine Auflagerung von Niederterrassenschotter auf Hochterrassenschotter beobachtet worden¹⁾: 6 m Muschelkalk, darüber 3 m verwitterter Kies, darüber 1 m brauner Lösslehm und hierauf 17 m jüngerer Kies. Es ist freilich nur ein dünner Rest Hochterrassenschotter, dessen Basis, nach der Höhe des Rheinspiegels zu urteilen, in 275—290 m sich befindet. Da die Oberfläche bei Mölin in 340 m Höhe liegt, ergibt sich mit Berücksichtigung des Gefälles eine Mächtigkeit von 50—55 m für den gesamten Hochterrassenschotter. Der Niederterrassenschotter geht tiefer hinunter, da der Rhein vielerorts in demselben fliesst, ohne ihn durchschnitten zu haben; dabei liegt seine Sohle 20—25 m unter der Sohle des Hochterrassenschotters.

Die beiden Deckenschotter bei Rheinfeldern.

Nördlich des Rheines, Mölin gegenüber, treten bei Schwörstadt Reste einer Nagelfluhablagerung auf, die Gutzwiller (S. 563) als Hochterrassenschotter gedeutet hat. Das scheint mir nicht gerechtfertigt. Die Nagelfluh liegt nämlich ihrem Niveau nach 30 m höher, als die des Möliner Feldes: ihre Oberfläche befindet sich bei Oberschwörstadt in 370 m, 2 km weiter westlich um eine Kleinigkeit tiefer. Dabei ruht die Nagelfluh in 335 m Höhe auf Trias auf, wie beim Kirchhof von Oberschwörstadt zu sehen ist. Ihre Basis liegt also nahezu in gleicher Höhe mit der Oberfläche des Hochterrassenschotters des Möliner Feldes. Das schon spricht für ein verschiedenes Alter beider, desgleichen aber auch der Habitus: Die Schwörstadter Nagelfluh ist fester, als die gegenüberliegende des Möliner Feldes; dabei sind die centralalpinen Gesteine stark zersetzt, während sie im Möliner Schotter frisch sind. Ich halte die Schwörstadter Nagelfluh für den Rest eines der Deckenschotter — und zwar, wie sich gleich zeigen wird, des jüngeren —, dessen oberes Niveau sich von Schwörstadt bis Riedmatt von 370 m auf 360 m senkt, dabei stets 30—35 m über dem Niveau der Hochterrasse bleibend.

Südlich von Rheinfeldern erhebt sich der Rheinfelder Berg in steilem Anstieg über die Niederterrasse. Wie schon seit langem bekannt, besteht die mehr oder minder plateauförmige Erhebung in ihrem oberen Teil aus löcheriger Nagelfluh, die zuerst von

1) Der Boden von Aarau. Aarau 1896. S. 52.

A. Müller konstatiert¹⁾, später von Gutzwiller²⁾ beschrieben und von mir (1886) und von DuPasquier (1891) als Deckenschotter gedeutet wurde. Ihre Oberfläche liegt bei Olsberg wie bei Rheinfelden in 385—390 m Höhe; im Hangenden tritt mächtiger Lehm auf, der am Wege von Rheinfelden nach Olsberg in einer Grube 10 m tief aufgeschlossen ist. Die Auflagerungsfläche des Schotters auf Jurakalk bzw. Trias ist etwas uneben: bei Rheinfelden in 350 m, westlich von Gibenach in 355 m, so dass sich für den Schotter eine Mächtigkeit von 35—40 m ergibt. Der Habitus ist ein alter. Wir haben es mit einem Deckenschotter zu thun, dessen Oberfläche 20 m und dessen Basis 15 m über dem entsprechenden Niveau der Schwörstadter Nagelfluh liegt. Berücksichtigt man, dass die letztere 8 km rheinaufwärts sich befindet, also das Niveau einer gleichaltrigen Bildung bei Rheinfelden tiefer gewesen sein muss, so vergrößert sich diese Differenz noch. Die Nagelfluh des Rheinfelder Berges gehört offenbar dem älteren Deckenschotter an. Bestätigt wird diese Schlussfolgerung durch ein Vorkommen an der Strasse von Gibenach nach Baselaugst, noch nicht 1 km westlich des westlichsten Punktes der Nagelfluh des Rheinfelder Berges. Hier wird in einem Steinbruch eine alte, stark verwitterte alpine Nagelfluh gebrochen, die bis 355 m emporreicht und mit gelbem Lehm bedeckt die Terrasse von 360 m zusammensetzt. Ihrem Habitus wie ihrer Höhe nach entspricht sie der Schwörstadter Nagelfluh. Mit letzterer muss wohl auch die Nagelfluh des Blötzen (Oberfläche bei 350 m) am Ausgang des Ergolzthales weiter westlich zusammengestellt werden, die im Gegensatz zur nahen Ergolzhochterrasse nicht aus Jurakies, sondern aus Rheinkies besteht. L. DuPasquier hat mit Unrecht alle diese Vorkommnisse als Hochterrasse kartiert.³⁾

Figur 70 zeigt die Lagerung der vier Schotter der Umgebung von Rheinfelden zueinander.

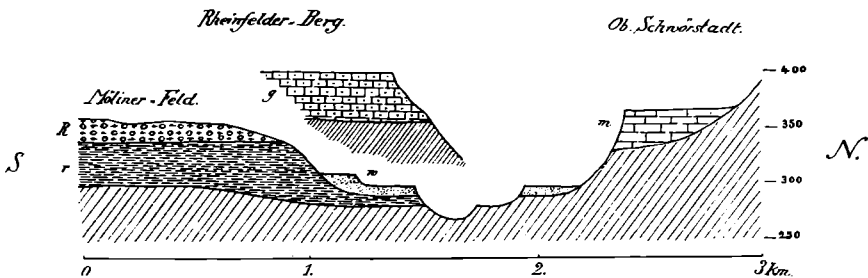


Fig. 70. Die vier Schotter bei Rheinfelden.

g älterer, *m* jüngerer Deckenschotter; *r* Hochterrassenschotter; *w* Niederterrassenschotter; *R* Rissmoränen. Das Liegende ist schräg schraffiert. Das Profil des Rheinfelder Berges liegt 3 km westlich desjenigen des Möliner Feldes.

L. DuPasquier giebt auf seiner Karte der fluvioglacialen Ablagerungen der Nordschweiz ausgedehnte Vorkommnisse von hochgelegenen Deckenschotter westlich der unteren Aare und südlich des Rheins zwischen Böttstein und Leibstadt, ferner nördlich des Rheins zwischen Dogern und

1) Geologische Karte von Basel in Beiträge z. geol. Karte der Schweiz I. Bern 1862.

2) Löcherige Nagelfluh. Beilage Ber. d. Gewerbeschule Basel 1879/80.

3) A. a. O. auf der Karte 1 : 100 000. Dem Vorgang DuPasquiers folgte jüngst R. Strübin, Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie des Baseler Tafeljura (Blatt Kaiseraugst). Verh. Baseler Naturf.-Ges. XIII (1901) S. 476.

Rotzel auf dem Südabfall des Schwarzwaldes an. Allein hier findet sich kein Deckenschotter, sondern Moränen der Risszeit. — K. Strübin schildert ein Vorkommen von Schotter, das er als Deckenschotter deutet, südlich von Rheinfelden bei Arisdorf auf der Höhe Vogelsand, der in einer Grube 6 m hoch, bis 425 m emporgehend, erschlossen ist (Verh. Baseler Nat.-Ges. XIII. (1901) S. 473). Ich möchte dieses Vorkommen nicht als Deckenschotter betrachten, sondern als Verschwemmungsprodukt der Rissmoränen, die unmittelbar in der Nähe auf der Höhe des Jura auftreten.

So treten in der Umgebung von Rheinfelden vier Schotter auf, von denen die beiden unteren als Niederterrassenschotter und Hochterrassenschotter, die beiden oberen aber als jüngerer und älterer Deckenschotter zu deuten sind.

Die Schotter in der Umgebung von Basel: Niederterrassenschotter.

Die Schotter in der Umgebung von Basel haben durch Gutzwiller eine eingehende, auf ausgezeichneten Beobachtungen beruhende Schilderung erfahren.¹⁾ Der Niederterrassenschotter (vergl. Siegfried-Atlas Bl. Nr. 1, 2, 7, 8) ist in 2—3 Teilfelder zerlegt. Das oberste, unverletzte Niveau senkt sich von 297 m bei Pratteln an der Mündung des Thales der Ergolz auf 285 m bei Basel selbst und weiterhin nach NW auf 276 m bei Leopoldshöhe rechts des Rheins und bei Häisingen links des Rheins, endlich auf 251 m bei Rheinweiler-Schlierbach und auf 243 m bei Schliengen(Baden)-Mühlhausen (Elsass). Gutzwillers Beschreibung habe ich nichts hinzuzufügen.

Die Mächtigkeit des Schotters ist bei Basel 32 m, vielleicht sogar mehr; denn das Rheinbett zeigt kurz oberhalb Basel noch Nagelfluhbänke an seiner Sohle; offenbar liegt hier ein Stück des alten bei Absatz des Niederterrassenschotters verschütteten Flusslaufes vor. Andernorts ist die Mächtigkeit weit geringer. Die tiefe Rheinfurche scheint bei Absatz des Niederterrassenschotters nur schmal in den Thalboden eingeschnitten gewesen zu sein, ähnlich wie heute.

Starke Lössbedeckung der älteren Schotter.

Alle Ablagerungen, die älter sind als der Niederterrassenschotter, sind unter einer Lage Löss und Lehm verborgen und nur gelegentlich darunter sichtbar. Die Mächtigkeit dieser Lage nimmt von Basel abwärts zu und erreicht oft 20 m. Da sie bald anschwillt, dann wieder abschwillt, leidet darunter die Einheitlichkeit der Terrassenoberfläche der alten Schotter. Besonders am Fuss von Terrassen ist vielfach der Löss zusammengeschwemmt oder zusammengeweht, sodass er oft den Terrassenabfall geradezu verschleiert. Das erschwert die Untersuchung ganz ausserordentlich und macht das Verfolgen der Terrassen nach den Oberflächenformen nur zu oft unmöglich. Nur gegen die Niederterrasse hin ist der Abfall in der Regel scharf, eine Folge der seitlichen Erosion bei Absatz des Niederterrassenschotters. Auf der Niederterrasse selbst fehlt echter Löss.²⁾

Hochterrassenschotter bei Basel.

Als Hochterrassenschotter schildert Gutzwiller bei Basel Kiesmassen, die, mehr oder minder hoch über dem Niveau der Niederterrasse gelegen, mit Löss bedeckte Terrassen aufbauen. Er erkannte, dass diese seine Hochterrasse nicht einheitlich ist, sondern vier Stufen an derselben zu unterscheiden sind, von denen die unterste etwa bis 310 m, die oberste bis 390 m emporreicht. Er lässt es offen, ob es sich hier um Erosions-

1) Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel. Verh. Naturf. Ges. Basel. Bd. X. (1894) S. 512.

2) Siehe auch Gutzwiller, Zur Altersfrage des Löss. Verh. Baseler Nat. Ges. XIII. S. 271. Gutzwiller widerlegt hier die gegenteilige Behauptung von Förster über das Auftreten von echtem Löss auf der Niederterrasse bei Mühlhausen (Mitt. geol. Landesanstalt von Elsass-Lothringen. V. Heft 1 (1899). S. 57.)

oder Akkumulationsterrassen handelt, neigt aber mehr der letzteren Annahme zu. In der That bergen sich in Gutzwillers Hochterrasse zum Teil unsere drei älteren Schotter. Die Gründe, die ich hierfür anführen möchte, sind folgende:

Gutzwiller legt der Schilderung seines Hochterrassenschotter besonders das Auftreten desselben in der Bottminger Kiesgrube am Bruderholz südlich von Basel zu Grunde, die seiner zweiten Stufe angehört; diese schliesst sehr schön die Kiesmassen auf, die die Bruderholzterrasse zusammensetzen, und die 1891 schon DuPasquier als Hochterrassenschotter gedeutet hatte. In der That ist die Bottminger Kiesgrube fraglos der schönste Aufschluss der ganzen Gegend. Vergleichen wir aber den Kies hier mit dem im Aufschluss bei Mölin oder bei Frenkendorf an der Ergolz, wo sicher Hochterrasse und zwar in unmittelbarer Nachbarschaft der zugehörigen Moränen vorliegt, so zeigt sich ein grosser Unterschied im Grade der Verwitterung: bei Mölin greift die Verwitterung nur 2 m tief in den Kies, der im übrigen frisch ist, ebenso bei Frenkendorf. Bei Bottmingen dagegen greift die Verwitterung durch die ganze 16—18 m mächtige Masse hindurch; denn selbst in den untersten Schichten sind die Gneise, Granite, Protogine u. s. w. morsch, wenn auch nicht völlig kaolinisiert. Ich kenne am Nordsaum der Alpen keinen Hochterrassenschotter, der so tiefgründige Verwitterung aufweist wie der Schotter von Bottmingen. Derselbe Gegensatz besteht nun aber auch zwischen dem Bottminger Kies und dem Schotter, der die untere Stufe von Gutzwillers Hochterrasse aufbaut. Hier sind die Aufschlüsse allerdings mangelhaft. Wo nur die oberste Schicht entblösst ist, wie bei Allschwil westlich von Basel, ist die Verwitterung stark. In den tieferen Schichten aber, z. B. beim Vorkommnis an der Westseite des Grenzacher Horns am Ausgang des Wiesenthales rechts des Rheines, erweisen sich alle Zentralgesteine als frisch. Man könnte allerdings darauf hinweisen, dass das Vorkommnis beim Grenzacher Horn stark verfestigt, dasjenige bei Bottmingen im wesentlichen unverfestigt ist; allein die Ablagerungen bei Mölin und Frenkendorf zeigen trotz fehlender Verfestigung doch einen viel schwächeren Verwitterungsgrad als der Bottminger Kies. Ich kann daraus nur schliessen: Der der zweiten Stufe der Gutzwillerschen Hochterrasse angehörende Bottminger Kies ist weit älter als der Kies der Hochterrasse bei Mölin und bei Frenkendorf und älter als der Kies der unteren Stufe Gutzwillers. Nur diese untere Stufe entspricht der Hochterrasse unserer Altmoränen.

Noch andere Gründe befürworten eine scharfe Trennung beider Stufen. Der Bottminger Kies liegt höher; in der Kiesgrube ruht er in 322 m auf Tertiär auf und reicht bis 340 m; seine Sohle befindet sich, wie das auch Gutzwiller betont, über dem Oberflächenniveau der unteren Stufe. Nimmt man den Bottminger Kies des Bruderholzes als Hochterrassenschotter, so fehlt jedes Gefälle der Hochterrasse von Mölin bis Basel; man müsste zur Erklärung eine nachträgliche Dislokation annehmen, wie schon Gutzwiller ausführt. Anders wenn man das Möliner Feld mit der unteren Stufe Gutzwillers in Verbindung bringt: man erhält dann ein Gefälle von 1,5 ‰.

Das alles zwingt, die Auffassung von DuPasquier und von Gutzwiller, nach der die gesamten Kiesmassen der Terrasse des Bruderholzes Hochterrassenschotter sein sollen, zu verlassen. Nur die untere Stufe Gutzwillers ist echte Hochterrasse, alle seine höheren Stufen erachte ich für älter.

Der untersten Stufe Gutzwillers, also der eigentlichen Hochterrasse, gehört die Terrasse von St. Margarethen und Gundeldingen gleich südlich von Basel an, wo nach Gutzwiller der Kies in 305 m auf Tertiär aufrucht. Er setzt eine deutliche

Terrasse zusammen, deren Niveau in 310—315 m liegt. In etwas tieferem Niveau hat sich ein Fetzen bei Binningen auf der linken Seite des Birsigthales erhalten. Die Terrasse lässt sich schwach ansteigend aufwärts ins Birsigthal hinein verfolgen, wo sie am Westgehänge im „Steinenkreuz“ und bei den Gustackermatten deutlich zu erkennen ist. Westlich von Therwil traf Gutzwiller (S. 653) auf dem Lindenfeld bei einer Bohrung in 320 m Höhe noch auf Hochterrassenkies. Im Birsthal geht die Hochterrasse bis Reinach. Rheinabwärts kann sie über Allschwil bis Sierenz verfolgt werden, wo sie nach Gutzwiller in 257 m Höhe das Niveau der Niederterrasse erreicht. Unter dem Hochterrassenschotter erscheint bei Häisingen ein Tertiärausstrich und der Schotter selbst ist wenig mächtig, z. B. in der Ziegelei Allschwil 3—4 m.

Rechts des Rheins ist der Schotter dieses Niveaus dort, wo der Rhein am Grenzacher Horn die Ausläufer des Dinkelberges berührt, sich an Muschelkalk anlehnend, gut zu sehen. Er besteht aus alpinem Material und zieht, zu Nagelfluh verfestigt und eine Terrasse in 315 m Höhe bildend, am Westabfall des Horns bis zum Hackberg nach Norden.

Etwas weiter rheinaufwärts sind Kiesmassen der gleichen Stufe in geringer Mächtigkeit in 310 m Höhe auf Muschelkalk lagernd im Steinbruch des Sodawerkes Wylen von Gutzwiller beschrieben worden. Rheinabwärts findet sich auf badischem Boden ein Rest der Hochterrasse unter Löss halbwegs zwischen Haltingen und Binzen (oberes Niveau 300 m).

Die Niveaudifferenz zwischen Hochterrasse und Niederterrasse beträgt nur 25 m und vermindert sich dort, wo die Niederterrasse durch Schuttkegel der Seitenthäler erhöht ist. Oft findet sich ein Tertiärausstrich zwischen beiden Schottern; doch ist dann immer der Hochterrassenschotter so wenig mächtig, dass wir ihn hier sicher nicht in seiner Vollständigkeit vor uns haben. An anderen Orten, so am Grenzacher Horn und bei Binningen, geht er unter das Niveau der Niederterrasse herab. Für die Beurteilung der Lagerungsverhältnisse sind die total verwitterten Geröllmassen besonders wichtig die in Taschen des Rogensteins im Bruch beim Schänzli südöstlich von St. Jakob an der Birs in 275 m unter ganz frischem Niederterrassenkies erscheinen. Gutzwiller (S. 532) deutet mit Recht diese zersetzten Gerölle als Reste des Hochterrassenkieses, der im übrigen an dieser Stelle wie überhaupt im breiten Rheinthal vor Absatz des Niederterrassenschotters erodiert worden ist. Der Niederterrassenschotter liegt also zum Teil auf erodierten Partien der Hochterrasse, ganz wie wir es bei Rheinfeldern kennen gelernt haben.

Lässt sich der Horizont der Hochterrasse überall mit einheitlichem Niveau durchverfolgen, so wird das schwierig mit den höher gelegenen älteren Schottern, den höheren Stufen der Gutzwillerschen Hochterrasse. Es empfiehlt sich, hierstreng lokal vorzugehen.

Alte Schotter südlich von Basel.

Südlich von Basel, zwischen dem Thal der Birs und dem des Birsig (Siegfried-Atlas Bl. 7 u. 8), erhebt sich die schon erwähnte ausgedehnte Terrasse des Bruderholzes, an deren Nordsaum die Hochterrasse von St. Margarethen klebt. Diese Terrasse des Bruderholzes besteht aus dem schon geschilderten alten Kies. Ich konnte denselben, Gutzwillers treffliche Beobachtungen bestätigend, vom Waldeck bis zum Schneckenberg (Kante 350 m) verfolgen. Die in gleichem Niveau gelegene Grube an der Strasse von Oberwil schliesst gleichaltrigen Jurakies auf. Dieser Stufe, deren Sohle 10 m und deren Oberfläche 30 m über unserer Hochterrasse liegt, gehört wohl auch die weite,

mit Löss und Lehm bedeckte Terrasse zwischen Binningen, Oberwil, dem Paradishof und dem Mühlbachthal an, deren Oberfläche sich in etwa 350 m befindet. Gutzwiller erwähnt die Punkte, wo der Kies unter der sehr mächtigen Lössdecke, die die Beobachtung überaus erschwert, bei 340 und 330 m zu Tage tritt. Östlich von der Terrasse des Bruderholzes, schon jenseits der Birs, erscheint nördlich von Mönchenstein im Niveau des Bruderholzes in der Rütihard ebenfalls stark zersetzte Nagelfluh, deren Basis in 325 m zu suchen ist, und deren Kante sich in 345 m befindet.

Dem Grade der Verwitterung, sowie der Höhenlage nach viel älter ist die nur 1 m mächtige Gerölllage, die im Steinbruch der Weiermatt östlich von Mönchenstein im Birsthal in 380 m Höhe auf Jurakalk aufruhet.

Wir haben sonach südlich von Basel zwei Schotter in verschiedenen Niveaus, die älter sind als der Hochterrassenschotter und sich zugleich durch den Grad ihrer Verwitterung von einander unterscheiden.

Alte Schotter nördlich und nordöstlich von Basel.

Auch im unteren Wiesenthal, das bei Basel aus dem Schwarzwald in die Rheinebene mündet (Siegfried-Atlas Bl. 1), treffen wir über der schon geschilderten Hochterrasse Reste älterer, höher gelegener Schotter; sie bestehen hier aus Schwarzwaldgeröllen. Ein zersetzter Schwarzwaldkies, bis 325 m, also nur 15 m über die Hochterrasse emporreichend und hier selbst eine Terrasse aufbauend, erscheint in schönem Anschluss an der Strasse von Riehen nach Inzlingen; sein Liegendes ist nicht sichtbar. In dasselbe Niveau gehört der ebenfalls stark verwitterte krystallinische Schwarzwaldkies am Wege zur Ziegelhütte östlich von Stetten unweit Lörrach; seine Oberfläche liegt in 340 m. Erheblich über dieses Niveau heraus geht die dünne Lage überaus stark verwitterter Schwarzwaldgerölle im alten Steinbruch beim „Lerchengesang“ östlich von Riehen, deren Basis sich in 360 m findet. Auch hier haben wir also Schotter, die älter sind als die Hochterrasse und selbst wieder zwei verschiedenen Niveaus, also wohl der jüngeren und der älteren Decke, angehören. Allein diese älteren Schotter liegen 15—20 m tiefer als ihre Äquivalente südlich von Basel. Während die Hochterrasse von St. Margarethen und die am Grenzacher Horn sich genau in gleicher Höhe finden, wie das auch ihrer Lage auf einer Linie quer zum Rheinthal entspricht, erhebt sich die jüngere Decke des Bruderholzes mit ihrer Oberfläche 30 m, die bei Riehen mit ihrer Oberfläche nur 15 m über die Hochterrasse. Die Basis der älteren Decke bei Mönchenstein liegt 70 m, die bei Riehen aber nur 50 m über der Hochterrasse. Dabei ist der Abstand zwischen der Sohle der älteren und der Oberfläche der jüngeren Decke bei Mönchenstein und bei Riehen gleich (35—40 m).

Alte Schotter an der elsässischen Grenze westlich von Basel.

Konnten wir südlich und nördlich von Basel neben dem Niederterrassen- und dem Hochterrassenschotter je zwei ältere Schotter unterscheiden, so wird das schwierig westlich von Basel. Wir treffen da alte Schotter, deren weitere Verfolgung allerdings gerade hier der überaus mächtigen Lössdecke wegen mit den grössten Schwierigkeiten verknüpft ist, in ganz verschiedenen Niveaus (Siegfried-Atlas Bl. 1 u. 7).

Gute Aufschlüsse in alten Kiesablagerungen finden sich zwischen Wenzweiler und Neuweiler auf elsässischem Boden. Unmittelbar südlich von Wenzweiler wird in einer Kiesgrube ein alpiner Schotter abgebaut, dessen Oberfläche in 365 m liegt. Die Sohle ist nicht sichtbar, liegt jedoch unter 355 m, da bis zu dieser Höhe der Schotter aufgeschlossen ist. Derselbe ist 4—5 m tief überaus stark verwittert, so dass

hier aller kohlen saure Kalk geschwunden ist; die Silikatgesteine sind auch in den tiefen Lagen nicht mehr frisch. In gleicher Höhe findet sich weiter südlich am Nordgehänge des Lorzbachthales nördlich von Schönenbuch verwittertes alpines Geröll; Gutzwiller (S. 591) erwähnt noch Spuren eines entsprechend hochgelegenen Schotters nördlich von Wenzweiler an der Strasse nach Volkensberg und an derjenigen nach Buschweiler.

Etwa 25 m höher liegen Schotter von altem Charakter südlich von Schönenbuch. Sie waren nach Gutzwiller unmittelbar an der elsässisch-schweizerischen Grenze in einer heute ganz verwachsenen Kiesgrube beim Grenzstein Nr. 55 aufgeschlossen (Oberfläche 390 m). In entsprechendem Niveau ist an der Strasse nach Oberwil im Graben verwittertes Geröll sichtbar. Der bewaldete Abhang auf dem Stein und ebenso der Abhang des Neuweiler Rebberges sind von diesem Schotter zusammengesetzt. In das gleiche Niveau (390 m) gehören die Geröllvorkommen am Alten Berg halbwegs zwischen Neuweiler und Leimen.¹⁾ Einen anderen Habitus zeigt dagegen der alte Kies, der südlich von Neuweiler im Walde Kay gut aufgeschlossen ist. Hier ruht in 385 m auf Tertiärletten, bis 395 m emporreichend, eine sehr alte alpine Geröllmasse, deren Feldspatgesteine ganz kaolinisiert sind, sodass sie sich mit dem Messer schneiden lassen. Quarzite sind ziemlich häufig, die Kalke ganz zersetzt. Gutzwiller (S. 591) unterscheidet diesen Kies mit Recht von den vorher genannten und rechnet ihn seinem elsässer Deckenschotter zu, den wir als Sundgauer Schotter gleich zu schildern haben werden.

Der Unterschied im Grad der Verwitterung, verbunden mit der Differenz in der Höhenlage — der Wenzweiler Schotter liegt 60 m, der von Schönenbuch und Neuweiler 90 m über der Hochterrasse bei Allschwil — lässt die zwei Schotter (abgesehen vom Sundgauer Schotter im Walde Kay) als verschiedenartig erscheinen.

Auf den lössbedeckten Höhen zwischen diesen hohen Schottervorkommnissen von Wenzweiler und Neuweiler einerseits und dem Hochterrassenschotter, der schon früher von uns das Rheinthal abwärts verfolgt worden ist, andererseits treten vereinzelt an Strassengräben in kleinen Schürfunken Gerölle alpiner Herkunft auf, die sich zwischen dem Niveau der Hochterrasse und dem jener Schotter halten, so bei Punkt 321 der Siegfriedkarte Blatt No. 1, 2 km nördlich von Wenzweiler, ferner bei Punkt 347 westlich von Buschweiler.²⁾

Der alte Sundgauer Schotter.

Weit ausgedehnt sind noch viel höher gelegene sehr alte Schotter im Sundgau, die Gutzwiller als oberelsässer Deckenschotter eingehend geschildert hat. Das Vorkommen bei Neuweiler habe ich soeben beschrieben. Ein weiteres findet sich z. B. bei Volkensberg. Das Geröll, dessen Oberfläche sich hier in 460 m befindet und dessen Basis nicht tiefer als 450 m sein kann, da in dieser Höhe am Wege ein Ausstrich von Tertiärsand erscheint, liegt 60 m höher als die höchsten Vorkommen bei Schönenbuch und Neuweiler und ist gänzlich verwittert. Nur einzelne Skelette deuten an, dass einst Kalksteingerölle vorhanden waren. Frisch sind nur die sehr zahlreichen Quarzite, die zum Teil in grossen Geröllen vorkommen. Die krystallinischen Feldspatgesteine sind ganz morsch. Häufig sind Gerölle (auch Quarzgerölle) mit aufgelösten Spaltausfüllungen.

Dieser Schotter unterscheidet sich durch seine überaus tiefgründige Verwitterung

1) Gutzwiller a. a. O. S. 563.

2) Ich entnehme das der mir von Herrn Dr. Gutzwiller freundlichst zur Verfügung gestellten Originalkarte desselben.

und Kaolinisierung, durch das sehr starke Dominieren von Quarzitgeröllen, dann auch durch die Grösse seiner Gerölle und seine gelbe Farbe von allen Deckenschottervorkommnissen, die ich kenne. Daher kann ich ihn nicht zu einem unserer Deckenschotter stellen; ich halte ihn für viel älter und will ihn mit den französischen Geologen kurz als Sundgauer Schotter bezeichnen. Er leitet nach Gutzwiller herüber zum Doubs und zur Saône. Der Schotter ist stark disloziert, wie in Anbetracht des gleichbleibenden Grades der Verwitterung die so wechselnde Höhe (Seehöhe bei Altkirch 370 m, bei Oberhagenthal 520 m) seines Vorkommens im Sundgau zeigt.¹⁾

Dislokationen in den beiden Deckenschottern bei Basel.

Den Sundgauer Schotter haben wir als entschieden älter ausgeschieden. Allein es gelingt auch nicht, die übrigen alten Schotter um Basel ohne weiteres zu parallelisieren. Beziehen wir ihre Oberfläche auf die Oberfläche der nächst benachbarten Hochterrasse, so finden wir Schotter in folgenden Niveaus:

| Südlich von Basel. | In Baden. | Im Elsass. |
|-------------------------|----------------------|------------------------|
| Bruderholz . . . + 30 m | Riehen . . . + 15 m | Wenzweiler . . + 60 m |
| Mönchenstein . . + 65 m | Lerchengesang + 50 m | Neuweiler . . . + 90 m |

Sollten sich in diesen Schotterresten drei Horizonte bergen, sodass also drei Deckenschotter anzunehmen wären? Zur Begründung einer solchen Annahme, die mit allem, was wir bisher am Nordfuss der Alpen gesehen haben, im Widerspruch stehen würde, sind die Vorkommnisse doch zu klein und vor allem der Lössbedeckung wegen viel zu schlecht aufgeschlossen. Bemerkenswert ist, dass wir in jedem Gebiete je zwei Schotter haben, deren Abstand voneinander auffallend gleich bleibt (30 — 35 m). Das würde sich gar wohl mit der Annahme von Dislokationen vereinigen lassen, die zwei durchgehende Schotterhorizonte betroffen und dieselben in den drei Gebieten in verschiedene Höhenlage gebracht hätten. Und zwar würden, wenn man die Deckenschotter bei Rheinfelden mit berücksichtigt, die Vorkommnisse südlich von Basel ihre Höhenlage ungefähr beibehalten haben, diejenigen in Baden dagegen um 15 m gesenkt und die im Elsass um 30 m gehoben sein. Die Dislokationen müssen vor Bildung der Hochterrasse erfolgt sein, da diese in ihren Höhenverhältnissen keine Unregelmässigkeiten zeigt. Die starke Lössbedeckung ist der Entscheidung der Frage leider sehr feindlich. Doch halte ich solche Dislokationen für wahrscheinlich und bin geneigt, jeweilen den oberen Schotter jedes Gebietes zu unserem älteren Deckenschotter, den unteren zu unserem jüngeren Deckenschotter zu stellen.

Darnach hätten wir auch in der Umgebung von Basel vier Schotter. Weit älter und mit keiner unserer fluvioglacialen Ablagerungen zu parallelisieren ist der Sundgauer Schotter, Gutzwillers oberelsässer Deckenschotter.

Auch Gutzwiller (a. a. O. S. 592) kam zur Annahme von vier Schottern bei Basel. Seine Niederterrasse ist mit der unsrigen identisch; von seiner Hochterrasse aber entspricht nur die unterste Stufe unserer Hochterrasse, die zweite und zum Teil die dritte unserer jüngeren Decke, ein Teil seiner dritten und seine vierte Hochterrassestufe aber, welch' letztere er an anderer Stelle auch als tieferen Deckenschotter bezeichnet (S. 560 u. 623), unserer älteren Decke, endlich seine elsässer Decke unserem Sundgauer Schotter.

1) Gutzwiller a. a. O. S. 578. Über seine ausgedehnte Verbreitung im Sundgau vergl. Gutzwiller a. a. O. S. 577; ferner unsern nächsten Abschnitt S. 479.

II. Das Schottergebiet im Nordwesten der Schweiz.

(Fortsetzung.)

Parallelisierung der Schotter. Lagerung der Schotter zu einander. Mächtigkeit. Gefälle. Schuttkegelbildung und Dislokationen. Verknüpfung mit Moränen und Anzahl der Vergletscherungen. Petrographie. Fossilien der Schotter, quartäres Alter auch der Deckenschotter. Beziehungen der schweizerischen Schotter zu den Quartärbildungen der oberrheinischen Tiefebene. Der Löss. Deckenförmige Verbreitung des ältesten Schotters. Präglaciale Landoberfläche. Epigenetische Thalbildung im Bereich der alten Rumpffläche. Versuch einer weiteren Verfolgung der präglacialen Landoberfläche. Zusammenfassung über die präglaciale Landoberfläche. Ältere pliocäne Rumpffläche im Jura. Abtragungsfäche im Tafeljura. Der kettenförmige Faltenjura. Der plateau-förmige Faltenjura. Beziehungen des plateau-förmigen zum kettenförmigen Faltenjura. Die pliocäne Rumpffläche im Jura, ihre nachträgliche Schiefstellung und Faltung. Verhältnis der jungpliocänen Faltung zur postmiocänen. Allgemeine Hebung des Jura. Entstehung der Rumpffläche, Sundgauer Schotter. Die Pliocänzeit als Periode der Abtragung und der Dislokation.

Parallelisierung der Schotter.

Wir haben bei Brugg, bei Koblenz, bei Rheinfeldern und bei Basel je vier Schottersysteme unterscheiden können. Ist es schon a priori wahrscheinlich, dass wir die entsprechenden Horizonte miteinander parallelisieren dürfen, so wird das zur Gewissheit, sowie wir in gleicher Weise, wie das für die Schotter des Vorlandes der nördlichen Ostalpen geschehen ist, einen Aufriss zeichnen (Taf. II Profil 1 u. 2).

Der Niederterrassenschotter lässt sich kontinuierlich durchverfolgen. Von den Endmoränen des Rhonegletschers, des Reuss- und des Linthgletschers, an denen er in Übergangskegeln entspringt, ist sein Gefälle ausgeglichen. Mit Unterbrechungen ist auch der Hochterrassenschotter von Basel aufwärts zu verfolgen. Allein schon bei Mölin im Rheinthal und bei Liestal im Ergolzthal tritt er mit Alt-Endmoränen als Glacial-schotter in Beziehung. Weiter aufwärts erscheint er unter Moränenbedeckung und fast nur in Rudimenten. Von einem einheitlichen Niveau kann innerhalb des Moränen-gebietes nicht mehr in gleichem Sinn die Rede sein, wie beim benachbarten Niederterrassenschotter, der sich in dieser Gegend noch ausserhalb der Jungmoränen befindet. Das äussert sich auch darin, dass auf manchen Strecken dem Hochterrassenschotter ein Gefälle ganz zu fehlen scheint.

Klar zeigt uns unser Aufriss, dass wir den Schotter des Möliner Feldes seinem Niveau nach nur mit dem Schotter von St. Margarethen bei Basel, in keinem Fall aber nach dem Vorgang von Du Pasquier und Gutzwiller mit dem Bottminger Schotter vereinigen dürfen.

Weit spärlicher sind die Reste der Deckenschotter. Besonders klafft eine gewaltige Lücke zwischen Mölin und Koblenz auf 25 km Entfernung. Nichtsdestoweniger zeigt unser Aufriss, dass man den Schotter des Aarberges mit dem von Schwörstadt und weiterhin mit den Resten dieses Niveaus bei Basel, insbesondere mit dem Bottminger Schotter verknüpfen muss: sie alle gehören dem jüngeren Deckenschotter an. Auch die Vorkommnisse des älteren Deckenschotters ordnen sich in ein Niveau ein; sie sind aber nur vereinzelt.

Lagerung der Schotter zu einander.

Charakteristisch ist die Lagerung der Schotter. Der ältere Deckenschotter tritt oberhalb Koblenz stets nur auf den Höhen auf, die er geradezu krönt. Er bildet die höchsten Theile des Landes; nur der Jura überragt ihn. Unterhalb Koblenz ändert sich das: auch der älteste Schotter ist in einem flachen Thal, das zwischen dem Jura und dem Schwarzwald bestand, zur Ablagerung gekommen und bildet infolgedessen

heute hier hochgelegene Abstufungen. Alle drei jüngern Schotter liegen überall nur in Thälern, die in das Niveau des ältesten eingeschnitten worden sind. Dabei sind oberhalb und bei Brugg die drei älteren Schotter von einander durch Ausstriche des Liegenden getrennt, d. h. es liegt jeweilen die Sohle des älteren etwas höher als die Oberfläche des nächstjüngeren. Die Höhendifferenz ist sehr gross, doppelt so gross wie im Vorland der Ostalpen¹⁾, bei Baden z. B. zwischen der Sohle des älteren Deckenschotters und der Oberfläche des jüngeren 50 m, bei Turgi 40 m, ebenso gross zwischen dem jüngeren Decken- und dem Hochterrassenschotter. Das spricht für eine sehr intensive Thalbildung zwischen der Ablagerung je zweier Schotter und ist von Bedeutung für die Trennung derselben: es geht nicht an, anzunehmen, zwei von unseren Schottern wären ursprünglich eine Bildung gewesen, die durch Erosion nachträglich in Terrassen zerschnitten worden sei; wenn man sich auch über die petrographischen Differenzen, speziell den Verwitterungsgrad, hinwegsetzen wollte, müsste man doch eine geradezu ungeheure Mächtigkeit annehmen, z. B. bei Baden und Brugg eine solche von 130 m. Thalabwärts wird der Tertiärausstrich schmaler und schon bei Rheinfeldern liegt die Sohle der älteren Decke unter dem Oberflächenniveau der jüngeren und deren Sohle unter dem Oberflächenniveau der Hochterrasse.

Sehr viel geringer ist die Niveaudifferenz zwischen dem Hochterrassen- und dem Niederterrassenschotter. Schon bei Aarau und unterhalb Kaiserstuhl geht die Sohle des erstern unter die Oberfläche des letztern herab und bei Rheinfeldern und Basel ruht der jüngste Schotter geradezu auf einem Rest Hochterrassenschotter, der bei der Thaleintiefung zurückgeblieben ist. Zwar begegnen wir an den Thalgehängen mehrfach einem Tertiärausstrich, z. B. bei Basel; allein hier liegt der Hochterrassenschotter dem ansteigenden Gehänge an. Die Arbeit der Tiefenerosion nach Absatz des älteren Deckenschotters und ebenso nach Absatz des jüngeren war jedenfalls grösser, als nach Absatz des Hochterrassenschotters, ganz wie das S. 95 für die Traun-Ennsplatte geschildert wurde.

Noch geringer ist die Erosionsleistung seit dem Absatz des Niederterrassenschotters: noch ist der letztere nirgends in seiner grössten Mächtigkeit durchschnitten. Wo Rhein und Aare heute in Fels fliessen — die Stellen markieren sich meist durch ein zunehmendes Gefälle des Flusses —, da haben wir es mit Auftragungen des Felsbodens zu thun, nicht aber mit der Sohle des alten vor Absatz des Niederterrassenschotters existirenden Gerinnes, das stets in der Nähe unter Niederterrassenschotter zu suchen ist. Noch treten uns gewaltige Felder des Niederterrassenschotters entgegen; wenn auch schon vielfach Theilfelder in die ursprüngliche Terrasse eingengagt sind, so ist doch die Rheinfurche nur schmal und das Gefälle des Rheins noch nicht einmal ausgeglichen (vgl. Tabelle S. 461). Es ist nach Absatz des Niederterrassenschotters noch nicht zu einer Periode so gewaltiger Seitenerosion gekommen, wie nach Ablagerung des Hochterrassenschotters. Eine neue Periode der Akkumulation, wie sie stets zu einer Thalverbreiterung führt, ist eben noch nicht wieder eingetreten.

Mächtigkeit der Schotter.

Die Mächtigkeit der Schotter wechselt bei ein und demselben Horizont, und zwar sowohl im gleichen Querschnitt als auch in der Längsrichtung. Am Gehänge des Bruderholzes nördlich von Basel z. B. zeigen die Tertiärausstriche unter dem Hochterrassenschotter, dass dessen Mächtigkeit hier gering war, während doch in der Mitte

1) Von der Umgebung von Memmingen abgesehen (siehe S. 33).

des Thales Hochterrassenschotter sogar an der Sohle des Niederterrassenschotter zu beobachten ist. Ich stelle hier einige Zahlen zusammen, die die gesamte Mächtigkeit der Schotter in einem Querprofil, von dem tiefsten Punkt bis zu dem höchsten im gleichen Profil, veranschaulichen sollen.

| | Ältere Decke | Jüngere Decke | Hochterrassenschotter | Niederterrassenschotter |
|-------------------------|--------------|---------------|-----------------------|-------------------------|
| bei Brugg | 40 m | 60 m | 40 m | > 40 m |
| „ Koblenz | 40 m | 30 m | > 20 m | > 35 m |
| „ Rheinfelden | 35 m | 35 m | 50—55 m | > 35 m |
| „ Basel | > 8 m | 18 m | 30—35 m | > 32 m |

Die Mächtigkeit schwankt innerhalb verhältnismässig enger Grenzen und nimmt, soweit sie sich verfolgen lässt, von den Endmoränen flussabwärts ab, also in derselben Richtung, in der, wie wir gleich sehen werden, das Gefälle der Oberfläche sich vermindert. **Gefällsverhältnisse der Schotter.**

Nachfolgende Tabelle gibt eine Übersicht über die Gefällsverhältnisse der Schotter. Bemerkung sei, dass zu deren Berechnung die Entfernungen geradlinig gemessen wurden, ohne Berücksichtigung der Krümmungen des Flusses.

| Fluss | Gefälle in ‰ | | | | | | |
|--|----------------|--------------|---------------|--------------|-------------------------|-----|-----|
| | Niederterrasse | Hochterrasse | jüngere Decke | ältere Decke | Sohle der älteren Decke | | |
| An der Limmat. | | | | | | | |
| Heitersberg ^{a)} —Turgi ^{b)} | 3,3 | 3,1 | — | 3,8 | 8,0 | 8,0 | |
| An der Aare und am Rhein. | | | | | | | |
| Kulm ^{c)} — Aarau | — | — | 4,2 | 11,1 | } 5,3 | 5,8 | 5,4 |
| Aarau — Turgi ^{b)} | 1,7 | 2,1 | 2,0 | 3,4 | | | |
| Turgi — Koblenz | 1,0 | 2,0 | 3,3 | 5,7 | 6,5 | 6,0 | |
| Koblenz — Rheinfelden | 1,5 | 1,2 | 0,9 | 2,0 | 3,5 | 3,9 | |
| Rheinfelden — Basel | 1,0 | 1,2 | 1,4 | 1,4 | (0,8) | — | |
| Basel — Sierenz ^{d)} | 0,8 | 1,8 | 3,5 | — | — | — | |

a) Zwischen Zürich und Baden. b) N. von Brugg. c) An der Wina. d) In der ober-rheinischen Tiefebene.

Die Zahlen, die wesentlich von denen Du Pasquiers (a. a. O. S. 11, 47, 96) abweichen, zeigen, wie im deutschen Alpenvorland, eine deutliche Abnahme von einem Schotter zum nächstjüngeren. Das Gefälle der älteren Decke ist grösser als das der jüngeren, das der jüngeren Decke steiler als das der Hochterrasse, während die Niederterrasse das kleinste Gefälle aufweist.

Überaus scharf ist auch die Abnahme thalabwärts. Das ist nur natürlich. Gerade am Ende des Gletschers, wo sich die Schotter mit Moränen verknüpfen, war auch die dem fließenden Wasser plötzlich überlieferte Schuttmasse am grössten und grössten, zugleich auch die Wassermenge am kleinsten, da sich das heute einheitlich in den grossen Flüssen abfließende Wasser auf zahlreiche kleinere, dem Gletscher an verschiedenen Stellen entspringende Wasseradern verteilte. Hier musste die Normalkurve, die den Forttransport der Geschiebe sicherte, einen steilen Verlauf annehmen und daher besonders hoch über den ursprünglichen Flusslauf zu liegen kommen; zu ihrer Erreichung war eine bedeutende Aufschüttung nöthig — daher hier die grösste Mächtigkeit der Schotter.

Flussabwärts nahm die Wassermenge infolge der Vereinigung der einzelnen Gletscherflüsse zu, das Korn und die Menge der Geschiebe aber ab, und damit minderte sich das Gefälle der Normalkurve. Die treffliche Ausgleichung, die z. B. die Gefällskurve der Niederterrasse aufweist, macht es wahrscheinlich, dass keineswegs während der ganzen Dauer des stationären Maximalzustandes einer Vergletscherung Kies akkumuliert wurde, sondern nur zu Anfang. War durch Auftrag von Kies das Gefälle ausreichend verstärkt, so konnte das fernerhin den Bächen und Flüssen überlieferte Material ohne angehäuft zu werden abwärts wandern. So stellen die Oberflächen der unverletzten Schotter die Bahnen dar, auf denen der Kiestransport erfolgte. Wir denken uns denselben als ein Wandern der obersten 4—5 m mächtigen Kiesschicht.

Das Gefälle unserer Schotter ist merklich kleiner, als das der Schotter des deutschen und österreichischen Alpenvorlandes. Die Ursache hierfür liegt in der Grösse der Gewässer, dann aber auch von Brugg an in der Schmalheit des Thales. Da seine Gehänge grösstenteils aus festem Fels bestehen, im Süden aus den Gesteinen des Tafeljura, im Norden aus denen des Schwarzwaldes und des Dinkelberges, so war hier eine starke Thalverbreiterung nicht möglich. Das Rheinthal hat von Koblenz an seit der Zeit unmittelbar vor Absatz des älteren Deckenschotter seine Breite nicht merklich geändert. Jede Akkumulationsperiode hat zwar zu seitlicher Erosion geführt, wobei aber im wesentlichen nur Teile der älteren Schotter und ihr Sockel aus liegendem Gestein entfernt wurden, ohne dass die hochragenden begrenzenden Gehänge stark angegriffen worden wären. Diese Fesselung des Rheins an seine Furche ist jedenfalls auch der Grund, warum wir von den älteren Schottern nur so spärliche Überreste an das Thalgehänge geklebt vorfinden. Das gilt selbst vom Hochterrassenschotter, der nur dort, wo er in Thalweitungen und unter mächtiger Moränenbedeckung auftritt, wie bei Mölin und bei Degerfelden, sich feldartig und nicht nur in schmalen Leisten erhalten hat, wie meist sonst. Alle diese Verhältnisse treffen wir im deutschen und österreichischen Alpenvorlande nicht, wohl aber im Durchbruch der Donau durch das boische Massiv. Dieser allein bietet uns die gleichen Bedingungen, wie das Rheinthal von Koblenz abwärts und in der That auch die gleiche Entfaltung der Schotter (siehe S. 79).

Schuttkegelbildung der beiden jüngeren, Dislokation der beiden älteren Schotter.

Die sonst vorhandene Gefällsabnahme thalabwärts verwandelt sich bei den beiden jüngeren Schottern in eine Zunahme in dem Augenblick, wo wir die oberrheinische Tiefebene betreten. Die Zunahme von 1,2 auf 1,8 ‰ erklärt sich beim Niederterrassenschotter durch die bei Basel beginnende Verbreiterung des Thales zur oberrheinischen Tiefebene, die dem akkumulierenden Rhein eine grössere Verästelung erlaubte und dadurch eine Schwächung seiner Transportkraft verursachte. Auch die weit stärkere Zunahme des Gefälles der Hochterrasse von 1,4 auf 3,5 ‰, die es mit sich bringt, dass die Hochterrasse bei Sierenz schon das Niveau der Niederterrasse erreicht, mag eine Folge der Schuttkegelbildung des Rheines sein, die nach den vorhandenen Resten zu urtheilen auf einer breiteren Fläche sich vollzog, als bei der Niederterrasse, und daher auch zu einem steileren Gefälle führen konnte.¹⁾

Dagegen bestehen im Niveau der beiden Deckenschotter an zwei Stellen Störungen, die sich nur durch Dislokationen erklären lassen: Bei Basel liegen die elsässer Vorkommnisse beider Deckenschotter entschieden zu hoch, dagegen die badischen Vorkommnisse

¹⁾ Gutzwiller nimmt allerdings zur Erklärung des steilen Gefälles eine Dislokation an. A. a. o. S. 572.

zu tief. Wir haben daraus auf Diskolationen geschlossen, deren direkte Beobachtung leider wegen der starken Lössbedeckung nicht möglich ist. Eine andere Störung besteht am Ostende des Kettenjura und im schweizerischen Mittelland. Hier ist das Gefälle der jüngeren wie der älteren Decke überaus steil. Ein Gefälle von 5⁰/₀₀ oder gar ein solches von 6 oder 8⁰/₀₀ kann bei den Gewässern, die jene Schotter absetzten, nicht bestanden haben und ist daher gewiss nicht ursprünglich. Es muss vielmehr nachträglich eine Schiefstellung des gesamten Gebietes erfolgt sein, so dass sich die Schotterflächen heute stärker als ursprünglich nach Nordwesten neigen. Zu einem gleichen Ergebnis hat uns bereits die Betrachtung im Nachbargebiet geführt. Wir erinnern daran, dass der rheinische Deckenschotter bei Eglisau und Kaiserstuhl eine entsprechende Schiefstellung, hier noch verbunden mit Verwerfungen, erfahren hat (S. 402—404).

Auch das Gefälle entlang des Rheins von Koblenz abwärts erscheint uns z. T. zu steil für einen Fluss von dieser Grösse in relativ schmalem Thal, sodass auch hier eine schwache Schiefstellung erfolgt sein dürfte. Ob es sich dabei um eine nach Westen resp. Nordwesten ausklingende Hebung des südöstlichen Teiles oder eine nach Osten ausklingende Senkung des westlichen Teiles handelt, sei zunächst dahingestellt.

Der Betrag der Dislokation ergibt sich, wenn man für das Mittelland ein ursprüngliches Gefälle von 3—4⁰/₀₀ und für das Rheinthale ein solches von 2—3⁰/₀₀ annimmt, für den Deckenschotter des Heitersberges von Koblenz an gerechnet zu 60, für den der Wandfluh zu 110 m. Hierzu käme noch der Betrag der relativen Hebung von Koblenz gegenüber Rheinfeldern (25—30 m).

Verknüpfung mit Moränen und Vierzahl der Vergletscherungen!

Alle vier Schotter sehen wir mit Moränen in Verknüpfung treten, und zwar die beiden jüngeren mit erhaltenen Endmoränen. In der älteren Decke fanden sich am Siggenberg wie an der Wandfluh gekritzte Geschiebe, wie sie nur dicht am Rande eines Gletschergebietes vorkommen können. Aber auch der jüngere Deckenschotter ist eine fluvioglaciale Bildung, da er am Stammheimer Berg unweit Stein am Rhein (siehe S. 407) eine Moräneneinlagerung enthält. So ergibt sich auch für die Schweiz aus der Existenz von vier Glacialschottern die Notwendigkeit, vier Vergletscherungen anzunehmen.

Jüngst hat de Lamothe sich gegen die fluvioglaciale Entstehung der Schotter am Rhein gewendet (Bull. Soc. géol. de France (4) I. 1901. S. 297—383) und vielmehr in ihnen Akkumulationen erblickt, die er zugleich mit entsprechenden Akkumulationen an der Isser in Algier, an der Rhone und an der Mosel auf Verschiebungen der Erosionsbasis infolge von oscillierenden eustatischen Bewegungen des Meeresspiegels zurückführen wollte. Jede Aufschüttung soll einer Hebung des Meeresspiegels, jede Eintiefung einer Senkung desselben entsprechen. Allein de Lamothes Theorie entspricht den Thatsachen nicht. Erstens besteht eben doch die Verknüpfung der Schotter mit Moränen; zweitens sollte nach de Lamothes Theorie die Höhendifferenz der Terrassen thalaufwärts, mit wachsender Entfernung von der oscillierenden Erosionsbasis, abnehmen; statt dessen sehen wir sie überall thalaufwärts wachsen, und zwar sehr stark. Das zeigt, dass die Ursache der Akkumulationen nicht unterhalb, sondern oberhalb zu suchen ist.

Betont sei, dass wir nicht mehr als vier Schotter gefunden haben und damit auch auf nicht mehr als vier Vergletscherungen des Mittellandes geführt worden sind. Einen fünften Schotter, wie er einer fünften Vergletscherung entsprechen würde, kennen wir nicht.

F. Mühlberg hat 1896 auf fünf Vergletscherungen des schweizerischen Mittellandes geschlossen (Boden von Aarau. 1896. S. 51). Von denselben entspricht je eine der Aufschüttungsperiode des jüngeren und des älteren Deckenschotters, des Hochterrassen- und des Niederterrassenschotters; diese decken sich zeitlich mit unseren Vergletscherungen. Dann aber schliesst Mühlberg auf eine grösste Vergletscherung, die er zwischen die Zeit des Absatzes des Hochterrassenschotters und des Niederterrassenschotters einschaltet. Er betrachte den Hochterrassenschotter als den Schotter einer

Vergletscherung, die dort endigte, wo in den Thälern die Hochterrasse sich einstellt, d. i. nicht weit von den Jung-Endmoränen. Eine folgende Erosionsperiode mit kleinem Gletscherstand erodierte den Schotter zum Teil und hierauf legte sich eine neue Vergletscherung auf die unregelmässige Schotterfläche und schob sich bis an die Landesgrenze vor, so dass sie keine Schotter in der Schweiz hinterliess. Später folgte dann die Vergletscherung, bei der der Niederterrassenschotter entstand. Mir scheint Mühlbergs Schluss nicht zwingend. Erstens tritt in der That der Hochterrassenschotter in seinen oberen Partien mit den Riss-Moränen des Möliner Feldes in Konnex; daher kann seine Zugehörigkeit zur Vergletscherung, die bei ihrem Maximalstand diese Moränen aufwarf, nicht wohl bezweifelt werden. Seine weiter oberhalb gelegenen Partien mögen beim Nahen der Vergletscherung oder eventuell bei einer Schwankung derselben während des Nahens, vergleichbar der oben S. 157 geschilderten Laufschwankung der Würmzeit, abgelagert worden sein. (Wir werden später auch Schotter, die dem Niederterrassenschotter dem Niveau nach entsprechen, ziemlich weit in das Gebiet der Jungmoränen hinein verfolgen können.) Die weiter vorstossende Riss-Vergletscherung überschritt dann jene Schotter bald nach ihrer Ablagerung und erodierte sie, sodass heute Moränen mehrfach den Schotter schräg abscheiden. Für eine subaerische Erosions- und Verwitterungsperiode zwischen dem Absatz des Hochterrassenschotters und dem der regelmässig in seinem Hangenden auftretenden Moränen liegen keine Beweise vor (siehe oben S. 446). Die grossen frischen eckigen erraticen Rhoneblöcke, die Mühlberg auf dem tiefverwitterten Hochterrassenschotter bei Aarau unter resp. an der Sohle des hier nur 5 m mächtigen Niederterrassenschotters fand (Boden von Aarau S. 51 ff.), möchte ich von der letzten Vergletscherung herleiten: sie wurden ähnlich, wie das Mühlberg früher selbst annahm (Mitt. Aargauer naturf. Ges. 1892. S. 225), von der Aare auf Eischollen resp. -blöcken, die sich am Rhonegletscherende bei Wangen ablösten, vielleicht beim Ausbruch eines Eissees, bis Aarau getragen.

In der August 1902 erschienenen jüngsten Schilderung der Glacialschotter, insbesondere des Deckenschotters unseres Gebietes spricht C. S. Du Riche Preller nur von drei Schottern und drei Vergletscherungen und trennt speziell die beiden Deckenschotter nicht (Quart. Journal geological Soc. LVIII. 1902. S. 450—467.) Allein da er ausschliesslich die Beobachtungen und Darlegungen von DuPasquier (1891) und Aepli (1894) benutzt (deren Namen übrigens im Vortrag gar nicht erwähnt werden) und denselben auch nicht eine eigene Beobachtung hinzufügt und überhaupt nichts neues bringt, können wir ihn hier übergehen.

Petrographie der Schotter.

Ausser durch ihre Lagerung unterscheiden sich die vier Schotter auch petrographisch voneinander: ihr Verwitterungsgrad ist überaus verschieden. Besonders markiert sich hierbei ein Gegensatz zwischen den beiden jüngeren und den beiden älteren Schottern. Im Niederterrassenschotter sind alle Geschiebe frisch und nur eine oberste 1—1½ m mächtige Schicht ist verwittert. Frisch sind meist auch die Gerölle des Hochterrassenschotters; allein die Verwitterungsschicht ist mächtiger, dazu meist mit Löss bedeckt. Anders bei den beiden Deckenschottern: sie besitzen eine überaus mächtige Verwitterungsschicht und auch im scheinbar unverwitterten Schotter der tiefern Lagen erweisen sich die Urgebirgseschiebe als morsch. Diese Kennzeichen treten beim älteren Deckenschotter schärfer hervor als beim jüngeren.

Dass die Differenz im Verwitterungsgrad zwischen Hochterrassen- und jüngeren Deckenschotter so gross ist im Vergleich zur Differenz zwischen Niederterrassenschotter und Hochterrassenschotter, ist wesentlich. Wenn man nämlich voraussetzen darf, dass die Verwitterung in den Schottern ungefähr mit gleichförmiger Geschwindigkeit vorschritt, so würde obige Thatsache dafür sprechen, dass der Zeitraum zwischen der Ablagerung der beiden mittleren Schotter weit grösser gewesen ist, als zwischen der Ablagerung des Hochterrassen- und des Niederterrassenschotters. Wir werden später andere Erscheinungen kennen lernen, die im gleichen Sinn zu deuten sind.

Kein so durchgreifender Unterschied besteht im Verfestigungsgrad der Schotter.

Es lässt sich nur sagen, dass im allgemeinen der jüngste Schotter häufig unverfestigt ist, und dass er dort, wo er uns verfestigt entgegentritt, den geringsten Grad von Verfestigung aufweist; doch treten lokal auch die anderen Schotter unverfestigt auf.

In Bezug auf die Zusammensetzung der Schotter verweise ich auf die Darlegungen von Gutzwiller¹⁾, wobei allerdings betont werden muss, dass sein Hochterrassenschotter bei Basel und weiter abwärts auch unsere jüngere Decke einbegreift (S. 454). Gutzwiller betont mit Recht, dass die älteren Schotter merklich mehr Quarzite und andere Gesteine aus der Molasse-Nagelfluh führen, als die jüngeren. Zur Zeit der Bildung der Deckenschotter war offenbar Molasse-Nagelfluh auf grössern Flächen den abtragenden Agentien ausgesetzt als später.

Gutzwiller legt grosses Gewicht auch auf andere Unterschiede in der Zusammensetzung der Kiese (a. a. O. S. 570); ich möchte ihm hierin nicht folgen. Er betont z. B. als charakteristisch für den Hochterrassenschotter das völlige Zurücktreten von Schwarzwaldkies; andererseits enthält aber die Hochterrasse des Möliner Feldes Schwarzwaldgerölle, ebenso die bei Rheinfelden. Mühlberg bezeichnet als charakteristisch für den Hochterrassenschotter bei Aarau das Fehlen von Rhonegesteinen (Boden von Aarau S. 48); diese kommen aber bei Brugg und weiter thalabwärts vor. Es ändert sich eben die Zusammensetzung von Ort zu Ort.

Gelegentlich, doch selten, treten mitten in den Schottern grössere Blöcke auf, von denen manche ganz eckig sind. Bei Basel liegen im Niederterrassenschotter eckige Granitblöcke, dann aber auch eckige Blöcke alpinen Kalkes; das wiederholt sich in der Hochterrasse.²⁾ Ihr Transport dürfte durch schwimmendes Eis, Grundeis oder auch Gletschereis, das etwa beim Ausbruch eines Eissees weithin verschwemmt wurde, zu erklären sein. Die gewaltigen Blöcke dagegen, die oberhalb Mölin am Rhein auf der tiefen, durch Seitenerosion entstandenen Terrasse liegen, stammen von den Endmoränen, die hier während der Riss-Eiszeit entstanden waren, bei Ablagerung des Niederterrassenschotters aber durch seitliche Erosion unterwaschen und erodiert wurden; während das kleinere Material dem abwärts wandernden Kies beigesellt wurde, blieben die grossen Blöcke an der Sohle des Niederterrassenschotters liegen. Heute ist der Schotter indes weggeführt, die Blöcke aber sind geblieben.

Fossilien der Schotter.

Fossilreste sind in unsern Schottern selten. Zwar sind mehrfach Knochen von Säugern gefunden worden; oft aber fehlt eine zuverlässige Angabe der Fundstelle, aus der man genau den Schotterhorizont, um den es sich handelt, entnehmen könnte. Nicht ganz ausgeschlossen ist auch bei Knochen, dass sie sich auf sekundärer Lagerstätte befinden. Ich verweise auf die Zusammenstellungen der Säugetierfunde von F. Mühlberg und A. Gutzwiller und zähle hier nur diejenigen auf, die genau nach dem Horizont lokalisiert werden konnten.³⁾ Es ergibt sich, dass *Elephas primigenius* und ebenso *Rhinoceros tichorhinus* nicht nur Zeitgenossen der letzten, sondern auch der vorletzten Eiszeit waren.

Es fanden sich — die genauen Fundorte siehe bei Mühlberg und Gutzwiller, denen ich hier vollständig folge, —

in Hochterrassenschotter: *Elephas primigenius* Blmb. (Mühlberg fügt aus stratigraphischen Gründen hinzu: *antiquus*?), *Cervus elaphus* L., *Cervus tarandus* L.;

1) Verhandl. Baseler Naturf. Ges. X. 1894/95, S. 523—529, 566—571, 590. Dann auch Mühlberg, Boden von Aarau. Festschrift (1896).

2) Gutzwiller a. a. O. S. 527 und 570. Siehe auch Mühlberg a. a. O. S. 35.

3) Mühlberg, Der Boden von Aarau. Aarau 1896. S. 59; Gutzwiller in Verhandl. Baseler Nat. Ges. X. S. 538 und Beilage zum Ber. der Baseler Realschule 1893—94. Basel 1894.

unter Grundmoräne der Riss-Zeit: *Elephas primigenius* Blmb., *Rhinoceros tichorhinus* Cuv., *Equus caballus* L.;

in Löss: *Elephas primigenius* Blmb., *Rhinoceros tichorhinus* Cuv., *Equus caballus* L. (kleine Form), *Bos primigenius* Boj., *Cervus elaphus* L.;

in Niederterrassenschotter: *Elephas primigenius* Blmb., *Rhinoceros tichorhinus* Cuv., *Bison priscus* Rütim., *Bos primigenius* Boj., *Cervus tarandus* L., *Cervus elaphus* L., *Cervus megaceros* Ow., *Ursus spelaeus* L.;

Gutzwiller hat mehrfach im Niederterrassenschotter Conchylien gefunden (Tabellen in Verh. d. Baseler Naturf. Ges. X [1894/95] S. 540, 546, 550, 553). Die Funde von Greppin bei St. Jakob an der Birs werden an anderer Stelle, bei den interglacialen Profilen, besprochen werden. Quartäres Alter des älteren Deckenschotter.

Ein Fossilvorkommnis müssen wir näher besprechen. In dem 390 m hoch gelegenen, von ihm zur Hochterrasse gerechneten Kies auf dem Alten Berg im Birsigthal, südlich von Basel, fand Gutzwiller (a. a. O. S. 573) in einer Einlagerung von zum Teil steinhartem Mergel eine Reihe von Conchylien, die alle auch im Löss vorkommen, nämlich: *Hyalina nitidula* Drap., *H. crystallina* Müll., *H. fulva* Müll., *Helix sericea* Drap., *H. arbustorum* L., *Cochlicopa lubrica* Müll., *Pupa muscorum* L., *P. pygmaea* Drap., *Clausilia* sp., *Succinea oblonga* Drap. Wir haben jenen Kies als eine Fortsetzung des älteren Deckenschotter von Schönenbuch und Neuweiler kennen gelernt. Der ältere Deckenschotter enthält also auch bei Basel Lössconchylien, wie das S. 92 für den älteren Deckenschotter der Traun-Ennsplatte konstatiert wurde. Da die mit * bezeichneten Conchylien nach Sandberger¹⁾ nur im Pleistocän vorkommen, so kommen wir zum Schluss: Auch bei Basel ist der ältere Deckenschotter nicht dem Pliocän, sondern dem Quartär zuzurechnen.

Unser Resultat widerlegt das von DuPasquier, wonach der schweizerische Deckenschotter pliocän sein sollte.²⁾ DuPasquier war zu demselben nur dadurch gekommen, dass er den Deckenschotter der Nord-Schweiz, aus dem ihm Fossilien überhaupt nicht vorlagen, mit alten Schotterablagerungen bei Lyon, die *Elephas meridionalis* und *Mastodon avernensis* enthalten, parallelisierte; jene alten Ablagerungen bei Lyon aber sind, wie wir sehen werden, z. T. bedeutend älter, als unser Deckenschotter.

Beziehungen unserer Schotter zu den Quartärbildungen der oberrheinischen Tiefebene.

Seit einer Reihe von Jahren unterscheiden die rheinischen Geologen im Bereich der oberrheinischen Tiefebene vier Schotterssysteme, die sie mit Eiszeiten in Verbindung bringen.³⁾ Steinmann insbesondere ging von den Quartärschottern bei Basel, die durch DuPasquier und Gutzwiller erforscht worden waren, aus und übertrug deren Bezeichnungen auf entsprechende Ablagerungen am Fusse des Schwarzwaldes. Hier aber entdeckte er eine Terrasse, die sich ihrem Niveau wie ihrem Alter nach zwischen DuPasquiers Hochterrasse bei Basel und die Niederterrasse einschaltet, und die er als Mittelterrasse bezeichnete. Ein Äquivalent dieser Mittelterrasse schien

1) Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt. Wiesbaden, 1870—76.

2) Fluvioglaciale Ablagerungen der Nordschweiz. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. XXXI. 1891. S. 100. Ihm folgte Gutzwiller (a. a. O.). Jüngst machte Du Riche Preller (Quart. Journal geol. Soc. LVIII. 1902. S. 450) DuPasquiers Anschauung zu der seinigen.

3) E. Schumacher, Gliederung der pliocänen und pleistocänen Ablagerungen im Elsass. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1892. S. 828. — E. Schumacher, Übersicht der Gliederung des elsäss. Diluviums. Mitt. d. Comm. f. geol. Landes-Unters. v. Elsass-Lothringen III, 2. 1892. — G. Steinmann, Gliederung des Pleistocäns im bad. Oberland. Mitt. d. Grossh. bad. geolog. Landesanstalt. II. Bd. XXI. 1893. S. 761; Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1898. S. 99.

in den Alpen zu fehlen. Unsere Verfolgung der Schotter ergibt die Lösung dieses Widerspruches: Es zeigt sich, dass DuPasquiers und Gutzwillers Hochterrasse bei Basel nicht Hochterrasse, sondern jüngere Decke ist, und dass die wahre Hochterrasse, das Äquivalent der Riss-Moränen, tiefer liegt und identisch ist mit der untersten Stufe der Gutzwillerschen Hochterrasse. Wir fanden sie noch bei Haltingen am Ausgang des Kanderthales, nördlich von Basel; gerade diese Terrasse bei Haltingen aber rechnet Steinmann seiner Mittelterrasse zu. Es besteht also zwischen Steinmann und uns in diesem Punkt sachlich gar kein Widerspruch, sondern nur eine Inkongruenz der Nomenklatur, die durch DuPasquiers Einordnung der Schotter des Bruderholzes bei Basel in die Hochterrasse verursacht ist. Nachfolgendes Schema giebt die Parallelisierungen, und zwar derart, dass die identischen Bildungen in einer Reihe stehen. Der dicke horizontale Strich markiert die Grenze zwischen Quartär und Pliocän, wie sie jeweilen angenommen wurde.

| Penck (1885) Brückner (1886) | DuPasquier oberhalb Rheinfelden 1891 | DuPasquier bei Basel 1891 | Steinmann im Schwarz- wald 1893 | Gutzwiller bei Basel 1894 | Gutzwiller oberhalb Rheinfelden 1894 | Penck und Brückner gesamte Alpen 1901/03 |
|------------------------------------|---|---------------------------------|--|--|---|---|
| Nieder- terrasse | Nieder- terrasse | Nieder- terrasse | Nieder- terrasse | Nieder- terrasse | Nieder- terrasse | Nieder- terrasse (w) |
| Hochterrasse | Hochterrasse | Hoch- terrasse | Mittelterrasse | untere Stufe der Hoch- terrasse | Hochterrasse | Hochterrasse (r) |
| Decke | Decke | | Decke | Hochterrasse | mittlere Stufe der Hoch- terrasse | jüngere Decke |
| | | | | obere Stufe der Hoch- terrasse, Decke z. T. | ältere Decke | ältere Decke (g) |
| | | | Ältere Mo- ränen (?) und Schotter 1) | Elsässer Decke | | Sundgauer Schotter |

Ich habe hier den Sundgauer Schotter zum Pliocän gestellt; doch möchte ich betonen, dass Fossilien aus demselben nicht bekannt sind. Was früher von solchen beschrieben worden ist, stammt aus jüngeren Kiesen, die z. B. von Köchlin-Schlumberger mit dem Sundgauer Schotter irrtümlich vereinigt wurden.²⁾ Dass die von den rheinischen Geologen angenommene Parallelisierung der ältesten Geröllablagerung des oberrheinischen Gebietes — Schumachers Pliocänschotter und Steinmanns pliocäne Sande und Thone —, die Beide mit einer ersten Eiszeit in Zusammenhang bringen, mit unserem älteren Deckenschotter richtig ist, möchte ich bezweifeln. Denn jene Ablagerungen sind meist durch und durch kaolinisiert und total gebleicht; ich kenne keinen alpinen älteren Deckenschotter, der eine solche Bleichung aufweisen würde. Eher wäre ein Zusammenhang im Alter mit dem Sundgauer Schotter anzunehmen,

1) Von der Moränennatur der diesem Horizont angehörnden Steinmannschen Moränen, die ich in der Umgegend von Kandern im südlichen Schwarzwald genau kenne, habe ich mich nicht überzeugen können.

2) Bull. Soc. géol. de France. (2) XVI. 1859.

der auch die tiefgründige Zersetzung und die gelbe Farbe, wenn auch nicht so ausgesprochen, besitzt. Schumacher und van Werveke parallelisieren jene gebleichten Sande und Schotter mit kalkfreien Thonen der Pfalz und des Mainzer Beckens, die Braunkohlenlager mit einer oberpliocänen Flora enthalten. Das ist ein fernerer Grund gegen die Äquivalenz derselben mit unserem ältern Deckenschotter, der ja im Bereich der Traun-Enns-Platte wie bei Basel eine pleistocäne Conchylienfauna führt. Ich habe daher in der Tabelle auch sie dem Oberpliocän zugerechnet.

Der Löss.

Den Löss unseres Gebietes hat besonders A. Gutzwiller in ausgezeichneter Weise und mit den feinsten Methoden untersucht. Wir verweisen auf seine lichtvollen Darlegungen und speziell auch auf seine Schilderung der Lössfauna.¹⁾

Von der Verbreitung gilt das S. 111 vom Löss des nördlichen Vorlandes der Ostalpen Gesagte. Er fehlt überall auf dem Niederterrassenschotter, wie noch jüngst Gutzwiller gegenteiligen Äusserungen gegenüber mit Recht betont hat; er ist also älter als derselbe. Sein Absatz erfolgte, soweit er auf der Hochterrasse liegt, zu einer Zeit, als diese schon verwittert und von Thälern zerschnitten war. Aber auch der Akkumulation des Hochterrassenschotters ist eine Lössbildung vorangegangen. Das zeigt am Fuss des südlichen Schwarzwaldes die mehrfach zu beobachtende Auflagerung der Mittelterrasse Steinmanns, in der wir das Äquivalent unserer alpinen Hochterrasse erkannt haben, auf Löss. Wir müssen also wie im Donaugebiet (S. 112), so auch im Rheingebiet mit Steinmann einen älteren und einen jüngeren Löss unterscheiden. Der ältere wurde in der Mindel-Riss-Interglacialzeit abgesetzt, der jüngere in der Riss-Würm-Interglacialzeit. Auch Gutzwiller spricht von älterem und jüngerm Löss und gesellt dazu noch einen jüngsten; aber alle liegen auf seiner untersten Stufe der Hochterrasse, also unserer Hochterrasse oder Steinmanns Mittelterrasse, entsprechen also zusammen dem jüngeren Löss Steinmanns. Unter dem jüngern Deckenschotter ist bis heute noch kein Löss beobachtet worden, sodass wir nicht wissen, ob auch die Günz-Mindel-Interglacialzeit durch Lössabsatz charakterisiert war.

Der Löss, der in der oberrheinischen Tiefebene auf unserer Hochterrasse auftritt, ist wenig mächtig im Vergleich zu dem Löss auf älteren Ablagerungen, so auch zu dem auf unserer jüngeren Decke. Zieht man auch, da der letztere aus dem älteren plus dem jüngeren Löss besteht, die Mächtigkeit des jüngeren ab, so bleibt für den älteren Löss immer noch eine mehrmal grössere Mächtigkeit, als sie der jüngere hat. Dabei zeigen sich im älteren Löss zahlreiche Lehmzonen, sodass wir eine mehrfache Wechsellagerung von Löss und Lehm beobachten können. Gleiche Geschwindigkeit des Absatzes vorausgesetzt, verlangt der ältere Löss eine weit längere Entstehungszeit, als der jüngere; mit andern Worten: Es erscheint die Mindel-Riss-Interglacialzeit weit länger, als die Riss-Würm-Interglacialzeit, ein Schluss, zu dem wir schon oben S. 464 auf anderer Voraussetzung geführt wurden.

Deckenförmige Verbreitung des ältesten Schotters.

Dass der ältere Deckenschotter von Koblenz abwärts in einem Thal zur Ablagerung kam, haben wir oben gesehen; links und rechts wird sein Niveau von Höhenzügen aus älterem Gestein überragt. Wie aber steht es oberhalb Koblenz? Die Reste

¹⁾ Der Löss mit besonderer Berücksichtigung seines Vorkommens bei Basel. Wissenschaftl. Beilage zum Bericht der Realschule Basel. 1893/94. Basel 1894. — Diluvialbildungen von Basel. Verb. Nat. Ges. Basel X. 1895. S. 629—681. — Zur Altersfrage des Löss. Ebenda XIII. 1902. S. 271.

sind spärlich, und so ist heute von einer Erhaltung in Deckenform, wie sie oben mehrfach am Fuss der Ostalpen geschildert wurde, keine Rede. Gleichwohl dürfte auch hier einst eine zusammenhängende Decke bestanden haben, wie das schon Du Pasquier (a. a. O. S. 94) annahm. Es fehlen Höhen aus älterem Gestein, die das Niveau des älteren Deckenschotters überragen würden; einzig die Lägern bei Baden hebt sich darüber hinaus. Die Molasserücken zwischen dem Wiggerthal im Westen und dem Tössthal im Osten bleiben alle unter dem nach Nordwesten fallenden Oberflächenniveau der Decke, welches durch die Vorkommnisse auf dem Irchel, auf dem Heitersberg und an der Wandfluh markiert wird. Die Reste der älteren Decke, im Südosten mit Günz-Moränen in Verknüpfung tretend, bilden die höchsten Höhen des ganzen Gebietes. Ihre Ablagerung ist bei der heutigen Bodengestaltung nicht zu erklären und konnte nur erfolgen, als die Thäler des Mittellandes noch nicht existierten. Nördlich der Lägern vom Irchel rheinabwärts bis Koblenz ist die Zahl der Deckenschotterreste so gross, dass hier an sich schon die Notwendigkeit vorliegt, eine Decke zu rekonstruieren. So spricht denn auch im Mittelland der Schweiz alles dafür, dass zwischen den äussersten heute erhaltenen Resten des ältern Deckenschotters auf der Wandfluh und auf dem Irchel bis gegen Koblenz hin unser ältester Schotter eine einheitliche Decke bildete.¹⁾

Die präglaciale Landoberfläche als Rumpffläche.

Das führt uns zu der Frage nach der Oberflächengestalt unseres Gebietes vor Ablagerung des älteren Deckenschotters, nach der präglacialen Landoberfläche. Während im Osten das nördliche Alpenvorland in der Präglacialzeit eine Rumpffläche von der Art der Peneplain Davis' darstellte, die mit verhältnismässig steilem Gefälle (3⁰/₁₀₀) von den Alpen nach Norden abfiel, gilt das vom schweizerischen Gebiet nicht so vollständig. Doch muss es für das ganze Areal angenommen werden, für das soeben ein deckenförmiges Auftreten des älteren Deckenschotters dargethan wurde, d. i. für ein ungefähr dreieckiges Gebiet, dessen Spitze bei Koblenz an der Mündung der Aare in den Rhein lag, und dessen Südostsaum mindestens durch die Punkte Wandfluh bei Kulm und Irchel markiert wird. Teile dieser alten Landoberfläche sehen wir noch an der Sohle des Deckenschotters erhalten. Über dieselbe hob sich nur die Lägern bei Baden heraus, deren Kamm heute 250 m über der Sohle des Deckenschotters liegt. Die westliche Fortsetzung der Lägern aber und ebenso der nördliche Schenkel des Lägerngewölbes selbst waren eingeebnet. Wir sehen zwischen dem Limmatthal und dem Aarethal bei Schinznach die Jurafalten ungefähr in der Höhe der Sohle des ältern Deckenschotters gekappt. Die Höhen des Müserwaldes, des Eitenberges, des Schinzberges und der Habsburg bilden eine wellige Ebene, in die die Thäler erst nachträglich eingetieft sind²⁾, wobei dann die harten Gesteinsschichten herauspräpariert wurden. Auch die Höhe des Kestenberges (661 m) dürfte im Niveau dieser Landoberfläche gelegen gewesen sein; denn auch er stellt ein gekapptes Gewölbe dar. Die Rumpffläche schnitt also von Süden in den Rand des Jura ein. Erst die Gislifluf und weiterhin die Schaffmatt bildeten deren Westrand. Dass die alte Landoberfläche die schwach geneigte Molasse, die Vorfalte der Molasse südlich der Lägern³⁾, dann aber auch eine Jurafalte

1) Über den von Aepli beschriebenen angeblichen Deckenschotter an der Lorze und an der Sihl siehe unten S. 506—513.

2) Vgl. z. B. die Profile bei Mühlberg, *Eclogae geol. Helvetiae* VII. 1902. Taf. 2.

3) Vgl. Opplinger im Jahresber. des Aarg. Lehrerseminars Wettingen 1891/92.

glatt durchsetzt, ist ein Beweis für ihre Entstehung als Abtragungsfläche — als Rumpffläche.

Dass die durch Ausfüllung der heutigen Thäler rekonstruierte Oberfläche des Molasselandes bei Baden keine Ablagerungs-, sondern eine Abtragungsfläche ist, hat schon Mousson 1840 auf Grund seiner Beobachtungen am Müserwald klar ausgesprochen (Geologische Skizze der Umgebung von Baden. Zürich 1840. S. 84.). Auch Mühlberg äussert, dass das schweizerische Molasseland vor der ersten Eiszeit zu einer gegen den Jura geneigten ziemlich gleichförmigen Hochfläche ab-rasiert war, deren tiefster Punkt bei Brugg in 470 m von ihm vermuthet wird (Der Boden von Aarau. Festschrift. Aarau 1896. S. 62). Du Riche Preller (Quart. Journ. geol. Soc. LVIII. 1902. S. 456) nimmt auch an, dass der Deckenschotter auf einem subalpinen, nach Nordwesten geneigten Plateau zur Ablagerung kam. Da er jedoch, genau den Ausführungen von Du Pasquier folgend (siehe oben S. 466), die beiden Deckenschotter nicht trennt, ergibt sich eigentlich für sein Plateau eine recht unebene Oberfläche.

Die alte Landoberfläche liegt, wie wir aus der Sohlenhöhe des älteren Deckenschotters schliessen, heute am Südostende des Irchel in 670 m, am Heitersberg in 630 m und bei Kulm in 720 m, bei Koblenz aber nur in 500 m Höhe. Sie stellt sich uns als ein riesiger flacher Trichter dar, der die Wasser der ganzen Mittelschweiz, die heute durch Rhein, Limmat, Reuss und Aare abfliessen, der Gegend von Koblenz zuführte. Bis hierher reichte das Mittelland; die Stelle von Koblenz war geradezu der Schlüssel zu demselben. In einem flachen Thal strömten hier die vereinigten Gewässer an der Grenze von Jura und Schwarzwald nach Westen ab. Freilich liegt heute die alte Rumpffläche im Mittelland nicht ungestört vor: sie hat zusammen mit den beiden Deckenschottern eine Schiefstellung und z. T. auch leichte Verwerfungen erfahren, wie wir S. 458 und 463 aus der Lage des Deckenschotters schlossen.

Epigenetische Thalbildung im Bereiche der Rumpffläche.

In diese weite Fläche schnitten nach Absatz des ältern Deckenschotters die Flüsse ein. Dieses Einschneiden erfolgte dort, wo gerade der Fluss floss, zuerst in den Deckenschotter und hierauf bald in schwebende, bald in gefaltete Molasse, bald auch in Juraschichten, je nachdem was für Gesteine gerade die Sohle des Deckenschotters, also die Oberfläche der alten Rumpffläche, aufbauten. Wenn auch noch drei spätere Akkumulationsperioden folgten, so haben sie doch nur die Thäler aufgeschüttet, ohne deren Rand zu erreichen. So ist jenes erste Einschneiden für das heutige Thalsystem massgebend geworden und erklärt eine Reihe von Eigentümlichkeiten desselben.

Sonderbar vollzieht sich die Vereinigung der Reuss und der Limmat mit der Aare: sie erfolgt nicht etwa am Südrande des Jura, sondern schon in diesem selbst, 8 km vom Südrand entfernt. Wenn wir heute die Aare bei Windegg unterhalb Aarau scheinbar ohne jeden Grund in den Jura eintreten und einen niedrigen gekappten Ausläufer desselben — den Kestenberg — abschneiden sehen, statt am Fusse des Kestenberges nach Osten zu ziehen, wenn wir die Limmat bei Baden am Westfuss der Lägern ebenfalls den Jura betreten sehen, statt denselben im Osten zu umgehen, so führt sich das eben auf jene alte, zum Teil in den Jura eingeschnittene Landoberfläche zurück. Erst deren Kenntnis giebt die Erklärung für den krausen Verlauf der Thäler, deren Anlage bei einer Oberflächengestaltung erfolgte, die bedeutend von der heutigen abwich. Später sind im Lauf der Zeit die weichen Schichten der Molasse zum Teil der Denudation anheimgefallen; die Teile der alten Rumpffläche aber, die aus festem Jurakalk bestanden, haben sich erhalten und bilden vielfach scharfe Aufragungen — daher hier die Durchbruchthäler, die sonach als epigenetisch zu bezeichnen sind.

Versuch einer weitem Verfolgung der präglacialen Landoberfläche.

Wir können unsere Rumpffläche nicht unter Deckenschotter bis zum Gebirge selbst verfolgen, wie das an der Enns möglich war. Doch geben uns die Formen und die Höhenverhältnisse der Molasseberge im schweizerischen Alpenvorland Anhaltspunkte, um ihren Verlauf gegen die Alpen hin zu erkennen.

Gehen wir von den äussersten Vorkommnissen des Deckenschotters am Irchel, am Heitersberg und bei Kulm aus gegen die Alpen zu mit einem Anstieg von $80/00$, wie ihn die Sohle des älteren Deckenschotters vom Siggenberg (Höhe der Sohle 565 m) bis zum Heitersberg (630 m) aufweist, so kommen wir über die höchsten Punkte der Molasse im Mittelland. Selbst der Pfannenstiel (853 m) bei Meilen bleibt darunter. Das gleiche gilt von allen Molassehöhen des Reussgebietes, und nur der Albiszug mit dem Uetli, ragt etwas darüber hinaus. Um grössere Beträge heben sich nur der Zug des Hörnli (1136 m) und des Bachtel (1119 m) der Toggenburger Vorberge im Osten, sowie der Napf (1411 m) im Westen über dieses Niveau empor. Der Grossteil der Molasseberge aber ordnet sich mit seinen abgeplatteten plateauförmigen Höhen als Zeugen einer alten ebenen Landoberfläche in dieses Niveau ein.

Am Südostende des Irchel treffen wir die Sohle des älteren Deckenschotters in 670 m (siehe S. 404). Von hier ziehen in diesem Niveau Molasse-Erhebungen, die trotz der starken Zerschneidung durch Thäler durch ihre abgeplattete gleichförmige Höhe eine alte Landoberfläche markieren, südlich wie nördlich der Töss; sie erreichen unweit Bauma 850 m Höhe, was einem Anstieg von rund $60/00$ vom Irchel aus entspricht. Die Höhe des Hörnli erhebt sich dann rasch darüber hinaus

Von der Sohle des Deckenschotters am Heitersberg ausgehend (630 m), gelangen wir — allerdings mit dem sehr steilem Anstieg von $140/00$ — auf die Höhe des Albis, der heute zwar einen scharfen Kamm darstellt, besetzt auf dem Uetli mit einer Haube von altem Schotter mit Moräne, gleichwohl aber, wie A. Wettstein gezeigt hat (Geologie von Zürich und Umgebung. Zürich 1885. Profiltafel), noch vor der letzten Eiszeit einen unzerschnittenen flachen Rücken bildete. Der steile Anstieg zum Uetli erweckt zuerst den Eindruck, als könnte der Albis in seinem nördlichen Teil über unsere alte Landoberfläche emporgeragt haben, wie weiter im Norden die Lägern. Doch scheint mir eine Dislokation nicht ausgeschlossen, die den Uetli seiner nordwestlichen Umgebung gegenüber gehoben hätte. Von den Höhen im Westen oder Süden aus, z. B. vom Lindenberg bei Muri im Aargau oder auch von Känzli bei Rigi-Kaltbad, sieht man, wie der Albiszug sich vom Uetli langsam emporhebt und in das Niveau des ausgezeichnet plateauförmigen Zuger Berges (950 m) ausläuft. Der Lindenberg selbst, an dem die Molasse bis wenig unter den Gipfel reicht, ordnet sich trefflich in das Niveau zwischen dem Zuger Berg und der Sohle des Deckenschotters bei Kulm ein; das Gefälle ergibt sich hier zu $60/00$.

Aareaufwärts stossen wir zunächst bei Olten auf die Jurahöhe des Born (720 m) und des Engelberges (717 m), zwischen denen sich die Aare durchzwängt. Westlich vom Born, diesen ganz vom Jura trennend, befindet sich ein breites, heute nur von der Dünnern durchflossenes Thal. Diese Durchbrüche haben durchaus den Charakter von epigenetischen Durchbrüchen und sprechen dafür, dass der Gipfel des Born der alten Rumpffläche angehört hat, entsprechend einem Anstieg von $50/00$ vom Siggenberg aus und in der Höhe übereinstimmend mit der Höhe der Sohle des älteren Deckenschotters bei Kulm. Immerhin besteht der flache Gipfel des Born aus jüngeren Schichten des Jura, die haubenförmig auf den älteren liegen, sodass wir es nicht mit einem gekappten Gewölbe zu thun haben. Ich möchte daher die Zugehörigkeit des Born zur alten Rumpffläche nicht unbedingt vertreten.

35 km südlich vom Born, schon dicht am Fuss der Alpen, erhebt sich der Napf auf 1411 m. Zahlreiche Kämme strahlen radial nach allen Richtungen aus, eine reife Thallandschaft von typischer Entwicklung darstellend. Blicken wir von seinem Gipfel nach Norden, so sehen wir, wie nach einem ziemlich jähen Abfall auf etwa 800 m weiterhin die Rücken zwischen den Thälern Plateauförmig annehmen und sich dabei auf eine weite Strecke mit gleichförmigem Gefälle nach Norden senken. Die Höhenabnahme der Rücken beträgt zwischen 1400 und 800 m $40-500/00$, zwischen 800 und 700 m aber nur $5-60/00$. Die Höhe von 800 m wird entlang einer Linie ca. 4 km südlich

von Huttwil und Willisau erreicht, 700 m entlang einer Linie, die 10—15 km weiter nördlich dem Abfall des Jura ungefähr parallel von Madiswil auf Reiden zu zieht. Von 700 auf 600 m haben wir im Westen einen steilen Abfall von 60‰, während weiter im Osten gegen Aarau auch hier ein geringerer Fall (7—8‰) herrscht. Dann erst erfolgt der steile Abfall gegen die breite Furche am Jurafuss. Die alte Landoberfläche dacht sich also nicht nur nach Nordwesten von den Alpen zum Jura ab, sondern senkt sich auch zugleich längs des Jura nach Nordosten. Stehen wir auf einer Höhe dieses Niveaus, z. B. bei Huttwil oder Willisau, so ordnen sich alle Rücken deutlich in eine einheitliche schiefe Ebene, die schwach nach NNW fällt. Alle heutigen Thäler, auch die breite Furche des Aarethales am Abfall des Jura, sind mit relativ steilen Gehängen in dieselbe eingesenkt. Im Süden erhebt sich der Napf über diese alte Fläche und zwar, da die tief eingerissenen Thäler unseren Blicken verborgen sind, als rundliche Höhe.

Nordwestlich und westlich vom Napf können wir die Fläche über Lützelfüh-Burgdorf an der Emme bis gegen das Aarethal bei Worb hin verfolgen, wo sie in etwa 900 m liegt. Sie steigt zwischen Emme- und Aarethal südwärts gegen die Alpen mit 10—12‰ bis Röttenbach und Eggwil auf 1100 m an. Von der Rämischgummen (1304 m) bei Schangnau gesehen markiert sich der Gegensatz zwischen dieser schiefen Fläche, welche über die abgeplatteten Rücken des Molasselandes verläuft, und den ersten Ketten der Alpen; die letzteren erheben sich teils rundlich wie die Hohe Honegg und der Blumen bei Thun, teils schroff, wie der Hohgant, darüber hinaus, und jene Fläche schliesst lückenlos an sie an.

Auch westlich der Aare zeigt sich eine schiefe, gegen die Alpen ansteigende Fläche. Von 900 m beim Ulmizberg, gleich südlich von Bern, hebt sie sich mit 10‰ Anstieg auf etwa 1050 m beim Bade Gurnigel und bei Guggisberg. In das gleiche Niveau fällt nordwestlich von Bern die ausgedehnte Molassehöhe des Frienisberges (820 m) bei Frieswil.

Gehen wir noch weiter gegen Westen, so treffen wir bei Lausanne auf die mehr als 50 qkm umfassende plateauartige Erhebung des Jurten (Mont Jorat); die gegen Südosten gelegenen Höhen heben sich mit 10—12‰ immer mehr empor, jemehr wir uns den Alpen nähern, bis dann im Mont Nirmont und in den Plejaden die ersten Alpenketten erreicht sind, die schon über die Rumpflache emporragen. In gleicher Höhe dehnt sich südlich vom oberen Theil des Genfer Sees das kilometerbreite Plateau von Thollon bei Meillerie am Fusse der Dent d'Oche aus; es senkt sich deutlich nach Westen und ist z. B. trefflich von den Höhen zwischen Vevey und Lausanne aus zu übersehen: In seiner Fortsetzung erscheinen die Höhen bei Allinges (769 m) und bei Douvaine (735 m). Auf dem rechten Ufer wird dasselbe Niveau durch die Höhe von La Côte markiert, die nur in ihrem obern Teil aus Quartärablagerungen, im übrigen aber aus Tertiär besteht. Das Gefälle nach SW ist bedeutend, von Thollon (988 m) bis Douvaine 9‰; ein Gefälle nach NW fehlt.

M. Lugeon hat (Bull. Soc. Vaudoise des Sc. nat. XXXIII. 1897. S. 71) aus der Richtung gewisser Flussläufe geschlossen, dass in der Pliocänzeit die Rhone über Attalens und durch das Thal der Broye dem Rhein tributär war. Wie wir soeben gesehen haben, sprechen die Höhenverhältnisse der Rücken, die uns deutlich die präglaciale Landoberfläche erkennen lassen, gegen diese Hypothese. Es dürfte vielmehr schon in der Präglacialzeit das Alpenvorland zwei Abdachungen gehabt haben. Die Thäler, die Lugeon zum Beweis heranzieht, sind, wie wir später ausführen werden, alle quartär und nicht pliocän.

Die alte Landoberfläche ist eine Abtragungs- und keine Ablagerungsfläche, denn sie zeigt Unabhängigkeit von den Schichten. Zwar fallen auch diese meist nach NW, aber unter anderem Winkel — im südöstlichen Teil z. B. stärker, im nordwestlichen aber schwächer als die fragliche Fläche, so dass sie von dieser geschnitten werden.¹⁾ Die Molasserücken im südöstlichen Teil bestehen aus oberer Süswassermolasse, während der Unterbau z. B. bei Bern Meeressmolasse ist; die Rücken weiter im NW dagegen sind auch in der Höhe aus Meeressmolasse zusammengesetzt. Im südöstlichen Teil ist die Molasse vielfach als Nagelfluh entwickelt, im nordwestlichen als Sandstein; gleichwohl durchsetzt die Fläche sie.

Dass die alte Ebene in den Südostabfall des Jura einschneidet, haben wir bereits

¹⁾ Siehe Heim und Schmidt, Geologische Karte der Schweiz 1:500000. 1894.

S. 469 geschildert. An zahlreichen Stellen durchsetzt sie aber auch die Vorfalten der Alpen. Die Höhe des Zuger Berges (950 m) unweit des Rigi zeigt, wie die Molasse-synklinale glatt von jener Rumpffläche gekappt ist. Dasselbe ist am Gurnigel unweit Thun auf dem linken Gehänge des Aarethales zu sehen und auch am Genfer See schneidet bei Vevey und Montreux die hier allerdings nur teilweise erhaltene alte Landoberfläche die gefaltete Molasse ab. Ganz grossartig ist die Erscheinung am linken Ufer des Genfer Sees, wo die Oberfläche des Plateaus von Thollon die gefalteten Schichten des Lias abschneidet.¹⁾

Zusammenfassung über die präglaciale Landoberfläche.

Die alte Landoberfläche stellt sich uns sonach als eine schiefe Abtragungsebene dar, die von den Alpen weg zum Jura und zugleich gegen Norden nach Koblenz zu, andererseits an ihrem Südwestende nach SW gegen den Rhonedurchbruch durch den Jura zu²⁾ — sich senkt. Ihr Gefälle ist in der Nähe der Alpen an der Rhone und Aare steil, bis zu 10—12⁰/₀₀, und wird mit der Annäherung zum Jura sowie nach Nordosten kleiner. Dadurch, dass zwischen Linth- und Bodenseethal sich die Toggenburger Vorberge mit dem Hörnli darüber hinaus erheben, ebenso zwischen Reuss- und Aarethal der Napf, zwischen Aare- und Genferseethal der Mont Gibloux, erfährt die schiefe Ebene in ihrem Südostteile eine deutliche Zerlegung in einzelne gegen das Gebirge ansteigende Ausläufer, die dem Ausgang der grossen Alpenthäler zustreben. An mehreren Stellen: am Hörnli, am Zugerberg, östlich der Aare bei Eggwil, westlich derselben bei Guggisberg, endlich bei Vevey und bei Meillerie lässt sich die Fläche bis unmittelbar an die Alpenketten heran verfolgen. Allmählich erfolgt der Anstieg derselben und ihr Übergang in die rundlichen Alpenketten.

Mögen wir nun diese alte Landoberfläche zwischen Irehel und Hörnli, zwischen Aarau und Napf, zwischen Olten und dem Ausgang des Aarethales, zwischen Aarberg und dem Gurnigel oder zwischen dem Jurten und dem Ausgang des Rhonethales betrachten, überall zeigt sie ein Fallen von den Alpen fort und nirgends zu den Alpen hin.

Das Ausgehen der Ebene in die grossen Alpenthäler lässt dieselbe als regelrechte Fussebene des Gebirges erkennen, entstanden durch Abtragung des ursprünglich unebenen Gebirgsfusses. Diese Einebnung ist aber nicht so vollständig wie in den Ostalpen; vielmehr haben sich im Bereich des Hörnli, des Napf und des Gibloux widerstandsfähige miocäne Nagelfluhmassen als Erhebungen erhalten. Ob auch die Schweizeralpen vor der Quartärzeit ausschliesslich Mittelgebirgsformen besaßen, wie das Penck S. 118 für die Ostalpen ausgeführt hat, wage ich nach dem vorliegenden Material nicht zu entscheiden.

Auffallend ist das grosse Gefälle der Landoberfläche im Betrage von 6—12⁰/₀₀. Es kann bei einer Abtragungsebene gewiss nicht als ursprünglich gelten. Die Rumpfflächen am Fuss der Ostalpen wiesen immer nur ein Gefälle von 3—4⁰/₀₀ auf. Wir

1) Vgl. das Profil durch den Zugerberg von C. Schmidt im Livret-guide géologique dans le Jura et les Alpes de la Suisse. Lausanne 1894. Profiltafel 8. Fig. 2. — Ferner Schardt und E. Favre, Description géol. du canton de Vaud et du Chablais (Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lieferung XXII. Bern 1887), Tafel XVI Fig. 4 und 7, XVII Fig. 2 (Mont Pélerin), XVIII Fig. 2 und 3 (Plateau von Thollon bei Meillerie).

2) Freilich nicht zum heutigen ganz jungen Durchbruch bei Fort de l'Écluse, sondern gegen das weite von Molasse eingenommene ca. 650 m hohe Thor zwischen Montagne de Vuache und Salève (siehe unten).

werden später sehen, dass auch die grossen, präglacialen Alpenthäler der Schweiz ein Gefälle von 3—4 ‰ besaßen.¹⁾ Wir müssen daher annehmen, dass die Rumpffläche des schweizerischen Mittellandes disloziert, schief gestellt ist, und zwar im Sinn einer relativen Hebung ihrer südlichen, den Alpen benachbarten Teile. Legen wir ein ursprüngliches Gefälle von 3—4 ‰ zu Grunde, so erhalten wir für den Fuss der Alpen eine relative Hebung seit Bildung der alten Rumpffläche um mindestens 150 m.

Pliocäne Rumpffläche im Jura.

Die geschilderte präglaciale Rumpffläche ist nicht die älteste in unserem Gebiet. Auf den Höhen des Jura treffen wir vielmehr noch eine weit ältere.

Im Bereich des schweizerischen und französischen Jura lassen sich mehrere geomorphologisch ganz verschiedene Teile unterscheiden. Allgemein stellt man dem Tafeljura den Faltenjura gegenüber und grenzt beide durch eine Linie, die südlich von Basel das Birsthal aufwärts und dann nach Osten über Reigoldswil und Waldenburg in die Nähe von Brugg führt.

Abtragungsfläche im Tafeljura.

Der Tafeljura zeichnet sich durch schwebende Lagerung der Schichten aus, wenn sie auch von zahlreichen Verwerfungen durchsetzt sind; baumartig verästelte Thalsysteme sind in ihn eingeschnitten und haben tafelförmige Berge geschaffen. Die Oberfläche dieser tafelförmigen Berge aber ist, trotz ihres ziemlich einheitlichen Niveaus, aus verschiedenartigen Gesteinen zusammengesetzt: Im Norden, in der Nähe des Rheinthales, bestehen die Höhen aus Schichten der Trias, insbesondere aus Muschelkalk, im Süden dagegen aus Dogger (Rogenstein) und Malm, zum Teil auch aus miocäner Juranagelfluh. Es schneidet also die allgemeine Oberfläche des Tafeljura die Schichten; letztere fallen schwach nach Süden, während die unebene Oberfläche eine Neigung nach Norden erkennen lässt. Nicht selten ist ein und derselbe Tafelberg von Verwerfungen durchsetzt, die sich aber an seiner Oberfläche nicht im geringsten geltend machen. Dadurch charakterisiert sich die Oberfläche des Tafeljura als eine Abtragungsfläche.

Man vergleiche die geologische Karte der Schweiz 1:100000 Blatt II und III. Ferner C. Schmidts Profil 4 von Dogern am Rhein gegen Brugg an der Aare im *Livret-guide géologique* (Lausanne 1894) Tafel 4; Mühlberg ebenda Tafel 5 Profil 4; Mühlbergs Profil I (nördlich von Bukten) und II (Tafel- und Kettenjura bei Zeglingen) in *Eclogae geol. Helv.* VII (1902), Tafel 2; ferner ganz besonders A. Buxtorf, *Geologie der Umgebung von Gelterkinden im Basler Tafeljura*. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. N. F. XI. Lieferung. Bern 1901. Taf. I (Karte in 1:25000) und II (Profile).

Der kettenförmige Faltenjura.

Im Bereich des ganzen übrigen Jura ist das tektonische Motiv die Falte; doch fehlen auch Überschiebungen und Verwerfungen nicht. Trotz der tektonischen Einheitlichkeit weist aber der Faltenjura morphologisch ganz scharf unterschiedene Landschaftstypen auf.

Das Gebiet südlich des Tafeljura bis zum Mittelland hin — die Gegend von Münster — und ferner der ganze Südostsaum des Gebirges bis zu seiner Angliederung an die Alpen wird von langgedehnten von Südwesten nach Nordosten ziehenden runden Rücken gebildet, die sich mehr oder minder jäh über das Mittelland erheben;

1) Die heute noch existierende gleichfalls unvollkommene Fussebene am Ostabfall des Felsengebirges zwischen 36 und 40° N. Breite weist zwischen den Isohypsen von 5000 und 4000 Fuss ebenfalls ein Gefälle auf, das zwischen 3½ und 5½ ‰ schwankt (vgl. H. Kings Map of the United States 1:2500000. U. S. Geological Survey 1898.)

das ist der kettenförmige Faltenjura. Die Beziehung dieser Ketten zu den Falten ist eine enge: stets entspricht einer Antiklinalen ein Rücken. So stellen z. B. in der Gegend um Münster herum der Moron, der Graiter, der Petit-Raimeux, am Südostsaum der Twannerberg, der Chaumont, der Mont Aubert, der Mont Tendre ausgezeichnete Antiklinalkämme dar. Das gilt auch vom Weissenstein, obwohl hier schon durch Denudation entstandene Isoklinalkämme den Antiklinalkamm begleiten. Andere Kämme des Südostsaums zeigen diesen Zusammenhang mit Antiklinalen nur einseitig: ihr dem Mittelland zugewandtes Gehänge entspricht einem absteigenden Gewölbeschenkel, während nach Nordwesten zu das Gewölbe durch Abtragung geöffnet ist und die Kämme mehr an das Ausgehende harter Schichten geknüpft sind (Chasseral, Chasseron, Mont Damin u. s. f.). Im ganzen aber harmonisieren äussere Form und geologischer Bau.

Vgl. hierzu die Profilserie von L. Rollier durch die Ketten des Berner Jura bei Münster und den Weissenstein in den Verh. d. Jahresversammlung der schweiz. Naturf. Gesellschaft in Solothurn 1888; ferner seine Profile im Suppl. zu Lief. VIII der Beiträge zur geol. Karte der Schweiz (Bern 1893) und zwar Profil 1 und 2 (Chaumont), 3 (Montpy), 4 (Combe Biosse), 5 und 6 (Chasseral, s. unsere Fig. 72 Profil I), 7 (Mont Sujet), 8 (Macolin), 9 (Chasseral, s. Fig. 72 Profil II), 10 (Basses Montagnes, s. Fig. 72 Profil III rechts vom Montoz), 11 (Moron, Montoz, Hautes Montagnes und La Joux, s. Fig. 72 Prof. IV rechts vom Montoz), 12 (Graiter, Grenchenberg); dann Mühlberg in Eclogae geol. Helvetiae III 1892. Taf. X Profil 4 (Wasserfalle, Farisberg, Roggenfuh), 5 (Passwang, Oberberghof, Wannenfuh). L. Rollier im Livret-guide géologique (Lausanne 1894) Taf. 3 (Graiter, Chaîne du Lomont, Chaîne du Clos du Doubs); A. Jaccard, ebenda, Taf. 2 (Chaumont, Creux du Vent); H. Schardt, ebenda, Taf. I (Mont Reculet). Vgl. ferner L. Rollier, Carte géol. des environs de Moutier (Jura Bernois) 1 : 25000, publiée par la comm. géol. suisse 1900.

Der plateauförmige Faltenjura.

Nordwestlich der hochragenden Rücken des kettenförmigen Faltenjura folgt eine einförmige wellige Hochfläche. Die einzelnen nur flachen Wellen derselben ziehen zwar ungefähr entsprechend dem Streichen der südlichen Ketten, sind aber so unbedeutend, dass sie ganz verschwinden, wenn man etwa von Chasseral oder einem andern Aussichtspunkt der Vorderkette darauf herabsieht. Man kann dieses Gebiet als den plateauförmigen Faltenjura bezeichnen.

Nach Norden wird diese wellige Hochfläche von den Montagnes du Lomont und der Kette des Clos du Doubs begrenzt, die sich nach Art des kettenförmigen Faltenjura erheben und, in rein östlicher Richtung ziehend, bei Delsberg so weit den südöstlichen Ketten nähern, dass hier die eingeschlossene wellige Ebene entlang einer etwa von Tramelan nach St. Brais bei Glovelier gezogenen Linie endigt. Auf Schweizer Boden gehört dieser Hochebene das Gebiet der Freiberge im Kanton Bern, dann Teile des neuenburger und des waadtländer Jura an; nach Westen zu verbreitert sie sich aber gewaltig und drückt fast dem ganzen Jura Frankreichs ihren Stempel auf.

In markantem Gegensatz zu dieser einförmigen Oberflächengestalt steht der Faltenbau des Landes. Langgedehnte Antiklinalen und Synklinalen, hier und da durchsetzt von in der gleichen Richtung streichenden Überschiebungen, wechseln miteinander ab. Oberflächlich aber äussern sie sich nicht; sie werden vielmehr von der Hochfläche durchschnitten, die sich dadurch als Abtragungsfäche charakterisiert (vgl. Profil I in Fig. 72 vom Sonnenberg nach NW). Flache Erhebungen sind nicht an bestimmte tektonische Gebilde, sondern an das Ausgehende harter Schichten geknüpft.

Vergleiche hierzu die Profile von L. Rollier zu seiner geologischen Karte von St. Immer im Supplement I zu Lief. VIII der Beiträge zur geol. Karte der Schweiz (Bern 1893) Taf. I, II, III (Profil 1 bis Vue des Alpes, 2 bis östlich von Grand' Combe, 3 bis le Pâquier, 4 bis Fornet,

5 bis l' Himelette, 6, 7 und 8 bis Sonnenberg, 9 bis Le Fuet (a. unsere Fig. 72 Profil II bis rechts vom Moron); ferner A. Jaccard, Jura vaudois et neuchâtelois (Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Lief. VI. Bern 1869) Taf. 1 zahlreiche Profile, und im Livret-guide etc. (Lausanne 1894) Taf. II, Profil 1 (M. du Larmont bis Ste. Croix), 2 (bis La Brévine), 3 (von Morteau bis Noiraigue), 3 (bei Chaux-de-Fonds); H. Schardt, ebenda, Taf. I, Profil 1 (Forêt de Montréal bis St. Germain de Joux); L. Rollier, Carte géol. des environs de Belleley. 1 : 25 000. Publ. par la comm. géol. suisse 1900; Th. Rittener in Beiträge N. F. XIII. Bern 1902. Taf. I, Prof. 1 u. 2, III 7 (Gegend von Ste. Croix).

Beziehungen des plateauförmigen zum kettenförmigen Faltenjura.

Suchen wir die von W. M. Davis aufgestellte Klassifikation der Gebirge nach ihrem Alter ¹⁾ auf den Jura anzuwenden, so kommen wir zu dem Resultat, dass der kettenförmige Faltenjura ein ganz jungliches Gebirge darstellt, während der ihm unmittelbar benachbarte plateauförmige Faltenjura uns ein greisenhaftes Antlitz weist. Dieser Widerspruch löst sich, wenn wir im einzelnen die Beziehungen zwischen beiden Landschaftstypen im Jura verfolgen.

Eigentümlich ist das Verhältnis der Abtragungsfläche im Jura zu den Ketten im südöstlichen Teil des Gebirges: eine scharfe Grenze fehlt; vielmehr steigt die Abtragungs-



Fig. 71. Die schiefgestellte pliocäne Abtragungsebene auf dem Chasseral, von Südwesten aus.

Die Schichten werden von der Abtragungsebene glatt geschnitten.

(Nach einer 1900 vom Verfasser vom Weg zum Chasseral aus aufgenommenen Photographie.)

ebene zum Teil auf diese Ketten empor, sie sitzt gleichsam schief, nach Westen fallend, auf denselben auf. Blickt man von der Hochfläche südlich von St. Immer gegen Südwesten, so stellt sich der Rücken des Mont Damin und der Tête de Rang, die man im Profil sieht, als gewaltiges, schief gekapptes Gewölbe dar; die abschneidende Fläche senkt sich unter einem Winkel von 5—6° nach Nordwesten. Der Chasseralkette selbst sitzt auf ihrer Höhe ein solches Stück Ebene schief auf, in derselben Richtung, doch weit stärker geneigt (15—18° zwischen Petit-Chasseral und Fauchette; vgl. Fig. 71). Nach Westen gehen diese steilen Ebenen in die Abtragungsfläche des Plateau-Jura über.²⁾

In etwas anderer Form vollzieht sich der Übergang nach Osten zu den jugendlichen Ketten des Jura von Münster: diese heben sich allmählich empor, ihnen auf sitzt zum Teil noch die alte Abtragungsebene, aber sie ist verbogen, schwach gefaltet; schliesslich verschwinden ihre letzten Spuren auf den Höhen der Rücken.³⁾ Die Profilerie Fig. 72 zeigt die Verhältnisse besser, als es Worte vermöchten. Die schiefgestellte und z. T.

1) The geographical Cycle. Geographical Journal. London. XIV. 1899. S. 481.

2) Vgl. hierzu die Profile von L. Rollier a. a. O. für Vue des Alpes, Chasseral, Hasenmatte; H. Schardt a. a. O. für Mont Reculet.

3) Vgl. hierzu L. Rollier I. Supplément etc. Profil 9—12 (La Racine, Montagne de la Chaîne, M. de Vellerat, Montoz, Moron, Montagne de Moutier, Graiterie, Grenchenberg); ferner L. Rollier im Livret-guide etc. Taf. III, Profil 2 (Chaîne du Monteris, Chaîne du Clos du Doubs u. s. f.). Derselbe, Carte géol. de Moutier und Carte géol. de Belleley a. a. O.

verbogene Abtragungsfläche erscheint am Montoz, am Moron (Profil III) und M. de Moutier (III, IV).

Die pliocäne Rumpffläche im Jura, ihre nachträgliche Schiefstellung und Faltung.

Es ist die Abtragungsebene also auch im kettenförmigen Faltenjura vorhanden; nur ist sie dislociert, schief gestellt und zum Teil geradezu gefaltet. Trefflich harmonisiert damit, dass wir nördlich des kettenförmigen Faltenjura im Bereich des Tafeljura auch auf eine Abtragungsebene stossen. So kommen wir zum Resultat, dass der gesamte Jura einst eine Abtragung zu einer Rumpffläche erfahren hat, worauf dann später einzelne Teile von neuen Dislokationen betroffen wurden. Wir müssen sonach im Jura

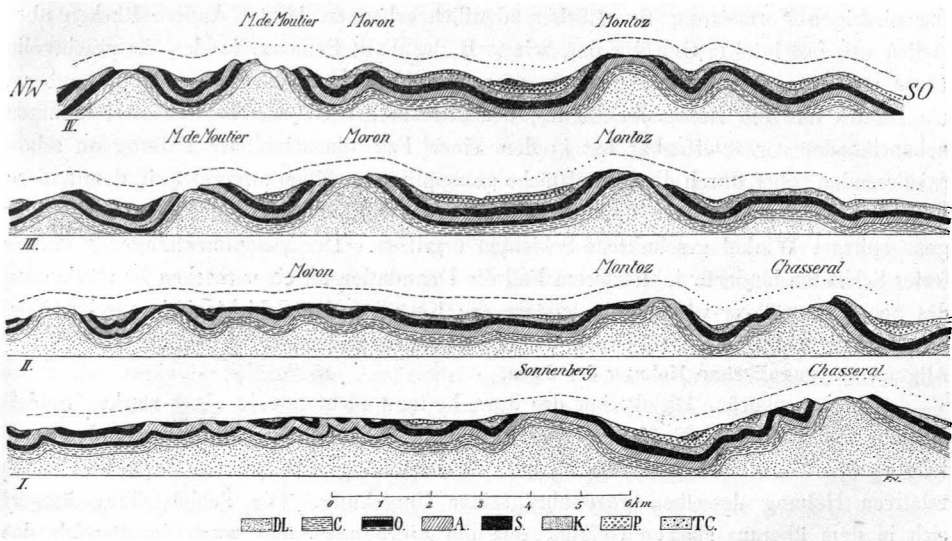


Fig. 72. Die Schiefstellung und Faltung der pliocänen Abtragungsebene im Berner Jura.

Die Lage der Abtragungsebene nach der jungpliocänen Dislokation wird durch die 2 mm über derselben gezogene gestrichelte Linie veranschaulicht. Die Profile (nach Rollier) sind so angeordnet, dass das südlichste unten, das nördlichste oben steht. Abstand der Profile I—II im NW 13, im SO 10 km, II—III 5½ bzw. 4½ km, III—IV 4 bzw. 3 km. DL. = Schichten vom mittleren Dogger abwärts; C. = Callovien; O. = Oxfordschichten; A. = Aargauer Schichten; S. = Sequanien; K. = Kimmeridgenschichten; P. = Porlandschichten; TC. = Kreide und Tertiär (bis einschliesslich Obermiocän).

zwei Dislokationsperioden unterscheiden, die durch eine Zeit der Ruhe getrennt waren und von einer ersten und einer zweiten Faltung sprechen. Wir sehen dabei von der jungcretacischen Faltung ab, die von Choffat und anderen angenommen wird.

Die erste Faltung erfolgte nach Schluss der Miocänzeit, denn die Schichten des Obermiocäns sind mit gefaltet; wir bezeichnen sie als die postmiocäne Faltung. Jünger ist die Entstehung der Abtragungsfläche, denn sie durchsetzt die postmiocänen Falten. Andererseits hatte der Jura bei der Ausbildung der alten Rumpffläche, die wir als Sohle des älteren Deckenschotter im schweizerischen Mittelland kennen lernten, und deren Entstehung wir unmittelbar vor Beginn der Quartärperiode ansetzen mussten, schon seine heutige Lage. Wir können nämlich in einigen der grösseren dem Mittelland zustrebenden Jurathälern in Form von Terrassen Reste von alten Thaloberflächen erkennen, die genau in das Niveau der alten präglacialen Landoberfläche im Mittelland

ausgehen. Sie liegen z. B. an der Areuse bei Noiraigue in rund 1000 m, ebenso hoch bei Vallorbe und senken sich von hier zur Rumpffläche des Mittellandes herab, die ja selbst von Süden in den Jura einschneidet. Sonach fällt sowohl die Abtragung des Jura wie auch seine zweite Dislokation in die Pliocänzeit; wir werden daher in Zukunft von der zweiten als von der jungpliocänen Faltung sprechen.

Verhältnis der jungpliocänen Faltung zur postmiocänen.

Wie verhält sich die jüngste Faltung zu den durch die ältere gebildeten Gewölben? Darüber giebt uns die äussere Form der Rücken des kettenförmigen Faltenjura Aufschluss. Die meisten Rücken sind in ihren höchsten Teilen so durch Abtragung zerfressen, dass nichts mehr von der Rumpffläche übrig geblieben ist, die sich jedoch in der niedrigen Fortsetzung der Rücken deutlich erkennen lässt. Andere Rücken aber stellen uns fast intakte Gewölbe dar, wie z. B. der Petit Remeux, in den die prachtvolle Cluse von Münster eingeschnitten ist, dann am Südostsaum des Jura der Twannberg, die Hautes und die Basses Montagnes, der Chaumont. Gebilde beiderlei Art kommen nebeneinander vor. Offenbar hat in dem einen Fall die sekundäre Faltung an schon existierenden, aber durch die Rumpffläche gekappten Gewölben angesetzt, in dem andern Fall aber mehr schwebende und daher von der Rumpffläche gar nicht oder doch unter ganz spitzem Winkel geschnittene Schichten ergriffen. Der zusammenhängende Panzer fester Schichten hinderte in letzterem Fall die Denudation an einer raschen Zerstückelung des neuen Gewölbes, während im erstern die Kappung der Schichten ein rasches Vordringen der Abtragung im Bereich weicher Gesteine gestattete.

Allgemeine jungpliocäne Hebung des Jura.

Die jungpliocäne Dislokation des Jura bestand nicht nur in einer starken Schiefstellung und teilweisen Neufaltung der uns heute kettenförmig entgegretenden Jura-teile, sondern auch in einer schwächern Schiefstellung des ganzen Jura und einer relativen Hebung desselben gegenüber seiner Umgebung. Die Schiefstellung äussert sich in dem überaus starken Gefälle, das die Abtragungsfäche auch im Bereich des plateauartigen Faltenjura aufweist. Das Gefälle von 11—13⁰/₀₀, das heute, wenn man die grossen Züge in Betracht zieht, nach Westen und Nordwesten besteht, kann bei einer Rumpffläche nicht ursprünglich sein. Die allgemeine Hebung des ganzen Jura aber verrät sich in den jungen Thälern, die in die greisenhafte Landoberfläche neuerdings eingerissen worden sind, wie das cañonartige, bis zu 400 m tiefe Doubsthal, das Thal des Ain, der Bienne u. s. w. Die Hebung hat einen neuen geographischen Cyklus im Sinne von Davis eingeleitet und so den Kontrast zwischen der greisenhaften Landoberfläche auf der Höhe und den jugendlichen Thälern in der Tiefe erzeugt.

Die in die Abtragungsebene einschneidenden grossen Flüsse belebten auch die Erosion der kleineren, von der Rumpffläche ihnen zueilenden in ihrem Unterlauf. Die harten Schichten wurden aus den weichen etwas herauspräpariert. Als ganz flache Wellen ragen sie über die letzteren empor und bedingen so eine gewisse rostförmige Gliederung der Hochfläche. Die Gletscher, die in der Quartärzeit, wie wir sehen werden, weite Gebiete des Jura deckten, mögen zu dieser Abtragung beigetragen haben. Stärker ist die Abtragung im Bereich des steil gestellten Stückes am Südostrand. Dabei hat sie nicht etwa die dem tiefliegenden Mittelland zugewandte steile Flanke der Rücken ergriffen, sondern die weit schwächer nach Westen sich neigende, wo ihr aber infolge der Kappung der Falten durch die alte Landoberfläche weit zahlreichere Angriffspunkte geboten wurden. Ohne die Kappung wäre dieser Gegensatz nicht zu verstehen.

Entstehung der pliocänen Rumpffläche im Jura und der Sundgauer Schotter.

Wie aber ist die alte Rumpffläche, die sonach den ganzen Jura umfasste und einst in weit geringerer Meereshöhe lag, entstanden? Ein Licht hierauf werfen die Sundgauer Schotter, die wir als oberpliocän gedeutet haben.

Die Höhenlage der Schotter ist unregelmässig, wie Gutzwiller speziell für den Sundgau dargelegt hat ¹⁾, sodass Dislokationen anzunehmen sind. Das zusammen mit hochgelegenen Resten von entsprechenden Quarzschottern auf der Rumpffläche des Jura selbst, die G. Boyer aus den Alpen der Schweiz herleitet, ²⁾ spricht für eine nach Ablagerung der Schotter erfolgte Dislokation entlang des heutigen Jurafusses, im Sinn einer Hebung des Jura.

Charakteristisch ist die Zusammensetzung der Geröllager: Quarzite und quarzreiche Silicatgesteine dominieren, Gesteine des Juragebirges treten ganz zurück oder fehlen überhaupt. Die Herkunft der Gerölle war lange strittig. Kilian ³⁾ nimmt die Vogesen als Heimat an und bezeichnet sie geradezu als Vogesenschotter. Gutzwiller hat 1894 durch petrographische Untersuchungen für den Sundgauer Schotter das Irrtümliche dieser Anschauung nachgewiesen und für ihn den alpinen Ursprung dargethan (a. a. O. S. 581, 586). Gerölle von Vogesensandstein kommen zwar vor, stammen aber aus der miocänen Nagelfluh, die überhaupt dem Sundgauer Schotter viel Material, so die Flyschkalke, geliefert hat. Ganz besonders wichtig ist, dass die Gerölle des Sundgauer Schotters nicht etwa aus dem Rheingebiet stammen, sondern vorwiegend aus der Mittelschweiz und aus dem Rhonethal ⁴⁾. Heute sind sie durch das Juragebirge und die Senke des schweizerischen Mittellandes von ihrem Ursprungsort getrennt, und doch sind sie aus den Alpen, also über das Gebiet des Jura herübergekommen. Gutzwiller sucht diese Schwierigkeit durch Annahme eines glacialen Ursprungs zu beseitigen, obwohl Moränen in Verknüpfung mit diesen alten kaolinisierten Geröllen noch nicht nachgewiesen sind. Allein mit dieser Erklärung stimmt das Fehlen der Gesteine des Jura in den Schottern nicht; denn ein alpiner Gletscher, der den Jura quert, muss massenhaft Juragesteine seinen Moränen einverleiben, wie die gleich zu schildernden, zum grösseren Teil aus Jura material bestehenden Altmoränen des grossen in den Jura eingedrungenen helvetischen Gletschers zeigen. Uns drängt sich eine andere Erklärung auf: Die Gerölle des Sundgauer Schotters gelangten an ihre heutige Stelle zu einer Zeit als der Jura ganz eingeebnet war und eben jene Rumpffläche in ihrer ursprünglichen Lage darstellte, die wir oben kennen gelernt haben. Es wird dann auch begreiflich, warum im Sundgauer Schotter Juragesteine fast ganz fehlen: Der Jura bestand damals nicht als Gebirge und konnte daher auch keine Geschiebe liefern.

1) Über die geographische Verbreitung vgl. Gutzwiller in Verh. Basler Nat. Gesell. X 1895 S. 581.

2) Sur la provenance et la dispersion de galets silicatés et quartzeux dans l'intérieur et sur le pourtour des Monts-Jura. Mém. Soc. d'Emulation du Doubs (5) X (1885). S. 414; ferner Boyer et Girardot, Le quaternaire dans le Jura Bisontin. Ebenda (6) VI (1891). S. 345.

3) Mém. Soc. d'Emulation de Montbéliard. (3) XVI. 1881. S. 27.

4) Sicher bestimmen konnte Gutzwiller alpine Protogine, z. B. ein Stück ähnlich dem Bietschhorn-Protogin, chloritisch-sericitische Gneise (manche wohl Arolla-Gneise), röthliche Granite aus der subalpinen miocänen Nagelfluh, gequetschte Quarzporphyre gleich denen aus dem Verrucano der Alpen, ferner Rhonequarzite aus der Trias des Unterwallis. Die grosse Mehrzahl der Feldspatgesteine ist freilich der starken Zersetzung wegen unbestimmbar.

Damit dürften wir des Rätsels Lösung gefunden haben: Der Jura existierte — wenigstens im Norden — während eines Teils der Pliocänzeit nicht als Gebirge, sondern war durch Abtragung eingeebnet und bildete mit dem Gebiet des heutigen schweizerischen Mittellandes den Alpenfuss. Über diese Fussebene hinweg gelangten die Sundgauer Schotter nach Nordwesten. In der That lehrt die Lagerung der Geschiebe (Gutzwiller a. a. O. S. 586), dass dieselben von Wassermassen, die aus östlicher Richtung kamen, abgesetzt wurden. Erst die jungpliocäne Faltung und Hebung des Jura schuf die heutigen Verhältnisse.

Dass weite Theile des Jura stark eingeebnet sind, ist naturgemäss den Jurageologen nicht entgangen. Allein sie nahmen, so besonders auch L. Rollier, stets an, es sei allein lokale Denudation thätig gewesen. Dass auch die Ketten des kettenförmigen Jura eingeebnet waren und erst durch nachträgliche Dislokationen neu ins Leben gerufen wurden, war bisher nicht beachtet, nicht betont auch der gewaltige Gegensatz zwischen dem jugendlichen Zustand der grossen Thäler und den greisenhaften Zügen der Rumpffläche in der Höhe. — Jungpliocäne Bodenbewegungen sind allerdings hier und dafür die Umgebung des Jura vertreten worden. Dass die von ihm dem Pliocän zugerechnete Hupperde bei Basel stark dislociert und so auf die Höhe der Jurakette südlich von Basel gekommen ist, betont A. Gutzwiller (Verh. Baseler Nat. Ges. X. 1894. S. 628). Bourgeat nimmt aber auch eine allgemeine Hebung des Jura an (Bull. Soc. géol. de France (3) XX 1891/2 S. 268); er schliesst darauf aus der Drängung der Saône nach Westen sowie aus Unterschieden in der Höhenlage des Pliocäns der Region der Bresse. Auf letztere kommen wir später zurück.

An unsere obigen Ausführungen knüpfen sich eine Menge von Problemen, deren Verfolgung wir uns für spätere Zeit vorbehalten. Unsere Begehungen haben sich bisher — abgesehen von flüchtigen Rekognoszierungen — im wesentlichen auf den schweizerischen Jura beschränkt. Es gilt auch für andere Gebiete festzustellen, welche Dislokationen postmiocän und welche jungpliocän sind. Das Verhältnis des heutigen Thalsystems zur alten Rumpffläche und zu den sekundären Dislokationen ist weiter zu untersuchen, die Frage zu beantworten, ob nicht eine Reihe der Durchbruchthäler, wie z. B. das des Doubs durch die Montagne du Lomont, der Birs durch die Ketten des Berner Jura, antecedente Durchbrüche in Bezug auf die zweite Faltung sind u. a. m.

Das Entwässerungssystem der Alpen vor der jungpliocänen Hebung des Jura.

Das Flusssystem war in jener Zeit im Vorland der Alpen ganz anders angeordnet als heute: Die Entwässerung der Alpen erfolgte senkrecht zum Streichen des Gebirges über die Fussebene hinweg, der auch das Gebiet des Jura angehörte, bis in die Gegend der oberen Saône. Wo der Abfluss des Rheinthaales sich hinwandte, wissen wir zwar nicht; die Gewässer der Mittelschweiz aber — Reuss und Aare —, ebenso die Rhone richteten sich direkt nach Nordwesten über den eingeebneten Jura hinweg, wo wir im Sundgauer Schotter ihre Gerölle finden. Erst später nach der jungpliocänen Hebung des Jura hat die Walliser Rhone ihren Lauf nach Südwesten eingeschlagen, wo schon lange ein Fluss das Gebirge verlassen hatte; zugleich wurde die Aare nach Nordosten abgelenkt.

Die Pliocänzeit als Periode der Abtragung und der Dislokation.

So sehen wir im Bereich des Vorlandes der Schweizer Alpen zwei präglaciale Landoberflächen, die beide als Fussebene von den Alpen weg sich senken. Beide haben nach ihrer Entstehung Dislokationen erlitten. Die ältere, pliocäne ist gehoben und schief gestellt, zum Teil gefaltet worden; sie ist heute durch die Senke des Mittellandes von den Alpen getrennt. Die jüngere, präglaciale, die in den durch Hebung eines Teiles der alten Fussebene entstandenen Jura einschneidet, hat sich ebenfalls nachträglich eine schwache Schiefstellung gefallen lassen müssen, geht aber noch mehreren Orts bis unmittelbar an die Alpen heran, sich zu denselben emporhebend. Sie ist noch heute bestimmend für die grossen Züge des Flussnetzes: an ihrem tiefsten Punkt im

Norden, bei Koblenz, laufen die Wasser des Mittellandes aus alien Richtungen zusammen, während an ihrem tiefsten Punkt im Südwesten die Rhone das Mittelland verlässt.

Ganz ähnlich liegen die Dinge in einem Teile des deutschen Alpenvorlandes. Auch hier wird das Gebiet durch eine mutmassliche tektonische Linie in einen südlichen tieferen und einen nördlichen höheren Teil getrennt (S. 122). Die Oberfläche des südlichen Teiles ist die präglaciale Rumpffläche, deren Ausläufer wir einerseits in die Alpen hinein verfolgt haben, und die sich andererseits trichterförmig in den nördlichen höheren Teil hineinziehen. Penck fasst auch die Oberfläche des letzteren als Rumpffläche auf, wie er mir schreibt, und ist geneigt, mit ihr die mutmasslich pliocänen Schotter von Passau in Beziehung zu bringen.

III. Das Gebiet der Altmoränen des helvetischen Gletschers.

Schwierigkeit der Feststellung der Grenzen der Altmoränen. Geschichtliches. Erratische Grenze am Südostsaum des Jura zur Zeit der Altmoränen. Eintrittsthore des alpinen Eises in den Jura. Äussere Grenze der Altmoränen des helvetischen Gletschers. Grenze der Eisüberflutung am Ostende des Jura östlich der Passwangkette. Grenzen des in den Jura zwischen dem Passwang und dem Mont Tendre eingedrungenen helvetischen Gletschers. Grenzen der Altmoränen im Bereich der lokalen Juravergletscherung südwestlich von Salins. Zugehörigkeit der Altmoränen zur Riss-Eiszeit. Areal des grossen helvetischen Gletschers zur Riss-Eiszeit. Höhenlage des Gletschersaumes. Höhe des Eises am Südostsaum des Mittellandes. Gefälleverhältnisse des helvetischen Gletschers zur Riss-Eiszeit. Wahrscheinlicher Verlauf der Schneegrenze auf dem helvetischen Gletscher. Grössenverhältnis der Würm- und der Riss-Vergletscherung. Altmoränen des Gletscherrückzuges. Verbreitung des erratischen Materials im Bereich der Altmoränen nach seiner Herkunft. Hochterrassenschotter im Altmoränengebiet. Kleine Zungenbecken am Rhein und an der Aare.

Schwierigkeit der Feststellung der Grenzen der Altmoränen.

Einfach verlief die äussere Grenze der Altmoränen des Rheingletschers entlang des ungegliedert und sanft nach Südosten abfallenden schwäbischen Jura. Sie war dabei, wie auch weiter im Osten, meist unschwer festzustellen, weil im Bereich der Altmoränen diese, von den Niederterrassen abgesehen, an der Landoberfläche — freilich unter Lössbedeckung — die herrschende Ablagerung bilden. Anders beim helvetischen Gletscher: Er traf auf zwei reich durchthaltene Gebirge, den Schwarzwald und vor allem den Jura, und endigte im Gebirge, wo sein Saum entsprechend den wechselnden Höhen Unregelmässigkeiten aufweist. Die Moränenablagerungen treten dabei ganz zurück gegenüber den Gesteinen, die die grösseren Formen der Gebirgslandschaft aufbauen.

Vor allem haben die Altmoränen im Jura nach ihrer Ablagerung eine weit stärkere Denudation erfahren als die im Alpenvorland abgesetzten Altmoränen des Rhein- oder des Inn-gletschers. Auf stark geneigtem Boden abgelagert, waren sie weit mehr der Abspülung unterworfen als die auf flachem Grunde ausgebreiteten Moränen des Alpenvorlandes. Dazu kommt, dass die Juragletscher, die zur Zeit der Bildung der Altmoränen mit dem helvetischen Gletscher verschmolzen waren, zur Würm-Eiszeit von ihm getrennt blieben und auf demselben Boden, der den Untergrund der vereinigten jurassisch-helvetischen Eismassen gebildet hatte, rein jurassische Moränen aufbauten, dabei die älteren Eiszeitspuren verwischend. Insbesondere in den schmalen Thälern, in denen die äussersten zungenförmigen Ausläufer des grossen Gletschers lagen, finden sich fast keine Altmoränen mehr. So kommt es, dass dem helvetischen Gletscher eine selbständige wohlcharakterisierte Zone der Altmoränen fehlt.

Die vorhandenen Altmoränen entbehren dabei eines vorwiegend alpinen Charakters. Denn je mehr Eis aus dem Jura sich dem alpinen beimischte und je länger der Weg des alpinen Eises über jurassischen Boden geführt hatte, desto massenhafter gesellte sich zum alpinen Moränenmaterial jurassisches. Schliesslich dominiert das letztere und nur vereinzelte

alpine Blöcke geben Aufschluss darüber, dass auch alpines Eis hierher gelangte. So lässt sich die äusserste Grenze des in den Jura eingedrungenen alpinen Eises nur durch Verfolgen der z. T. sehr spärlichen alpinen Geschiebe in den Moränen feststellen, wobei nicht ausser acht zu lassen ist, dass kleinere Geschiebe, die als erratisch erscheinen, auch aus Resten des oben S. 479 geschilderten pliocänen Schotters stammen können. Die Grenze der zusammenhängenden Eisbedeckung aber muss an der Hand der jurassischen Altmoränen gezogen werden, deren Verlauf leider nur in grossen Zügen bekannt ist. Es bedarf in dem gebirgigen Gelände noch einer ganz detaillierten geologischen Aufnahme, um sie genauer festzulegen.

Geschichtliches.

Versuche, die äussersten Grenzen, bis zu denen alpines Eis vordrang, für die ganze Schweiz darzustellen, sind mehrfach gemacht worden. Das erste kartographische Bild gab Arnold Guyot in seiner Carte des bassins erratiques de la Suisse, die, gegen 1845 entworfen, im II. Band des „Système glaciaire“ von L. Agassiz erscheinen sollte, aber nie publiziert worden ist; eine handschriftliche Kopie besitzt die Neuenburger Naturforschende Gesellschaft (vgl. M. de Tribolet im Bull. Soc. des Sc. nat. de Neuchâtel XV, 1884/86 S. 9). — Arnold Escher von der Linth publizierte 1852 eine Blockkarte der Schweiz (Über die Gegend von Zürich in der letzten Periode der Vorwelt. Zwei geologische Vorträge, gehalten im März 1852). Auf Grund des vorhandenen Materials zeichnete 1876 Kinkelin seine Karte der Gletscher der Schweiz (Über die Eiszeit, Jahresber. der Senckenbergischen nat. Ges. 1875. Sonderabdruck Lindau 1876) sowie 1880 Falsan seine Karte des alten Bohnegletschers (in Falsan et Chantre, Monographie géol. des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône, Lyon). 1884 erschien A. Favre's Gletscherkarte, endlich 1896 A. Baltzers Kärtchen des Rhonegletschers (Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. XLVIII. 1896, Taf. 16 und Lief. XXX der Beiträge u. s. w., Bern 1896 Taf. XVII). Die Carte géologique internationale de l'Europe Bl. 31 enthält eine Darstellung des Verlaufes der inneren und äusseren Moränen der Schweiz, welche nach Mitteilungen von L. Du Pasquier und A. Penck gezeichnet ist.

Den Gegensatz zwischen der äusseren Moränenzone ohne deutliche Wallmoränen und der Region der Wallmoränen erkannte und betonte zuerst Guyot, besonders vom petrographischen Standpunkt (Bull. etc. Neuchâtel I. 1843/46. S. 9 u. 477). A. Favre stellte ihn dar, indem er hier Wälle einzeichnet, dort nicht, doch ohne darum zwei Eiszeiten anzunehmen, desgleichen Kinkelin, während 1896 A. Baltzer, wie 1886 auch der Verfasser (Brückner, Vergletscherung des Salzachgebietes, Wien, S. 147) in ihren Kärtchen die Wallmoränen und die äussere Moränenzone zwei verschiedenen Vergletscherungen zuschrieben.

Ein System der Glacialbildungen des Jura stellte L. Rollier auf (I. Suppl. zu Lief. VIII der Beiträge. Bern. 1893. S. 158), indem er ein Terrain protoglaciale, mésoglaciale und néoglaciale unterschied; später (Beiträge etc. (2) VIII Bern. 1898. S. 139) modifizierte er dieses System wieder. Unsere Einordnungen weichen wesentlich von den seinigen ab, schon da von ihm manches, was nicht glacial ist, zum Glacialen gestellt wird, wie z. B. Lehm und Schutt.

Erratische Grenze am Südostsaum des Jura zur Zeit der Altmoränen.

Angesichts der Schwierigkeiten, die sich der Bestimmung der äusseren Grenze der alpinen Altmoränen im Jura entgegenstellen, wollen wir zunächst die vertikale Verbreitung des Eises am Saum des Jura schildern; sie lässt sich gerade hier, wo sich der helvetische Gletscher an der südöstlichen Jurakette staut, verhältnismässig sicher festlegen. Wir werden dabei die Stellen kennen lernen, an denen alpines Eis in grösseren Massen in den Jura eindringen konnte.

An der südöstlichen Vorderkette des Jura finden sich vereinzelte erratische Blöcke hoch über der Region der Jungmoränen. Zum Teil verraten sie durch ihren Verwitterungsgrad ihr höheres Alter, wie die Blöcke auf dem Mont Damin; andere freilich sind frisch und unterscheiden sich nicht von den Blöcken der Jungmoränen. Da die erratischen Blöcke sich in dieser Höhe weit über der eiszeitlichen Schneegrenze stets

nur sporadisch und nicht in Moränenanhäufungen erhalten haben, so besitzen wir keine Gewähr dafür, dass sie uns den absolut höchsten Stand des Eises markieren; sie geben uns nur Minimalwerte, die freilich miteinander recht gut harmonieren, so dass ihnen eine grosse innere Wahrscheinlichkeit innewohnt. Die höchsten Vorkommnisse sind dabei immer die massgebenden; die tieferen dienen nur zur Kontrolle.

Ihre höchste Höhe — etwa 1450 m — erreicht die erratische Grenze dort, wo eine durch das untere Rhonethal gelegte und bis zum Jura verlängerte Gerade den Jura trifft, in der Nachbarschaft des Chasseron am Südennde des Neuenburger Sees. Von hier senkt sie sich nach Nordosten und nach Südwesten, wie nachfolgende Zusammenstellung lehrt. Darin sind die Höhenzahlen derjenigen erratischen Vorkommnisse, die etwas unter der oberen Grenze bleiben, eingeklammert. Das Gefälle wurde nur zwischen je zwei nicht eingeklammerten Zahlen berechnet. Mit Hilfe des gefundenen Gefälles wurde dann die wahrscheinliche Höhe der erratischen Grenze für die anderen Punkte interpoliert (Kolonne 4), um ein Urteil über die Beobachtungen zu gewinnen. Die Zahl der Beobachtungen ist nordöstlich vom Chasseron gross, so dass wir hier gut über die erratische Grenze orientiert sind, wie schon die Kleinheit der Abweichungen zeigt. Weit spärlicher sind die brauchbaren Bestimmungen gegen Südwesten hin; fast alle Erratika, die A. Favre's Karte für die Kette des Mont Tendre und des Mont Reculet verzeichnet, bleiben um mehrere hundert Meter unter der wahrscheinlichen Gletschergrenze, wie sich dieselbe nach den erratischen Blöcken auf dem Mont Salève ergibt.

| | Obere Grenze d. erratischen Materials | Entfernung | Gefälle | Interpolierte Höhe | Abweichung der Beobachtung |
|--------------------------------------|---|------------|---------|-----------------------|----------------------------------|
| Lägern bei Baden ^{a)} | 830 m | 18 km | | 800 m | — 65 m |
| Bei Schinznach ^{b)} | (735) " | | | | |
| Geissfluh NW. v. Aarau ^{c)} | 850 " | 11 " | 5 1/2 ‰ | 890 " | — 30 " |
| Flühberg bei Olten ^{d)} | (860) " | 8 " | | | |
| Bei Läufelfingen ^{e)} | 900 " | 1 " | | | |
| Bei Oensingen ^{f)} | 1010 " | 20 " | 5 1/4 ‰ | 1235 " | — 15 " |
| Montoz ^{g)} | (1220) " | 26 " | 4 3/4 ‰ | | |
| Chasseral ^{h)} | 1300 " | 14 " | 4 1/3 ‰ | 1440 " | — 125 " |
| Mont Damin ⁱ⁾ | 1400 " | 23 " | | | |
| Chasseron ^{k)} | 1450 " | 38 " | 1 1/2 ‰ | 1435 " | — 120 " |
| Aiguille de Beaulmes ^{e)} | (1315) " | 9 " | 1 ‰ | | |
| Mont Suchet ^{e)} | (1315) " | 7 " | | 2 1/3 ‰ | 1265 " |
| Mont Tendre ^{l)} | 1415 " | 22 " | | | |
| Mont Salève ^{m)} | 1310 " | 45 " | 3 ‰ | 1265 " | — 125 " |
| Grand Credo ^{e)} | (1140) " | 15 " | | | |
| Grand Colombier ⁿ⁾ | 1200 " | 22 " | | | |

a) Oppliger im Jahresbericht des aargauischen Lehrerseminars Wettingen f. 1891. S. 30. — b) Mösch, Aargauer Jura. Beiträge etc. IV. Bern. 1867. S. 248 f. — c) Mühlberg in Mitt. Aargauer Nat. Ges. I. Aarau (1879). S. 20. — d) Mühlberg, ebenda VI. Aarau. 1892. S. 213. — e) A. Favre's Karte. — f) L. Rollier, Beiträge etc. VIII. I. Suppl. Bern. 1893. S. 163. — g) A. a. O.; Seehöhe nach Siegfriedkarte korrigiert. — h) Rückseite des Berges. Rollier a. a. O. — i) Otz in Bull. Soc. des Sc. nat. de Neuchâtel X, 1874/76. S. 357. — k) A. Favre notiert auf seiner Karte als Grenze für den Chasseron 1352 m. Nach einer früheren Angabe von ihm (Recherches géol. dans les parties de la Savoie etc. voisines du Mont-Blanc. 1867. I. S. 114)

sollte sie in 1446 m Höhe liegen. Ich möchte diese ältere Zahl für die wahrscheinlichere halten; denn volle 39 km weiter nach Nordosten, schon seitwärts der Richtung der Axe des Rhonethales, beobachtete Otz auf dem Mont Damin in 1400 m einen Gneisblock und 33 km nach Südwesten Rychner in 1415 m am Mont Tendre erratische Blöcke; die erratische Grenze am Chasseron, der dem Anprall des Eises des Rhonegletschers weit mehr ausgesetzt war als Mont Damin und Mont Tendre, muss etwas höher erwartet werden als an diesen, etwa entsprechend der älteren Favreschen Angabe. Die Zahl 1352 ergibt auch für die Gletscheroberfläche ganz unmögliche Gefällsverhältnisse. — l) Angabe des Ingenieurs L. Rychner auf Blatt 299 des Siegfriedatlas (1894), nördlich von Bière. — m) Der M. Salève liegt zwar südlich von Genf; doch darf seine erratische Grenze mit grosser Annäherung auf die Jurakette im Westen übertragen werden, da der Abstand nur 20 km beträgt und ein Gefälle des Eises nach Nordwesten fehlte. Lässt man den Mont Salève fort, so erhält man durch Interpolation zwischen M. Tendre und Grand Colombier für die dem Salève gegenüber liegenden Juraketten 1300 m und, wenn man berücksichtigt, dass das Eisgefälle im Mittelland kleiner als im Jura gewesen sein muss, 1310 m, was der nach Favre gegebenen Grenze am Salève entspricht. — n) Benoit im Bull. Soc. géol. de France (2) XV. 1858. S. 335.

Eintrittsthore des alpinen Eises in den Jura.

Zeichnet man den Verlauf der erratischen Grenze in ein Längsprofil der vorderen Jurakette ein, so zeigen sich sofort die Stellen, an denen ein Eindringen von alpinen Eismassen in den Jura möglich war.

Als eine gewaltige Mauer stellt sich in der Nachbarschaft des Genfersees der Rücken des Mont Reculet, der Dôle und des Mont Tendre dar, vom Fort de l'Ecluse, wo die Rhone in den Jura eintritt, bis zur Einsattlung bei Vallorbe eine Erstreckung von 67 km messend. Nur ein einziger Pass, der von St. Cergue, senkt sich in einer Maximalbreite von 2 km und einer grössten Tiefe von 100 m unter die erratische Grenze herab. Alpines Eis drang hier, wenn auch in verschwindender Menge, in den Jura ein, wie die wenigen erratischen Urgebirgsgeschiebe zeigen, die bei les Rousses, bei Valfin, bei Leschère und auf der Billaude gefunden worden sind.¹⁾ Der Col de la Faucille (1323 m) weiter im Süden lag genau in der Höhe der Gletscheroberfläche und wurde daher wohl nicht überschritten.

Weiter nach Nordosten bot sich dem Eise eine zwar nicht tiefe — die mittlere Tiefe beträgt nur 125 m, die maximale 350 m — dafür aber 21 km breite Lücke von insgesamt 2,5 qkm Fläche zwischen dem nordöstlichen Ausläufer des Mont Tendre und dem Chasseron — die Lücke von Vallorbe. Nur einige Gipfel, der Mont d'Or, der Mont Suchet, die Aiguille de Beaulmes, erhoben sich als Nunataker über das Eis.

Ein Überfließen fand in 12 km Breite mit einer Maximalmächtigkeit von 200 m und einer mittleren von noch nicht 100 m zwischen Chasseron und Creux du Van statt, ein reichlicheres zwischen Creux du Van und Tête de Ran im Thal der Areuse, ein geringes zwischen Tête de Ran und Mont Damin, sowie zwischen dem letzteren und dem Chasseral. Am Nordostende der Chasseralkette drang Eis im Thal der Schüss in einer Breite von 6 km und einer mittleren Tiefe von ca. 200—300 m in den Jura ein. Weiterhin stellen der Montoz und die Weissensteinkette einen unüberstiegenen, an seiner tiefsten Einsattlung gerade noch erreichten Kamm von 35 km Länge dar.

Noch weiter nach Nordosten sinken die Höhen des Jura rasch herab, so dass nur noch einzelne Gipfel als Nunataker aus der Eismasse emportauchten, so der Bölchen, der Wiesenberg, die Wasserfluh. Östlich des Passes der Staffelegg, genau nördlich von

1) Bourgeat, Bull. Soc. géol. (3) XXIII. 1895. S. 416; XXVII. 1899. S. 443. Machaček hat hiernach mit Unrecht das Eindringen des Eises bezweifelt (Mitt. Berner Nat. Ges. 1901. S. 31)

Aarau, wurde der ganze Jura von Eis überflutet, mit Ausnahme der Lägern, die einen 30—40 m hohen Nunatak bildete.

Äussere Grenze der Altmoränen des helvetischen Gletschers.

Der Verlauf der äusseren Grenze der alpinen Altmoränen im Jura steht in engster Beziehung zu den soeben geschilderten Thoren, durch die Eis in den Jura eindrang. Wo solche Thore sich öffnen, biegt die Grenze weit nach Norden resp. Nordwesten aus; wo dagegen die Vorderketten des Jura geschlossen über das Eis emporrugten und ein Eindringen in den Jura hinderten, weicht die Grenze nach Süden zurück.

Es lassen sich im Jura von Osten nach Westen drei Gebiete unterscheiden, die sich ganz verschieden zum helvetischen Gletscher verhielten: im Osten, vom Randen (vergl. S. 409) bis zum Passwang, haben wir ein über 70 km breites Gebiet vollständiger Überflutung durch alpines Eis, das nicht durch Juragletscher gespeist ward. Es folgt ein Gebiet, wo alpines Eis durch Lücken in Form eines Eisstromnetzes mehr oder minder tief in den Jura eindrang und dabei von lokalen Juragletschern vermehrt wurde. Endlich südwestlich der durch den Mont Tendre begrenzten Lücke von Vallorbe drang so gut wie gar kein alpines Eis in den Jura und dieser war fast ausschliesslich der Schauplatz einer grossen lokalen Vergletscherung.

In rohen Zügen kann man als äusserste Grenze, bis zu der das alpine und das mit ihm vereinigte jurassische Eis vordrang, eine leicht gekrümmte Linie bezeichnen, die innerhalb des Jura vom Thale des Surand und Ain östlich von Bourg über Lons-le-Saunier und Ornans (südlich von Besançon) nach Rheinfelden östlich von Basel gezogen wird¹⁾ und von hier den Abfall des Schwarzwaldes bis zum Wutachthale begleitet. Freilich zeigt die wirkliche Grenze im einzelnen hiervon Abweichungen, da das Eis an sehr vielen Stellen nicht an jene Linie heranreichte.

Grenze der Eisüberflutung am Ostende des Jura östlich der Passwangkette.

Genau liess sich die Grenze der Altmoränen des helvetischen Gletschers am Abfall des Schwarzwaldes in der Gegend von Laufenburg festlegen (vergl. die Karte S. 497). Nördlich der Mündung des Alpthales sind die Höhen des Schwarzwaldes bei Birndorf und Birkingen vielfach mit z. T. mächtigem alpinem Material bedeckt, das bald als Blaukies, bald als feiner Sand erscheint. Die Schottermoränen zeigen z. T. auch äusserlich deutliche Moränenform, während die sandige Facies mehr isolierte Hügel zusammensetzt. Die obere Grenze verläuft hier haarscharf in 540 m Höhe, bei Rotzel, weiter rheinwärts genau nördlich von Laufenburg, wie schon Gutzwiller feststellte²⁾, in etwa 500 m.

Du Pasquier giebt auf seiner Karte I bei Birndorf und Rotzel Deckenschotter statt Moräne an (vgl. S. 452); Walter (Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich. XLVI. 1901) folgt ihm darin. An dem Wege von Birndorf nach dem Schründel erscheint allerdings bei 500 m etwas Nagelfluh, die ich jedoch für verfestigte Moräne halte. Bei Laufenburg selbst zeigt sich alpine Moräne an zahlreichen Punkten, meist in sehr sandiger Facies oder als stark gewaschene Schottermoräne, doch mit gekritzten Geschieben, so in der Kiesgrube bei Punkt 376 der Siegfriedkarte Blatt 20, westlich von Laufenburg; darin fanden sich auch drei Geschiebe einer alten löcherigen Nagelfluh. Bei Kleinlaufenburg war 1900 durch den Bau einer Wasserleitung gelbliche Grundmoräne, sehr schlammig mit zahlreichen gekritzten Alpealken über Gneis erschlossen. Alle Moränen bei Murg und Laufenburg verzeichnet Du Pasquier als Hochterrassenschotter, ebenso Walter.

1) Vergl. die Karte der helvetisch-rhodanischen Vergletscherung im nächsten Kapitel.

2) Verh. Baseler nat. Ges. X. 1895. S. 665.

Im Rheinthal selbst treten Moränen in 350 m Höhe auf dem Mölinerfeld östlich von Rheinfelden auf; sie bilden hier eine verwaschene und durch Lössbedeckung etwas verschleierte Moränenlandschaft mit nur spärlichen Aufschlüssen. Zwei Endmoränenwälle lassen sich erkennen, die in der Mitte des Thales etwa 1½ km voneinander entfernt sind und gegen Süden konvergieren. Sie markieren deutlich eine im Rheinthal liegende Gletscherzunge. Mit derselben berührte sich die Zunge des vom Schwarzwald herabsteigenden Wehragletschers und zwar so innig, dass in die Moränen des alpinen Gletschers unzählige Schwarzwaldgesteine gelangten. So weist der beste Aufschluss der Gegend, zwischen Zeiningen und Ober-Wallbach beim Punkte 380 der Siegfriedkarte (Blatt 18), zu einem grossen Teil Schwarzwaldblöcke auf.

Der äussere Wall zieht vom Steinackerfeld nordöstlich von Zeiningen über die Höhe „Hinter Bünthen“ bei den „Kirschbäumen“ vorbei gegen den Neunzehnberg, sich dabei von 385 auf 345 m senkend. Der zweite löst sich beim „Hinter Bünthen“ vom ersten ab und geht, sich weit stärker krümmend, über die „vier Linden“ und den „Hubel“ in der Richtung zur Brunnhalde, Wallbach gegenüber. Er gehört einem etwas kleineren Gletscherstande an. Zwischen beiden Wällen dehnt sich die weite lössbedeckte ebene Fläche des Forstzelgli und des Oberforstes, aufgebaut von Glacial-schottern des zweiten Walles; ebenso erscheinen die Geröllmassen des westlichen Teiles des Möliner Feldes als Verschwemmungsprodukt des äusseren Walles.

Das Auftreten von Moränen auf dem Möliner Feld ist zuerst von Gutzwiller festgestellt worden (Verh. Baseler Nat. Ges. X. 1895. S. 573); A. Favre (1884) und DuPasquier (1891) kennen sie noch nicht. Doch zeichnet sie A. Penck nach schriftlichen Angaben des letzteren in der Carte géologique internationale de l'Europe Bl. 31, allerdings ihre Grenzen etwas zu weit nach Westen verlegend. 1889 beobachtete C. Schmidt (XXV. Versamml. des oberrhein. Geol. Vereins zu Basel) die Endmoränen des Wehragletschers, die er, wie später auch Gutzwiller (a. a. O. S. 594), der jüngsten Eiszeit zuschrieb, während Steinmann und DuPasquier dieselben 1892 mit Recht in die vorletzte versetzten (Archives des Sc. phys. et nat. (3) XXVII. S. 223).

Vom Möliner Feld zieht die Grenze der Altmoränen südlich von Zeiningen und über die hier bis 550 und 650 m emporragenden Höhen des Tafeljura, bei Wintersingen und Heuberg vorbei, gegen Liestal. Hier im Ergolzthal lag in 350 m Höhe eine Gletscherzunge, deren Ende zwischen Liestal und Frenkendorf gesucht werden muss und deren Moränen mehrfach schlecht aufgeschlossen sind. Von Liestal schlingt sich die Grenze südwärts gegen den Blomd bei Lupsingen und zum Ebnet (560 m), 1 km westlich von Ziefen, und hierauf immer ansteigend südwärts gegen die hohen Ketten des Reidberges (1061 m) und des Passwang (1207 m), die als Pfeiler das Ufer der bis ca. 900 m reichenden Eisüberflutung des nordöstlichen Jura markieren. Kleine Zungen mögen über den einen oder den anderen Pass in die Thäler westlich der Wasserscheide herabgegangen haben. Doch drang das Eis nicht weit nach Westen und Nordwesten vor; denn das Gempfenplateau zwischen dem Ergolz- und dem Birsthal, wie das weite Becken von Laufen an der Birs ganz in der Nachbarschaft sind völlig frei von erratischem Material.

Wir zählen die wichtigsten Beobachtungen von Moränen bzw. erratischen Vorkommnissen, die zur Ziehung der Grenze benutzt wurden, und von denen wir die mit * versehenen kontrollierten, kurz auf: Mühlberg in Mitt. Aarg. Naturf. Ges. I. 1878. S. 25 (*Zeiningen); VI. 1892. S. 219 (Wintersingen und Schward, bei Mühlberg Schward geschrieben); derselbe in Verh. Baseler Nat. Ges. X. 1895. S. 342 (*Ziefen, Eisfreiheit des Gempfenplateaus); derselbe in Eclogae geol. Helvetiae VII. 1902. S. 188 (*Magdener Thal bei Zeiningen); Gutzwiller, Verh. Baseler Nat. Ges. X. 1895. S. 597 (*Liestal und Umgebung); von Huene, ebenda XII. 1900. S. 372 (*Liestal); Strübin, ebenda XIII. 1902. S. 475 (*Liestal); Albert Müller, ebenda V. 1869. S. 249 (Schloss Wildenstein unweit Ziefen); L. Rollier, Lief. XXXVIII der Beiträge u. s. w. Bern 1898. S. 139 (Eisfreiheit des Beckens von Laufen).

Jenseits der gezogenen Grenze sind zuverlässige Gletscherspuren nicht bekannt. Vereinzelte Quarzgerölle und quarzreiche Urgebirgsgerölle sind zwar gefunden worden, dürften aber nicht glacial sein, wie A. Müller (ä. a. O.) annehmen will, sondern dem pliocänen Sundgauer Schotter entstammen. Insbesondere liegen keine Anhaltspunkte vor, das Ende des helvetischen Gletschers bei oder unterhalb Basel in der ober-rheinischen Tiefebene zu suchen. Die Moränen des Möliner Feldes und von Liestal müssen heute als die äussersten Altmoränen gelten.

Damit soll nicht gesagt sein, dass nicht vielleicht die Gletscherzunge im Ergoltzthal 1—2 km über Liestal und die hier gefundenen Moränen hinausgereicht haben kann; die Höhenlage der Moränen auf dem Schwarzwald macht dies vielleicht wahrscheinlich. Für eine weitere Erstreckung liegen jedoch keine Gründe vor.

Im Boden von Basel selbst, volle 16 km unterhalb der Moränen von Mölin, 12 km unterhalb der von Liestal, hat Albert Müller einzelne erratische Blöcke gefunden, so einen grossen Alpenkalk, dann verschiedene Schwarzwaldblöcke (vgl. S. 465). Er schliesst daraus auf eine Ausdehnung des helvetischen Gletschers bis Basel (Verh. Baseler Naturf. Ges. V. 1869. S. 250). Ihm folgte Kinkelin (Über die Eiszeit. Zwei Vorträge. Lindau 1876, Karte), sowie Mühlberg (Boden von Aarau. Aarau 1896. S. 46), desgleichen Falsan (Falsan et Chantre: Étude sur les anciens glaciers etc. du bassin du Rhône. Bd. II. Lyon 1880. Karte S. 110). Ich glaube nicht, dass diese Schlüsse berechtigt sind: Jene Blöcke befinden sich nämlich inmitten der Niederterrassenschotter. Die Vergletscherung, bei der diese Schotter entstanden, hatte ihr Ende unzweifelhaft im schweizerischen Mittelland. Die Blöcke können daher nicht vom Gletscher hierher getragen sein. Sie müssten sonach einer älteren Eiszeit angehören und wären dann an sekundärer Lagerstätte. Man könnte an eine Auswaschung aus älteren Moränen im Rheinthal denken, wie wir das für die grossen Blöcke im Niederterrassenschotter bei Mölin darthaten (S. 465). Allein solange Moränen in der Nachbarschaft von Basel nicht nachgewiesen sind, möchte ich doch lieber einen Transport durch schwimmendes Eis im Rhein selbst annehmen, ähnlich wie es für einen in den Mosbacher Sanden unweit Wiesbaden gefundenen 12—15 cbdm grossen Block von alpinem Nummulitenkalk von F. Kinkelin angenommen wird (Zeitschr. Deutsche geolog. Ges. LIII. 1901. S. 41).

Grenze des in den Jura zwischen dem Passwang und dem Mont Tendre eingedrungenen helvetischen Gletschers.

Westlich der Linie Passwang — Ost-Ende der Weissensteinkette treffen wir nicht mehr auf eine allgemeine Eisüberflutung, sondern auf ein Eisstromnetz, das zwischen den südöstlichen Ketten des Jura sich erstreckte und erst weiter nach Nordwesten im Bereich des plateauförmigen Faltenjura zu einer zusammenhängenden Eisfläche verschmolz. Da die Weissensteinkette dem Eis auf eine Strecke von 35 km den Eintritt in den Jura wehrte (siehe S. 484) und von ihm im Osten und Westen umgangen werden musste, so zieht sich hier die Gletschergrenze gegen die Vorketten zurück. Vom Passwang westwärts bilden die Hohe Winde, der Mont Raimeux und der Mont Moron ungefähr die Nordgrenze der zusammenhängenden Vereisung. Nur durch die Clusen der hochragenden Juraketten erstreckten sich alpine Gletscherzungen nach Norden, so durch die Cluse von Münster und Roches bis zum Eingang ins Becken von Delsberg bei Courrendlin (500 m), wo zahlreiche alpine Blöcke abgelagert wurden, ebenso wahrscheinlich zwischen den Ausläufern der Hohen Winde und dem Mont Raimeux im Thal von Vermes, wo J. B. Greppin erratische alpine Blöcke beobachtete. Das Becken von Delsberg selbst ist eisfrei geblieben.

Westlich der grossen Weissensteinkette biegt die Gletschergrenze wieder nach Norden aus unter dem Einfluss der hier ziemlich zahlreichen Breschen in der Südostkette des Jura. Im Bereich des westlichen Berner und des Neuenburger Jura verläuft sie auf den weiten Hochflächen des plateauförmigen Faltenjura; gerade hier lässt ihre

Bestimmung viel zu wünschen übrig. Die äussersten Punkte, an denen alpine erratische Blöcke beobachtet wurden, sind die Umgebung des Klosters Belleley (940 m) in den Freibergen des Berner Jura, die Gegend von Maiche (800 m) nördlich vom Doubs auf französischem Boden, die von Bonnetage (900 m) nördlich von le Russey und die Umgebung von Morteau (900 m). Das Thal des Desoubre ist wohl nie von alpinem Eise überschritten und nur in der Nähe von Maiche erreicht worden. Fernerhin bilden der Mont Repentir (1052 m), die Höhen nördlich Morteau (1165 m) und der Mont Chaumont (1120 m) die Nordgrenze. Weiter westlich aber bog sich dieselbe noch mehr nach Nordwesten aus: Die plateauförmige Hochfläche zwischen Pontarlier, Ornans und Salins war mit einem durch jurassische Zuflüsse erheblich genährten Ausläufer des alpinen Eises bedeckt; einzelne Zungen stiegen in die von Norden eingeschnittenen Thäler herab, so in das Thal der Loue bis Ornans (350 m).

Auch hier können wir die Beobachtungen, nach denen die Festlegung der Gletschergrenze erfolgte, nur kurz zitieren. Wir müssen dabei ausdrücklich bemerken, dass wir die Verantwortung für die Festlegung der Gletscherenden bei Ornans und Salins den französischen Forschern überlassen. Für das Gebiet nördlich der Weissensteinkette vergleiche J. B. Greppin: *Notes géologiques sur les terrains modernes, quaternaires et tertiaires du Jura bernois*. Neue Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. XIV. 1855. S. 10 (Courrendlin, Vermes). Ein kleiner alpiner Block, den Greppin im Kies der Thalausfüllung bei Courroux am Nordende des Beckens von Delsberg fand, mag durch fliessendes Wasser oder auch durch Eisschollen verschleppt worden sein; jedenfalls betont Greppin ausdrücklich, dass die das Becken von Delsberg nördlich begrenzenden Ketten von erratischen Blöcken nicht überschritten wurden (S. 12). L. Rollier: *Suppl. I zu Lief. VIII der Beiträge*. Bern 1893. S. 161 (Courrendlin u. s. w.); derselbe: *Beiträge (2) VIII 1898*. S. 139 (Eisfreiheit der Becken von Delsberg und Pruntrut). — Mühlberg schliesst allerdings auf eine Vergletscherung des Beckens von Delsberg, da er auf dem Matzendorfer Stierenberg (unweit der Hohen Winde) alpine Geschiebe in 990—1000 m fand (*Verh. d. Baseler Nat. Ges. X. 1895*. S. 341). Da er aber ausdrücklich von Geschieben und nicht von Blöcken spricht, so scheint mir der glaciale Ursprung nicht sicher und eine Abstammung aus dem Pliocän nicht unmöglich.

Für den übrigen Berner und den Neuenburger Jura vergleiche: Jaccard im *Bull. Soc. des Sc. nat. de Nenchâtel*. X. S. 266; XX. S. 132. Rollier I. *Suppl. etc.* S. 161; ferner A. Favre's Gletscherkarte, der wir hier z. T. folgen; Nicolet in *Verh. Schweiz. Naturf. Ges. Jahresversammlung 1855 zu Chaux-de-Fonds*. S. 20. Für das französische Gebiet, besonders die Umgebung von Pontarlier, Benoît: *Expansion des glaciers alpins dans le Jura central par Pontarlier*. *Bull. Soc. géol. de France (3) V. 1877*. S. 61 mit Karte der Gletscherwege. Die *Carte géologique détaillée de France 1:80000* Blatt Ornans und Blatt Pontarlier giebt ebenfalls Moränen an, doch ohne alpine und jurassische Moränen zu scheiden; die Einzeichnungen finden sich alle innerhalb der von uns angegebenen Grenzen. Manche der alpinen Geschiebe entstammen übrigens den pliocänen Schottern, wie sicher die bei Besançon und die bei Pagnoz und Mouchard unweit Salins (vergl. Benoît a. a. O. S. 72), vielleicht aber auch die auf dem Mont Poupet bei Salins (vergl. Vézian im *Bull. Club alpin français 1876* und Choffat bei Benoît a. a. O. S. 71). Immerhin dürfte der Gletscher bis Salins gereicht haben, da J. Marcou an der Strasse von hier nach Pontarlier in 340 m auf Fels einen Schlift beobachtete, den er als Gletscherschliff deutete (*Bull. Soc. géol. de France (2) XXVIII. 1870/2*. S. 59).

Weit über die von uns gezogenen Grenzen hinaus zeichnet A. Favre im Bereich des nord-westlichen Jura eine flächenhafte, rein jurassische Vergletscherung bis zum Doubs bei Besançon und bis über die Montagnes du Lomont, bis Delle und Basel. *Erratiques Material*, von Quarziten der pliocänen Schotter abgesehen, fehlt hier völlig, wie auch Boyer betont (*Mém. Soc. d'Émulation du Doubs 1885*. S. 445), der im übrigen Favre's Ansicht teilt; es fehlen aber auch jegliche Spuren einer ausgedehnten lokalen Vergletscherung. In der That sind die Höhen für eine solche zu gering (Lomont 834 m; weiter im Osten bei St. Ursanne und Delsberg einzelne Höhenpunkte zwischen 900 und 1000 m). Nur ganz kleine lokale Gletscher können in den Bergen existiert haben.

Grenze der Altmoränen im Bereich der lokalen Juravergletscherung südwestlich von Salins.

Bis in die Gegend von Salins treffen wir in den Resten der Altmoränen alpines Material, wenn auch das jurassische ausserordentlich überwiegt. Südwärts gelangen wir in ein Gebiet, in dem fast ausschliesslich mächtige lokale, von den hohen Juraketten gespeiste Gletscher entwickelt waren. Der grösste Teil dieser Region ist stets frei von alpinem Eis geblieben, dank der hochragenden Kette des Mont Tendre und Mont Reculet, die das Eis des helvetischen Gletschers abhielten und nur am Pass von St. Cergue ein ganz geringes Überfliessen gestatteten. Dagegen drang von Süden her Eis des Rhonegletschers, das die hohen Ketten des Jura südwestlich von Genf umgangen hatte (siehe nächstes Kapitel), in die westlichen Längsthäler des Jura ein; es staute die Juragletscher, so dass diese nach Westen hin über die Höhen einen Ausweg suchten.

Das von Marcel Bertrand aufgenommene Blatt Lons-le-Saunier der Carte géologique détaillée verzeichnet die Moränen dieser Juragletscher zwischen Salins, Poligny, Domblans und Lons-le-Saunier bis an den Westabfall des Jura in 200—300 m Höhe; doch wird diese Darstellung nicht durch eine genaue Beschreibung der fraglichen Ablagerungen erläutert.

Die Moränenablagerungen des Jura-Abfalles wurden seither erwähnt von Delebecque (Phénomènes glaciaires du Jura. C.-R. des collob. 1898. Bull. serv. carte géol. 69 Bd. X S. 128) und von Bourgeat (Quelques points nouveaux de géologie jurassienne. Bull. Soc. géol. (3) XXVII, 1899. S. 445). Letzterer bemerkt, dass sie bei Domblans von mächtigen Verwitterungstthonen mit Hornstein bedeckt sind, was auf Altmoränen weisen würde. Gletscherschliffe hat schon viel früher J. Marcou bei Lons-le-Saunier beobachtet (a. a. O.). Weitere Hinweise auf die grossen Juragletscher finden wir nicht in der langen „Liste des principales publications relatives au Jura français“, die anlässlich der ausserordentlichen Versammlung der französischen geologischen Gesellschaft 1885 in deren Bulletin (3) XIII S. 652—667 veröffentlicht worden ist. Kommt es uns zwar auch nicht unmöglich vor, dass sich die Juragletscher zu einer älteren Eiszeit in den Einschnitten bei den genannten Orten von der Höhe des 600 m hohen Plateaus bis an dessen Fuss herabzogen, so hegen wir doch Zweifel, ob sich je Gletscher an den Abfall des Plateaus selbst legten, wie das nach der Darstellung der genannten Karte der Fall gewesen sein müsste. Viel kleiner war die Ausdehnung der Juragletscher zur letzten Eiszeit. Nach Delebecque haben sie die Chaine de Leutte nicht überschritten und reichten nur bis in die Combe de l'Ain, wo wir bei Crotenay die Jung-Endmoräne des Aingletschers, weiter südwärts im mittleren Thal des Ain, je am Ausgang von Querthälern, die Jung-Endmoränen anderer vom Jura herabsteigender Gletscher treffen (Bull. Serv. de la Carte géol. de la France VIII Nr. 53 (1895) S. 197; X Nr. 69 (1898); XI Nr. 73 (1900) S. 128). Weit grösser müssen diese Gletscher zur Zeit der Altmoränen gewesen sein.

Zugehörigkeit der Altmoränen zur Riss-Eiszeit.

Wie S. 450 erwähnt, treten sowohl bei Mölin am Rhein, wie auch bei Liestal an der Ergolz die Alt-Endmoränen mit Hochterrassenschotter in Verknüpfung. Die Altmoränen gehören hier der Riss-Vergletscherung an, die somit an dieser Stelle am weitesten vordrang. Die sogenannte grosse Eiszeit der schweizerischen Geologen entspricht also unserer Riss-Eiszeit. Ob die Grenze der Altmoränen, wie wir sie oben gezogen haben, auch in den übrigen Teilen unseres Gebietes der Riss-Vergletscherung angehört, oder ob an anderen Stellen die Mindel-Vergletscherung weiter vordrang, muss unentschieden bleiben, da ein Konnex mit bestimmten Schotterhorizonten hier nicht beobachtet worden ist.

Areal des grossen helvetischen Gletschers zur Riss-Eiszeit.

Um das Areal des grossen helvetischen Gletschers zu bestimmen, grenzen wir ihn gegen den Rheingletscher, mit dem er mehrfach zusammengeschweisst war, entlang der Wasserscheide von den Kurfürsten am Walensee bis Eglisau am Rhein ab; wir verhehlen uns dabei nicht, dass die Grenze im Gebirge willkürlich ist, da dem Linthgletscher

aus dem Rheinthal ein bedeutender Zufluss zukam. Ferner scheiden wir die selbständigen Juragletscher südlich der Linie Vallorbe-Salins und westlich des Jurakammes Vallorbe-Bellegarde aus und schneiden den südwärts mit dem Iseregletscher verschmelzenden Arm des Gletschers entlang einer von Bellegarde zum Salève gezogenen Linie ab. Der dieserart begrenzte grosse helvetische Gletscher bedeckte ein Areal von rund 32 000 qkm. Davon entfielen 17 000 qkm auf die Alpen, 11 000 qkm auf das Mittelland und 4000 qkm auf den Jura. Die Nunataker sind in diesen Zahlen mit enthalten, ebenso wie die schroffen eisfreien Felswände des Hochgebirges. Der ausseralpine Teil dieses Areals (15000 qkm) ist erheblich grösser als der irgend eines zweiten eiszeitlichen Gletschers.

Höhenlage des Gletschersaums.

Überaus verschieden ist die Höhenlage des Gletschersaums. Schen wir von den kleinen Gletscherzungen ab, so finden wir denselben am Schwarzwald in 500—540 m, auf dem Tafeljura zwischen 500 und 700 m, an den Ketten des Passwang, des M. Raimoux und M. Moron in 800—900 m, auf der Hochfläche der Freiberge und nördlich vom Doubs bei 770—950 m, am Mont Chaumont südlich von Pontarlier nicht weit unter 1000 m, zwischen Ornans und Salins in 500—600 m. Die einzelnen Zungen, die zum Teil nach Art der Zungen der heutigen skandinavischen Gletscher von den weiten Hochflächen in die Täler herabgingen, reichten am Rhein bei Mölin bis 350 m herab, ebenso hoch an der Ergolz bei Liestal, bis 500 m bei Courrendlin, bis 350 m bei Ornans.

Höhe des Eises am Südostsaum des Mittellandes.

Das ganze Gebiet des schweizerischen Mittellandes war von Eis erfüllt, das an manchen Stellen auch am Nordwestsaum der Voralpen Spuren weit über dem Niveau der Jungmoränen hinterlassen hat; es stand hier im südlichen Theil etwa 100—200 m höher als am Jura, am Ausgang des Rhonethales bei 1600 m, weiter nordöstlich ungefähr in 1340 m, fast ebenso hoch am Ausgang des Linththales.

Unweit des Ausganges des Rhonethales aus den Alpen möchte ich den Kohlensandsteinblock in 1620 m Höhe auf Champ Perrenaz bei Monthey (Baltzer in Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. XLVIII 1895 S. 635 [nach Lugeon]) hierher rechnen, da er fast 200 m über den benachbarten erratischen Blöcken liegt. — Erratische Rhoneblöcke gehen unweit des Gurnigel südlich von Bern ausserhalb des Bereiches der Würm-Vergletscherung bis 1340 m (Gillière in Beiträge XVIII. Bern 1885. S. 250, 432). Fast ebenso hoch (1300 m) hat Antennen im Bereich des Emmenthales unweit des Napf südöstlich von Eggwil stark verwitterte erratische Blöcke über der Grenze der Jungmoränen verfolgt (Mitt. Berner Nat.-Ges. 1901). Am Ausgang des Linththales finden sich erratische Kalksteinblöcke auf dem Regelstein (1300 m) (Gutzwiller, Beiträge u. s. w. Lief. XIV Bern 1877. S. 126); ob sie den Altmoränen angehören, lässt sich nicht entscheiden.

Gefällsverhältnisse des helvetischen Gletschers zur Riss-Eiszeit.

Die ungeheure Eismasse besass im Mittelland ein ganz verschwindendes Gefälle. Es betrug von den Alpen zum Jura auf der Linie Rhonethal—Chasseron nur $2\frac{1}{2}$ ‰, auf der Linie Langnau im Emmenthal—Weissenstein $3\frac{1}{2}$ ‰, auf derjenigen Uz nach—Lägern $7\frac{1}{2}$ ‰. Noch kleiner war das Gefälle entlang der Jurakette (s. Tabelle S. 483). Am kleinsten — nur $1—1\frac{1}{3}$ ‰ — in der Nachbarschaft der in der Stossrichtung des Rhonethales gelegenen Juraketten, steigerte es sich einerseits beim Eintritt des Gletschers in den Jura bei Bellegarde auf 3 ‰, andererseits nach Nordosten zu (bis $5\frac{1}{2}$ ‰). Das grösste Gefälle, das überhaupt im Mittelland vorkam, betrug also in Winkelmass ausgedrückt noch nicht $\frac{1}{2}$ ‰. Derartige Neigungen sind für das Auge

nicht mehr wahrnehmbar; der helvetische Gletscher stellte sich also als eine riesige ebene, für das Auge horizontale Fläche dar.

So kleine Gefälle haben wir bisher an quartären Gletschern der Alpen nicht kennen gelernt. Nur das Gefälle des Eises im Längsthal des Inn oberhalb Innsbruck (S. 269) kann damit verglichen werden. In der That besteht eine gewisse Analogie: wie im Innthal sich die von den Gletscherzentren der Gneisalpen im Süden hervorquellenden Eismassen stauten, so stauten sich im schweizerischen Mittelland die alpinen Eismassen. Wie sich jene über Pässe hinweg in die Kalkalpen ergossen, so diese in den Jura.

Im Bereich des Jura, der geradezu die Rolle eines Wehrs spielte, hatte das Eis ein bedeutend steileres Gefälle, wie nachfolgende Tabelle zeigt; in derselben sind die schmalen Gletscherzungen, die in die Thäler herabgingen, nicht berücksichtigt.

Gefälle der Gletscheroberfläche im Jura.

| | Entfernung | Gefälle | | Entfernung | Gefälle |
|--------------------------|------------|---------|--------------------------|------------|---------|
| St. Cergue — Salins . . | 60 km | 15 ‰ | Läufelfingen—Sissach . . | 13 km | 25 ‰ |
| Vallorbe — Ornans . . | 44 „ | 20 „ | Aarau — Mölin | 13 „ | 25 „ |
| Mont Damin — Maiche . . | 20 „ | 30 „ | Wasserfluh — Mölin . . | 18 „ | 30 „ |
| Chasseral — Belleley . . | 17 „ | 30 „ | Schinznach — Laufenburg | 16 „ | 20 „ |
| Balsthal — Sissach . . . | 16 „ | 25 „ | Lägern — Laufenburg . . | 16 „ | 20 „ |

Im Mittel erhält man als Gefälle des Eises im Jura von SO nach NW 24 ‰. Das ist etwa doppelt so gross, als wir es bei den grossen Gletscherfächern der Ostalpen kennen gelernt haben (siehe S. 133). Der Grund hierfür dürfte in dem grossen Widerstand liegen, den die quer zur Gletscherbewegung gestellten Juraketten der letzteren boten. Zur Überwindung dieses Widerstandes bedurfte es eines sehr viel grösseren Gefälles, als auf dem flachen Gelände im nördlichen Vorland der Ostalpen. Diese Notwendigkeit eines grossen Gefälles wirkte wiederum stauend auf die Eismassen im Mittelland, verminderte also hier den Fall.

Weit steiler noch ist die Neigung in unmittelbarer Nähe des Gletschersaumes, besonders im Bereich der Zungen. Die Eisoberfläche senkte sich z. B. von Vallorbe (1430 m) bis Pontarlier (1240 m nach A. Favres Karte) mit 12 ‰, von hier bis in die Gegend von Mouthier (berechnet nach der Höhe des Gletschersaumes bei les Prés de Verre) mit 25 ‰, von Mouthier bis Ornans aber mit 40 ‰. Die Oberfläche der bei Liestal liegenden schmalen Gletscherzunge fiel überaus steil ab (vgl. S. 486); nicht so steil war die Gletscherzunge im breiten Rheinthal bei Mölin. Das Gefälle des Eises vom Montoz bis zum Zungenende bei Courrendlin ergibt sich zu 50 ‰.

Unsere Werte für die Gefällsverhältnisse des grossen helvetischen Gletschers weichen von denen früherer Autoren ab, weil diese, wie z. B. Alphonse Favre (Texte explicatif de la Carte du phénomène erratique. XXVIII. Lief. d. Beiträge u. s. w. Bern 1898 S. 13) nicht ausschliesslich die höchsten erratischen Vorkommnisse berücksichtigten. Quer- und Längsschnitte des Gletschers, aus denen die geringe Neigung der Oberfläche im Mittelland ebenfalls ersichtlich ist, geben Falsan (in Falsan und Chantre, Anciens glaciers u. s. w. de la partie moyenne du bassin du Rhône T. II. Lyon 1880. Tafel [Annales Soc. d'agriculture u. s. w. de Lyon (4) IV, X u. (5) 1]) und A. Baltzer (Der diluviale Aaregletscher. Lief. XXX der Beiträge u. s. w. 1896. Tafel XV).

Wahrscheinlicher Verlauf der Schneegrenze auf dem helvetischen Gletscher.

Wir besitzen keine Daten, um in exakter Weise die Höhe der Schneegrenze für die Zeit des grossen helvetischen Gletschers zu bestimmen. Doch vermögen wir für ihre Höhenlage einen oberen Grenzwert aufzustellen, indem wir von der Schneegrenze

der letzten Eiszeit ausgehen. Die letztere lag, wie wir später zeigen werden, im Alpenvorland der Schweiz bei 1200 m. Zur Zeit der weit grösseren Riss-Vergletscherung muss die Schneegrenze tiefer gewesen sein; ihre Höhe ist daher mit 1200 m gewiss nicht unterschätzt, sondern überschätzt. Verfolgen wir an der Hand der oben dargelegten erratischen Grenzen und Gefällsverhältnisse die Lage der Isohypsen von 1100 m und 1200 m auf der Gletscheroberfläche. Die Isohypse von 1100 m verlief im Jura nördlich von Pontarlier und nördlich des St. Immerthales und im Mittelland etwa vom Weissenstein nach Südosten in der Richtung zum Napf und hierauf über die Gegend des heutigen Sempacher, des Baldegger und des untern Zürichsees nach Nordosten. Die Isohypse von 1200 m lag im Jura, wo das Eis im Mittel ein Gefälle von 24 ‰ besass, nur etwa 4—5 km, im Mittelland freilich bei rund 5 ‰ Gefälle etwa 20 km weiter südlich als die Isohypse von 1100 m; sie verliess den Jura etwas nördlich vom Montoz, halbwegs zwischen Biel und Solothurn, und zog in einem nach Norden offenen Bogen gegen den oberen Teil des Zürichsees. Der südwestliche im Genfer See liegende Ast des helvetischen Gletschers sank erst im Jura, 45 km südwestlich von Genf, bei Culoz unter 1200 m. Mögen wir nun die Isohypse von 1100 m oder die von 1200 m als Schneegrenze nehmen, stets ergibt sich das Resultat: Der bei weitem grössere Theil der Oberfläche des helvetischen Gletschers im Mittelland befand sich über der Schneegrenze und gehörte dem Einzugsgebiete der Vergletscherung an; nur der Norden gehörte dem Abschmelzgebiet an.

Untersuchen wir, in welchem Verhältnis die Isohypse von 1000, die von 1100 und die von 1200 m die Oberfläche des helvetischen Gletschers teilt, indem wir dabei die 6000 qkm des Rhonegletschers ausschalten, die sich nach Südwesten gegen Lyon entwässerten. Es ergibt sich das Verhältnis des unter 1000 m gelegenen Gletscherareals zu dem über 1000 m gelegenen zu 1:4.4. Ebenso finden wir für die Isohypse 1100 m 1:3.2 und für die Isohypse 1200 m 1:2.4. Ist es gestattet, die an grossen Thalgletschern gemachte Erfahrung, dass Abschmelzgebiet und Nährgebiet sich ungefähr verhalten wie 1:3, auf die gewaltigen Gletscher der Eiszeit zu übertragen, so würde nach obigen Zahlen die Isohypse von 1100 m der mittleren Schneegrenze des helvetischen Gletschers ungefähr entsprechen. Wie oben S. 256 für die Ostalpen, so würde sich also auch für das schweizerische Gebiet eine Differenz von nur 100 m zwischen der Höhenlage der Schneegrenze in der Riss-Eiszeit und in der Würm-Eiszeit ergeben.

Grössenverhältnis der Würm- und der Riss-Vergletscherung.

Nirgends im Bereich der Alpen entfernt sich die äussere Grenze der Altmoränen so weit von der der Jungmoränen, nirgends besteht eine so gewaltige Differenz zwischen dem Flächenraum, den die Eismassen der grössten Vergletscherung einnahmen, und dem Flächenraum der Würm-Vergletscherung wie in der Schweiz. Dem Areal von 26000 qkm des helvetischen Gletschers zur Riss-Eiszeit, soweit derselbe sich nicht nach Lyon entwässerte, steht ein solches zur Würm-Eiszeit von 20000 qkm gegenüber. Die Riss-Vergletscherung beanspruchte also fast ein Drittel (30 ‰) mehr Fläche als die Würm-Vergletscherung, während beide im Bereich des Inn- oder des Salzachgletschers um nur wenige Prozente differieren, beim Salzachgletscher z. B. um 5 ‰. Dabei ist die Differenz in der Höhe der Schneegrenze zwischen Riss- und Würm-Eiszeit nur klein, in der Schweiz wie im Osten ungefähr 100 m. Die Ursachen der gewaltigen Differenz in der Flächenausdehnung können daher nicht klimatische, sondern nur orographische sein. In der That trägt der Jura die Schuld. Die aus dem Rhonethal hervorquellenden Eismassen mussten weit ausfliessen, um die dem Einzugsgebiet entsprechende Abschmelzfläche zu gewinnen. Das gestattete der Jura nicht, auf den sie stiessen. Es konnte erst geschehen, nachdem

die Jurahöhen von den anschwellenden Eismassen überstiegen waren. So übte der Jura eine mächtige Stauwirkung aus. Diese hatte wiederum zur Folge, dass weite Areale des Mittellandes, die ohne Stau dem Abschmelzgebiet zugefallen wären, nunmehr über die Schneegrenze geriethen und so zum Einzugsgebiet geschlagen wurden. Durch das Wachsen des Einzugsgebietes wurde aber ein noch weiteres Ausfließen des Eises nötig, um die erforderliche Abschmelzfläche zu gewinnen. Nicht darin, dass der Rhonegletscher die höchsten Teile der Alpen entwässerte, liegt die Ursache seiner riesenhaften Ausdehnung, sondern einfach in der Stauwirkung des Jura, der eine freie, fächerförmige Ausbreitung nicht gestattete. In der Würm-Eiszeit machte sich diese Stauwirkung weit weniger geltend als in der Riss-Eiszeit; daher die enorme Differenz im eisbedeckten Flächenraum.

Altmoränen des Gletscherrückzuges.

An zwei Stellen unseres Gebietes treffen wir innerhalb des äusseren Gletschersaumes mächtige Anhäufungen von Moränen, die sich als Rückzugsmoränen charakterisieren.

Gerade dort, wo die Aare in den Rhein mündet (Blatt 22 der Siegfriedkarte), erhebt sich zwischen Leibstadt, Leuggern, Böttstein und Mandach eine stark durchthaltene Hochfläche von 400—500 m Höhe, die von Du Pasquier als Deckenschotter kartiert ist. Thatsächlich liegen hier Moränenmassen vor,¹⁾ zum Teil mit ihren Verschwemmungsprodukten. Mehrfach konnte ich eine Mächtigkeit von 20 m beobachten. Es handelt sich dabei um Endmoränen. Die Moräne lässt sich von Mandach gegen Schlatt hin verfolgen. Auf der rechten Seite der Aare entspricht ihr die schon von Du Pasquier gefundene²⁾, S. 443 geschilderte Endmoräne des Hochterrassenfeldes von Tegerfelden. Diese bogenförmige Verbreitung markiert eine im Aarethal liegende Gletscherzunge.

Die Moräne ruht auf einem groben Konglomerat, das im Thälchen zwischen der Mühle bei Mandach und Etwil aufgeschlossen ist (bis 480 m emporgehend). Ein ähnliches Konglomerat findet sich südlich von Leibstadt an der Strasse am Holzbuck (bei 460 m). Sein Niveau liegt zwischen dem der beiden Deckenschotter bei Koblenz (siehe S. 402). Es dürfte sich wohl um lokale, seitlich vom Gletscher abgelagerte, später von Moränen bedeckte Schotter handeln. In der Sandgrube von Hagenfirst erscheint frischer Kies als Abschwemmungsprodukt der benachbarten Altmoräne. Felder aus relativ jüngerem Kies bestehend, — Hinter Lohr, Neblete und Thierhalde — schliessen sich an die Moräne nördlich von Mandach mit steilem Fall an.

Der über Vallorbe und Pontarlier in den Jura eingedrungene Gletscherarm hat eine Moräne bei Mouthier im Thal der Loue in 500 m Höhe hinterlassen, ebenso in 800 m Höhe bei Pontarlier selbst 20—25 m mächtige Moränen.³⁾ An letzterem Ort erscheint in ihrem Liegenden schräg geschichtet nach Norden fallend Jurasand. Enthalten auch diese Moränen zum grössten Teil Juramaterial, so lassen doch die zahlreichen alpinen Blöcke und Geschiebe keinen Zweifel, dass man es mit den Ablagerungen eines Ausläufers des alpinen Gletschers zu thun hat.

Die Lage der Moränenwälle von Pontarlier und Mandach-Tegerfelden zum äussersten Saum der Altmoränen, wie auch zu den Jung-Endmoränen ist eine homologe, so dass wir sie wohl als synchron betrachten dürfen. Sie markieren einen Gletscherstand, der seiner

1) Zuerst von C. Moesch erwähnt. Beiträge u. s. w. IV. Bern 1867. S. 243.

2) Du Pasquier und Steinmann im Arch. des Sc. phys. et nat. Genf 1892 S. 223.

3) Benoit im Bull. Soc. géol. de France (3) V, 1877. S. 61 ff., 68. Als der Gletscher etwas unterhalb Pontarlier endigte, existierte im Bereich des Dungeon ein Stausee (Delebecque in Bull. Serv. de la Carte géol. de la France VIII Nr. 53. 1895. S. 198).

Grösse nach etwa in der Mitte zwischen dem Maximalstand der Riss-Eiszeit und dem durch die äusserste Jung-Endmoräne bezeichneten Gletscherstand der Würm-Eiszeit lag. **Verbreitung des erratischen Materials im Bereich der Altmoränen nach seiner Herkunft.**

Rhone-, Aare-, Reuss-, Linth- und Rheingletscher waren im helvetischen Gletscher eng verschweisst. Wie sich dabei die Eismassen der verschiedenen Thalsysteme in das Gebiet teilten, zeigt die Verbreitung des erratischen Materials der verschiedenen Gletscherkomponenten. Arnold Guyot war der erste, der diese Bedeutung der geographischen Verfolgung der Erratika erkannte und auf eine Gletschervereinigung ohne Mischung schloss. Seine Untersuchungen hierüber sind auch heute noch grundlegend.

Die für die verschiedenen Gletschergebiete charakteristischen Gesteine können wir hier nur kurz aufzählen, indem wir im übrigen auf die Zusammenstellungen von Arnold Guyot (Bull. de la Soc. des Sc. naturelles de Neuchâtel I 1843/46 S. 9) und F. Mühlberg (Erratische Bildungen in Aargau etc. Aarau 1868 S. 33—48 und 477) verweisen. Charakteristisch ist für

Rhone-Erratikum: Arkesin, Smaragditgabbro (Euphotid), Eklogit, Valorsinekonglomerat (Verrucano), Montblancgranit (Protogin);

Aare-Erratikum: Gasterngranit. Sonst fehlen charakteristische Gesteine, daher schwer von andern Erratikum zu scheiden;

Reuss-Erratikum: Porphyrt der Windgälle;

Linth-Erratikum: Sernit (Verrucanokonglomerat);

Rhein-Erratikum: Punteljasgranit, Juliergranit.

Den grössten Teil des Mittellandes und den ganzen Jura nahm der Rhonegletscher ein. Erratische Blöcke aus dem Rhonethal erscheinen am Gurnigel südlich von Bern, ebenso bei Eggiwil und am Nordabhang des Napfs, kurz gesagt, bis zu einer Linie, die das Aarethal unweit Thun quert;¹⁾ der Aaregletscher war völlig verquetscht. Vom Napf zieht Mühlberg die Ostgrenze des Rhone-Erratikums über Willisau nach Dagmersellen im Wiggerthal und nach Wildegg am Eintritt der Aare in den Jura, dann direkt nach Norden in der Richtung nach Waldshut.²⁾ In dem Gebiet unmittelbar östlich dieser Linie sind zwar Rhonegeschiebe gelegentlich auch zu treffen, aber nur selten, sodass es ziemlich ganz dem Eis der anderen Gletscher überlassen gewesen ist. Andererseits finden sich erratische Blöcke der anderen Gletschergebiete, des Reuss- und Linthgebietes, auch noch westlich jener Grenze; die erratischen Zonen greifen also übereinander. Besonders deutlich ist das beim Reuss-, Linth- und Rheingletscher. Mühlberg zeichnet für die Grenzen zwischen den erratischen Gebieten z. T. zwei Linien, von denen die eine das östlichste Vorkommen des Erratikums des westlichen Gletschers, die zweite das westlichste Vorkommen des Erratikums des östlichen Gletschers darstellt. Beide Linien entfernen sich bis zu 15—20 km voneinander. Das geht so weit, dass die Westgrenze des Rhein-Erratikums westlich der Ostgrenze des Reuss-Erratikums zieht. Im Bereich der Lägern bei Baden treten z. B. ausser den Gesteinen des Linththales auch von Westen eindringend Reussgesteine und von Osten eindringend Rheingesteine auf. Reussgesteine mit Rhonegesteinen erscheinen nördlich von Aarau u. s. f. Diese Verschwommenheit der Grenzen der verschiedenen erratischen Gebiete führt sich wohl nur zum kleinsten Teil auf eine Vermengung der Materialien durch Gletscherbäche oder auf die Südwärtsverschiebung des Schuttes auf dem Gletscher beim Tischen zurück. Der Hauptgrund dürfte wohl sein, dass in verschiedenen Phasen der Vergletscherung die Gletschergrenzen verschieden

1) Von Baltzer Gurnigel-Napflinie genannt und dargestellt. Beiträge XXX. Bern 1896. Tafel XVII. Siehe unsere Karte S. 497.

2) Karte VI im Livret-guide géologique de la Suisse. Lausanne 1894.

lagen und uns gelegentlich erratisches Material aus verschiedenen Phasen neben oder in verschiedener Höhe übereinander erhalten geblieben ist. Beim Maximum der Vergletscherung hatte der Rhonegletscher seine Ostgrenze möglichst nach Osten und zugleich der Rheingletscher seine Westgrenze möglichst nach Westen vorgeschoben. Daher war der Reussgletscher damals aus seinem westlichen, der Linthgletscher aus seinem östlichen Gebiet verdrängt.

Wie verschieden die Verteilung der Stromfäden des Eises zu verschiedenen Zeiten gewesen ist, zeigt der Vergleich des erratischen Materials, das der Rhonegletscher im schweizerischen Jura zur Zeit der Altmoränen abgesetzt hat, mit dem Material seiner Jungmoränen am Jurausse: In den Altmoränen fehlen Protogine der Montblancgruppe, z. B. aus dem Val Ferret, fast ganz, während sie in den Jungmoränen der Nachbarschaft einen sehr bedeutenden Teil der Geschiebe bilden. Es gelangten die Eismassen, die dem Rhonethal von der Nordseite des Montblanc zukamen, zur Zeit der Altmoränen weiter nach Süden, als zur Zeit der Jungmoränen.¹⁾

A. Favre's Gletscherkarte unterscheidet durch besondere Farben nach den erratischen Gesteinen die verschiedenen Gletschergebiete. Allein da Favre alle erratischen Funde auf eine einzige Eiszeit bezog, so enthält seine Karte mehrfach innere Widersprüche. So zeichnet sie die Verbreitung des Aare-Erratikums nach dem Zustand der letzten Eiszeit, die des Rhone-Erratikums nach dem der grössten.

Hochterrassenschotter im Altmoränengebiet.

Wir haben S. 459 geschildert, wie das Niveau des Hochterrassenschotters innerhalb der Grenzen der Altmoränen nicht mehr intakt vorliegt: Der Schotter hat eine starke Erosion erlitten und zwar durch das Eis; denn die Moränen in seinem Hangenden schneiden ihn mehrfach schräg ab. Er lässt sich im Moränengebiet bis ungefähr in die Gegend der Jung-Endmoränen verfolgen und ist wohl beim Herannahen der Vergletscherung abgelagert worden, etwa von dem Augenblick an, als diese einen Stand erreicht hatte, wie später die Würm-Vergletscherung, vielleicht in einer Zeit des Stillstandes im Vorrücken oder auch bei einem temporären Rückzuge, der das Vorrücken unterbrach, analog der Laufschwankung in der Würm-Eiszeit.

Kleine Zungenbecken am Rhein und an der Aare.

Nur zum Teil liegt innerhalb des durch den äusseren Saum der Altmoränen umgrenzten Gebietes der alte Boden der Riss-Vergletscherung vor. Hat er auf den Höhen des Jura an vielen Stellen eine nachträgliche Abtragung erfahren, so ist er in den Thälern des Rheins und der Aare verschüttet worden. Wir treffen hier Altmoränen nicht nur an den Gehängen über dem Niveau der Niederterrassen, sondern an zwei Stellen auch im Niveau des Flusses an der Sohle des Niederterrassenschotters, wie Mühlberg zuerst festgestellt hat: ²⁾ am Rhein oberhalb Wallbach und an der Aare bei Beznau unweit

1) So Guyot, a. a. O., ferner Benoit im Bull. Soc. géol. de France (3) V (1876/77) S. 67, Jaccard im Bull. Soc. des Sc. nat. de Neuchâtel XV (1886) S. 129. Aeberhardt hat jüngst einige wenige Montblangranite bei Sonceboz im Jura gefunden und dieselben als zur äusseren Moränenzone gehörig gegen Guyot's Regel ins Feld geführt. (Eclogae geol. Helv. VII (1902) S. 200). Doch finden sich dieselben alle im Bereich eines glacialen Stausees, der während der Würm-Vergletscherung durch einen bis Sonceboz reichenden Arm des Rhonegletschers gebildet wurde (vergl. den Abschnitt dieses Kapitels über die Jung-Moränen des Rhonegletschers); sie lassen sich daher aus den Jung-Moränen herleiten. Ihre Verschleppung im Stausee erfolgte durch schwimmendes Eis.

2) Mitt. Aargauer Nat.-Ges. VI (1892) S. 220. Ebenda IX (1901) S. 91. Der Boden von Aarau. (1896). S. 44, 55. Mühlberg schliesst daraus mit Recht, dass das Aarethal bei Ablage-

des Hochterrassenfeldes von Tegerfelden¹⁾. Es lag also an diesen Stellen die Landoberfläche im Moment, als der Gletscher wich, tiefer als die Oberfläche der Niederterrasse heute, ja noch mehr: sie lag tiefer als die Moränenumwallung des Möliner Feldes. Die Moräne oberhalb Wallbach befindet sich 60 m, die von Beznau 15 m tiefer als der niedrigste Punkt der Endmoräne bei Mölin. Denken wir uns die gesamten späteren Ablagerungen weg gehoben und zugleich den Moränenwall bei Mölin und seinen Übergangskegel geschlossen, wie er vor dem Einschneiden des Rheins war, so entsteht im Rheinthal und im Aarethal im Niveau des tiefsten Punktes der Möliner Endmoräne (345 m) ein lang gestreckter schmaler See. Durch die Rückzugsmoräne von Böttstein-Tegerfelden würde er wahrscheinlich in einen oberen höheren und einen unteren tiefer gelegenen zerlegt. So entsprach der im Rheinthal, wie der im Aarethal liegenden Gletscherzunge ein Zungenbecken. Heute noch markiert sich dieses Becken deutlich z. B. von der Höhe der Moräne des Möliner Feldes aus gesehen, wenn es auch nachträglich von Niederterrassenschotter erfüllt worden ist.

IV. Das Gebiet der Jungmoränen des Linth- und Reussgletschers.

Übersicht des Gebietes des Linth- und Reussgletschers. Geschichtliches. Verlauf der Grenze der Jung-Endmoränen. Höhen der Stirn- und Areal-Endmoränen. Verwaschene Jung-Endmoränen unterhalb der frischen Stirn- und Areal-Endmoränen. Nunataker. Höhe des Eises beim Austritt aus den Alpen. Gefällsverhältnisse der Gletscheroberfläche. Endmoränenwälle des Rückzuges. Peripherische Entwässerung im Bereich der Ufermoränen: Sihl und Reppisch. Drumlin. Schotter im Bereich der Zone der Jungmoränen. Quartäre Schotter im Gebiet des Glatthales. Die Schotter des Plateaus von Menzingen: Die Baarburg-Nagelfluh. Die Schotter an der Lorze. Die Schotter an der Sihl. Sihl- und Lorze-Schotter jungglacial und zur Laufschwankung gehörig, nicht disloziert. Schotter in der weitem Nachbarschaft des Plateaus von Menzingen. Die Uetliberg-Nagelfluh. Zusammenfassung über die Schotter zwischen Zürichsee und Reussthal. Geschichtliches. Schotter bei Eschenbach nördlich von Luzern. Gebiet des sporadischen erratischen Materials.

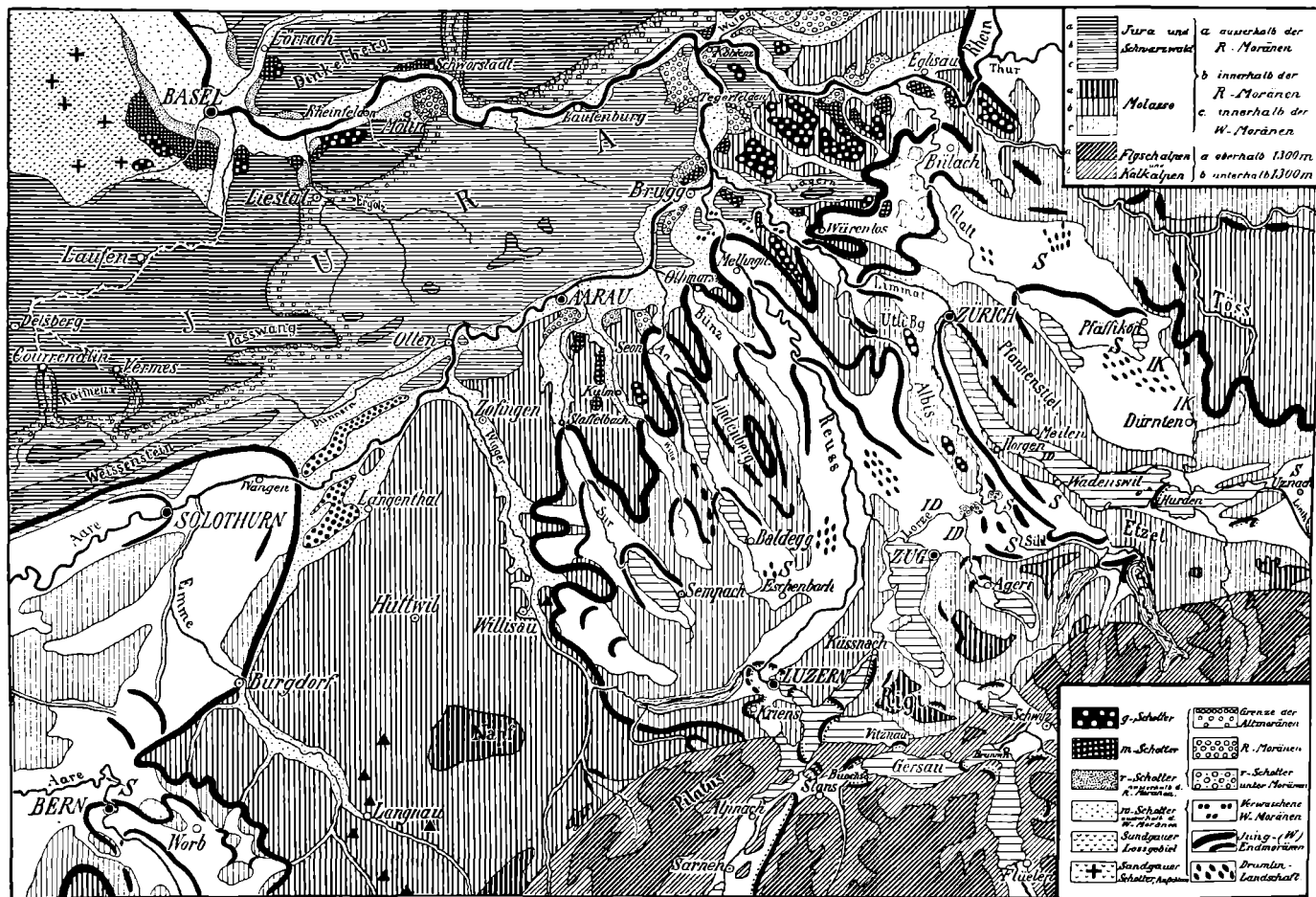
Verfolgen wir den Niederterrassenschotter der Nordschweiz thalaufwärts, so sehen wir ihn an zahlreichen Stellen als Glacialschotter mit Jung-Endmoränen in Verknüpfung treten (siehe S. 445). Die letzteren gehören zwei grossen, voneinander völlig getrennten Eismassen an, dem vereinigten Linth- und Reussgletscher im Norden und dem ebenfalls vereinigten Aare- und Rhonegletscher im Südwesten.

Übersicht des Gebietes des Linth- und des Reussgletschers.

Das Gebiet des Linth- und Reussgletschers im schweizerischen Mittelland ist charakterisiert durch das Auftreten von Thälern, die, in die Molasse eingesenkt, alle nach Nordwesten ziehen. Nur zwei treten bis an die Alpen heran und führen alpines Wasser: das Limmatthal und das ihm benachbarte Reussthal. Nordöstlich des Limmatthales liegt diesem parallel das Glatththal; westlich des Reussthales folgen einander das Aathal, das Surthal, endlich das Wiggerthal. In allen diesen Thälern, mit einziger Ausnahme des letztgenannten, treffen wir Jung-Endmoränen, die sowohl als Stirn- als auch als Ufermoränen weithin den Thalgehängen der Molasserücken entlang ziehen.

Die Grundmoränen so tief erodiert war wie heute. Bei einem dritten Vorkommen, der liegenden Moräne an der Reuss, ist mir eine Zugehörigkeit zur Würm-Vergletscherung wahrscheinlich (siehe S. 499).

1) Vgl. das Profil im *Système glaciaire*. S. 28; ferner Steinmann und Du Pasquier in *Arch. des Sc. phys. et nat. Genéve* 1892. S. 222.



▲ Südlichste Rhoneblöcke im Nafisgebiet, IK interglaciale Kühle, ID interglaciale Deltas, --- Abflussrinnen d. R.-Eiszeit, ~ Abflussrinnen d. W.-Eiszeit, --- Moränen des Bihlstaadiums.
 S isolierte Schotter im W-Gebiet, (S) geschwundene Stau-Seen, (O) Seen
 0 10 20 30 40 50 Km

Karte des Linth- und Reussgletschers, sowie des Ostendes des Rhonegletschers. Massstab 1:700 000.

Erläuterungen. Diejenigen Teile des Jura, des Schwarzwaldes und des Molassegebietes (einschliesslich der Nunataker), die von der Riss-Vergletscherung nicht überdeckt wurden, sind durch dunkle Schraffur angedeutet, die in der Riss-Eiszeit unter Eis begraben, in der Würm-Eiszeit aber eisfreie Gebiete durch eine etwas hellere, die in der Würm-Eiszeit eisbedeckten endlich durch eine ganz helle. Für die Alpen konnte dieses Prinzip wegen der Unsicherheit unserer Kenntnis der erratischen Höhen zur Zeit der Altmoränen und vor allem wegen der zahlreichen lokalen Gletscher nicht angewendet werden. Hier ist alles über 1300 m hochgelegene Gebiet dunkel, das tiefer hell schraffiert. Das gilt von den Kalkalpen wie von den Flyschalpen, aber auch von den unmittelbar benachbarten Molassegebieten. Das Verfahren konnte ohne Bedenken angewendet werden, weil die Höhe von 1300 m am ganzen Nordwest-Saum der schweizerischen Alpen sehr nahe der Höhe der zusammenhängenden Eisbedeckung der Riss-Vergletscherung entspricht. In den inneren Alpenhöhen lag freilich das Eisniveau selbst während der Würm-Vergletscherung z. T. über 1300 m. — Innerhalb der Grenzen der Würm-Vergletscherung war es oft schwer zu entscheiden, ob die Fläche als Molasse zu schraffieren oder wegen Moränenbedeckung weiss zu lassen sei. In solchen Fällen gab die Oberflächenform den Ausschlag, indem Molasseerhebungen auch dann, wenn sie stark mit Moräne bedeckt sind, als Molasse eingezeichnet, dagegen oberflächlich nicht zur Geltung kommende Molasseareale auch, wo sie nur mit einer ganz dünnen Lage erratischen Materials bedeckt sind, weiss gelassen wurden.

Die Flächen der einzelnen kleinen Vorkommnisse der Deckenschotter sind übertrieben gross gezeichnet, um sie sichtbar zu machen. Das gilt auch von den Resten der Hochterrasse im Rheintal unterhalb Rheinfelden. In der Legende in den Ecken der Karte markieren die Buchstaben die Ablagerungen der vier Eiszeiten (Günz-, Mindel-, Riss- und Würm-Eiszeit), also g-Schotter = älterer, m-Schotter = jüngerer Deckenschotter, r-Schotter = Hochterrassenschotter, R-Moräne = Riss-Moräne, w-Schotter = Niederterrassenschotter, W-Moräne = Jung-Moräne. Die äusserste durch die dickste Linie dargestellte Jung-Endmoräne ist auch dort durchgezogen, wo spätere Erosion oder Akkumulation dieselbe vernichtet hat; die Linie markiert hier nicht sowohl die Moränenzüge als die Gletschergränze. Die Rückzugs- und Rastmoränen sind zum guten Teil nach Mühlberg gegeben. Betreffend das übrige benutzte Material vergleiche den Text.

Geschichtliches.

Die Glacialbildungen dieser Gegend sind von verschiedenen Forschern geschildert worden, von deren Untersuchungen wir hier nur die allerwichtigsten aufführen können. Nachdem 1844 Arnold Escher von der Linth die Endmoränen als solche erkannt (in G. Meyer von Knonau, Gemälde der Schweiz: Der Kanton Zürich. II. Auflage Zürich 1844. S. 148 und besonders 163) und Oswald Heer hier 1865 zwei Eiszeiten unterscheiden gelehrt hatte (Urwelt der Schweiz. Zürich 1865. S. 509), untersuchte Mühlberg den Verlauf der Moränen im Aargau (Erratische Bildungen im Aargau. Festschr. Aargauer Naturf. Ges. Aarau 1869, mit Karte; II. Bericht über die Untersuchung der errat. Bildungen im Aargau. Mitth. Aargauer nat. Ges. I. Heft. Aarau (1878); Karte der Endmoränen im Livret-guide géologique dans le Jura et les Alpes de la Suisse. Lausanne 1894. Tafel 6) und schilderte F. J. Kaufmann (Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz XI. Bern 1872. Mit Karte Blatt VIII), die Diluvialbildungen des Reussgebietes, Gutzwiller diejenigen im Norden des Kantons Zürich (Beiträge u. s. w. XIV. Teil I. Bern 1877. Mit Karte Blatt IX). 1891 gab A. Heim (Der Zürichsee. Neujahrsblatt der Züricher Nat. Ges. auf 1891) eine prächtige Übersichtskarte der Wallmoränen des Reuss- und des Linthgletschers, im gleichen Jahr L. Du Pasquier eine solche der äussersten Jung-Endmoränen desselben Gletschers (Beiträge u. s. w. XXXI). Alexander Wettstein (Geologie von Zürich und Umgebung. Zürich 1885) und August Aeppli (Erosionsterrassen und Glacialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. Beiträge u. s. w. XXXIV. Bern 1894) nahmen sich speziell die Glacialbildungen in der Umgebung des Zürichseethales zum Vorwurf, während ich selbst 1886 die Seen des Linthgebietes behandelte und den Versuch machte, hier die lössbedeckte äussere und die lössfreie innere Moränenzone zu trennen (Vergletscherung des Salzachgebietes nebst Beobachtungen über die der Eiszeit in der Schweiz. Wien. Kap. XIV u. XV).

Verlauf der Grenze der Jung-Endmoränen.

Wir stellen den Verlauf der Jung-Endmoränen des Linth- und des Reussgletschers auf unserem beigehefteten Kärtchen dar. Der Gletschersaum war gelappt, wie der Verlauf der äussersten Jung-Endmoräne zeigt, eine Folge der Thalfurchen, über die der Gletscher sich erstreckte. Zwischen den einzelnen Lappen waren die trennenden Molasseberge in ihrem nördlichen Teil eisfrei, während ihr Südende noch vom Eis erreicht und besetzt wurde. Die äusserste Jung-Endmoräne klettert daher auf und ab, in den Thälern nach Norden ausbiegend, auf den Molassehöhen nach Süden zurückweichend.

Die Nordostgrenze des Linthgletschers und zugleich die Scheidewand gegen den Rheingletscher bildete der Molasse-Höhenzug Kreuzegg (nördlich vom Linththal bei Uznach) — Bachtel — Tannenbergr (nördlich von Pfäffikon). An diesem Zuge staute sich das Eis; in die Thäler, die sich nach Osten hin zu den Pässen nach dem Thur- bzw. dem Tössthal ziehen, stülpten sich kleine Zungen des Gletschers nach Nordosten aus. Nach Westen war dagegen die Ausbreitung des Eises nicht gehemmt: der Reussgletscher trat durch kleine flache Seitenthäler vom Surthal aus bis an das Wiggerthal heran, ohne in dieses einzudringen.

Es stand der Linthgletscher während seines Maximums nördlich von Uznach über den Rickenpass mit dem Thurgletscher in Verbindung. Bei etwas tieferem Stande baute er auf der Passhöhe selbst eine Endmoräne in 800 m Höhe auf. Weiter westlich am Südabhang der Kreuzegg gehen mächtige Moränenablagerungen bis 950 m empor (Gutzwiller in Beiträge XIV Teil I. S. 128). Eine zweite Gletscherzunge stülpte sich von Wald aus gegen Norden in der Richtung zur Töss zu und baute hier bei Gibswil in 760 m Höhe zwei prächtige Endmoränen auf (Aeppli a. a. O., S. 107); sie haben den obersten Teil des Thales der Jona verbaut und in eine versumpfte Fläche verwandelt, die sich nicht mehr nach Süden, sondern nach Norden zur Töss entwässert. Am Bachtel stand das Eis bei 980 m (Gutzwiller a. a. O.). Östlich von Bärenswil ziehen Ufermoränen in 860 m Höhe an den Gehängen der Thalniederung von Wappenswil und Bettswil; an letzterem Ort bilden sie die Wasserscheide gegen das Tössgebiet. Ein Moränenwall (750 m) bei Neuthal, 1½ km südlich von Bauma, leitet den Weissenbach dem Gehänge entlang zur Töss. Auf einer Moräne liegt die Wasserscheide bei Hasel (650 m) und ebenso bei Russikon. Überall entspringen an den

Endmoränen Niederterrassenschotter, die nach Nordosten ziehen; mehrfach ist die Verzahnung beider Bildungen zu beobachten (siehe z. B. bei J. Weber, Geologie der Umgebung des Pfäffiker Sees. Mitt. Nat. Ges. Winterthur III, 1901, S. 155). Von Russikon zieht die Grenze der Jung-Endmoränen mit Krümmungen nach Nordwesten und im Bogen um Bülach, wo bei Seew ein Gletscherschliff auf Muschelsandstein von C. Moesch beobachtet wurde (Beiträge IV, Bern 1867, S. 249), und ebenso um Stadel herum, um am Südabfall der Lägern gegen das Limmatthal vorzudringen. Es folgen nunmehr die einzelnen kurzen Zungen des zerfranst Nordwestsaumes des Eises, von denen jede eine selbständige kleine Moränenlandschaft aufgebaut hat. (Vergl. Karte).
Höhen der Stirn- und Jung-Endmoränen und Areal des Gletscherfächers.

Die äussersten frischen Stirn- und Jung-Endmoränen liegen an der Glatt bei Bülach in 430 m, an der Limmat bei Killwangen und an der Reuss bei Mellingen, wo sich ein besonders schönes Moränenamphitheater findet¹⁾, in 400 m, an der Bünz bei Othmarsingen in 450 m, an der Aa bei Seon in 460 m, an der Wina bei Zetzwil in 510 m, an der Sur bei Staffelbach in 500 m, etwa in 520 m bei den kleinen Ausstülpungen aus dem Surthal zum Wiggerthal hin, endlich am Rothbach in 540 m.

Der ganze vereinigte Fächer der beiden Gletscher im Mittelland misst von Südwesten nach Nordosten an seiner breitesten Stelle 65 km und sein äusserster Punkt liegt 40—45 km vom Fuss der Alpen entfernt; er bedeckte vom Rande der Alpen an gerechnet eine Fläche von rund 2500 qkm, das ist mehr als der Inn- und Saanegletscher.

Verwaschene Jung-Endmoränen unterhalb der frischen Stirn- und Jung-Endmoränen.

Unterhalb der geschilderten, schön erhaltenen Jung-Endmoränen treten im Thal an einzelnen Stellen Rudimente von Moränen auf, die trotz ihres unverwitterten und lockeren Materials an Frische der Form den geschilderten Jung-Endmoränen nachstehen, während die zu ihnen gehörenden Ufermoränen an den Gehängen der Molasseberge auch in ihrer Form zum Teil Frische bewahrt haben. Im Limmatthal erscheint eine solche Moräne etwa 2 km unterhalb der Stirn- und Jung-Endmoräne von Killwangen bei Neuenhof. Hier baut sie eigentümlich geformte Hügel auf, die mit einem steilen Abfall gegen den Thalboden absetzen. Die Moräne schwingt sich von Neuenhof, wie Oppliger gezeigt hat²⁾, hinauf auf den Heitersberg. Auch die Moränen auf dem Sennenberg und auf dem Rüssler dürften hierher zu rechnen sein, markieren aber einen noch etwas grösseren Gletscherstand, dessen Gletscherende unweit Baden zu suchen wäre. Ganz Entsprechendes zeigt sich an der Reuss. 4 km nördlich der Stirn- und Jung-Endmoräne von Mellingen auf der Lettenzelg unweit Birnenstorf durchzieht ein überaus flacher Wall das Thal; er ist fast ganz unter dem Niederterrassenschotter vergraben, der an der Moräne von Mellingen entspringt. Flache aus Moräne bestehende Anschwellungen unterbrechen auch weiter oberhalb die aus Niederterrassenschotter zusammengesetzte Fläche des Birrfeldes, z. B. im Forchholz; ja zwischen Dättwil und Fislisbach lässt sich an der rechten Thalseite ein Stück eines Moränenwalles erkennen.³⁾ Aber auch Reste eines sich nur wenige Meter über das Niveau der grossen Niederterrasse erhebenden Schotter finden sich unterhalb Birnenstorf, so beim Weiler Reuss und bei Gebenstorf (siehe S. 443); ich möchte sie mit jenen Moränen in Zusammenhang bringen.

Ganz ähnlich liegen nach Mühlberg⁴⁾ die Verhältnisse bei Seon im Aathal, wo auch eine wenig über der Niederterrasse gelegene Terrasse und verwaschene Moräne

1) Vergl. Systeme glaciaire 1894. S. 21.

2) Dislokationen und Erosionen im Limmatthal. Jahresber. Aargauer Lehrerseminar Wettingen 1890/91. S. 31.

3) So auch Mühlberg in Mitt. Aargauer Nat. Ges. IX 1901. S. 92.

4) Boden von Aarau. 1896. S. 50.

vor der frischen Stirnmoräne erscheinen. Im Surthal stellt sich unweit der Endmoräne eine niedrige Kiesterrasse ein, lokal mit Lehm bedeckt, sich nur 10 m über die Niederterrasse erhebend, aber von bedeutender horizontaler Ausdehnung.

Der Riss-Vergletscherung, wie das von Mühlberg (a. a. O.) geschieht, lassen sich diese Gebilde nicht wohl zuweisen. Hochterrassenschotter und Rissmoräne in der Nachbarschaft z. B. bei Baden zeigen ganz andere Verfestigung und einen weit höheren Verwitterungsgrad.¹⁾ Vor allem aber gehen die Reste niedriger Terrassen, die jenen verwaschenen Moränen entsprechen, flussabwärts bald in das Niveau der Niederterrasse über; das macht die Zugehörigkeit auch der Moränen zur Würm-Vergletscherung zweifellos, obwohl auf den Gebilden, besonders auf den Ufermoränen der Höhen, etwas mehr Lehm liegt, als sonst auf Ablagerungen der Würm-Eiszeit. Wir haben es also hier mit Moränen zu thun, die älter sind als die intakten Stirnmoränen und einen etwas grösseren Gletscherstand markieren als diese, gleichwohl aber der Würm-Eiszeit angehören, da ihr Schotter weiter unterhalb mit der Niederterrasse sich vereinigt.

Auf die Beziehungen dieser Moränen zum Niederterrassenschotter, der an der ersten frischen Stirnmoräne entspringt, werfen die Lagerungsverhältnisse des Birrfeldes nördlich von Mellingen Licht: Nicht nur tauchen hier aus dem Niederterrassenfeld, das an die Stirnmoräne von Mellingen anschliesst, die erwähnten isolierten flachen Moränenhügel empor, selbst wieder auf einem Schottersockel aufsitzend, sondern der Niederterrassenschotter der Mellinger Moräne liegt auf Grundmoräne auf, wie Mühlberg zuerst an der Reuss konstatiert hat.²⁾ Diese Grundmoräne möchte ich mit den verwaschenen Jung-Endmoränen in Beziehung bringen.

Es ergibt sich am Gletscherende folgender Gang der Ereignisse: Vorstoss des Gletschers an der Reuss bis Birmenstorf und an der Limmat bis Neuenhof, nach der Ufermoräne auf dem Sennenberg zu urteilen sogar fast bis Baden; Ablagerung der dortigen Moränen, Aufschüttung des Niederterrassenschotters; hierauf Rückzug, unbekannt wie weit, und dann Aufbau der intakten Stirnmoränen bei Killwangen und Mellingen, an denen wieder Niederterrassenfelder entspringen. Die Würm-Vergletscherung zeigt also Symptome einer Spaltung, die uns an die S. 157 geschilderte Laufenschwankung erinnert. Dabei scheint die Zeit zwischen der Ablagerung der beiden Moränenwälle grösser, als etwa die Zeit zwischen dem Aufbau der äussersten Stirnmoräne und der ersten Endmoräne des Rückzuges. Die mächtigere Lehmdecke und vor allem die Zerstörung der Moränen in der Thalsohle, die offenbar durch die seitliche Erosion bei Absatz des von den intakten Stirnmoränen abströmenden Niederterrassenschotters verursacht wurde, sprechen dafür.

Auch Mühlberg betrachtet die Moränen von Dättwil und die entsprechenden bei Seon als älter als die intakten Stirnmoränen (Boden von Aarau 1896. S. 50); doch rechnet er sie der Vergletscherung zu, die die Hochterrassen schuf, was aus den angegebenen Gründen nicht angeht. **Nunataker.**

Inmitten des von Eis bedeckten Areals, dessen Umrisse wir an der Hand der Jung-Endmoränen gezeichnet haben, erheben sich eine Reihe von Molassebergen auf 800—900 m. Erratische Blöcke finden sich selbst auf ihren Gipfeln. Aber auch die

1) Vergl. z. B. die Schilderung des Verwitterungsgrades der Altmoränen bei Mühlberg in Mitt. d. Aargauer Nat. Ges. I (1878) S. 59 und die Schilderung der frischen Moränen auf dem Sennenberg (Heitersberg) beim selben Autor in Eclogae geol. Helv. VII (1902) S. 187.

2) Mitt. Aargauer Nat. Ges. IX. 1901. S. 91.

Bedeckung mit frisch aussehenden Moränen in Wallform reicht hoch hinauf; manchmal besteht geradezu der Kulminationspunkt daraus. Mühlberg vermutet daher mit Recht, dass alle Molassehöhen mit Ausnahme des Lindenberges und des Rossberges, vielleicht auch des Uetli in der letzten Eiszeit unter Eis vergraben waren.¹⁾ Die Züricher Geologen rechnen dagegen die höchsten Moränen unserer Riss-Eiszeit zu. In der That kommen locker verfestigte Partien vor und Lehmbedeckung ist mehrfach reichlich vorhanden. Doch ist Form und Material dieser hohen Moränen fast stets frisch; ich möchte sie daher nicht der Riss-Eiszeit, sondern vielleicht dem eben geschilderten Gletschervorstoss zuschreiben, der der Phase voranging, in welcher die äusserste frische Jung-Endmoräne aufgebaut wurde. Lassen wir aber auch das Alter dieser höchsten Moränen unbestimmt, so finden sich doch schon 30—50 m unter dem Gipfel Ufermoränen, die fraglos der Würm-Eiszeit angehören. In jedem Fall zeigten sich Nunataker sofort bei Beginn des Rückzuges des Eises.

Auf dem Pfannenstiel (853 m) zwischen Glattthal und Zürichseethal gehen heute frische Moränenwälle nicht bis zum Gipfel — dieser führt nur erratische Blöcke —, ebenso auf dem Albiszug (918 m) in seinem nördlichen Teil, während sich im Süden Moränen auf der Höhe finden. Auf der Fortsetzung des Albiszuges nach Nordwesten, dem Heitersberg, ziehen zwei scharf ausgesprochene Moränenwälle, die zwischen sich den Egelsee einschliessen, und die mit der Moräne von Killwangen in Verbindung gebracht werden müssen. Prächtige Ufermoränen verkleiden die Gehänge des Lindenberges zwischen Reuss- und Aathal in 830 m; auch der Gipfel (890 m) besteht aus Moräne, die jedoch hier nach dem Grad der Verwitterung (Verwitterungsschicht 6 Fuss mächtig) Altmoräne sein dürfte (Mühlberg in Mitt. Aargauer Nat. Ges. I (1878) S. 17). Frische Moräne erscheint auf dem Rücken 852 m südlich von Rickenbach (nördlich des Sempachersees) und auf dem Gipfel des Homberg (792 m) bei Reinach.

Wettstein (S. 21) und Aepli (S. 34 und Karte) betrachten die riesige Ufermoräne von Schindellegi am Zürichsee als die höchste der Würm-Eiszeit. Allein die Endmoräne aus Grundmoränenmaterial, die unmittelbar südlich von Schindellegi nördlich der Biber in 950 m von einer südlichen Ausstülpung des Linthgletschers zwischen Etzel und Hoher Rone aufgeschüttet wurde, gehört ihrer ganzen Frische nach auch der Würm-Eiszeit an. Danach müssen auch auf dem Albisrücken Ufermoränen über der Horger Egg abgesetzt worden sein; sie sind der postglacialen Erosion durch die Sihl zum Opfer gefallen (vergl. Aepli a. a. O.) Dass sie bestanden, lehrt die schöne Moräne von Hirzel, die direkt auf den Albis zu verläuft und an der Sihlschlucht plötzlich abbricht. Zur Begründung der Trennung der höchsten Moränen von den tiefern auf zwei Eiszeiten weisen Wettstein und Aepli auf die kiesige Natur der höheren, speziell auf das Fehlen oder doch Zurücktretten von eckigen Blöcken aus den Obermoränen hin, die in den tieferen sehr zahlreich sind; als ebenso wesentlich führen sie die abweichende Zusammensetzung an, da die hohen Moränen auf dem Zürichbergzug Gesteine des Rheingebietes führen, die den tiefen Moränen fehlen, die hohen Moränen des Albiszuges wiederum Sernifite aus dem Sernifthal, die in den tieferen Moränen dieser Gegend nicht vorkommen, wohl aber in den tieferen Moränen des rechten Thalgehänges und im Glattthal. Mir scheinen diese Gründe nicht zwingend: verschiedene Rundung des Materials und verschiedene Anordnung der Stromfäden im Gletscher gestatten gewiss einen Schluss auf einen verschiedenen hohen Gletscherstand, aber noch nicht auf zwei Eiszeiten. Bei hohem Stand, als die Gletscheroberfläche sich auch am Ausgang des Gebirges noch über die Schneegrenze erhob, mussten alle im Gebirge auf den Gletscher fallenden Blöcke verschneit und damit der Innenmoräne und später der Untermoräne einverleibt werden; daher das Zurücktretten von kantigem Material. Ebenso musste bei höchstem Stande der Zufluss, der durch das Walenseethal vom Rheingletscher kam, stark sein und das Eis des Linththales im Vorland nach links drängen. Der Sernifit des Linththales kam damals links vom Zürichsee zum Absatz. Bei tieferem Stande nahm der Zufluss aus dem Rheinthal ab und der Sernifit häufte sich rechts vom Zürichseethal in den Moränen auf. Ich kann Wettstein (S. 22) und Aepli (S. 35) auch nicht zustimmen, wenn sie die End-

1) Verh. Baseler Nat. Ges. X (1894/5) S. 343.

moräne, die bei Schlieren das Limmatthal quert, und den von ihr abfließenden Glacialschotter der Ebene von Dietikon (Aeppli) der vorletzten Eiszeit zurechnen, dagegen die viel weiter unterhalb liegende Moräne von Killwangen, die also einen grösseren Gletscherstand markiert, mit ihrem Übergangskegel der letzten. Meines Erachtens hat Mühlberg das Richtige getroffen, wenn er die Moräne von Schlieren einem Rückzugstadium der letzten Vergletscherung zuweist (Livret-guide etc. Lausanne, 1894, Tafel 6), ganz wie ich das 1886 im Gegensatz zu Wettstein gethan (Vergletscherung des Salzachgebietes S. 148, 155). Ebenso ist das anliegende Feld Niederterrassenschotter des Rückzuges und nicht Hochterrassenschotter.

Höhe des Eises beim Austritt aus den Alpen.

Dort wo der Linthgletscher südlich von Uznach aus den Alpen aufs Vorland heraustrat, hat er an den Gehängen gewaltige Moränenablagerungen hinterlassen, z. B. am südlichen Gehänge des Thales oberhalb Reichenburg in 1100 m, nahezu ebenso hoch (1074 m) am Etzel, über den der Pass von Pfäffikon nach Einsiedeln geht.¹⁾ Erratische Kalkstein- und Sernifitblöcke kommen aber noch höher vor, so auf dem Stöckerli (1247 m), westlich des Wäggitales. Volle 13 km weiter westlich liegt am Nordabfall der Hohen Rone nach Aeppli (S. 85) noch Moräne in 1020 m. Ebenso lagern nördlich des Linthtales mächtige Moränen oberhalb Gauen in 1000 m Höhe, während erratische Kalksteinblöcke noch auf der Höhe des Regelsteins in 1300 m vorkommen (siehe S. 490); krystallinische Geschiebe gehen allerdings nur bis 1000 m.²⁾ Dass die erratischen Blöcke höher emporgehen als die akkumulierten Moränen, kann uns in keiner Weise Wunder nehmen. Da eine Anhäufung von Moränen nie oberhalb der Schneegrenze erfolgt, dürfen wir, solange die Gletscheroberfläche beim Austritt aus dem Gebirge über der Schneegrenze lag, auch an den Gehängen nur sporadisch erratisches Material erwarten und keine Moränen. Für die Oberfläche des Linthgletschers beim Verlassen der Alpen ergibt sich aus den obigen Daten eine Höhe von 1250 m, dagegen für eine spätere Zeit, als er hier Ufermoränen ablagerte, 1100 m.

Die gleichen Verhältnisse treffen wir am Ausgang des Reussgletschers aus dem Gebirge. Moränen finden sich am Rigi bis rund 1150 m³⁾, z. B. an der Südseite bei Felmis nördlich vom Vitznauer Stock in 1134 m, an der Westseite eine prächtige Ufermoräne in 1060 m. Erratische Blöcke aus dem Gotthardtgebiet wurden aber noch in 1200 m am Gätterlipass und östlich der Hochfluh auf dem Punkt 1393 beobachtet.⁴⁾ Östlich vom Zugersee findet sich erratisches Material an der Grossmatt bis 1050 m.⁵⁾ Etwas tiefer streichen drei prachttvolle Ufermoränen einander parallel. Weiter südöstlich leitet am Rüfiberg eine prachttvolle Ufermoräne in 1050 m Höhe den Rüfibach dem Gehänge entlang. Wir dürfen daher die Höhe des Eises des Reussgletschers beim Verlassen der Alpen am Westende des Rigi auf 1200 m veranschlagen, also etwas tiefer als beim Linthgletscher. Ufermoränen hat er erst aufgebaut, als seine Oberfläche auf 1100—1050 m gesunken war.

1) Gutzwiller, Beiträge etc. XIV, Bern 1877. S. 131.

2) Gutzwiller (a. a. O. S. 126) leitet die Blöcke des Regelsteins vom Thurgletscher her, worin ich ihm nicht folgen möchte. Das Fehlen von Urgebirgsgeschieben des Rheinthals an den höheren Teilen der Gehänge erklärt sich durch die lokalen Gletscher, die von den Kurfürsten herabstiegen und das Eis des Rheingletschers etwas zur Seite drängten.

3) Vergl. hierzu die Beobachtungen von Rütimeyer (Der Rigi. Basel, Genf, Lyon 1877. S. 106 und Karte) über die erratischen Höhen am Rigi.

4) Kaufmann, Beiträge etc. XI Bern 1872. S. 410. Mühlberg in Mitt. Aargauer Nat. Ges. I (1878) S. 13.

5) Kaufmann, a. a. O. S. 414.

Gefällsverhältnisse der Gletscheroberfläche.

Der Verlauf der Endmoränen um die einzelnen Lappen des Gletschersaumes gestattet, für diese kurzen Zungen das Gefälle genau zu berechnen. Es ergibt sich z. B. bei Killwangen zu 54 ‰ bei einer Zungenlänge von 7 km, bei Mellingen zu 35 ‰ bei 11 km Zungenlänge und im Mittel aller Zungen zu 40 ‰ bei einer mittleren Zungenlänge von 8 km. Es war also der Eissaum verhältnismässig steil geneigt, ganz wie wir das oben S. 491 für die Riss-Vergletscherung dargethan haben. Weit geringer war das Gefälle der zusammenhängenden Eismasse weiter oberhalb. Aus der Höhe des Eises am Ausgang der beiden Alpenthäler und dem Abstand von den Endmoränen und nach Ausschaltung der schmalen Zungen mit ihrem steilen Gefälle berechnet sich dasselbe zu $11\text{—}12 \text{ ‰}$, ein Wert, der genau dem für den Innegletscher und den Salzachgletscher gefundenen entspricht. Er dokumentiert, dass die Ausbreitung des Eises im Mittelland zur Würm-Eiszeit ungestört durch die Unterlage erfolgte.

Endmoränenwälle des Rückzuges.

Auch beim Linth- und Reussgletscher sind die angehäuften Moränen auf den Saum des Fächers beschränkt. Dabei zeigt die Breite der Zone, wo Moränen akkumuliert wurden, eine enge Abhängigkeit vom Untergrund: in Thälern ist die Zone sehr breit, an Gehängen ganz schmal. So können wir in zahlreichen Thälern Stirnmoränen des Rückzuges erkennen, die oft viele Kilometer weit voneinander abstehen, während die zugehörigen Ufermoränen am Gehänge dicht gedrängt sind: das Eis zerfiel beim Rückzug in einzelne Zungen, die sich schon während des höchsten Standes am Gletschersaum andeuteten. Jede Zunge ging schrittweise zurück, sodass sie in den Pausen Moränenwälle aufschüttete. Solche Moränenwälle des Rückzuges — also ausser der äussersten Endmoräne — zählt man an jeder Zunge meist zwei. Der äusserste Jung-Endmoränenwall ist am breitesten und besteht selbst aus mehreren Wällen, die aber meist nicht auf grössere Strecken zu trennen sind; auch die Moränenwälle des Rückzuges sind meist doppelt oder dreifach zusammengesetzt.

Was in den bisher betrachteten Gebieten nicht gelang, gelingt hier — die Parallelisierung der Rückzugsmoränen, die zuerst Mühlberg¹⁾ ausführte und auf einer Karte darstellte. Ausser dem äussersten Jung-Endmoränenwall ist auch der innerste Wall besonders gut zu identifizieren (vergl. unsere Karte S. 497). Der Abstand zwischen der äussersten Jung-Endmoräne und der ersten Rückzugsmoräne ist überall kleiner, als der zwischen der ersten und der zweiten Rückzugsmoräne, wie folgende Übersicht zeigt.

| | Äusserste Endmoräne | Abstand | Erste Rückzugsmoräne | Abstand | Zweite Rückzugsmoräne |
|---------------|------------------------|---------|-------------------------|---------|--------------------------|
| Glattthal | Bülach | 5,5 km | Oberglatt | 12,5 km | Greifensee |
| Klotener Thal | Würenlos | 10 „ | Katzensee | 12,5 „ | Greifensee |
| Limmatthal | Killwangen | 7 „ | Schlieren | 10 „ | Zürich |
| Reussthal | Mellingen | 5 „ | Stetten | 7,5 „ | Bremgarten |
| Bünzthal | Othmarsingen | 6,5 „ | Wohlen | 11,5 „ | Muri |
| Aathal | Seon | 4 „ | Halwilersee | 12,5 „ | Baldeggersee |
| Surthal | Staffelbach | 2 „ | Reitnau | 11 „ | Sursee. |
| Mittel | | 5,7 „ | | 11,1 „ | |

In dieser Aufzählung ist nur eine einzige grössere Endmoräne nicht enthalten, die von Oerlikon-Kloten im Glattthal; sie bildete sich beim Rückzug des Glattarmes, als dieser seine Teilung in die Würenloser und in die Bülacher Zunge verlor, an der Wurzelstelle dieser beiden Zungen.

1) Livret-guide etc., Lausanne 1894. Tafel 6 u. Verb. Baseler Nat. Ges. X (1895) S. 342.

Diese Verteilung der Endmoränen lehrt, dass das Eis des Linth- wie des Reussgletschers lange Zeit stationär blieb, doch dabei kleinere Schwankungen ausführend, dann sich ein Stück zurückzog und wieder stehen blieb, dabei wieder kleine Schwankungen machend, hierauf ein noch grösseres Stück sich zurückzog, um abermals zu stehen und dann erst ganz zu schwinden. Der Rückzug beschleunigte sich also. Dabei war der letzte Rückzug in denjenigen Thälern besonders gross, die nicht direkt mit den Alpen kommunizieren, sondern Eis über eine Wasserscheide erhielten, wie das Glatthal mit dem Klotener Thal, das Aathal und das Surthal. Nachdem das Eisniveau schon etwas gesunken war, bedingte eine geringe weitere Senkung für diese Thäler eine starke Minderung der Eiszufuhr und damit einen grossen Rückzug.

Die zu den einzelnen Rückzugsstadien gehörenden Ufermoränen sind nicht immer leicht zu finden. Am Zürichsee bei Horgen ist die mächtige Ufermoräne der Horger Egg der letzten Rückzugsmoräne, der von Zürich, zuzurechnen; sie setzt sich, thalaufwärts sich gabelnd, in das Bündel von Ufermoränen des Plateaus von Menzingen und bei Schindellegi fort, wo die tiefste hierher gehörende Ufermoräne in 700—750 m liegt. Ebenso hoch befindet sich die letzte Ufermoräne am Zuger Berg.¹⁾ Das Eis lag bei Zug wie bei Schindellegi während der letzten Pause im Rückzug etwa 200 m tiefer, als zur Zeit des Hochstandes, wo die Moränen auf dem Zuger Berg und die von Altenberg bei Einsiedlen (950 m) aufgeschüttet wurden. Dieser Erniedrigung des Oberflächenniveaus um 200 m entspricht zeitlich der horizontale Rückzug des Eises von Killwangen bis Zürich d. i. um 17 km. Das ergibt für ein Sinken der Oberfläche am Austritt des Gletschers aus den Alpen um 12 m einen horizontalen Rückzug um 1 km. Dieses Verhältnis entspricht genau dem von uns oben gefundenen Gefälle für die Oberfläche des Gletscherfächers. Das Gefälle des im Zürichsee liegenden Eises blieb sich also beim Rückzug im Mittel annähernd gleich.

Das Gefälle der bei Zürich endigenden Zunge berechnete Aepli (S. 33) zwischen Schindellegi und Zürich zu 16,5 ‰. Dieser Wert weicht von dem unsrigen (12 ‰) ab, weil wir den steilen unteren Teil der Zunge ausschieden und die tiefsten Moränen bei Schindellegi nahmen.

Peripherische Entwässerung im Bereich der Ufermoränen: Sihl und Reppisch.

Da die Stirn- und Ufermoränen der einzelnen Rückzugsstadien in den Thälern weit auseinander gerückt sind, fehlen hier prägnante Spuren einer peripherischen Entwässerung, wie wir sie S. 139 im Moränengebiet des Inn- und Reussgletschers kennen gelernt haben. Dagegen zeigen sich einige ausgezeichnete Fälle von peripherischer Entwässerung im Bereich der Ufermoränen. Besonders die Ufermoränen, die bei den Pausen im Rückzug von den Gletscherzungen an den Gehängen der Molasserücken aufgeschüttet wurden, haben mehrfach die Gewässer dem Gehänge entlang geleitet. Grossartig tritt das am Zuge des Albis auf. Die mächtige Moräne bei Schindellegi verwehrte der Sihl den direkten Weg zum Zürichsee und zwang sie, dem einstigen Gletschersaum entlang am Gehänge des Albis nach Nordwesten zu fliessen und sich erst unterhalb der Stirn- und Ufermoräne von Zürich in die Limmat zu ergiessen. In gleicher Weise leitete eine beim Rückzug entstandene Ufermoräne des Reussgletschers die Reppisch auf der Westseite des Albis zum Zuge an dessen Gehängen entlang. Beide Flüsse haben entsprechend ihrem starken Fall ihr Bett seitdem tief in das Gehänge des Berges eingeschnitten. Dabei wurde die Molasse untergraben, Abstürze und Rutschungen traten ein und so wurde aus dem ursprünglich rundlichen, flachen Molasserücken der schmale Albiskamm mit seinen jähen Abstürzen

1) Von den tiefer gelegenen Moränen des Bühlstadiums (siehe S. 528) sehen wir zunächst ab.

nach Westen und Osten.¹⁾ Von diesen Nachstürzen wurden auch die weiter oben am oberen Gehänge des Albis befindlichen Moränen betroffen, von denen nur noch kleine abgerutschte Partien vorhanden sind. Sihlschlucht wie Reppischschlucht sind also erst seit der letzten Pause im Rückzug der Würm-Vergletscherung entstanden.

Drumlin.

Wir haben bei den früher betrachteten Gletschergebieten innerhalb der Endmoränenzone eine Zone der Drumlin und hierauf eine der glacialen Erosion unterscheiden können. Beide Zonen waren von der Zone der Endmoränen räumlich gut getrennt. Im grossen Ganzen gilt das auch für das Gebiet des Linth- und Reussgletschers. Im Einzelnen aber zeigt sich insofern eine Abweichung, als mehrfach schon zwischen den in unserem Gebiet 6 und 11 km weit voneinander abstehenden Stirn- und Seitenmoränen derselben Gletscherzunge gelegentlich Drumlinlandschaften zu Tage treten und sich auch die Molasse frei oder unter dünner Moränenbedeckung zeigt. Das erweist, wie überaus schmal an einem stationären Gletscher die Zone ist, wo Material angehäuft wird, und wie schon unweit des Endes subglaciale Modelung und Ausräumung beginnen. Die Geschlossenheit der Akkumulationszone bei den Gletschern der Ostalpen ist nur eine Folge der dichten Anscharung der Endmoränen des Rückzuges, die in unserem von tiefen Molassethälern durchfurchten Gebiet viel weiter auseinander stehen.

Die Drumlin des Linth- und Reussgletschers sind von J. Früh beschrieben und in ihrer Verbreitung dargestellt worden²⁾. Innerhalb der innersten Endmoränen liegt die prächtige Drumlinlandschaft im Glatththal zwischen Hinwil und dem Aathal bei Uster³⁾, desgleichen diejenige östlich der Reuss, nördlich des Zuger Sees. Die Uebereinstimmung der Drumlinrichtung mit der Gletscherbewegung wird durch Gletscherschliffe bewiesen; beide folgen der Richtung der grossen Molassethäler. Entsprechend ist die Lage des kleinen Drumlingebietes südöstlich des Lindenberges. Nach Früh treffen wir kleine Drumlinlandschaften auch in der eigentlichen Endmoränenzone in den Zwischenräumen zwischen den Wallsystemen des Rückzuges, so eine Gruppe von Drumlin von ca. 9 qkm Fläche nördlich von Effretikon zwischen Winterthur und Bülach, die ganz der Endmoränenzone angehört, eine kleine Gruppe zwischen Kloten und Dietlikon, die hier einem niedrigen, nur dünn mit Moräne bedeckten Molasseplateau aufgesetzt ist. Aufgebaut sind die Drumlin meist aus Grundmoräne.

Schotter im Bereich der Zone der Jungmoränen.

An vier Stellen in unserem Gebiet kommen mehr oder minder ausgedehnte Ablagerungen von Schottern unter Jungmoränen vor: im Glatththal, auf dem Plateau von Menzingen an der Sihl und Lorze, sowie nordwestlich des Längstales der Emme und Reuss; an Fläche beschränkt sind die Vorkommen auf dem Uetliberg und dem Albis. Die Bildungen sind als löcherige Nagelfluh mehrfach beschrieben und jüngst von Aepli zum Teil bestimmten Abschnitten der Quartärzeit zugewiesen worden.

Quartäre Schotter im Gebiet des Glatthtales.

Ausgedehnte frische Schotter mit horizontaler Schichtung — nur ganz lokal kommt auch schräge Schichtung vor — treten unter Moränenbedeckung im weiten Glatththal auf

1) Vergl. A. Wettstein: Geologie von Zürich und Umgebung. Zürich. 1885. S. 60. A. Heim, Neujahrsblatt der Züricher Naturf. Ges. auf 1891. S. 19.

2) Bericht über die Thätigkeit der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft 1894/95. St. Gallen 1896. S. 365—378. Mit Karte, Tafel XIV.

3) Vergl. auch Weber in Mitt. Nat. Ges. Winterthur. III 1901. S. 160f.

einer Erstreckung von rund 25 km zwischen dem Sennwald bei Herrschmetten bezw. Ottikon im Südosten und Seebach unweit Oerlikon im Nordwesten auf. Am schönsten sind sie im Aathal zwischen Wetzikon und Uster erschlossen. Ihre Oberfläche liegt bei Ottikon und im Aathal in 540—550, bei Wangen und gegen Effretikon hin in 490 bis 500 m, endlich bei Kloten am Ostgehänge und bei Stettbach am Westgehänge des Glattthales in 460—470 m. Die Höhenverhältnisse scheinen für eine einst zusammenhängende Schotterfläche zu sprechen, die das ganze Glattthal erfüllte und sich mit 3—4 ‰ Gefälle nach Nordwesten senkte. Der Schotter ist, wie ich 1886 ausgeführt habe¹⁾, vom Gletscher teilweise ausgeschürft und so die Furche des Glattthales und des Greifensees in denselben eingetieft worden.

Der Schotter bildet den Sockel der Drumlinlandschaft zwischen Pfäffiker und Greifensee, während in seinem Liegenden im Aathal Molassenagefluh und bei Wetzikon ein Kohlenlager mit Moräne als Liegendem²⁾ erscheint. Er selbst enthält nach Früh's und meinen (a. a. O. S. 152) Beobachtungen mehrfach Einlagerungen von Moräne. Er tritt also zu den Moränen und Drumlin in seinem Hangenden in eine ähnliche Beziehung, wie der Niederterrassenschotter im Bereich der äussersten Jung-Endmoräne zu dieser. Dieser Umstand, sowie seine grosse Frische, besonders auch die seiner Feldspatgesteine, lässt den Schotter als eine Bildung der letzten Vergletscherung erkennen. Da er Linth- und Rheingeschiebe führt, entstand er zu einer Zeit, als der Gletscher die Wasserscheide zwischen Linth- und Glattthal schon erreicht oder überschritten, aber noch nicht das mittlere Glattthal eingenommen hatte. Seine Lage ist derjenigen der Schotter an der Salzach bei Laufen ähnlich.

Die Schotter des Glattthales hat Gutzwiller eingehend beschrieben (Beiträge XIV. Bern 1877. S. 129—131) und ihre Verbreitung auf der geologischen Karte der Schweiz in 1:100000 Blatt IX dargestellt. Einige Beobachtungen stellte ich 1885 an (Vergletscherung des Salzachgebietes. Wien 1886. S. 151 f.). Ihre geographische Verbreitung verfolgte am vollständigsten J. Früh, dessen Abhandlung im Ber. über die Thätigkeit der St. Gallischen Nat. Ges. 1894/95 (St. Gallen 1896) S. 370—373 die obigen Höhenzahlen zum Teil entnommen wurden. Den Schotter des Aathales beschrieb jüngst trefflich J. Weber (Mitt. Nat. Ges. Winterthur. III (1901) S. 147). Kurze Begehungen des Gebietes haben mir neues nicht ergeben. — Aepli (Beiträge XXXIV Bern 1894. S. 98), der die Schotter des Glattthales ebenfalls beschreibt, rechnet auch das geschichtete Erratikum dazu, das 2—3 m, stellenweise auch 10 m mächtig das Kohlenlager von Dürnten bedeckt. Da jedoch dasselbe schräge Übergusschichtung aufweist (Heer, Urwelt der Schweiz. Zürich 1865. S. 487), scheint die Zugehörigkeit nicht ganz sicher.

Die Schotter des Plateaus von Menzingen.

Südlich des Endes des Uetliberg-Albiszuges, der in der Würm-Eiszeit den Reussgletscher vom Linthgletscher schied, findet sich zwischen dem Zuger und dem Züricher See, diese um 200—400 m überragend, eine 600—800 m hohe flache Platte, das Plateau von Menzingen. Von drei Seiten schoben sich Eismassen auf dasselbe und häuften hier überaus mächtige Moränen auf. Im Osten lag der Linthgletscher, im Westen der Arm des Reussgletschers, der den Zuger See erfüllte; von Süden aber kam durch das Aegerithal ebenfalls ein allerdings nur kleiner Arm des Reussgletschers, der sich östlich des Rossberges vom Hauptgletscher abgelöst hatte. Während des Maximalstandes der Vergletscherung dominierte der Linthgletscher, der hier herüber einen Arm ins Reussgebiet sandte. Das Gebiet war damals völlig unter Eis begraben, da die Gletscher-

1) Vergletscherung des Salzachgebietes. S. 151—153.

2) Siehe auch Heim und Penck: Aus dem Gebiet des alten Isargletschers und des alten Linthgletschers. Zeitschrift d. Deutsch. geolog. Ges. XXXVIII. 1886. S. 163.

oberfläche am Nordende des Zuger Berges in etwa 950 m stand. Bald nach Beginn des Rückzuges wurden dann weite Partien eisfrei, wie die von Aeppli kartographisch dargestellten Endmoränenwälle zeigen¹⁾, die von den drei Gletschersäumen in Pausen beim Rückzug aufgebaut wurden. Zwischen den einzelnen Wällen haben sich durch Verschwemmung des Moränenmaterials mehrfach Kiesflächen gebildet, die die Anordnung der glacialen Abflusssysteme undeutlich erkennen lassen.

Aepplis Karte giebt dieselben fast durchweg als „Grundmoränen der letzten Eiszeit“ an. Ich nenne hier einige der Entwässerungslinien: Twärfallen — südlich Menzingen — Edlibach; Punkt 718 m bei Hinterkehr — Winzenbach — Sarbach — Riedli — Thal; Mühlestadten — Waggitthal — Küfer.

Durchmessen wird das Plateau von Menzingen in tiefen, zum Teil schluchtartigen Thälern von der aus dem Aegerisee kommenden Lorze, die nach Westen zu sich in den Zuger See ergiesst, und der Sihl, die bei Zürich in die Limmat mündet. In diesen Thälern sind unter mächtigen Moränen ausgedehnte horizontale Schotter erschlossen. Nachdem schon Kaufmann sie beschrieben²⁾, hat 1894 Aeppli sie geschildert. Da ich bei meinen Begehungen des Gebietes zu ganz anderen Resultaten gekommen bin, als der letztgenannte Forscher, so ist hier eine eingehende Darlegung der Verhältnisse am Platz.

Die Baarburg-Nagelfluh.

Nordöstlich von Baar erhebt sich die Baarburg, ein ausgezeichnete Tafelberg von kreisrundem Grundriss. Das ebene in 680—687 m befindliche 0,3 qkm umfassende Plateau fällt nach allen Seiten steil, nach Nordnordwesten und nach Süden aber geradezu in Wänden ab, an denen löcherige Nagelfluh entblösst ist. Dieselbe ruht im Norden in 645 m, im Süden beim Rappenloch in 655 m Höhe diskordant auf Molasse auf, von der ihre unteren Schichten grosse Blöcke enthalten. Genau in gleicher Höhe (Sohle 645 m, Oberfläche 675 m) befindet sich 0,5 km östlich die Nagelfluh des Josefs gütsch bei Neuheim, die an der Risi aufgeschlossen ist und sich vom Mittelwald an etwa 1 km weit nach Nordwesten verfolgen lässt. Nach einer Unterbrechung von 1½ km schliesst sich jenseits der Sihl im Oberkellenholz abermals ein Nagelfluhvorkommnis an, eine über und über mit Tuff bekleidete Wand bildend. Die Sohle der bis 690 m emporreichenden Nagelfluh wurde bei der Fassung einer Quelle 8 m unter der Oberfläche des Schuttes, der den Fuss der Wand verhüllt, in 642 m erbohrt, wie mir der Bauführer des stadtzürcherischen Wasserbauamtes, Herr Mohl in Sihlbrugg, mit dem ich Oberkellenholz besuchte, mitteilte. Im Liegenden erscheint Grundmoräne, von der 1899 und 1901 im Aushub des Quellstollens noch Teile sichtbar waren. Die Nagelfluh dürfte sich unter der Endmoräne von Hirzel, die im Hangenden erscheint, nach Nordwesten erstrecken, doch nicht allzuweit; wenigstens lieferte die Quelle, die unmittelbar nach der Fassung — offenbar weil ein Reservoir angebohrt worden war — sehr stark lief, in den letzten Jahren im Maximum nur 380—400 Minutenliter, was auf ein relativ kleines Einzugsgebiet hinweist.

Die Vorkommnisse an der Baarburg, bei Neuheim und im Oberkellenholz sind sichtlich die Reste einer einheitlichen einst zusammenhängenden, in 642 bis 655 m teils auf Molasse, teils auf Grundmoräne abgesetzten und bis 680—690 m emporreichenden Schottermasse, die durch spätere Thalbildung in drei Stücke zerschnitten wurde.

1) Beiträge XXXIV. Bern 1894. Karte 1 : 25000.

2) Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lief. XI. Bern. 1872. S. 414—418.

Die Schotter an der Lorze.

Südlich dieser Nagelfluhreste finden sich im Thal der Lorze und der Sihl ebenfalls verfestigte Schotterablagerungen entblösst, die sich jedoch in tieferem Niveau halten.

An der Lorze trifft man etwa 1 km südlich der Baarburg-Nagelfluh im Schönenheglwald am rechten und im Gstellwald am linken Ufer gut konglomerierten horizontal geschichteten Schotter in einem Niveau, das 50—60 m tiefer liegt als das der Baarburg-Nagelfluh. Von hier ab lässt sich der Schotter, zum Teil in Wänden, bis über Allenwinden an der Lorze aufwärts verfolgen. Ein durchgreifender petrographischer Unterschied gegenüber dem Baarburgschotter besteht nicht. In beiden ist Sernifit nur spärlich vertreten. Doch besitzt der höher gelegene Schotter in Bezug auf Frische der Geschiebe und Verfestigung einen älteren Habitus.

Bemerkenswert sind die Lagerungsverhältnisse der Lorzenagelfluh. Im Liegenden erscheint zum Theil Molasse, in vielen Fällen aber Grundmoräne. An einer Stelle im Lorzetobel, zwischen der Tobelbrücke und dem Töbelisteg, sah ich an der Sohle eine Wechsellagerung von Nagelfluh und Moräne: unten 4 m Nagelfluh, darüber konkordant Grundmoräne in wechselnder Mächtigkeit (bis 3 m), dann wieder Nagelfluh. An anderen Stellen ist die Grenze scharf. Die Mächtigkeit der Nagelfluh an der Tobelbrücke, die Kaufmann (S. 415) zu 50 m und Aepli (S. 69) zu 35—45 m angiebt, mass ich zu 66 m. Über ihr folgt abermals Grundmoräne in wechselnder Mächtigkeit. Darauf liegt an manchen Orten ohne scharfe Grenze loser, zum Teil unregelmässig und schräg, zum Teil horizontal geschichteter, hier und da gekritzte Geschiebe führender Schotter in wechselnder Mächtigkeit, überlagert von den Moränenmassen, die die Endmoränenwälle der Platte zusammensetzen. Meist aber fehlt dieser obere Schotter und die Moräne über der Nagelfluh geht direkt in die Moränenmassen der Oberfläche über.

Thalaufwärts nimmt die Verfestigung des liegenden Schotters etwas ab; Sand und Lettenbänder stellen sich ein und bei Brüggli, Allenwinden gegenüber, ist die Ablagerung zum Teil völlig locker. Hier in der wilden Brüggli-Risi ist deutlich zu sehen, dass liegender und hangender Schotter und Moränen als einheitliche Bildung zusammengehören. Wir haben eine Verzahnung beider Ablagerungen, wie sie für fluvioglaciale Bildungen charakteristisch ist.

Der 110 m hohe Aufschluss zeigt von oben nach unten:

- 1,7 m Moräne mit vielen gekritzten Geschieben.
- 1,2 m Bänderthon und geschichteten Schlamm.
- 0,7 m Schotter, zum Teil zu Nagelfluh verkittet.
- 1,5 m Bänderthon mit zahlreichen Schmitzen von Kies.
- 16 m Schotter.
- 1,4 m Bänderthon.
- 1,0 m Schotter.
- 5,0 m Schotter mit Bänderthon wechsellagernd.
- 38 m Moräne, sandig, undeutlich geschichtet; mit einzelnen grossen Blöcken, lokal mit Schlammelagerungen.
- 24 m Bänderthon mit Kiesschmitzen, die flossabwärts immermehr überwiegen, nach unten übergehend in
- 36 m Schotter, sandig, gut horizontal geschichtet.

Weiter thalaufwärts dominieren die moränig-lehmigen Bestandteile noch mehr, und ich kann Aepli durchaus beipflichten, wenn er schreibt: „Gegen Neu-Aegeri hin gehen die geschichteten Ablagerungen in die mächtigen Moränenmassen über, welche namentlich links von der Lorze liegen.“ Diese Moränen sind Moränen der letzten Eiszeit; der

Schotter, der thalaufwärts in sie übergeht, kann daher auch nur der letzten Eiszeit angehören: Die Lorzenagelfluh gehört der Würm-Vergletscherung an, mit deren Moränen sie sich in augenfälliger Weise verzahnt.

Über die Höhenlage der Sohle wie der Oberfläche der Lorzenagelfluh orientiert die folgende Tabelle, deren Daten teils Aepplis Angaben, teils meinen eigenen barometrischen Höhenmessungen entstammen.

| Schotter an der Lorze. | | | |
|------------------------|----------------------------|----------------------|-------------------|
| km | Thalseite | Sohle | Oberfläche |
| 0,0 | Brüggli-Risi | r. unter 635 | 671 |
| 0,3 | Allenwinden | l. — | 650 ^{a)} |
| 1,2 | Niedfurren | r. unter 590 | 621 |
| 1,5 | Schönbrunn | r. 566 | — |
| 1,8 | Schwarzenbach | l. 550 ^{a)} | 618 ^{a)} |
| 2,0 | Tobelbrücke | l. 554 | 620 ^{a)} |
| 2,0 | Tobelbrücke | r. 570 | 615 ^{c)} |
| 2,2 | Unter-Wulfligen | r. 572 ^{a)} | 605 ^{a)} |
| 2,5 | Schwarzfluh | r. 560 ^{a)} | — |
| 2,5 | Schwarzfluh | l. 560 ^{a)} | 610 ^{a)} |
| 2,7 | Quellfassung der Spinnerei | r. 568 ^{b)} | 620 ^{a)} |
| 2,9 | Höllbach, l. Gehänge | r. 563 | 618 |
| 3,0 | Höllbach, r. Gehänge | r. — | 625 |
| 3,0 | Höll | l. 575 ^{a)} | 618 ^{a)} |
| 3,1 | Schönenheglwald, Südende | r. 595 ^{c)} | 625 ^{c)} |
| 3,6 | Schönenheglwald, Nordende | r. 596 ^{a)} | 625 |
| 3,6 | Gstelli | l. 560 ^{d)} | 618 ^{a)} |

a) Nach Aepplis Messung. b) Quellwasserversorgung der Spinnerei an der Lorze (ohne Jahr und Ort, Druck bei Thellung in Zürich) Beilage III. c) Nach E. Zollingers Messung (zitiert bei Aeppli). d) Nach Aepplis Karte. e) Aeppli giebt für die Oberfläche des Schotters nur 600 m an; doch geht derselbe gleich westlich des Weges, der von Westen zur Tobelbrücke herabführt, bis 620 m. Ebenso geht er am rechten Ufer höher, als Aeppli notiert.

Die Sohle des Schotters verläuft unregelmässig: offenbar lagerte er sich auf einer unebenen Landoberfläche ab und die Lorze hat nicht überall die tiefste Rinne beim Wiedereinschneiden getroffen. Die Schotteroberfläche senkt sich zuerst rasch, um dann auf 2,4 km Entfernung unregelmässig um 620 m herum zu schwanken.

Die Schotter an der Sihl.

An der Sihl zeigt sich horizontal geschichteter Schotter schon $\frac{1}{2}$ km oberhalb der alten Sihlbrugg (vergl. Fig. 73). Es folgt weiter aufwärts das schon besprochene höher gelegene Schottervorkommnis im Oberkellenholz und hierauf in geringer Entfernung wieder in tieferem Niveau ein Aufschluss an der Bodenrisi. Von der Ernhalde an lässt sich der Schotter ohne Unterbrechung an beiden Ufern in grossen Aufschlüssen bis zur Sihlmatt bei Suhner verfolgen. Ein letztes Vorkommnis erscheint 2 km weiter oberhalb an der Waldhalde.

Die Verfestigung des Schotters wechselt; am Sihlsprung z. B. — so heisst eine Schnelle der Sihl, in der diese sich zwischen grossen abgestürzten Nagelfluhblöcken durchzwängt — fand Aeppli an einer frisch entblösten Stelle den Schotter ganz locker, während er an den benachbarten alten Wänden sehr fest ist. Bei Laubau, dicht oberhalb Sihlbrugg, zeigt er sich als feste Nagelfluh, am gegenüberliegenden rechten

Ufer bei Mettel ist er erheblich lockerer. Der Schotter, der im Habitus dem Lorzschotter entspricht, führt erheblich mehr Sernifit, als der letztere. Das ist schon am Sihlsprung zu bemerken und tritt besonders bei den Partien in der Nähe von Sihlbrugg hervor. Die Lagerungsverhältnisse entsprechen ganz denen des Lorzschotters. Am Sihlsprung erscheint im Liegenden ein reiner, fetter blauer Thon, den Aepli wohl mit Recht als eine Facies der Grundmoräne deutet. Im allgemeinen aber ist das Liegende Molasse. Im Hangenden tritt Moräne auf. Bei der Hofrisi liegt auf einer Strecke von rund 1 km auf der Moräne wieder zum Teil sehr unregelmässig geschichteter Schotter mit viel Sand (640—665 m), von dem einzelne Bänke z. B. gleich unter dem Hof Knödli, etwas verfestigt sind. Genau derselben Schichtfolge begegnet man weiter thalabwärts am rechten Ufer zwischen Mettel und Kohlgrub.

Bei Mettel kommen im Schotter Gerölle einer löcherigen Nagelfluh vor; sie beweisen, dass bei Absatz des Schotters schon eine ältere verfestigte Kiesablagerung vorhanden gewesen ist; offenbar ist die benachbarte 50—60 m höher gelegene

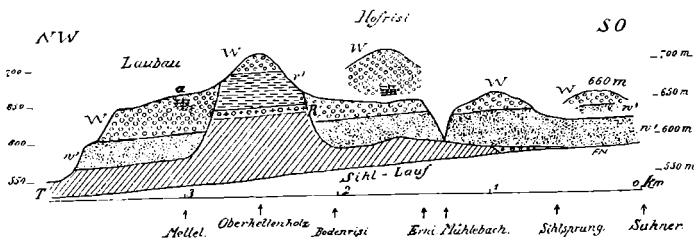


Fig. 73. Längsprofil durch die Schotter an der Sihl.

Das Profil ist entlang dem rechten Ufer, und zwar in gerader Linie ohne den Krümmungen des Flusses zu folgen, genommen; nur das Profil bei Hofrisi und das bei Punkt 660 m befindet sich auf dem linken Ufer. Massstab der Längen 1:50 000, der Höhen 1:5000. *W* = Moränen der Würm-Eiszeit, *a* Kieseinlagerung darin; *w'* = Schotter der Würm-Eiszeit; *R* = Moränen der Riss-Eiszeit; *n'* = Nagelfluh des Oberkellenholzes; *T* = Molasse.

Nagelfluh des Oberkellenholzes die Ursprungsstätte jener Gerölle. Oberhalb des Oberkellenholzes führt der an der Sihl anstehende Schotter allerdings keine Nagelfluhgerölle; solche konnten vom Oberkellenholz hierher nicht gelangen. Doch ergeben die Lagerungsverhältnisse unzweideutig, dass auch die Nagelfluh des Sihlsprungs jünger ist als die Nagelfluh des Oberkellenholzes und mit der letzteren nicht verbunden werden kann, wie das Aepli thut.

Die Nagelfluh am Sihlsprung geht im Mühlegraben von 590—625 m; ebenso hoch reicht sie an der Ernihalde und etwas weiter an der Bodenrisi von 590—630 m (vergl. die umstehende Tabelle und Figur 73). Die Nagelfluh des Oberkellenholzes, nur 500 m nördlich der Bodenrisi, liegt dagegen 50—60 m höher, nämlich in 642—690 m. Wollte man beide Vorkommnisse verbinden und eine nachträgliche Dislokation annehmen, so müsste das schiefgestellte Verbindungsstück 100‰ Sohlengefälle und 120‰ Oberflächengefälle aufweisen. Ein solches Gefälle müsste selbst in kleinen Aufschlüssen bemerkbar sein. Trotzdem zeigen die Wände des Oberkellenholzes wie der Bodenrisi horizontale Nagelfluhbänke. Gerade in der Mitte zwischen beiden Vorkommnissen erscheint ein kleiner Nagelfluhausbiss an der Strasse von 642—645 m reichend. Aber auch hier liegen die Bänke horizontal. Obwohl dieses Vorkommen der Höhe nach den untersten Schichten der Nagelfluh des Oberkellenholzes entspricht, halte ich es nicht für anstehend; es dürfte sich vielmehr um einen grossen Block handeln, der zugleich mit den mächtigen, zum Teil noch grösseren Blöcken, die weiter westlich im Unterkellenholz wild durcheinander liegen, von der Nagelfluhwand des Oberkellenholzes abgerutscht ist und nur zufällig horizontal liegt. Veranlasst ward diese Abrutschung

durch die liegende Moräne des Oberkellenholzes, auf der Quellen zu Tage treten. Wie dem auch sei, in keinem Fall zeigt der Aufschluss an der Strasse die Schiefstellung, die man erwarten müsste, wenn Aepplis Ansicht richtig wäre, welcher in ihm das Bindeglied zwischen den beiden Nagelfluhen annimmt.

Über die Höhenlage der Schotter entlang der Sihl orientieren die folgenden Zahlen. Die Entfernungen wurden in der Richtung nach Nordwesten, also ohne Rücksicht auf die Krümmungen des Flusses, gemessen.

Höhenverhältnisse der Schotter an der Sihl.

| km | | Alter Schotter | | Schotter des Sihlthales | | Hangende Schotter | |
|-----|-------------------------|-----------------------------|------------|-------------------------|-------------------|-------------------|------------|
| | | von Oberkellenholz Sohle | Oberfläche | Sohle | Oberfläche | Sohle | Oberfläche |
| 0,0 | Waldhalde | — | — | unter 612 | 640 ^{b)} | — | — |
| 2,0 | Suhner, l. Ufer | — | — | unter 590 | 630 | — | — |
| 2,5 | Sihlsprung | — | — | 580 ^{a)} | 620 ^{a)} | — | — |
| 3,5 | Sommerau, l. Ufer | — | — | 590 ^{a)} | 625 ^{a)} | — | — |
| 3,5 | Mühlebach, r. Ufer | — | — | 590 | 625 | — | — |
| 3,8 | Ernihalde, r. Ufer | — | — | — | 625 | — | — |
| 4,0 | Hofrisi, l. Ufer | — | — | 600 | 630 | 650 | 670 |
| 4,3 | Bodenrisi r. Ufer | — | — | 590 | 630 | — | — |
| 4,8 | Oberkellenholz, r. Ufer | 642 | 690 | — | — | — | — |
| 4,8 | Sennweid, l. Ufer | — | — | — | 615 | — | — |
| 5,3 | Mettel, r. Ufer | — | — | 570 | 610 | 645 | 655 |
| 5,8 | Laubau, l. Ufer | — | — | 570 | 605 | — | — |

a) Nach Aepplis Zahlenangabe; b) nach Aepplis Karte geschätzt, unsicher. Die übrigen auf meinen barometrischen Höhenmessungen beruhenden Zahlen weichen zum Teil von denen Aepplis ab. Bei Suhner giebt Aeppli als oberes Niveau des Schotters 610 m an; doch hat er hier Nagelfluh als Moräne kartiert; denn Nagelfluh erscheint direkt unterhalb des Weges, der von Norden zur Sihlmatt herunterführt, schon in 630 m. Aepplis Angaben für die Ernihalde, die Hofrisi und Bodenrisi sind alle 10—15 m zu hoch, ebenso für die Nagelfluh an der Landstrasse. Ich habe die Messungen im Anschluss an benachbarte Höhenpunkte zum Teil in verschiedenen Jahren wiederholt und Werte erhalten, die nicht mehr als 5 m voneinander abweichen.

Die Sohle der Schotter weist wie an der Lorze Unregelmässigkeiten auf, die sich aus der Unebenheit der Landoberfläche vor Ablagerung der Schotter erklären. Ihre Oberfläche lässt allerdings vom Sihlsprung bis zur Bodenrisi, auf eine Erstreckung von 1,8 km, kein Gefälle erkennen. Doch giebt eine geringe Erosion der Oberfläche (6—7 m) durch den Gletscher im oberen Teil des Gebietes hierfür ohne weiteres eine Erklärung. Weiterhin zeigt sich Gefälle. Ein Ansteigen des Schotters gegen Norden spricht sich in den Zahlen nicht aus. Sie vergewissern, dass der Schotter mit der alten Nagelfluh des Oberkellenholzes nichts zu thun hat; er wurde vielmehr in einem in die alte Nagelfluh und deren liegende Molasse eingeschnittenen Thale abgelagert.

Sihl- und Lorzenagelfluh jungglacial und zur Laufschwankung gehörig, nicht disloziert.

Bemerkenswert ist die Übereinstimmung im Oberflächenniveau der Sihl- und der Lorzenagelfluh; an beiden Flüssen hält es sich zwischen 625 und 630 m. Das allein spricht schon für einen Zusammenhang der Schotter unter den Moränen von Menzingen hindurch. Für eine weite Ausdehnung der Lorzenagelfluh nach Osten spricht aber auch der ausserordentliche Wasserreichtum der an der Sohle des Schotters im Lorzethal in der Höll austretenden Quellen der Spinnerei, deren Einzugsgebiet Heim nach der Wasserführung auf 20—30 qkm schätzt, d. i. gleich dem Areal der Hochfläche zwischen

Sihl und Lorze.¹⁾ Wir haben es offenbar mit einer grossen, nachträglich mit Moränen überschütteten Schotterplatte zu thun, die gegen Nordwesten schwach geneigt ist. In einem Thal passiert ein Ausläufer von ihr oberhalb Sihlbrugg die alte Baarburg-Nagelfuh (vergl. Fig. 74).

An der Lorze sahen wir diese Schottermassen mit den Moränen der letzten Eiszeit als Glacialschotter in Konnex treten. An der Sihl fehlen derartige Aufschlüsse. Doch spricht die Zunahme der Grösse der Gerölle nach Süden — sie erreichen an der Waldhalde zum Teil 40—50 cm Durchmesser — auch hier dafür. Dabei ruht der Schotter auf Moräne auf, mit der seine untersten Partien an der Lorze wechsellagern; andererseits wird er von Moränen bedeckt, die wiederum mit seinen oberen Partien in Wechselagerung treten. Es ist das genau das, was wir schon mehrfach bei den Schottern der

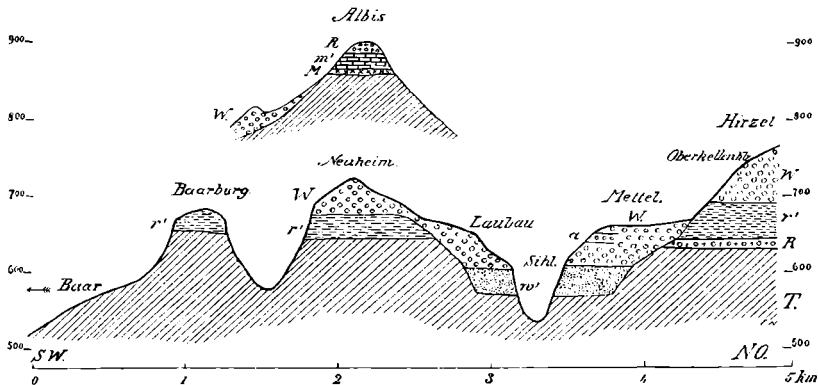


Fig. 74. Querschnitt durch die drei Schotterhorizonte zwischen Baar und Hirzel.

Massstab der Längen 1:50 000, der Höhen 1:5000.

Das Querprofil durch den Albis liegt 4,5 km nordwestlich desjenigen durch die Baarburg-Nagelfuh und die Schotter an der Sihl. *W* = Moräne der Würm-Eiszeit (bei *a* geschichtete sandig-kieselige Partie darin); *w'* = Schotter der Würm-Eiszeit, der Laufenschwankung angehörend; *R* = Moräne der Riss-Eiszeit; *r'* = Schotter der Riss-Eiszeit; *M* = Moräne der Günz- oder Mindel-Eiszeit; *m'* = Deckenschotter; *T* = Molasse.

Laufenschwankung kennen gelernt haben. Der Schotter des Plateaus von Menzingen ist sonach während der Laufenschwankung abgelagert worden. Seine Lage in dieser Höhe wird dadurch erklärt, dass im Osten der Linthgletscher, im Westen der Reussgletscher ein seitliches Abfliessen des Wassers hinderten; so entstand er seitlich des Gletschers weit über der Sohle der Hauptthäler. Es ist die gleiche Erscheinung, die S. 175 an der bayerischen Traun geschildert worden ist. Auch dort wurden zwischen zwei Gletschern, dem Salzachgletscher und dem Inngletscher, hoch über den benachbarten Zungenbecken Schotter abgesetzt; nur handelt es sich dort um ältere Schotter, in unserem Fall aber um jüngere. Es erinnert das Vorkommen in vielen Stücken an die Verbaunungen von Thälern an der Gletscherflanke, die wir am Glasenbach unweit des Salzachthales (S. 160) sowie am Söllbach bei Tegernsee (S. 171), ferner an zahlreichen Stellen an den Flanken des Innthales (S. 315) kennen gelernt haben.

Mit dieser Entstehungsart hängt die petrographische Zusammensetzung des Schotters, speziell das Zurücktreten der Sernifite, zusammen, die in den Moränen in seinem Hangenden

1) Quellwasser-Versorgung der Spinnerei an der Lorze. Baar. S. 3. Erwähnt auch bei Aepli a. a. O. S. 65.

so häufig sind: bei kleinerem Gletscherstand, wie er der Laufschwankung entsprach, gelangte das Material aus dem Sernftthal weiter nach rechts, während später bei hohem Gletscherstand die Sernfitmoränen durch die in mächtigem Strom über den Walensee eindringenden Eismassen des Rheingletschers wieder mehr nach links gedrängt wurden.

Weit älter ist die in drei Resten erhaltene Baarburgnagelfluh; sie entstammt wohl der vorletzten Eiszeit und mag unter ähnlichen Verhältnissen abgelagert worden sein, wie die Lorze-Sihl-Nagelfluh, ganz entsprechend dem hochgelegenen Hochterrassenschotter an der bayerischen Traun zwischen Inn- und Salzachgletscher. Für keine der beiden Ablagerungen liegen irgendwelche Anzeichen einer nach ihrer Ablagerung erfolgten Dislokation vor.

Schotter in der weitem Nachbarschaft des Plateaus von Menzingen.

Schotter, die ihrem Habitus nach den Schottern an der Sihl und an der Lorze entsprechen, treten südlich von Wädenswil bei Altschloss und auf der Hochfläche von Geren auf; auch sie ruhen auf Moräne. Da sie im Niveau dem Schotter an der Sihl ungefähr entsprechen, nimmt Aeppli (S. 74) einen Zusammenhang beider unter den Moränen des Plateaus von Menzingen an.

Weit oberhalb treten an der von Einsiedeln kommenden Alp unfern ihrer Mündung in die Sihl im Liegenden der mächtigen Moränen, die vom Linthgletscher in der Würm-Eiszeit während seines Maximums aufgeworfen wurden, horizontale Schotter auf.¹⁾ Auch die Ablagerung dieser bis 900 m reichenden Schotter dürfte seitlich vom Gletscher erfolgt sein, der den Abfluss der Sihl erschwert hatte. Wir haben keinen Grund, sie für älter als die Würm-Vergletscherung zu halten.

Die Uetliberg-Nagelfluh.

Auf dem Albiskamm finden sich mehrere Fetzen löcheriger Nagelfluh. Schon lange bekannt ist das Vorkommen auf der Kuppe des Uetliberges, an dem zuerst die glaciale Entstehung der löcherigen Nagelfluh nachgewiesen wurde. 10 km weiter südlich erscheint Nagelfluh auf Molasse bei der Albishochwacht, eine Fläche von etwa 0,5 km zusammensetzend. Unmittelbar schliesst sich ein kleiner Fetzen beim Schlossbühl und hierauf eine etwa 2 km lange, im Maximum 250 m breite, von der Höhe des Bürglenstutzes nach Südosten ziehende Zunge an.

Über die Höhen der Vorkommnisse, betreffend deren eingehende Schilderung auf Heims²⁾ und Aepplis³⁾ Darstellung verwiesen sei, orientiert die folgende Tabelle; die Punkte sind in der Thalrichtung angeordnet.

| Entfernung | | Tiefster Punkt der Sohle | Höchster Punkt der Oberfläche |
|------------|-------------------------------|-----------------------------|----------------------------------|
| 0 km | Albishorn | 870 | 890 |
| 2 „ | Bürglenstutz, oberer Schotter | 855 | 910 |
| 3 „ | Albishochwacht | 843 | 860 |
| 13 „ | Uetliberg | 845 | 872 |

Ein Fallen (9—10 ‰) nach Nordwesten spricht sich sowohl bei der Sohle als

1) Vergl. auch Kaufmann, Beiträge XIV. Teil II. S. 135.

2) Geschichte des Zürichsees. Neujahrsblatt der Nat. Ges. auf 1891. Zürich. Mit geol. Karte des Uetli.

3) Beiträge etc. XXXIV. Bern 1894. S. 49—57. Vergl. ferner Gutzwiller, löcherige Nagelfluh. 1880. S. 18; A. Wettstein, Geologie von Zürich. Zürich 1885. S. 27. Hier findet sich auch die ganze Litteratur über die Uetli-Nagelfluh zitiert.

auch bei der Oberfläche zwischen Albishorn und Albishochwacht aus; weiterhin aber macht es einem schwachen Ansteigen (1‰) Platz.

Die Uetlibergnagelfluh führt wenig Sernifit und unterscheidet sich dadurch, sowie durch den grossen Gehalt an Geröllen aus der miocänen Nagelfluh von den Moränen, die an mehreren Stellen, so auch beim Albiskamm über der Nagelfluh zu beobachten sind. Die krystallinischen Geschiebe sind morsch. Das ist ein Zug hohen Alters. Charakteristisch ist die enge Verknüpfung mit Moränen: die Nagelfluh ruht zum Teil auf Moräne, mit der sie an einigen Stellen geradezu wechsellagert. Die Moräne geht am Uetli ganz allmählich durch zunehmende Schlemmung in den Schotter über, der in seinen unteren Partien mehrfach gekritzte Geschiebe führt. Wir haben es also mit dem Glacialschotter einer alten Vergletscherung zu thun.

Der alte Habitus der Nagelfluh, verbunden mit ihrer hohen Lage auf einem Molasserücken, legt es nahe, sie mit einem der Deckenschotter ausserhalb der Moränenzone zeitlich in Verbindung zu bringen, wie das in der That Heim, Du Pasquier und Aepli ausgesprochen haben, und wie das Penck für das in ähnlicher Weise auf Moränen gelegene Vorkommnis von Heiligenberg gethan hat (S. 400). Gleichwohl handelt es sich hier wieder nicht um ein vollständiges Aequivalent eines der Deckenschotter. Denn die Verknüpfung der Uetlibergnagelfluh speziell an ihrer Sohle mit Moränen zeigt, dass sie im Moränengebiet der betreffenden Vergletscherung selbst entstand, und zwar kann das beim Rückzug der letzteren oder bei einer Schwankung analog der Laufschwankung geschehen sein, ganz ebenso, wie wir das S. 507 vom Schotter an der Lorze geschildert haben. Die Uetlibergnagelfluh kann sonach jünger als der ausserhalb der Moränen während jener Vergletscherung abgesetzte Deckenschotter sein. Ob sie der Vergletscherung des älteren oder der des jüngeren Deckenschotter, also der Günz- oder Mindel-Eiszeit zuzurechnen ist, muss angesichts der Kleinheit des Vorkommnisses — es handelt sich am Uetliberg nur um eine Fläche von 0,02 qkm, auf dem ganzen übrigen Albis um eine solche von 0,6 qkm — dahingestellt bleiben¹⁾. Ebenso muss es dahingestellt bleiben, ob wir in der Uetlinagelfluh den Rest einer früher weit ausge dehnten Bildung vor uns haben oder nur eine mehr lokale Ablagerung, die zwischen zwei Gletschern entstand, etwa wie die Schotter des Plateaus von Menzingen oder der Deckenschotter an der bayerischen Traun zwischen Inn- und Salzachgletscher.

Die letztere Anschauung, die zuerst von F. Mühlberg ausgesprochen²⁾ und später auch von A. Escher von der Linth vertreten wurde³⁾, hat manches für sich, so besonders die Thatsache, dass die Wechsellagerung zwischen Schotter und Moräne an den verschiedenen Stellen des Albis-zuges in verschiedener Weise erfolgt. Dadurch würde sich auch der Anstieg der Sohle und der Oberfläche um einige Meter von der Albishochwacht bis zum Uetli erklären.

Zusammenfassung über die Schotter zwischen Zürichsee und Reussthal. Geschichtliches.

Zwischen dem Zürichsee und dem Reussthal treten in drei verschiedenen Niveaus, zum Teil in Wechsellagerung mit Moränen, Schotter auf: der Schotter an der Lorze und an der Sihl gehört der Würm-Eiszeit und zwar der Laufschwankung an; die höher liegende Baarburg-Nagelfluh ist älter und noch älter ist die Uetli-Nagelfluh. Alle drei Vorkommnisse lassen sich, da sie inmitten des Gebietes der Moränen auftreten, nicht streng mit den Schotterhorizonten ausserhalb der Gletschergebiete in Verbindung setzen.

1) Auf der Karte S. 497 ist sie als älterer Deckenschotter eingezeichnet.

2) Errat. Bildungen im Aargau etc. Festschr. aarg. Nat. Ges. Aarau. 1869. S. 169.

3) In Escher und Bürkli, Wasserverhältnisse der Stadt Zürich. Neujahrsblatt der Züricher Nat. Ges. auf 1871. Zürich 1871. S. 11.

Heim (Alpine Randseen. Vierteljahrsschrift der Züricher nat. Ges. 1894. S. 78) und insbesondere Aeppli (a. a. O.) betrachten Sihl-Lorze-Schotter, Baarburg-Schotter und Uetli-Nagelfluh als eine einheitliche, einst zusammenhängende Schotterbildung, und zwar als Deckenschotter. Die verschiedene Höhe der Schotterreste erklären sie durch eine gewaltige Dislokation, ein Sinken der südlichen Teile mitsamt den Alpen um volle 425 m gegenüber den nördlichen auf dem Albiskamm gelegenen Vorkommnissen. Gegen diese Auffassung sprechen der so sehr verschiedene Erhaltungszustand der Feldspatgesteine, die in der Uetliberg-Nagelfluh alle zersetzt, im Sihl-Lorze-Schotter aber frisch sind, dann aber auch die Gefällsverhältnisse, die nirgends an der Sihl und Lorze ein Ansteigen thalabwärts aufweisen. Wir haben vielmehr dargethan, dass die Nagelfluh der Baarburg, des Josefsbüsch bei Neuheim und des Oberkellenholzes älter ist, als der Sihl-Lorze-Schotter (S. 509). Die letzteren Vorkommnisse verbindet Aeppli mit den 200 m höher gelegenen auf dem Albis. Die Berechtigung zu dieser auf eine Strecke von 4 km vorgenommenen Interpolation leitet er aus dem von ihm vertretenen Ansteigen der Lorze- und der Sihlnagelfluh nach Norden ab. Da dieses Ansteigen nicht besteht, so fällt auch das Argument für die Parallelisierung der Baarburg-Nagelfluh mit der auf dem Albis.

Da der Schotter an der Sihl und Lorze ganz jung ist und der Laufschwankung angehört, können die in seinem Hangenden auftretenden Kiese und Sande, die Aeppli teils als Hochterrassen-, teils als Niederterrassenschotter kartiert hat, das nicht sein. Es handelt sich hier vielmehr um wenig mächtige lokale Verschwemmungsprodukte von Jung-Moränen, die zum Teil zwischen Moränen eingeschaltet sind (vergl. die mit *a* markirten Stellen in den Figuren 73 und 74). Hangende und liegende Schotter, wie die zwischenlagernde Moräne sind eine einheitliche Ablagerung, die sich nicht auf mehrere Eiszeiten verteilen lässt. Eine trennende Verwitterungslage fehlt; die Bildungen gehen vielmehr ineinander über. Niederterrassenschotter, freilich mit der Einschränkung, dass es sich nicht um echten Niederterrassenschotter, sondern um einen Schotter der Laufschwankung handelt, ist von den von Aeppli auf seiner Karte als solchen verzeichneten Vorkommnissen nur das von Mettel und Laubau (zwischen Sihlbrugg und Kohlgrub resp. Sennwald). Thalaufwärts bringt Aeppli diesen Schotter mit dem hangenden Schotter der Hofrisi in Verbindung, während er nach unseren Ausführungen S. 509 mit der Sihlsprungnagelfluh verknüpft werden muss. Aeppli hält letzteres für ausgeschlossen, da der Metteler Schotter viel Sernifit führe, der Sihlschotter aber weniger. Mir scheint dieser Grund nicht stichhaltig. Die Unterschiede sind nicht bedeutend; Aeppli sagt selbst S. 40, „dass am Sihlsprung Sernifite häufiger sind als gewöhnlich, während sie wenig weiter thalabwärts wieder selten sind“ und S. 57 vom Metteler Schotter: „er enthält etwas mehr Sernifit als dem Deckenschotter zukommt.“ Schon nach der Lage der Ursprungsstelle des Sernifits im Linththal musste bei relativ kleinem Gletscherstand am linken Gehänge des Zürichseethals der Sernifit im Süden fehlen oder zurücktreten, da hier die Eismassen aus dem Wäggitthal und dem Klönthal die linke Flanke des Gletschers bildeten; thalabwärts aber sowie auch nach Westen musste das Sernifitmaterial in den Moränen zunehmen. Genau dementsprechend zeigt sich in der Lorzenagelfluh fast gar kein Sernifit, in der am Sihlsprung wenig, etwas mehr aber bei Mettel.

Aeppli nimmt an der Sihl oberhalb Sihlbrugg eine kreuzweise Verbindung der Schotter vor: die Sihlnagelfluh soll zur Nagelfluh am Oberkellenholz emporsteigen, der im Hangenden der Sihlnagelfluh bei der Hofrisi auftretende Kies dagegen zum Metteler Schotter herabsteigen (vergl. das Längsprofil an der Sihl, das Aeppli a. a. O. Tafel II giebt, mit unserem Profil S. 509). Abgesehen davon, dass ein Gefälle von 40—50⁰/₀₀ bei einem ungestörten Schotter, wie es nach Aeppli der Metteler Schotter sein soll, ganz unmöglich ist, liegt über dem Schotter bei Mettel selbst Kies, der genau so beschaffen ist wie der hangende Schotter bei der Hofrisi. Das Profil an der Hofrisi und das bei Mettel sind identisch; wir verbinden daher die entsprechenden Schichten, den Metteler Schotter mit der Sihlsprungnagelfluh und die beiden hangenden Schotter miteinander; die Nagelfluh des Oberkellenholzes aber ragt darüber heraus und ist älter. — Was Aeppli an der Lorze als Niederterrassenschotter bezeichnet, ist eine lokale, ganz junge postglaciale Schotteranhäufung.

Schotter bei Eschenbach nördlich von Luzern.

In der Umgebung von Eschenbach, zwischen Pfaffwil, Isenringen und Ottenhusen, treten mehrfach horizontale, alpine, 15 m mächtig erschlossene Schotter

auf¹⁾. Soweit ihr oberes Niveau sich bei 500 m befindet, sind sie als eine einheitliche Bildung zu betrachten. Lokale Vorkommnisse liegen höher. Wie im Glattthal treffen wir auf ihnen, ja zum Teil in sie eingeschnitten, eine Drumlinlandschaft²⁾.
Gebiet des sporadischen erratischen Materials.

Südlich der geschilderten letzten Rückzugsmoränen, der Drumlin und Schotter treten ältere Gesteine an die Oberfläche, die weiter nordwärts meist unter den Anhäufungen von Moränen verborgen waren³⁾. Moräne findet sich nur gelegentlich und in dünner Decke. Meist fehlt sie und nur zerstreute erratische Geschiebe zeugen von der einstigen Anwesenheit des Eises. So liegt zwischen dem Pfannenstiel und Wald im Bereich der Einsattelung, die das Zürichseethal vom oberen Glattthal trennt, die Molasse zu Tage. Molasse allein bildet die Wandungen des Zürichseethales an den tieferen Gehängepartien des oberen Teiles, etwa von Horgen aufwärts; der Gegensatz gegen die mit mächtigen Ufermoränen ausgekleideten oberen Gehängepartien ist augenfällig. Molasse dominiert auch südlich des Baldegger- und des Sempachersees bis zum Thal der kleinen Emme und der Reuss, soweit nicht die Schotter von Eschenbach sie verdecken. Wir haben das Gebiet der glacialen Anhäufung verlassen und das der glacialen Erosion betreten.

V. Das Zungenbecken des Linthgletschers und die Entstehung des Zürichsees.

Übertiefung der trichterförmigen Mündung des Linththales. Verfolgung des alten Thalbodens am Zürichsee. Beziehung des alten Thales in der Molasse zur präglacialen Landoberfläche. Rippung im Bereich des alten Thalbodens zu beiden Seiten des Zürichsees. Die verborgenen kleinen Terrassen am Zürichsee. Streichen und Fallen der Molasse im Bereich der kleinen Terrassen. Übereinstimmung im Streichen und Fallen zwischen den kleinen Terrassen und den Schichten der Molasse. Der Steilabfall der kleinen Terrassen an festere Gesteinsbänke geknüpft. Die kleinen Terrassen am Zürichsee keine Thalbodenreste. Zungenbecken des Linthgletschers: Stammbecken und Zweigbecken. Der Zürichsee als Wanne glacialer Erosion. Junge Uferlinien. Interglaciales Delta am Zürichsee. Zweigbecken im Glattthal. Das Bühlstadium des Linthgletschers. Die Moräne von Hurden. Moränen bei Wangen am Buchberg. Schieferkohlen von Wangen am Buchberg. Schotter und Moränen bei Uznach. Die Moränen von Hurden, Wangen und Uznach als Moränen des Bühlstadiums. Schieferkohlen von Uznach nicht interglacial. Recenter Charakter ihrer Fossilien. Klima zur Zeit der Achenschwankung nach der Flora der Schieferkohlen beurtheilt. Dauer der Achenschwankung.

Übertiefung der trichterförmigen Mündung des Linththales.

Trichterförmig mündet das Linththal hinaus ins Alpenvorland. (Vergl. Siegfried-atlas 229, 232, 233, 246—249.) Noch bei Niederurnen besitzt seine Sohle zwischen dem östlichen Ausläufer der Hirzeli und dem südwestlichen des Speer nur eine Breite von etwas über einem Kilometer. Rasch aber verbreitert es sich auf 6 km zwischen Uznach und Reichenburg. Wir treffen hier alle Symptome der Übertiefung; sie verrät sich in den stufenförmigen Mündungen aller Seitenthäler. Mit mässigem Gefälle (25 ‰) senkt sich die Sohle des Wäggitales bis Vorder-Wäggitäl (713 m). Hier setzt eine Schlucht ein, die in steilem Fall (50—60 ‰) den Fluss zum Boden des Hauptthales leitet. Stücke des alten Thalbodens begleiten, zur Thalmitte sich flach neigend und so den Verlauf der Tiefenlinie des alten Thales verratend, als Terrassen den Fluss hinaus. Sie

1) Kaufmann, Beiträge XI, Bern 1872. S. 400 f.

2) Früh im Bericht über die Thätigkeit der St. Galler Nat. Ges. 1894/95. St. Gallen 1896. S. 376.

3) Vergl. Blatt VIII und IX der geolog. Karte der Schweiz 1:100 000.

senken sich dabei von 713 m unterhalb Vorder-Wäggitthal auf 700 m bei Gfell und auf 650 m am Thalausgang (ca. 25 ‰). Darnach hat die alte Thalmündung in 650 m gelegen. Entsprechende Gefällsbrüche weist — um nur die grösseren Seitenbäche zu nennen — weiter östlich der Rütibach bei Butikon (Gefälle des Oberlaufs 200 ‰, des Unterlaufes 340 ‰), der Rütibach bei Reichenburg (200 ‰ und 470 ‰) und der Biltenerbach (140 und 360 ‰) auf, sowie an der rechten Thalseite der Steinenbach. Verlängert man den Mittellauf der Gewässer dieser Thäler mit seinem Gefälle bis zu ihrer Mündung ins Hauptthal, so kommt man im Hauptthal auf eine Thalsohle, die der nach dem Gefälle der Wäggitthaler Aa erhaltenen entspricht. In dieser Höhe treten als Zeugen des alten Thalbodens auch zwei Inselberge auf — der obere Buchberg (610 m) und der untere Buchberg (633 m). Unsere Figur 75 stellt die Verhältnisse dar.

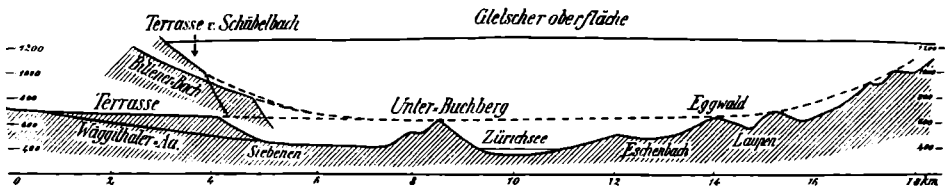


Fig. 75. Die Reste des alten Thalbodens im Bereich der Mündung der Linthales.

Masstab der Längen 1 : 150 000, der Höhen 1 : 60 000 (Überhöhung 2 1/2 fach). Die alte Landoberfläche ist dort, wo sie durch Uebertiefung zerstört ist, durch die gestrichelte Linie rekonstruiert.

In entsprechender Höhe begleiten breite Thalterrassen das Hauptthal zu beiden Seiten. Am rechten Gehänge beginnt eine ausgedehnte Thalterrasse bei Rieden; sie zieht über das Kloster Berg Sion gegen Wald hin, wo ihr der Eggwald, sowie die nördlich von demselben gelegenen Rücken angehören. Sie hält sich dabei in einer Höhe von 720 bis 630 m, mit einer schwachen Neigung gegen die Thalmitte zu, für die man eine Höhe von 620—630 m erhält. Die Bäche münden in der Höhe der Thalterrasse aus dem Gebirge, schneiden sich dann aber in steilem Fall in den Terrassenrand ein. Von der Anhöhe der Uznacher Kohlengrube aus gesehen tritt der Zusammenhang dieses alten Thalbodens prächtig hervor. Als ein rund 200 m tiefer Trog ist das heutige Linththal mit dem oberen Zürichsee darin eingesenkt.

Die Thalterrassen schneiden die Schichten¹⁾; dabei ist ihre Oberfläche heute nicht mehr eben, sondern zeigt in besonders schöner Weise die Erscheinung der Rippung: die weichen Molasseschichten sind zwischen den widerstandsfähigen Bänken — meist Nagelfluh — entfernt und dadurch die letzteren herauspräpariert. So sind in die Thalterrassen zwischen Wald und Schmerikon, in deren Bereich die Molasse steil aufgeschichtet ist, Parallelfurchen eingetieft worden, eine grosse, die uns heute als Thal von Eschenbach — Wagen entgegentritt, und zahlreiche kleine weiter im Norden²⁾. Wir treffen daher statt einer ebenen Terrassenoberfläche eine Schar paralleler Rücken, deren Kulminationslinien die alte Landoberfläche gleichwohl klar erkennen lassen (vergl. Fig. 75 beim Eggwald). Wo die Schichten am Thalgehänge ausgehen, erzeugen sie eine prächtige Terrassierung desselben, so am oberen Buchberg, dessen Schichten und Terrassen steil nach Südsüdosten fallen,

1) Vergl. das Profil IV auf Tafel V bei Gutzwiller in Beiträge u. s. w. XIV, 1. Abteilung Bern 1877.

2) Vergl. die geologische Karte der Schweiz Blatt IX und die Blätter 229, 232 und 233 des Siegfriedatlas.

so die gleichgerichteten Terrassen am Westabfall der Speergruppe gegen das trichterförmige Linththal.

Verfolgung des alten Thalbodens am Zürichsee.

Der alte Thalboden, dessen Höhe wir am oberen Ende des Zürichsees für die Thalmitte zu 620 – 630 m bestimmt haben, lässt sich an ausgedehnten Thalterrassen thalabwärts bis Zürich verfolgen. Nicht unmittelbar sinken die Höhen des Zürichberg-Pfannenstiehl- und des Uetliberg-Albis-Zuges zum Zürichsee herab. Es schaltet sich vielmehr ein sanft gegen den See geneigtes Stück Landes ein, das durch die aufgesetzten Moränenwälle ein im einzelnen unruhiges Äussere gewonnen hat, in seinem Kern

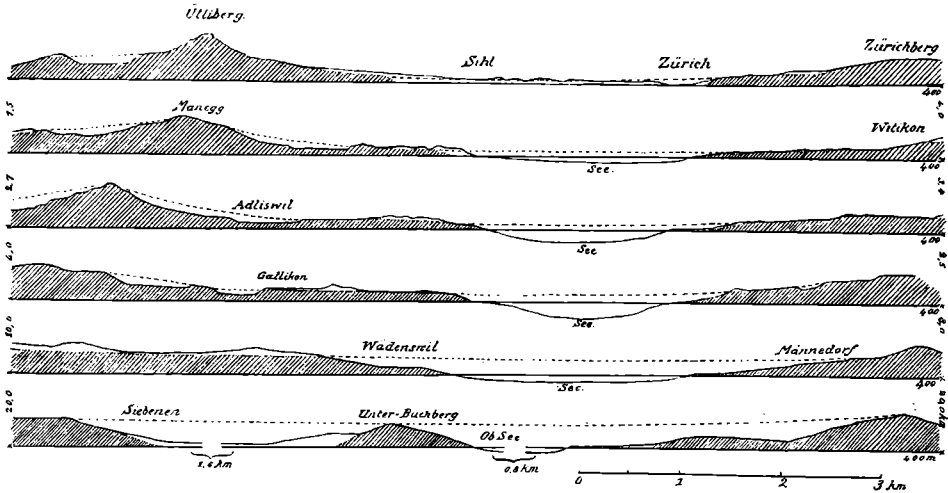


Fig. 76. Querprofile durch das Zürichseethal, den alten interglacialen Thalboden darstellend.
Massstab der Höhen und Längen 1:75000.

Die quergestellten Zahlen an den Seiten der Profile geben die Entfernungen der benachbarten Profile voneinander an. Die Molasse ist schraffiert, das Quartär und der Zürichsee weiss gelassen. Die alte Landoberfläche ist dort, wo sie durch Erosion zerstört worden ist, durch die gestrichelte Linie rekonstruiert. Die Klammern am untersten Profil markieren, dass daselbst je ein Profilstück von der angegebenen Länge ausgelassen worden ist. Die oberen drei Profile sind nach Wettstein gegeben, wobei seine Profile X und XI und XVII und XVIII je in ein Profil vereinigt wurden.

aber gleichwohl aus Molasse mit verhältnismässig ebener Oberfläche besteht. In dieses flache, muldenförmige Molassethal ist mit erheblich steileren Rändern das engere Thal des Zürichsees eingesenkt, wie ausgezeichnet auf der Serie von Profilen zu sehen ist, die Alexander Wettstein gab¹⁾. Drei derselben giebt mit zwei weiteren unsere Figur 76 wieder. Als flache Terrassen sanft gehängewärts ansteigend, begleiten die stehengebliebenen Teile dieser Landoberfläche den See abwärts, sich dabei allmählich senkend. Sie haben in ihrer Breite nichts mit der mehr untergeordneten Terrassierung zu thun, die sich am Seegehänge selbst zeigt, und die wir später behandeln werden.

Die Thalterrasse von Wald am rechten Gehänge, die wir oben geschildert haben, setzt sich zunächst nach Westen nicht fort; sie endet an der 100–120 m unter ihr Niveau eingetieften Öffnung des Glatthaes gegen das Linththal. Jenseits dieser Einsattelung aber erscheint sie am Ostende des Pfannenstiehs in guter Entwicklung (620–640 m). Sie lässt sich von hier am Südwestabfall des Pfannenstiehs verfolgen; bei Meilen ist sie in 530–560, hinter Küssnacht in 520 m als breite

1) Geologie von Zürich. Zürich 1885. Tafel.

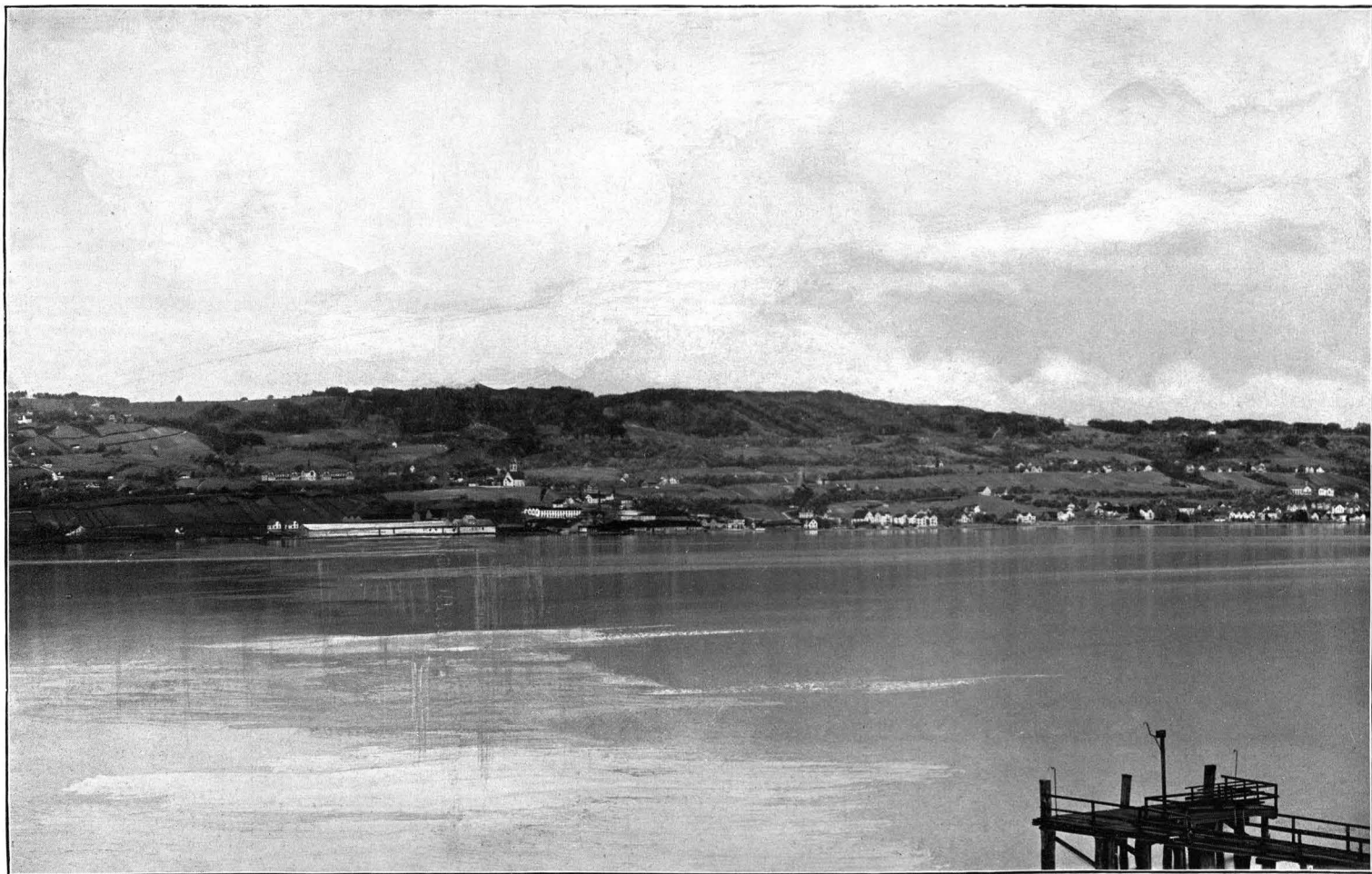
Vorstufe des Pfannenstiehl-Zürichberg-Zuges entwickelt. Ihr gehört die prächtige Terrasse von Hottingen bei Zürich an (450—480 m). Am linken Gehänge des Zürichseethales ist sie in dem als Rippe entwickelten Molasserücken (550—580 m) bei Wollerau südlich von Richterswil zu erkennen; es folgt thalabwärts die Molasseterrasse bei Horgen in 520—540 m, endlich die von Adliswil (500 bis 520 m). Unterhalb Zürich treten Terrassen in entsprechendem Niveau am Nordfuss des Ütliberges etwa bis unterhalb Altstetten auf. Weiter thalabwärts fehlen Terrassen, die mit den unsrigen in sichere Beziehung gebracht werden könnten.

Das Gefälle des alten durch die Terrasse angedeuteten Thales ist nicht ohne weiteres zu bestimmen. Der muldenförmige Thalboden ist zur Thalaxe hin geneigt gewesen und in ihm verbreitert sich der Thaleinschnitt des Zürichsees thalaufwärts. Die heutige Kante der Terrasse wird von Punkten gebildet, die thalaufwärts immer weiter von der Thalaxe entfernt sind, und erhebt sich daher in dieser Richtung immer mehr über das Niveau des alten Thalweges. Ergänzen wir mit Hilfe von Querprofilen, wie sie Figur 76 giebt, die alte Landoberfläche, so finden wir ihren tiefsten Punkt bei Altstetten etwa 20—30, bei Zürich 30—50 m über dem See, bei Stäfa erheblich höher, etwa 100—150 m, endlich am unteren Buchberg 200—220 m. Das Gefälle ergibt sich zwischen dem Buchberg und Zürich zu rund 4 ‰.

Das alte Thal stellt sich als eine flache Mulde dar, deren Seiten gegen die begrenzenden Höhen zuerst ganz schwach, später steiler ansteigen. Dabei wechselt die Breite des flach zur Thalachse geneigten Bodens: bei Uznach beträgt sie 11 km, bei Lachen noch 8 km, weiter nach Norden verringert sie sich auf 4 km. Das Thal besitzt also in seinem oberen Teil eine beckenförmige Erweiterung, an die sich thalabwärts ein schmäleres Stück anschliesst. Wir werden hierauf noch zurückkommen.

Beziehung des alten Thales in der Molasse zur präglacialen Landoberfläche.

Unser alter Thalboden im Zürichseethal liegt weit tiefer als die präglaciale Landoberfläche, die wir S. 471 verfolgt haben. Wenn auch Uetliberg und Albisrücken, die sich 350—400 m über den alten Thalboden erheben, trotz ihrer Schotterbedeckung in ihrem nördlichen Teil vielleicht etwas über das Niveau der präglacialen Landoberfläche emporgeragt haben mögen, so treffen wir doch westlich des Zürichsees die letztere am Zuger Berg in 950 m, also volle 350—360 m über dem Niveau des alten Linththales bei Stäfa und Richterswil, weiter thalabwärts östlich des Zürichsees bei Bauma in 850 m und somit rund 300—320 m über dem in gleicher Entfernung von den Alpen gelegenen Punkte des alten Linththales bei Meilen. Unser alter Thalboden ist also jünger als die präglaciale Landoberfläche, in die er eingesenkt ist, seine Entstehung gehört der Quartärperiode an. Auf sein Alter gestattet seine Höhe einen genaueren Schluss. Gehen wir nämlich mit dem oben für die Thalstrecke Buchberg-Zürich gefundenen Gefälle Limmatabwärts, so kommen wir bei Baden in ca. 400—410 m Höhe, d. i. weit unter die Sohle des jüngeren Deckenschotters, die hier, wie wir S. 444 und 448 sahen, am Kreuzberg in 488 m, am Gebenstorfer Horn in 470 m Höhe liegt, also schon höher als die Sohle unseres alten Thales bei Zürich. Noch höher (565 m) liegt die Sohle des älteren Deckenschotters. Man müsste daher, um den alten Thalboden bei Zürich mit der Sohle eines der Deckenschotter in Verbindung zu bringen, eine nachträgliche Hebung bei Baden annehmen, was angesichts der oben S. 473 dargelegten Neigung der präglacialen Landoberfläche der Nachbarschaft nach Nordwesten nicht wohl angeht. Es scheint also der alte Thalboden jünger als der jüngere Deckenschotter zu sein. In seinem Niveau befindet sich bei Baden am Fuss des Siggenberges die Sohle der kleinen Reste von Hochterrassenschotter, die wir S. 447 schilderten. Danach



NW. Die kleinen Terrassen am Gehänge des Zürichseethales zwischen Meilen und Männedorf von der Halbinsel Au aus. SO.
Im Hintergrunde ein Ausläufer des Pfannenstiels. Die Schichtterrassen markieren sich besonders durch die Baumreihen.
(Nach einer Photographie von Ed. Brückner.)

dürfte der alte Thalboden in der Zeit nach Absatz des jüngeren Deckenschotter und vor Absatz des Hochoberterrassenschotter, d. i. in der Mindel-Riss-Interglacialzeit entstanden sein. Es wäre also im Bereich des Linth-Limmatthales in jener Interglacialzeit zur Ausbildung eines ausgeglichenen Thalbodens gekommen. Da wir zwischen dem heutigen Thalboden und dem der Mindel-Riss-Interglacialzeit Spuren eines breiten ausgeglichenen Thalbodens, der der Riss-Würm-Interglacialzeit entsprechen könnte, nicht treffen, so liegt der Schluss nahe, zu dem wir in ganz anderem Zusammenhang schon früher (S. 464 und 468) gelangt sind: Die Mindel-Riss-Interglacialzeit erscheint länger als die Riss-Würm-Interglacialzeit.

Rippung im Bereich des alten Thalbodens zu beiden Seiten des Zürichsees.

Genau wie bei Wald so zeigt die Molasse auch bei Rapperswil eine vorzügliche Rippung. Da die Molasseschichten aufgerichtet sind, erscheinen die Nagelfluhbänder als erhabene, dem Streichen der Alpen folgende Rücken. Gleich westlich von Rapperswil aber nimmt die Molasse eine nur wenig von der Horizontalen abweichende Lage an; infolgedessen treffen wir statt an der Oberfläche des alten Thalbodens die Rippung am Gehänge des in jenen alten Thalboden eingesenkten Zürichseethales; sie macht sich in Form einer prägnanten Terrassierung der Gehänge geltend. Das sind die Terrassen des Zürichsees, die durch Wettstein, Heim und besonders Aeppli beschrieben und diskutiert worden sind¹⁾. Bei der Wichtigkeit, die sie für die ganze Frage der Entstehung des Zürichsees und der Randseen der Alpen überhaupt gewonnen haben, müssen wir uns etwas eingehender mit ihnen beschäftigen. Im Gegensatz zu den ausgedehnten Terrassen, die wir oben als Reste des interglacialen Thalbodens kennen gelernt haben, wollen wir sie als kleine Terrassen bezeichnen.

Die verbogenen kleinen Terrassen am Zürichsee.

Eine Fahrt auf dem Zürichsee aufwärts bis Rapperswil lässt die Terrassierung der Ufergehänge trefflich erkennen. Man zählt mehrere aus Molasse zusammengesetzte kleine Terrassen übereinander, z. B. bei Meilen, wo sie mit am schönsten entwickelt sind, deren 4 bis 5 (vergl. das nebenstehende Vollbild). Fast immer ist der Terrassenabfall mit Wein bebaut, während sich auf den Terrassenflächen Wiesen und Baumgärten dehnen; hier auch finden sich die Siedlungen. Die Terrassenflächen sind nicht selten überaus eben, die Terrassenkanten oft von grosser Schärfe. Dabei zeigt das Gefälle der Terrassen in der Thalrichtung ein bemerkenswerthes Verhalten: Von Wädenswil bis südlich von Käpfnach bei Horgen am linken und von Stäfa bis Männedorf am rechten Ufer steigen die Terrassen seeabwärts an, um sich weiter gegen Zürich hin wieder zu senken. Wie Aeppli ausführlich dargestellt hat, beschreiben also die Terrassen eine Antiklinale, deren Scheitel vom Kalkofen bei Käpfnach über die Halbinsel Au nach Männedorf zieht; weiter südlich folgt mit der Achse Wädenswil-Stäfa eine Synklinale. Bezeichnet man als rechtläufig diejenigen Terrassen, deren Kanten sich thalabwärts senken, so erscheinen die Terrassen zwischen Kalkofen und Wädenswil bzw. Männedorf und Stäfa als rückläufig.

Das Streichen der Terrassenflächen bestimmt sich entsprechend dem Streichen

1) Vergl. A. Wettstein, Geologie von Zürich und Umgebung. 4^o. Zürich 1885. S. 54.; A. Heim, Geschichte des Zürichsees. Neujahrsblatt der Züricher Naturf. Ges. auf 1891. Zürich 1891; Heim, Entstehung der alpinen Randseen. Vierteljahrsschrift d. Züricher Naturf. Ges. XXXIX (1894). S. 66; vor allem A. Aeppli, Erosionsterrassen und Glacialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lief. XXXIV. Bern 1894. 4^o.

der Antiklinale wie der Synklinale derselben zu Westsüdwest nach Ostnordost oder genauer nach Aeppli's Karte zu $S 83^{\circ} W$, nach $N 83^{\circ} O$ ¹⁾). Infolgedessen fallen sie auf der Südseite der Antiklinale nach $S 7^{\circ} O$ und auf der Nordseite nach $N 7^{\circ} W$. Da das Thal des Zürichsees ungefähr von Südosten nach Nordwesten verläuft, so schneidet dasselbe die Synklinale wie die Antiklinale schief. So kommt es, dass die Terrassen dort, wo sie rückläufig sind, am rechten Ufer schief zum See hin, dagegen am linken Ufer schief vom See fortfallen, wie Aeppli (S. 25) richtig bemerkt; wo die Terrassen rechtläufig sind, findet das umgekehrte statt, doch nicht so augenfällig, da das Fallen der Terrassen hier überhaupt weit schwächer ist.

Ich habe die Gefällsverhältnisse der kleinen Terrassen zum Teil bei Begehungen des Gebietes, zum Teil nach Aeppli's Karte neu bestimmt, und zwar immer nur, soweit eine Terrasse zusammenhängend zu verfolgen war. Die wenigen Terrassen unter Wasser wurden als unsicher fortgelassen. Auch die unmittelbare Umgebung der Antiklinale und der Synklinale der Terrassen, wo letztere horizontal verlaufen, wurde nicht berücksichtigt, weil das Einbeziehen eines horizontalen Stückes sofort das Gefälle mindert. Die Bestimmung des Gefälles geschah für jedes Terrassenstück für sich, und zwar zunächst in der Richtung des Zürichseethals. Das so erhaltene Gefälle giebt zwar das Fallen der Terrassenkanten, aber noch nicht das der Terrassenflächen. Das Fallen der letzteren musste viel mehr in der Richtung senkrecht zum Streichen bestimmt werden, also nach $S 7^{\circ} O$ für das Gebiet der rückläufigen und nach $N 7^{\circ} W$ für das der rechtläufigen Terrassen. Die Bestimmung des Betrages des Fallens geschah derart, dass auf der topographischen Karte 1:25000 die Entfernung der beiden Endpunkte einer Terrassenkante auf die Fallrichtung durch senkrechte Gerade projiziert wurde; auf diese projizierte Entfernung wurde die beobachtete Höhendifferenz zwischen jenen Endpunkten verteilt und danach das Gefälle berechnet. Die Werte für das Gefälle der einzelnen Terrassenstücke, die ich des Raumes wegen in extenso nicht wiedergebe, habe ich für die verschiedenen Teile der Uferregion zu Mitteln vereinigt, indem ich die Längen der Terrassen bzw. ihrer Projektionen auf die Fallrichtung addierte, die Summe der Fallhöhen bildete und aus beiden Zahlen das mittlere Gefälle der Terrassen berechnete. Diese Mittel bringt die folgende Tabelle. Das Minuszeichen bei Gefällszahlen markiert ein Ansteigen der Terrassen in der Thalrichtung bzw. nach Norden, also Rückläufigkeit.

Die für die einzelnen Gruppen benutzten Terrassen sind die folgenden (vgl. Siegfriedatlas Blatt 161, 175, 177, 191, 226, 228, 242; ferner Aeppli's geologische Karte a. a. O.). Die Zahlen hinter den Namen geben die Höhe in Metern an.

1. Bühlenebnet 530 — Mittler-Rüti 360, Vorder-Hangenmoos 480 — Rütibühl 560, Appthal 450 — Steinacker 486, Ober-Ort 417 — Sandbühl 480, Ob der Au 409 — Unter-Ort 443.

2. Bei Fischbaumgarten 565 — Wannnbrunnen 620, Hüttenacker 508 — Risi 550, Teufelsobertilli 480 — Kirchacker 510, Strick 465 — Uelikon 500, Grab 450 — Eichtlen 485, Lanzelen 416 — Lattenberg 455.

3. Kalkofen 517 — Gehren 500, Almendholz 460 — Teufenbach 430, Katzenholz 440 — Risi 430.

4. Teufenlache 600 — Hinterstrick 570, Berg 565 — Löhnen 535, Absalon 490 — Linde 470, Ob. Bühlen 470 — Schelle 435, Hofen 449 — Friesenreben 425, Zumpernell 535 — Burg 510, Aebleten 480 — Hürnen 460, Schützbühl 537 — Riedli 500, Luft 515 — Grüt 455, bei Seehalden 455 — Rossbach 410.

1) Aeppli's Karte giebt als Mittel mehrfacher Messungen für das Streichen der Antiklinale $S 83\frac{1}{4}^{\circ} W$ nach $N 83\frac{1}{4}^{\circ} O$, für das Streichen der Synklinale $S 82\frac{1}{2}^{\circ} W$ nach $N 72\frac{1}{2}^{\circ} O$, und als auf ganze Grade abgerundetes Mittel beider Zahlen den obigen Wert.

5. Oberrieden 467 — Thalwil 430, Lerchenberg 515 — Küsnach-Almend 490, Schübel 525 — Bühl 485, Bühl 485 — Zollikon — Rüti 461.

Gefällsverhältnisse der kleinen Terrassen am Zürichsee.

| | Summe der Fall- höhen m | Länge (km) aller Terrassen | | Gefälle (‰) der Terrassen | |
|---|----------------------------------|-------------------------------|--------------------------|------------------------------|--------------------------|
| | | in d. Thal- richtung | in der Fall- richtung | in d. Thal- richtung | in der Fall- richtung |
| | | | | | |
| 1) Rückläufige Terrassen, linkes Ufer | — 243 | 7,1 | 2,9 | — 34 | — 84 |
| 2) „ „ „ rechtes Ufer | — 207 | 5,0 | 2,9 | — 41 | — 71 |
| 3) Rechtläufige Terrassen, linkes Ufer | 57 | 2,5 | 1,7 | 23 | 34 |
| 4) „ „ „ rechtes Ufer | 322 | 20,6 | 10,8 | 16 | 30 |
| 5) Rückläufige Terrassen, am unteren Seeende | 126 | 7,5 | 7,1 | 17 | 18 |

Das Gefälle der Terrassen in der Thalrichtung, also das der Terrassenkanten, ist in unserer Tabelle meist grösser, als es Aeppli angebt. Unsere Zahlen für die rückläufigen Terrassen gelten eben nur für das steil geneigte Stück des Flexurschenkels. Im Gebiet der rechtläufigen Terrassen stimmen unsere Werte zum Teil gut mit dem Gefälle der zahlreichen tiefer gelegenen kleinen Terrassenstücke überein, wie sie Aeppli im Profil abbildet, sind aber gleichwohl viel grösser, als der von ihm für die rechtläufigen Terrassen angegebene Gefällswert. Aeppli hat diesen nur nach der obersten längsten Terrasse berechnet. Gerade hier aber vermag ich zum Teil der Zusammenfassung Aepplis nicht zu folgen, so bei seiner Terrasse 537—510 m zwischen Meilen und Erlenbach; diese Terrasse geht nur bis Riedli bei Herrliberg (500 m) mit einem Gefälle, das dem der tieferen Terrassen entspricht. Das Gefälle in der Fallrichtung der Terrassenflächen, also das wahre Gefälle der Terrassen, hat Aeppli überhaupt nicht berechnet.

Streichen und Fallen der Molasse im Bereich der kleinen Terrassen.

Auf die Entstehung der Terrassen wirft ein Vergleich ihres Streichens und Fallens mit dem Streichen und Fallen der Molasse im gleichen Gebiet ein Licht. Grössere Entblössungen der Molasse sind in der unmittelbaren Umgebung des Zürichsees spärlich; daher ist die genaue Bestimmung ihres Streichens und Fallens im Bereich der Terrassen meist mit Schwierigkeiten verknüpft. Doch giebt das Käpfnacher Kohlenlager, das den Molasseschichten eingelagert ist, Gelegenheit zu einer scharfen Bestimmung. Das Streichen wurde hier auf Grund von 30—40 nivellierten Punkten von E. Letsch zu N 83° O gefunden¹⁾. Dieser Wert harmoniert trefflich mit dem Streichen der grossen Antiklinale der Molasse unmittelbar südlich am Nordfuss der Hohen Rone.

Die Angaben über das Streichen der Molasse schwanken zwischen ONO (Wettstein a. a. O. S. 7; Aeppli an verschiedenen Punkten seiner Karte) und N 87° O (Aeppli an zwei Stellen seiner Karte); das kann uns nicht wundern, da die Richtung des Streichens und Fallens bei kleinen Fallwinkeln, wie sie hier herrschen, schwer genau zu bestimmen ist.

Der Betrag des Einfallens der Molasse wechselt etwas. Im Bereich des unteren Teiles des Zürichsees, am Albiskamm Küsnach gegenüber, bestimmte A. Wettstein dasselbe zu 26 ‰ „ungefähr nach NNW“; am mittleren Teil des Sees mass ich es im Steinbruch nördlich vom Kalkofen (1 km südwestlich von Käpfnach) mit einem Horizontalglas zu 30 ‰ nach NzW. Im Kohlenlager von Käpfnach beträgt es nach E. Letsch rund 40 ‰ nach N 70° W. Doch nimmt dieses Fallen im Bergwerk nach Süden etwas ab und verwandelt sich schliesslich in ein ganz schwaches Fallen nach S 70° O. Dieses Südfallen verstärkt sich südlich des Bergwerks schliesslich auf 5″ = 87 ‰ im Mittel, um erst bei Wädenswil wieder einem Ansteigen Platz zu machen. Es besteht

1) Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Geotechn. Serie I. Bern 1899. S. 28.

also im Bereich des Zürichsees eine flache Antiklinale der Molasse, deren Scheitel vom südlichen Teil des Käpfbacher Kohlenbergwerks nach N 83° O gegen Männedorf streicht.

Im Bereich des Südschenkels der Antiklinale giebt Aeppli auf seiner Karte das Einfallen auf der linken Seite des Zürichseethales bei Sihlbrugg zu 5 und 8°, bei Stuhlmoos zu 8°, nur 400 m weiter westlich am Fuchsenbühl zu 6°, dann am rechten Ufer bei Igersrüti zu 5° an. Berücksichtigen wir die rasche Abnahme des Fallens vom Stuhlmoos zum Fuchsenbühl, die beide noch ausserhalb der westlichsten Terrassen liegen, so dürfen wir mit Aeppli für die Molasse hier ein Einfallen von 5° = 87 ‰ annehmen, das allerdings von Ort zu Ort etwas wechselt.

Übereinstimmung im Streichen und Fallen zwischen den kleinen Terrassen und den Schichten der Molasse.

Vergleichen wir das Streichen und Fallen der Terrassen und der Molasse, so ergibt sich eine völlige Übereinstimmung: Die Terrassen streichen S 83° W — N 83° O, die Molasseschichten ebenfalls S 83° W — W 83° O. Beide weisen eine Antiklinale mit der Achse Kalkofen bei Käpfnach-Männedorf, beide weiter südlich eine Synklinale mit der Achse Wädenswil-Stäfa auf. Auch die Werte des Fallens stimmen nahe überein, wie nachfolgende Zusammenstellung zeigt.

| | Rückläufig | | Rechtläufig | | |
|-----------------------|------------|---------|-----------------------|-----------------------|-----------------------------|
| | l. Ufer | r. Ufer | l. Ufer ^{a)} | r. Ufer ^{b)} | unt. See-Ende ^{c)} |
| Einfallen der Molasse | — 87 ‰ | — 87 ‰ | 30—40 ‰ | 30—40 ‰ | 26 ‰ |
| „ „ Terrassen | — 84 ‰ | — 71 ‰ | 34 ‰ | 30 ‰ | 18 ‰ |

a) bis Horgen; b) bis Erlenbach; c) unterhalb Horgen und Erlenbach.

Die Terrassen machen also alle Änderungen des Fallens der Molasse mit. Die Differenzen der Zahlen sind verschwindend. Selbst die grösste derselben, die sich im rückläufigen Stück des rechten Ufers findet, erreicht noch nicht 1°. Wir dürfen ihr umsoweniger Gewicht beilegen, als die vorhandenen Bestimmungen des Fallens der Molasse im Bereich der rückläufigen Terrassen ein Wechseln seines Betrages in gewissen Grenzen von Ort zu Ort ergeben.

Gerade im Bereich des Käpfbacher Bergwerkes, wo wir durch den Abbau des Kohlenlagers genauen Aufschluss über die Lage der Molasseschichten erhalten haben, ist auch die Übereinstimmung des Fallens der Molasse mit dem der Terrassen am besten. Es beträgt gemessen in der Richtung des Profils durch das Flötz vom Bohrloch bei Horgen nach OSO, das E. Letsch giebt, der Fall der Terrassenoberfläche und der Fall des Flötzes:

| Terrassen | Fall der Terrassen | Fall des Flötzes auf derselben Strecke |
|-------------------------------------|--------------------|--|
| Kalkofen 517 m — Gehren 500 m | 17 m | 16 m |
| Almendholz 460 m — Teufenbach 430 m | 30 m | 34 m |
| Katzenholz 440 m — Risi 430 m | 10 m | 10 m |

Die Terrassen verlaufen also fast genau parallel dem Flötz. Das gilt, wie ich im Gegensatz zu Aeppli betonen möchte, auch von der unmittelbaren Umgebung der Antiklinale; an derselben Stelle, wo die Terrassen horizontal liegen, liegt auch das Flötz horizontal; weiter südlich stellt sich eine schwache Südneigung der Molasse ein, sofort beginnt auch ein geringes Südfallen der Terrassen. Die Übereinstimmung im Streichen und Fallen der Molasse und der kleinen Terrassen am Zürichsee beweist, dass die letzteren Schichtterrassen sind.

Der Stellabfall der kleinen Terrassen an festere Gesteinsbänke geknüpft.

Dass die Terrassen entsprechend den Schichten der Molasse streichen und fallen, glaube ich oben gezeigt zu haben. Die harte Schicht nachzuweisen, die den

Terrassenabfall bedingt, ist aber bei der Seltenheit von Aufschlüssen im Bereich der Terrassen im einzelnen Fall oft nicht möglich. Mehrfach gelingt es, so besonders am rechten Seegehänge zwischen Uerikon und Stäfa, aber auch an anderen Stellen. Die harten und zugleich wasserdurchlässigen Gesteine — meist Nagelfluh — bedingen den Steilabfall. Am Fusse der Terrassen treten mehrfach Quellen auf. Die Oberfläche vieler Terrassen ist versumpft, ein Zeichen, dass sie oberflächlich von einer undurchlässigen Schicht bedeckt sind.

An den Terrassenabfällen bei Männedorf treten Nagelfluhbänke auf; der Abfall ist oft nahezu senkrecht. Geradezu als eine Riesentreppe schildert Aeppli (S. 22 f.) mit Recht den Steilabhang der Buchhalde bei Stäfa mit ihren thalaufwärts — genauer nach SzO — geneigten ganz schmalen Terrassenflächen. Man kann sich hier des Eindruckes nicht erwehren, dass eine grosse Gesteinsmasse auf den nach Süden gegen den See hin geneigten Schichtflächen ausgerutscht und zur Tiefe gesunken ist. Der Zusammenhang der Terrassenabfälle und der Nagelfluhbänke zeigt sich an den Hubelreben östlich von Feldbach, ferner bei Uerikon an der Bahn nach Hombrechtikon, ebenso an der steil ansteigenden Stufe des Lattenberges bei Stäfa. Dass der Terrassenabfall aus festem Gestein besteht, kann man auch an Bächen sehen, so z. B. am Reidtbach oberhalb Wädenswil, der an dem aus Sandstein- und Nagelfluhbänken bestehenden Terrassenabfall einen Wasserfall bildet. Der Bruch beim mehrfach erwähnten Kalkofen legt als Gestein des Terrassenabfalles Sandstein und Süsswasserkalk bloss (siehe unten).

Hier und da zeigen benachbarte übereinander folgende Terrassen kleine Differenzen im Betrage des Fallens. Das dürfte zu einem Teil damit zusammenhängen, dass die Mächtigkeit der einzelnen Schichten von Ort zu Ort wechselt und einzelne Schichten sich geradezu auskeilen; die Schichtflächen sind daher keineswegs einander parallel, sondern schneiden einander nicht selten unter spitzen Winkeln, wie das E. Letsch (S. 30) zeigt. Dann stellt sich manchmal wohl auch im Verlauf einer Schicht eine Änderung ihrer Beschaffenheit ein, so dass dieselbe Schicht an einer Stelle widerstandsfähiger ist als an einer anderen.

Ein Beispiel, wie durch Änderung der Gesteinsbeschaffenheit die Oberfläche der Terrassen beeinflusst wird, zeigt südwestlich von Käpfnach der 60 m lange Steinbruch nördlich vom Kalkofen. Er streicht von Nordwesten nach Südosten und erschliesst mit 30⁰/₀₀ nach NzW fallende Schichten. Diese sind von oben nach unten:

- a) 0,7 m lichtgrauer, in kleinen Brocken gelbverwitternder Mergel, im nordwestlichen Teil des Bruches viel fester, daher zum Teil plattig im Profil über die Wand vorstehend, im südöstlichen Teil mürbe; übergehend in
- b) 1,3 m grauen Sandstein, der im nordwestlichen Teil des Profils kompakt und fest ist, nach Südosten zu aber in seinen oberen Partien immer bröcklicher und geradezu mergelig wird, so dass seine oberen Partien hier kaum von a) zu unterscheiden sind. Es schaltet sich in ihm eine rötliche Mergelschicht ein, die nach Südosten an Mächtigkeit zunimmt.
- c) 0,2 m rötlichgelber Letten als Zwischenschicht, die durch Verwittern eine Hohlkehle im Profil der Wand hervorruft.
- d) 1,7 m plattiger Süsswasserkalk, dessen Sohle nicht erschlossen ist.

Die Oberfläche der ausgedehnten Almend, in die der Bruch eingesenkt ist, fällt nun mit dem gleichen Gefälle (33⁰/₀₀) in derselben Richtung wie die Schichten; nur im Ostteil des Profils, wo die oberen Schichten weniger widerstandsfähig sind, liegt die Oberfläche ungefähr horizontal, so lokal eine Diskordanz gegen die Schichten bildend.

Auch die Zahl der Terrassen variiert ganz mit der Beschaffenheit der Molasse. Mit wachsender Entfernung vom Gebirge nimmt der Anteil der festen Bänke aus Sandstein und Nagelfluh am gesamten Komplex der Molasse ab, während der der Mergelschichten zunimmt. Demgemäss nimmt auch die Zahl der Terrassen seeabwärts ab.

Die kleinen Terrassen am Zürichsee keine Thalbodenreste.

Unser Resultat, dass die Terrassen am Zürichsee Schichtterrassen sind, widerlegt die in den oben (S. 519) angeführten Arbeiten vertretene Anschauung von Heim, Wettstein und besonders Aeppli, nach der die Terrassen unabhängig von den Molasse-schichten und Reste alter zerschnittener Thalböden sein sollten.

Aeppli wirft zwar auch (S. 24) die Frage auf, ob es sich nicht am Zürichsee um Terrassen handelt, die durch Härteunterschiede bedingt sind, verneint das jedoch, weil das Gefälle der Terrassen anders und zwar stets kleiner sei, als das Gefälle der Molasse. Allein er kommt zu diesem Schluss nur dadurch, dass er gar nicht den wahren Fallwinkel der Terrassen, der ja senkrecht zu ihrem Streichen gemessen werden muss, sondern nur die in die Richtung des Zürichseethales fallende Komponente desselben mit dem wahren Fallwinkel der Molasse vergleicht. Er sagt (S. 7) bei der Schilderung der Konstruktion seines allen Thalkrümmungen folgenden Profils, nachdem er betont, dass das Zürichseethal zum Teil ein Diagonalthal ist: „Wollte ich also die Fallrichtung der Molasse-schichten überall angeben, so musste ich mir dieselben so weit gedreht denken, bis deren Streichen senkrecht zur Profilläche stand, mit anderen Worten: die Schichten sind so gezeichnet, als ob das Thal überall ein Querthal wäre.“ Gleiches aber thut Aeppli mit dem Fallen der Terrassenflächen nicht, sondern zeichnet in sein Profil das Gefälle der Terrassenkanten ein, das nur der in die Thalrichtung fallenden Komponente des Fallens der Terrassenflächen entspricht. Ebenso führt er im Text (S. 24) nur den Vergleich des Einfallens der Schichtflächen der Molasse mit dem Fallen der Kanten der Terrassen durch. Das ist unstatthaft. Denn auch Schichtterrassen haben entlang ihrer Kante ein kleineres Gefälle als die Schichten, die sie aufbauen, sobald sie nicht genau in der Richtung des Schichtfallens ziehen. So erklärt sich sein von dem unsrigen so abweichendes Ergebnis.

In der That sehen auch die kleinen Terrassen am Zürichsee ganz anders aus als alte Thalbodenreste, wie sie z. B. im Gebirge mehrfach vorkommen. Obwohl das Gestein im Bereiche der Thalbodenreste des Gebirges viel fester ist als die Molasse, zeigen letztere doch meist unscharfe Formen: ihr Abfall ist unregelmässig und ebenso ihre Oberfläche, die Kante abgerundet. In ihrer Schärfe stechen die Terrassen am Zürichsee (vergl. unser Bild S. 519) von diesen Thalterrassen des Gebirges ab. Auch ihre Verbreitung stimmt nicht mit der Deutung als Thalbodenreste. Wie nämlich schon Aeppli (S. 20) hervorhebt, treten sie nur im Bereich der horizontalen resp. schwach geneigten Molasse deutlich und zahlreich entwickelt auf. Gegen das Gebirge hin, in der Region der aufgerichteten Molasse, findet Aeppli horizontale Terrassen nur in Form von Knickungen am Gehänge. Wir haben S. 516 gesehen, dass es auch hier Schichtterrassen genau analog denen des Zürichseethales giebt; nur handelt es sich nicht um schwebende, sondern um steil geneigte Terrassen, die genau den steil geneigten Molassebänken entsprechen und als Schichtterrassen lange bekannt sind. Sowohl bei den kleinen Terrassen im Bereich der aufgerichteten als auch der schwebenden Molasse haben wir es mit Rippung zu thun d. h. mit einem lokalen Herauspräparieren harter Schichten aus weichen. Als wirkliche Thalterrassen erscheinen nur die ausgedehnten Terrassen, die wir S. 517 als Reste des interglacialen Thalbodens kennen gelernt haben.

Zungenbecken des Linthgletschers: Stammbecken und Zweigbecken.

Wir haben gesehen, dass die trichterförmige Mündung des Linthales ins Alpenvorland sowohl in die präglaciale Landoberfläche als auch in den Thalboden eingesenkt ist, der in der Interglacialzeit vor der Riss-Vergletscherung entstand; sie ist also jünger als beide. Ihre heutige Sohle verdankt sie einer ganz jungen Akkumulation, die das einst tiefere Thal in seinem oberen Teil aufschüttete. Die Tiefe des Zürichsees (131 m) wie des Walensees (151 m) spricht für eine bedeutende Mächtigkeit dieser Alluvionen.

Von der trichterförmigen Mündung des Linththales als Stammbecken strahlen zwei Zweigbecken aus; das eine birgt den Zürichsee; das zweite tritt uns im Glattthal entgegen.

Der Zürichsee als Wanne glacialer Erosion.

Wenngleich sich um das Nordende des Zürichsees ein Moränenwall des Linthgletschers schlingt, darf doch der See, wie längst bekannt ist, nicht als Moränensee betrachtet werden. Denn sein Boden liegt in 278 m Seehöhe und daher tiefer als der Fels weiter unterhalb, der an der Limmat bei Baden in 358 m durch das Thal setzt. Der See ist 80 m tief in das Anstehende eingesenkt; nur die obersten 50 m verdanken ihr Dasein der Aufdämmung durch Glacialbildungen. Zugleich bestimmen die letzteren die Lage des Endes des Sees: sie haben den nördlichen Teil des Beckens im Tertiär ausgefüllt.

Schon beim Kloster Wettingen erscheint allerdings Molasse in 365 m an der Limmat, die sich in einer Konkaven an den Abfall des Heitersberges drängt. Allein wir sind hier nicht über der Mitte des Thales in der Molasse. Diese dürfte etwa 1 km weiter östlich in der Achse des Niederterrassenfeldes zu suchen sein.

Die Bildung des Zürichsees wird von Rütimeyer¹⁾, Wettstein²⁾, Heim³⁾ und Aepli⁴⁾ auf tektonische Vorgänge zurückgeführt. Ein altes Thal soll durch Senkung seines oberen Teiles und durch Hebung des Jura aufgestaut und so in demselben der Zürichsee entstanden sein. Nach unseren Ausführungen sind aber die Erscheinungen, die als Beweise für diese Senkung angeführt werden, nicht das, wofür sie genommen wurden: der sogen. rückläufige Deckenschotter zerlegt sich in drei Schotterhorizonte (siehe S. 513), und die rückläufigen kleinen Terrassen am Zürichsee sind Schichtterrassen und keine Thalbodenreste. Der Verlauf der präglacialen Landoberfläche spricht vielmehr für eine Hebung gerade des oberen Teiles des Zürichseethales gegenüber dem bei Baden, während der in der Mindel-Riss-Interglacialzeit gebildete Thalboden zwischen Uznach und Zürich durch sein Gefälle darthut, dass seit seiner Bildung das Gebiet von nennenswerten Dislokationen nicht mehr betroffen worden ist. Da der Zürichsee in diesen Thalboden eingesenkt ist, kann er nicht tektonischen Ursprungs sein. In der That trägt er auch gar keine Kennzeichen eines ertrunkenen Thales an sich: Gleichsohlig müssten bei einem solchen die Nebenthäler münden, ihre unterste Partie müsste gleich dem Hauptthale, in das sie münden, ertrunken sein; statt dessen weisen sie beim Ausgang des Linththales in das Vorland in Wirklichkeit alle Stufenmündungen auf. Der Zürichsee kann nur als Erosionsbecken gedeutet werden. Er entstand durch glaciäre Übertiefung und stellt das Ende des vom Linthgletscher übertieften Thales dar, analog dem alten See von Rosenheim und dem von Salzburg. Bei der Eintiefung durch den Gletscher wurde durch ungleiche Erosion infolge von Härteunterschieden die Terrassierung seiner Gehänge als eine Form der Rippung ausgebildet.

Wir begegnen auch einigen inneren Widersprüchen in Aeplis Beweisführung für die tektonische Entstehung des Zürichsees. Wären Aeplis Deckenschotter und Aeplis Terrassen von einer Verbiegung, wie er sie annimmt, betroffen worden, so müsste sich dieselbe an beiden in

1) Thal- und Seebildung. Basel 1869.

2) Geologie von Zürich. Zürich 1885 (nimmt speziell eine Hebung des Jura als Ursache an).

3) Neujahrsblatt der Züricher Nat. Ges. auf 1891. Zürich 1891.

4) Beiträge zur geol. Karte der Schweiz XXXIV. Bern 1894. Ähnlich auch Du Riche Preller in Quart. Journ. Geological Soc. London LII. 1896. S. 584.

einheitlicher Weise äussern. Statt dessen sehen wir Aepplis Synklinale des Deckenschotters zwar ungefähr parallel der der Terrassen ziehen, aber volle 4 km weiter südlich. Im Bereich der Synklinale der Terrassen wäre Aepplis Deckenschotter schon in heftigem Anstieg nach Norden begriffen. Die Rücksenkung ferner, die Aeppli für seine Terrassen findet, beträgt am östlichen Seeufer nur 120—160 m und am westlichen 90—120 m; dagegen soll sie für seinen noch weiter westlich gelegenen Deckenschotter, nur 5 km von den Terrassen entfernt, volle 325 m, mit Berücksichtigung des ursprünglichen Gefälles sogar 425 m erreichen. Dadurch, dass Aeppli annimmt, der Deckenschotter sei, weil älter, schon zu einem Teil dislociert gewesen, als die Flussterrassen entstanden, lassen sich diese Widersprüche nicht wohl lösen, schon weil alle Terrassen, die höchsten wie die niedrigsten, den gleichen Betrag der Verbiegung aufweisen. Auch die Lage der tiefsten Stelle des Seebeckens spricht, wie Aeppli selbst zugiebt, nicht für eine Entstehung durch Senkung der Alpen. Während man sie im Bereich der Synklinale der Terrassen und des Deckenschotters erwarten sollte, findet man sie 2 km nördlich der Antiklinale im Bereich der normal geneigten Terrassen.

Gegen die von L. Rütimeyer, Alexander Wettstein, wie auch von Aeppli angenommene Erklärung der Entstehung des einst bis Baden reichenden Zürichsees durch eine Hebung des Jura, habe ich 1886 (Vergletscherung des Salzachgebietes. Wien. S. 156) geltend gemacht, dass bei Wettingen die Molasseschichten stark nach Norden einfallen, statt sich emporzuheben.¹⁾ Das ist allerdings kein zwingendes Argument. Ausschlaggebend aber gegen die Annahme einer solchen jungen Hebung des Jura ist, dass die präglaciale Landoberfläche in denselben von Süden her einschneidet (S. 478); sie thut dadurch dar, dass in der ganzen Quartärperiode eine Hebung des Jura nicht mehr eingetreten ist. Die pliocäne Hebung aber für die Entstehung des Zürichsees in Anspruch zu nehmen, geht nicht, da der letztere in die präglaciale wie in die interglaciale Thalsoberfläche eingesenkt ist.

Junge Uferlinien am Zürichsee.

Für des Niveau des Sees ist die mitten durch die Stadt Zürich ziehende Endmoräne massgebend. Schliessen wir diesen Moränenwall, der von der Limmat durchschnitten und zum Teil den Häuserbauten und Strassenanlagen Zürichs zum Opfer gefallen ist, so erhalten wir einen Seespiegel, der etwas über dem heutigen lag. In der That finden sich an einigen Stellen, besonders im oberen Teil des Sees, so bei Reichenburg, bei Lidwil unweit Pfäffikon und an der Jona bei Rapperswil schräg geschichtete, dadurch als Teile von Deltas charakterisierte Kiesablagerungen, die bis zu 420 m Höhe, also 11 m über den heutigen Seespiegel emporreichen. Um 11 m hat sich der Seespiegel infolge der Eintiefung des Abflusses bei Zürich gesenkt. Diese Deltas sind zum Teil in der Nähe des Gletschers abgesetzt worden, wie wir S. 528 sehen werden. Das Jonadelta ist dagegen ein regelrechtes Flussdelta.

Oberhalb des Sees dehnt sich das gewaltige Delta der Linth, das den ganzen Raum zwischen Zürichsee und Walensee einnimmt, diese Seen voneinander trennend. In seiner gegenwärtigen Gestalt, von dem Seespiegel gegen die Mündung des Linthales bei Näfels langsam und allmählich von 409 m auf 432 m ansteigend, gehört es dem heutigen Seeniveau an. Seine dem alten Niveau von 420 m entsprechenden Schichten sind unter den jüngeren Lagen des über 420 m hoch gelegenen Teiles vergraben.

Interglaciales Delta am Zürichsee. Betrag der quartären Erosion.

Nordwestlich von Wädenswil liegt die Halbinsel der Au. Sie besteht ganz aus löcheriger Nagelfluh, die eine ausgezeichnete Deltastruktur aufweist; letztere geht bis 456 m empor. Wie tief sie unter den Seespiegel reicht, ist unbekannt. Nach Aeppli (S. 94) und Wettstein (S. 30) sollen darin ganz vereinzelt gekritzte Geschiebe vorkommen. Doch müssen sie sehr selten sein, da ich trotz langen Suchens nicht eines finden konnte. Ich kann Aeppli nicht zustimmen, wenn er die Aunagelfluh zum Niederterrassen-

¹⁾ Es handelt sich um jene Antiklinale, die später von Opplinger (Jahresbericht des Seminars Wettingen f. 1891) wiedergefunden wurde.

schotter stellt, der hier in einem glacialen Stausee abgelagert worden sein soll. Das gleichmässige Korn der Gerölle und ihre gute Rundung spricht dagegen. Ich möchte sie vielmehr, so dürftig das Vorkommnis ist, heute wie vor 17 Jahren¹⁾ als Rest eines ausgedehnten interglacialen Linthdeltas deuten, das in einem alten Zürichsee zur Ablagerung kam und nachträglich zum grössten Teil wieder erodiert wurde. Es würde genau dem interglacialen Salzburger und dem Rosenheimer Delta entsprechen (s. S. 149, 161). Der Seespiegel müsste damals mindestens in 456 m Höhe gelegen haben. Ein See in dieser Höhe ist heute undenkbar. Die Bodengestaltung hat sich also seit der Zeit, in der der See existierte, bedeutend geändert, doch, wie das ungestörte Gefälle des alten Thalbodens an den Gehängen des Zürichseethales lehrt, nicht durch Dislokationen. Wo das untere Ende des Sees lag, wissen wir nicht. Es dürfte ebenso durch heute nicht mehr vorhandene Endmoränen der Riss-Vergletscherung bestimmt gewesen sein, wie das heutige Ende des Zürichsees durch eine Endmoräne der Würm-Vergletscherung.

Dieser alte Deltarest thut dar, dass sich an der Stelle des heutigen Zürichsees schon vor der letzten Eiszeit ein See befand. Derselbe kann, da er in den während der Mindel-Riss-Interglacialzeit gebildeten Thalboden eingesenkt war, nur während und durch die Riss-Vergletscherung entstanden sein. Er wurde dann in der Riss-Würm-Interglacialzeit durch Deltabildung teilweise, vielleicht ganz zugeschüttet. In der Würm-Eiszeit wurde die Deltaausfüllung des Sees bis auf spärliche Reste wieder entfernt, das Becken im Anstehenden noch weiter eingetieft und so der heutige See geschaffen. Sein tiefster Punkt liegt heute rund 250 m unter dem Thalweg, der in der Mindel-Riss-Interglacialzeit entstanden war. Diese Zahl stellt uns die Summe der gesamten seit der Mindel-Riss-Interglacialzeit erfolgten Thalvertiefung dar; sie ist ein Minimalwert, da der heutige Boden des Sees nicht durch Fels, sondern durch Seekreide gebildet wird. Ob an der Stelle des heutigen Zürichsees schon vor der Riss-Eiszeit ein See existierte, entzieht sich unserer Kenntnis. Doch vermögen wir aus der Höhendifferenz des Thalbodens der Mindel-Riss-Interglacialzeit und der präglacialen Landoberfläche einen Schluss auf die Summe der Erosionsleistungen dieses Zeitraumes zu ziehen: sie beträgt rund 300 m.

Während mir bei der Nagelfuh der Au, die mitten in der Furche des Zürichsees auftritt, der Gedanke an eine Ablagerung in einem glacialen Stausee an der Seite des Gletschers ausgeschlossen scheint, bin ich nicht abgeneigt, die schräg geschichteten Schotter am Reidbach südlich von Wädenswil, die weit höher liegen, mit Aepli (a. a. O. S. 70 u. 94) als Bildung in einem Stausee an der Seite des Gletschers zu deuten; als der Gletscher später weiter answoll, überschritt er jenes Delta und bedeckte es mit den hangenden Moränen.

Zweigbecken im Glatththal.

Das Zweigbecken des Glatththales ist vom Mündungstrichter des Linththales durch die Schwelle von Rüti getrennt, die sich nur 110 m über den Spiegel des Zürichsees erhebt. Bemerkenswerterweise liegt die Wasserscheide nicht dort, wo der steile Anstieg aus dem Linththal zur Höhe aufhört; sie verläuft schon mitten in der Glatththalfurche, und zwar ziemlich kraus, von Hinwil gegen Üzikon, so dass der südöstliche Teil der Thalfurche sich centripetal zum Mündungstrichter des Linththales entwässert. Die Jona, die mit ihrem Lauf von Wald nach Rüti zu als Stammfluss des Glatththales erscheint, kehrt bei Rüti plötzlich nach Süden und gewinnt in steilem Fall das Zürichseethal.

Die breite Furche des Glatththales wird teils durch den Kempfbach zur Töss, teils

1) Vergletscherung des Salzachgebietes. Wien 1886. S. 141. So auch Heim und Penck, Aus dem Gebiete des alten Isargletschers und des alten Linthgletschers. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1886. S. 164, 168.

durch die Glatt direkt zum Rhein entwässert. Das Gefälle ist überaus gering, von Grüningen bis Opfikon (426 m) nördlich von Zürich nur 1 ‰. Sümpfe bedecken den Boden, in den der Greifensee und der Pfäffikersee eingesenkt sind. Darin, sowie in ihrer grossen Weite, die in gar keinem Verhältnis zur kleinen Glatt steht, spricht sich die glaciale Ausgestaltung der Thalfurche deutlich aus, wie schon Kaufmann betont hat¹⁾. Zu einer centripetalen Entwässerung ist es freilich, von dem Südostteil abgesehen, noch nicht gekommen. Einen Ansatz dazu macht nur der Abfluss des Pfäffikersees, der nach Südosten zieht, dann aber plötzlich unter spitzem Winkel nach Nordwesten abbiegt, um durch die Erosionsschlucht des Aathales dem Greifensee und damit der Glatt zuzueilen. Ich möchte das Glattthal geradezu als ein noch nicht vollständig zu centripetaler Entwässerung gezwungenes Zweigbecken betrachten. Die Wasserscheide mag vom eindringenden Eis niedergeschliffen worden sein. In der That trägt die Umgebung derselben in auffälliger Weise die Züge einer Rundhöckerlandschaft. In dem Zweigbecken entstand durch Erosion der in der Laufenschwankung abgesetzten Schotter, sowie durch Absatz einer Endmoräne beim Rückzug des Gletschers der Greifensee (Tiefe 34 m), während uns der Pfäffikersee (Tiefe 36 m), der sich einst wohl bis Robenhausen nach Süden erstreckte²⁾, mehr als reiner Moränensee entgegentritt³⁾.

Heim betrachtet (a. a. O.) das Glattthal als das ursprüngliche Thal der Linth, das Zürichseethal von Wädenswil abwärts aber als das Sihlthal und nimmt an, dass die Sihl durch Rückwärtsdrängen ihrer Wasserscheide schliesslich die Linth, der damals durch den Walensee auch der Rhein zufloss, in das heutige Zürichseethal abgelenkt habe. Beweise lassen sich, abgesehen von der Richtung der Thäler, nicht beibringen. Mir scheint eine solche Ablenkung eines starken Flusses durch einen sehr viel schwächeren wenig wahrscheinlich. Eher wäre eine Ablenkung durch Gletschererosion denkbar, die das Thalstück, das heute den oberen Teil des Zürichsees birgt, stärker vertieft, da es im Streichen der Schichten liegt, als die Stelle der heutigen Schwelle von Rüti. Jedenfalls hatte die Linth schon in der Mindel-Riss-Interglacialzeit ihre heutige Richtung, wie die Thalbodenreste am Zürichsee zeigen.

Das Bühlstadium des Linthgletschers: Die Moräne von Hurden.

Haben wir die von Wallmoränen freie Zone passiert, so treffen wir volle 28 km oberhalb Zürich wieder auf eine Endmoräne: es ist die niedrige Landzunge von Hurden zwischen Rapperswil und Pfäffikon, die den oberen Teil des Zürichsees abschliesst (Siegfriedatlas Blatt 229 und 243⁴⁾. Sie besteht aus Moräne und Schottern; letztere weisen bis 10—11 m über dem See Deltaschichtung auf; sie dokumentieren dadurch, dass bei Bildung der Ablagerung der Seespiegel um so viel höher stand als heute⁵⁾. Als der Linthgletscher die Moräne von Hurden aufwarf, war er ganz auf das Linththal beschränkt. Das Glattthal und selbst der Anstieg vom Zürichsee zu der Wasserscheide von Rüti war damals völlig eisfrei (vergl. unsere Karte S. 497).

Moränen bei Wangen am Buchberg.

Ausgedehnter sind glaciale Ablagerungen oberhalb des Zürichsees erhalten, einerseits am Südbhang des unteren Buchberges, andererseits am Nordgehänge des Linththales nördlich von Uznach.

1) Beiträge XI. Bern 1872. S. 448.

2) Nach J. Messikomer bei O. Heer, Schieferkohlen von Uznach und Dürnten. Zürich 1858, S. 8.

3) Vgl. Brückner, Vergletscherung des Salzachgebietes. Wien 1886. S. 151.

4) Siehe die Beschreibung der zuerst von A. Escher von der Linth als Moräne erkannten Ablagerung bei diesem (Mitt. der Nat. Ges. Zürich II. 1852. S. 506) sowie bei Aepli a. a. O. S. 113.

5) Die vorgelagerte Insel Uffnau besteht nicht aus Moräne, sondern aus Molassenagelfuh.

Am unteren Buchberg bei Wangen (Siegfriedkarte Blatt 246^{bis} und 247) liegen quartäre Bildungen von sehr unregelmässiger Schichtung und Zusammensetzung, bald mehr horizontal, bald schräg fallend, bald kiesig, bald ganz sandig. Die kiesigen Partien sind nicht selten verkittet. Gekritzte Geschiebe wurden mehrfach gefunden, besonders in den oberen Schichten. Ein deutlicher Moränenwall zieht, die Ablagerung krönend, von Unterwäldli (528 m) nach Westen, sich dabei senkend. Er markiert eine Gletscherzunge, die sich in den Thalzweig südlich vom Buchberg in geringer Mächtigkeit hineinerstreckte. Zwischen dem Wall und dem Gehänge des Buchberges, nur wenige Meter unter der Kammlinie des ersteren, liegt ein 200—300 m breites, 2 km langes Schotterfeld, das sich mit 33 ‰ Gefälle ebenfalls nach Westen senkt, und auf dem Moräne fehlt — offenbar die Ablagerung eines seitlichen Gletscherbaches. Quartärbildungen gleicher Art setzen in grosser Mächtigkeit die Terrasse zusammen, die dem unteren Buchberg nach Süden vorgelagert ist; ihre zwischen 480 und 530 m, also 50 bis 100 m über der heutigen Thalsohle befindliche Oberfläche weist die Züge einer Moränenlandschaft auf, obwohl die einzelnen Moränenhügel sich nicht recht zu Wällen verknüpfen lassen. Das ganze ist eine Bildung am Gletscherende. Der heutige Steilabfall und der heutige Grundriss der Terrasse sind freilich durch spätere laterale Erosion der akkumulierenden Linth und Wägghithaler Aa entstanden.

Schieferkohlen von Wangen am Buchberg.

Inmitten der Quartärbildungen von Wangen befindet sich in 480 m Höhe ein von A. Escher von der Linth¹⁾ beschriebenes, einst ausgebeutetes 3 Fuss mächtiges Braunkohlenlager. Birken- und Tannenstämmen u. s. w., Käferflügel, Moos, Schilfstengel liegen horizontal „wie angeschwemmt“. Escher sah nichts, was vermuten liess, die Pflanzen seien an Ort und Stelle gewachsen. „Dach und Sohle der sichtbaren Kohlenlager bestehen aus gelbgrauem, mehr oder minder bituminösem, vegetabilische Reste enthaltendem, zähem Lett, der ganz ähnlich dem der Kohlen von Uznach ist.“ Moränen treten nicht nur in Höhen über dem Niveau des Lagers, sondern auch in solchen darunter auf. Ob die tieferen Moränen in das Liegende des Flötzes gehören oder nur dem Gehänge, das das Kohlenlager enthält, angelagert sind, lässt sich nicht entscheiden, da das Lager heute wie schon 1874, als es Gutzwiller besuchte, nicht mehr sichtbar ist.

Schotter und Moränen bei Uznach.

Nördlich von Uznach erscheinen 90 m über der heutigen Thalsohle Quartärbildungen, der S. 516 geschilderten Thalterrasse an- und aufgelagert, in grosser Verbreitung zwischen Kaltenbrunn und Wagen²⁾. Ihr Auftreten ist unregelmässig entsprechend den zahlreichen Molasserippen, die aus der Terrassenoberfläche herauspräpariert sind. Ihr Material entstammt durchweg dem oberen Linththal. Die kiesigen Ablagerungen sind oft verkittet und bilden dann steile Wände. Ihre Schichtung wechselt: bei den tiefer gelegenen Vorkommnissen (um 500—520 m herum) ist sie meist horizontal, bei den höher gelegenen meist schräg. Die Schotter gehen nach oben mehrfach in Schottermoränen über, die deutliche Rückenform besitzen. Die Wälle auf grössere Strecken zu verfolgen, gelingt jedoch nicht recht, da die Molasserippen ihnen im Äussern ähnlich sehen und beide Rückenformen einander unter spitzem Winkel kreuzen; doch ist an der Ost-West-Streckung der einzelnen Rücken zu erkennen, dass sie

1) Handschriftliche Notizen, abgedruckt bei Gutzwiller, Beiträge XIV. Bern 1877. S. 137.

2) Vgl. Siegfriedkarte Blatt 232 u. 233; ferner geologische Karte der Schweiz Blatt IX.

von einer im Linththale liegenden Gletscherzunge (Höhe in 530—600 m) als Ufermoränen aufgebaut wurden.

Gleich südlich von Almeindli (östlich von Uznach) zeigt sich in einem grossen Aufschluss von 515—526 m reichend, gut geschichteter, feinkörniger Kies, zum Teil eisenschüssig gefärbt; inmitten des horizontalen Lagers erscheint eine 30—40 cm mächtige Bank mit schräger nach Westen fallender Schichtung. Der Kies geht nach oben in Schottermoräne über. Im Aushub der gerade (1902) in Arbeit befindlichen Wasserleitung von Gauen nach Almeindli zeigte sich ebenfalls Moräne mit vielen gekritzten Geschieben. Bei Chilpel, südlich von Gauen, erscheint grobkörnige, undeutlich und unregelmässig horizontal geschichtete Schottermoräne von 575—581 m reichend, mit ganz wenigen gekritzten Geschieben, bei Gauen selbst in 590 m in einer Kiesgrube bei einem Neubau nach Südwesten schräg fallender Schotter. Bei der Hofmühle, 2½ km nordwestlich von Gauen, steht, vom Bachbett (560 m) bis 575 m reichend, ein ziemlich feinkörniges, unter 20° nach Südwest fallendes, in turbulentem Wasser abgesetztes Konglomerat an, in der Mitte sehr sandig; gleich westlich erscheint in 580 m Moräne mit vielen gekritzten Geschieben. Ein unregelmässig geschichtetes Konglomerat zeigt sich in kleinen Ausbissen am Nordgehänge des Thälchens bei Unter-Heblingen (hier darin eine Doline), ebenso westlich von Neubad. Im Hebeltobel schneidet der Bach in ein mächtiges, ziemlich feinkörniges, äusserlich sehr stark versintertertes Konglomerat ein, das in 555 m Höhe auf Molasse aufruhrt und bis 580 m emporreicht; die Schichten fallen unter 5° nach Südwest. Westlich der Aathalmühle ist in 530 m Höhe Schottermoräne mit gekritzten Blöcken in einer grossen Grube über einem undeutlich, zum Teil horizontal, zum Teil schräg geschichteten Konglomerat sichtbar; ein solches mit schräger Übergusschichtung zeigt sich bei der Aathalmühle an der Brücke, steil nach Westen fallender lockerer Schotter auch an den von einem Haus gekrönten Wänden bei Schürli gleich westlich. Ein annähernd horizontal geschichtetes Konglomerat liegt südlich von Eschenbach bei Halden in 490 m, während am Utenberg westlich von Eschenbach wieder schräger Schotter in 515 m ansteht. Die Sohle des Thales, das von Rüti (südlich von Eschenbach) über Wagen nach dem Kloster Wurmsbach herabzieht, besteht aus mehr lockerem Kies, sichtlich dem Abschwemmungsprodukt von Moränen; isolierte Molasserippen tauchen daraus hervor. Vgl. auch die Beschreibungen von A. Gutzwiller in Beiträge u. s. w. XIV. Bern 1877. S. 129 und A. Aepli ebenda XXXIV. Bern 1894. S. 90—94.

Die ganze Ablagerung macht, wie Aepli (S. 93) für den Schotter dargelegt hat, den Eindruck einer Bildung in einem Winkel zwischen Eis und Gehänge, der wegen seiner Höhenlage und der Längsrippen der Molasse geraume Zeit eisfrei blieb, als der Gletscher das Linththal in der Tiefe schon erfüllte. Da konnten sich, soweit Abfluss möglich war, horizontale Schotter absetzen; wo der Abfluss gehemmt war, entstanden Staubecken, in denen sich lokale Deltas unregelmässig niederschlugen. Die Moränen, in die der Schotter nach oben mehrfach übergeht, lehren, dass das vorrückende Eis schliesslich von der Terrasse Besitz ergriff.

Die Moränen von Hurden, von Wangen und von Uznach als Moränen des Bühlstadiums.

Dass die Endmoräne von Hurden jünger ist als die innerste der bisher betrachteten Jung-Endmoränen, ist nach ihrem Auftreten klar. In der That ist sie seit Escher auch immer als Rückzugsmoräne der letzten Eiszeit betrachtet worden. Ihre Lage zu den Jung-Endmoränen des Linthgletschers entspricht der Lage der Moränen des Bühlstadiums, das wir S. 324 am Inngletscher ansführlich geschildert haben. Das gilt auch vom ganzen Schichtkomplex bei Wangen und bei Uznach. Der letztere legt klar, dass es sich nicht um einen einfachen Halt im Rückzug handelt, sondern um einen Rückzug, wobei mindestens die Terrasse nördlich von Uznach soweit eisfrei wurde, dass hier horizontale Schotter angeschwemmt werden konnten, und einen darauf folgenden Vorstoss, wobei die hangenden Moränen auf der Terrasse abgesetzt wurden. Das ist genau das, was wir oben für das Bühlstadium nachwiesen; darnach dürfte die Zugehörigkeit der Moränen von Hurden, Wangen und Uznach zum Bühlstadium sicher sein.

Die Schotter bei Uznach sind oft beschrieben worden. Während ich es 1886 dahingestellt liess, ob wir sie als Reste einer allgemeinen vor der Würm-Vergletscherung erfolgten Schotteraufschüttung zu betrachten haben (Vergletscherung des Salzachgebietes, Wien, S. 154), sieht Aepli 1894 (S. 93) in ihnen Schotter, die beim Herannahen unserer Würm-Vergletscherung abgesetzt wurden. Gutzwiller (S. 129) erklärt sie ihrer Beschaffenheit nach für jünger als die Schotter des Glattthales und hat damit das richtige getroffen. Beim Herannahen oder bei einer Schwankung der Würm-Vergletscherung wie die Glattthalschotter können sie nicht abgelagert worden sein, da sie mit den weit jüngeren Rühlmoränen in ihrem Hangenden in engem Konnex stehen; sie können daher nur beim Herannahen des Bühlvorstosses abgesetzt worden sein. Die Schotter des Thales von Wagen sind, wie schon Gutzwiller (S. 129) erkannt hat, noch jünger: sie wurden in einer Rückzugsphase des Bühlstadiums abgesetzt, als das Wagener Thal schon eisfrei am Rande des Gletschers lag und von Gletscherbächen durchflossen wurde.

Schieferkohlen von Uznach nicht interglacial.

Der Nachweis der Zugehörigkeit der Uznacher Schotter zum Bühlstadium ist wesentlich, da in ihrem Liegenden die berühmten Schieferkohlen auftreten. Es bestehen nebeneinander mehrere Kohlenflötze, die nicht zusammenhängen. Das 2,5 m mächtige Hauptflötz¹⁾ befindet sich zwischen Uznach und Kaltenbrunn und wird in 512 m unmittelbar von den horizontalen Uznacher Schottern überlagert²⁾. Ebenso hoch liegt unter Schotter ein Kohlenlager bei Oberfeld östlich von Eschenbach und eines am Utenberg³⁾ unter schrägem Schotter. Entstanden sind die Kohlen in einer oder mehreren sumpfigen Niederungen auf der Molasseterrasse, wie das Aepli (S. 92) beschreibt. Als die Gletscher wieder vorrückten, überschütteten ihre Bäche das Lager mit Kies.

Nachdem schon 1865 Heer die Schieferkohlen von Uznach nach Analogie mit den Schieferkohlen von Dürnten und Wetzikon der Interglacialzeit zugerechnet hatte⁴⁾, fand K. Mayer 1875 im Liegenden des Kohlenlagers bei Uznach selbst Moräne⁵⁾. Diese liegende Moräne wurde der vorletzten, die hangende der letzten Eiszeit, unserer Würm-Eiszeit, zugerechnet. Seitdem gilt das interglaciale Alter der Schieferkohlen von Uznach als sicher.

Wir haben nun die Zugehörigkeit der Schotter und Moränen im Hangenden der Kohlen zum Bühlstadium erkannt. Es besteht daher keine zwingende Veranlassung mehr, die liegende Moräne einer früheren als der Würm-Eiszeit zuzurechnen. Ist aber die liegende Moräne eine Moräne der Würm-Eiszeit, so können die Schieferkohlen nicht interglacial, sondern nur interstadial sein; sie können nur in der Zeit der Achenschwankung zwischen der Würm-Vergletscherung und dem Bühlvorstoss entstanden sein und wären daher in Bezug auf die letzte grosse Vergletscherung, die Würm-Eiszeit, postglacial. Bemerkenswerterweise steht mit diesem von uns aus den Lagerungsverhältnissen erschlossenen jugendlichen Alter auch der paläontologische Befund in keinem Widerspruch.

Recente Charakter der Fossilien der Uznacher Schieferkohlen.

Die Fossilien der Uznacher Schieferkohlen und der inmitten derselben auftretenden Letten sind von Heer zusammen mit den Fossilien der von ihm für gleichalt gehaltenen Schieferkohlen von Dürnten und von Wetzikon eingehend beschrieben worden⁶⁾. Seit-

1) Aus 3 Flötzen bestehend. Heer, *Urwelt der Schweiz*. II. Auflage. Zürich 1879. S. 517.

2) Vergl. die ausführliche Beschreibung bei Gutzwiller a. a. O. S. 139.

3) Escher bei Gutzwiller a. a. O.

4) *Urwelt der Schweiz*. Zürich 1865. S. 532 f.

5) *Vierteljahrsschrift der Züricher Nat. Ges.* XX. 1875. S. 372.

6) Schieferkohlen von Uznach und Dürnten. Ein Vortrag. Zürich 1858; ferner eingehender in *Urwelt der Schweiz*. Zürich 1865. S. 484—508. — Eine Erwähnung der Fossilien findet sich

dem hat sich der Name der „Schieferkohlen von Uznach und Dürnten“ in der Wissenschaft als der einer einheitlichen Bildung eingebürgert, sodass man Heers Verzeichnis in seiner Gesamtheit auf beide Kohlenvorkommnisse anwendet¹⁾. Thatsächlich giebt die Lage der Fundstellen hierzu noch keine Berechtigung; denn Dürnten liegt in Luftlinie 13 km von Uznach entfernt und nicht mehr im Linththal selbst, sondern schon in der Furche des Glatthales. Ein Zusammenhang besteht nicht. Zwischen beiden Orten erhebt sich vielmehr in der Luftlinie die Wasserscheide auf 700 m, während man allerdings auf Umwegen in gleicher Höhe bleibend von einem Ort zum andern gelangen kann. Dem gegenüber will es nichts sagen, dass beide Kohlenlager sich in 510 m Höhe befinden²⁾. In der That sprechen auch die Fossilreste der Kohlen für ein verschiedenes Alter derselben. Ordnet man nämlich die Fossilien, für die Heer stets genau den Fundort angiebt, nach diesen Fundorten, so springt sofort der paläontologische Unterschied der beiden Ablagerungen in die Augen: Alle altertümlichen Formen finden sich nur in den Schieferkohlen von Dürnten, während die Schieferkohlen von Uznach nur junge, heute noch existierende oder doch nachgewiesenermassen erst in der Postglacialzeit ausgestorbene Formen aufweisen. Speziell die altertümlichen Formen des *Elephas antiquus* Falc. und *Rhinoceros Merckii* Jaeg., sowie der *Cratopleura helvetica* Web. (von Heer als *Holopleura Victoria* Casp. aufgeführt) sind in Dürnten und nicht in Uznach gefunden worden. So liegen keine zwingenden paläontologischen Gründe vor, um die Schieferkohlen von Uznach für interglacial zu halten; sie können sehr wohl erst nach der Würm-Eiszeit entstanden sein.

Von Säugethieren führt Heer mit dem Fundort Uznach aus den Schieferkohlen an: *Cervus elaphus* L., *Bos primigenius* Boj. und *Ursus spelaeus* Blumenb., ferner nach Nagespuren zu urteilen, Eichhörnchen; von Käfern: *Donacia discolor* Gyll. Von diesen Thieren kommen nur *Bos primigenius* und *Ursus spelaeus* heute nicht mehr vor. Während der erstere in ganz junger Zeit ausgestorben ist, vertritt der Höhlenbär einen etwas älteren Typus. Ob es sich in Uznach wirklich um *Ursus spelaeus* und nicht etwa um *Ursus arctos* handelt, lässt sich leider heute nicht sicher feststellen. Übrigens hätte das Vorkommen von *Ursus spelaeus* nichts Befremdendes, da diese Art in den Pyrenäen möglicherweise noch bis ins Magdalénien reicht (G. et. A. de Mortillet, le Préhistorique. 3. Auflage. Paris 1900. S. 361), das gerade in die Zeit der Achenschwankung einzureihen ist (vergl. oben S. 423—425).

An Pflanzen zählt Heer auf: *Pinus Abies* L., *P. silvestris* L., *P. montana* Mill., *P. Larix* L., *Betula alba* L., *Menyanthes trifoliata* L., *Phragmites communis* Tr., *Galium palustre* L.

In jüngster Zeit hat Herr Dr. E. Neuweiler in Zürich eine neue botanische Untersuchung der Schieferkohlen von Uznach vorgenommen, die demnächst publiziert werden wird. Ich danke seiner Liebenswürdigkeit das nachfolgende Verzeichnis, das die Pflanzen aufführt, die Heer nicht vorlagen, oder deren Bestimmung Heer fraglich schien: *Pinus* sp. (wahrscheinlich *silvestris* L.; *P. montana*, die von Heer bestimmt wurde, hält Dr. Neuweiler nicht für sicher), *Larix Europaea* DC., *Fagus sylvatica* L. (unsicher), *Vaccinium Vitis Idaea* L., *Galium* sp.; Moose: *Meesea longiseta* Hedw., *Hypnum giganteum* Schmpr., *H. trifarium* Web. et Mohr, *H. polygamum* Schmpr., *H. sect. Calliargon*; *Rivularia* sp. und Pilzhyphen nebst dazugehörigen Sporen.

Klima zur Zeit der Achenschwankung.

Der recente Charakter der Fauna und Flora geht aus diesem Verzeichnis klar hervor; die letztere gestattet zugleich auch einen annähernden Schluss auf die klimaschon bei Escher von der Linth in G. Meyer von Knonaus Gemälde der Schweiz. Bd. I. Der Kanton Zürich. II. Auflage. St. Gallen und Bern 1844. S. 162.

1) So Aeppli a. a. O.

2) Auch Du Riche Preller spricht sich gegen die Continuität der Kohlen von Dürnten und Uznach aus. Quart. Journ. Geol. Soc. London LI. 1895. S. 374.

tischen Verhältnisse der Zeit der Entstehung der Schieferkohlen und damit der Zeit zwischen Würm-Eiszeit und Bühlvorstoss, unserer Achenschwankung (s. S. 333). Alle Pflanzen kommen heute noch in der Schweiz vor. Manche derselben reichen heute bis über die Waldgrenze, die Nadelhölzer gerade bis zu derselben. Einzig und allein die Buche, die jedoch nicht sicher festgestellt ist, verräth einen etwas milderen Charakter, da sie in jener Gegend heute 300—400 m, im benachbarten Glarner Land 320 m unter der Waldgrenze bleibt¹⁾. Die Flora lehrt, dass nach Schwinden der Würm-Vergletscherung eine Waldvegetation das in 512 m Höhe gelegene Gebiet von Uznach besiedelte und darauf wieder vom Bühlvorstoss vertrieben wurde. Die Waldgrenze muss also zur Zeit der Achenschwankung mindestens in 500—600 m und, sofern sich das Vorkommen der Buche bestätigt, mindestens in 800—1000 m Höhe gelegen haben. Das würde, einen Abstand von 800 m zwischen Waldgrenze und Schneegrenze vorausgesetzt, wie er heute besteht²⁾, auf eine Schneegrenze in mindestens 1300—1400 m, nach dem Vorkommen der Buche sogar in mindestens 1700—1800 m Höhe weisen, d. i. 1000—1100 bzw. 700—800 m tiefer, als sie heute³⁾ am Säntis liegt.

Dauer der Achenschwankung.

Die Schieferkohlen von Uznach geben uns auch die Möglichkeit, einen Schluss auf die Dauer der Zeit zu ziehen, die zwischen dem Rückzug der Würm-Vergletscherung und dem Bühlvorstoss verstrich. Heer (2. Auflage S. 515) veranschlagt nach den heutigen Erfahrungen über die Kohlenstoffproduktion in torfreichen Wäldern die Zeit, die zur Entstehung der 1,12 m mächtigen Schieferkohlen von Dürnten nötig war, zu 2400 Jahren. Zur Bildung der insgesamt 2,5 m mächtigen Schieferkohlen von Uznach müssen darnach rund 5—6000 Jahre nöthig gewesen sein. Diese Zahl stellt uns die Dauer desjenigen Theiles der Achenschwankung dar, während dessen die geschilderte Vegetation bei Uznach lebte. Dagegen begreift sie die Zeit nicht in sich, die die Vegetation nach der Würm-Eiszeit brauchte, um vom Boden bei Uznach Besitz zu ergreifen.

Penck hat S. 342 im Innthal die Dauer der ganzen Achenschwankung zu 3—4 Denudationsmeter gefunden, d. h. so lang, dass während derselben das Gebirge im Mittel um 3—4 m denudiert wurde; nimmt man mit ihm für das Hochgebirge die Dauer eines Denudationsmeters zu 3000 bis 4000 Jahren an, so ergibt sich die Dauer der gesamten Achenschwankung für das Innthal zu 9000—16000 Jahren. Unser Wert, der, wie wir gesehen, nicht die ganze Dauer der Achenschwankung darstellt, steht mit diesen Zahlen in Bezug auf seine Grössenordnung in guter Übereinstimmung.

VI. Das Zungenbecken des Reussgletschers und die Entstehung des Vierwaldstätter Sees.

Trichterförmige Mündung des Reussthal und deren Übertiefung. Der interglaciale Thalboden. Der präglaciale Thalboden im Bereich des Vierwaldstätter Sees. Stammbecken und Zweigbecken. Entstehung des Vierwaldstätter und des Zuger Sees durch Übertiefung. Alter der grossen Seen des Reussgebietes. — Das Bühlstadium des Reussgletschers. Endmoränen am unteren Vierwaldstätter See. Rückzugsmoränen des Bühlstadiums. Gefällsverhältnisse des Reussgletschers und Schneegrenze während des Bühlstadiums. Geschichtliches über die Bühlmoränen. Delta-

1) Freundliche Mitteilung von Herrn Prof. Dr. C. Schröter in Zürich.

2) Imhof, Waldgrenze in der Schweiz. Gerlands Beiträge zur Geophysik IV (1900). S. 304.

3) Jegerlehner, Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. Ebenda V (1902)

bildungen im Bereich des Bühlstadiums. Zusammenfassung über das Bühlstadium. — Selbstständige kleine Nachbarn des Linth- und Reussgletschers: Der Sihlgletscher. Schneegrenze am Sihlgletscher zur Würm-Eiszeit. Rückzugsstadien des Sihlgletschers und ihre Schneegrenze. Gletscher im Bereich des Pilatus und der EmmenthÄler und Schneegrenze daselbst.

Trichterförmige Mündung des Reussthalcs und deren Übertiefung. Der interglaciale Thalboden.

Wie die Mündung des Linththales in das Alpenvorland, so ist auch die des Reussthalcs trichterförmig. Doch wird sie durch die ausgedehnte, isoliert emporragende Erhebung des Rigi schon inmitten des Gebirges in zwei Arme zerlegt. Der eine zieht über Schwyz und Goldau zum Zuger See; der andere wird durch den vielgestaltigen Vierwaldstätter See markiert.

Der ganze Mündungstrichter zeigt deutliche Spuren der Übertiefung. Insbesondere der Urner See, zwischen Flüelen und Brunnen, zeichnet sich durch steile Gehänge aus, über denen sich mehr oder minder ausgedehnte Terrassen finden, und über die alle Seitenflüsse in Fällen herabkommen (Siegfriedkarte Blatt 381, 382, 390, 391, 399, 403). Prächtig lässt sich hier die alte Landoberfläche z. B. von der Kuranstalt Sonnenberg bei Seelisberg oder vom Hotel Axenstein bei Morschach überblicken, die selbst auf solchen Terrassen liegen. Die Sohle des alten Thales, das durch die Stufenmündungen und Terrassen angedeutet wird, lag in 750—800 m Höhe, das ist rund 300—350 m über dem See.

Der Bach des Riemenstaldener Thales weist bis 800 m Höhe ein normales Gefälle auf, um dann durch eine wilde Felschlucht zum See bei Sisikon herabzustürzen. Das gleiche zeigt der Isenthaler Bach am linken Ufer. Verlängert man den Lauf dieser Bäche mit dem Gefälle ihres Mittellaufs über die Stufe hinweg bis ins Hauptthal, so ergibt sich für dieses eine Sohlenhöhe zwischen 750 und 800 m. In dieser Höhe finden sich an der Mündung jener ThÄler, aber auch am Gehänge des Hauptthales selbst Terrassen. Sie haben alle eine schwache Neigung zur Axe des Hauptthales hin (vergl. Siegfriedatlas 382 und 399). Die Höhe ihrer heutigen Kante wechselt, je nachdem sie näher oder weiter vom alten Thalweg des Hauptthales entfernt ist. Am linken Ufer gehört hierher die Terrasse von Rüteli (Kante 880 m) westlich von Seedorf und die Terrasse Bärchi (890 m). Bei Beroldingen (867 m) beginnt die 1½ km lange, zum Teil sehr breite Terrasse von Seelisberg, sich nach Norden schwach senkend. Ihr gegenüber erstreckt sich zwischen der unteren Muota und dem See die noch breitere Terrasse von Morschach (760 m). Diese lässt sich nach Süden schwach ansteigend bis Sisikon verfolgen; noch weiter südlich liegt die Terrasse des Unter-Axenbergs (826 m) und die von Frauenmatt (867 m). Schon Rütimeyer hat auf diese prächtigen Terrassen aufmerksam gemacht. (Der Rigi. Basel, Genf, Lyon, 1877. S. 98, 99.)

Die Oberfläche dieser ausgedehnten Terrassen schneidet die Schichten, sodass sie nicht als Schichtterrassen betrachtet werden können. Freilich sind nachträglich oft durch Ausräumung der weichen Bänke die harten herausgeschält worden, die heute als Rippen auf der Oberfläche der Terrasse erscheinen. Auf der Terrasse von Morschach z. B. ziehen mehrere kleine Wände von Südsüdwest nach Nordnordost, sich an die ausgehenden harten Schichten knüpfend; durch die Höhenlage ihrer Kante lassen sie gleichwohl die ursprüngliche, sich sanft vom Gehänge zur Mitte des Hauptthales senkende Thaloberfläche erkennen. Rundbuckelformen, die mehrfach auftreten, erweisen, dass bei der Herausschälung der Rippen das Eis gewirkt hat.

Weniger zahlreich sind Reste der alten Landoberfläche im mittleren Teil des Sees zwischen Brunnen und Vitznau (Siegfriedatlas 208, 209, 380, 381); sie ergeben hier eine Höhe der alten Thalsole in 700—750 m.

Stufenmündungen weisen der Kohthalbach bei Emmeten und der Lielbach bei Beckenried auf, während das grosse Thal der Engelberger Aa, das von den vergletscherten Höhen der Titlis-

gruppe herabzieht und in der Eiszeit selbst einen mächtigen Gletscher beherbergte, wie darnach zu erwarten, gleichsohlig mündet. Auch der Gersauer Dorfbach zeigt in seinem unteren Teil eine sehr erhebliche Gefällszunahme. In entsprechender Höhe befindet sich am Südufer die Terrasse von Emmeten (844 m) und der Kuranstalt Schönegg (rund 700 m) sowie ihre Fortsetzung südlich von Beckenried, die Terrasse des Ischenberges (815 m), desgleichen die untere und die obere Nase zwischen Vitznau und Buochs, während der grössere Teil des Bürgenstocks darüber hinausragt. Schon im Thal der Engelberger Aa und daher höher liegen z. T. steil geneigte Terrassen, wie die Terrasse der Trogmatt (1100 m), der Wandfluh (976 m) und der Vordern Wissifuh (1008 m), die für das Engelberger Thal bei Dallenwil auf eine Sohlenhöhe von 800—850 m zu schliessen gestatten, was für den Vierwaldstätter See wieder ungefähr 700 m ergibt.

Das untere See-Ende wird gegen Nordwesten von einer Molassehöhe begrenzt, die eine ausgezeichnete Rippung entsprechend dem Streichen der Schichtenhöhe aufweist¹⁾. Es kommt geradezu zu einer rostförmigen Gliederung der Höhenzüge, die von Südwesten nach Nordosten ziehen. Die Molassehöhe begleitet als Terrasse das Westufer des Küssnacher Sees in 600—700 m, sich dabei nach Nordosten senkend. Nur die Höhe des Dottenberges (733 m) nördlich von Adligenswil, und die beim Hasenberg (839 m) nördlich von Udligenswil erheben sich etwas darüber hinaus, während sich der Homberg (687 m) nördlich von Luzern gut einordnet. Obwohl die Rekonstruktion des alten Thalbodens hier unsicher ist, glaube ich ihn doch in rund 650 m annehmen zu dürfen.

Östlich des Rigi fehlen deutliche Terrassen, die diesem Thalboden entsprechen würden; er wird nur durch die Stufenmündung der Steiner Aa in 700 m Höhe markiert. Doch mag hier bei der Stufenbildung auch Verbaung durch die Moränen am Thalausgang mitgewirkt haben.

Berechnen wir das Gefälle des alten Thales, so ergibt sich dasselbe vom Urner See (Höhe rund 750—800 m) bis Luzern (Höhe 600—650 m) zu 3—4 ‰. In seiner Höhenlage und daher wohl auch im Alter entspricht es dem alten Thalboden im Zürichseethal, dessen Zugehörigkeit zur Mindel-Riss-Interglacialzeit wir S. 519 wahrscheinlich machen konnten.

Der präglaciale Thalboden im Bereich des Vierwaldstätter Sees.

Wie der Thalboden der Mindel-Riss-Interglacialzeit am Zürichsee, so ist auch derjenige im Bereich des Mündungstrichters des Reusstales in die präglaciale Landoberfläche eingesenkt. Wir fanden die letztere am Zuger Berg in 950 m (siehe S. 471) und können sie an zahlreichen Resten am Vierwaldstätter See ins Gebirge hinein verfolgen.

Eine Terrasse treffen wir in entsprechendem Niveau am Nordwestgehänge des Rigi, wo die prächtige Ufermoräne des Seebodens der Terrassenkante (rund 1000 m) aufgesetzt ist. Westlich von Luzern erstreckt sich zwischen dem Pilatus und dem Thal der kleinen Emme in einer Höhe von rund 1000 m eine ausgedehnte, mehrere Kilometer breite Terrasse von Blatten bei Malters bis ins Entlebuch hinein. Die Oberfläche des Bürgenstockes (1000—1100 m), die freilich im einzelnen eine starke Rippung zeigt, ordnet sich ein, weiterhin die Terrasse des Diestlisberges (1069 m) südwestlich und die der Rothfluh (1088 m) südöstlich von Beckenried, ferner der flache plateauartige Rücken des Stützberges und des Oberwaldes (1102 m) bei Seelisberg. In der Umgebung von Brunnen erscheint; südlich der Muota die schöne Terrasse des Stoss (1200 m), nördlich desselben Flusses diejenige der Fallfluh; beide setzten sich in bedeutender Breite thalaufwärts an den Gehängen des Muotathales fort, dabei stetig ansteigend.

Am Vierwaldstätter See ergibt sich darnach zwischen Pilatus und Rigi für die präglaciale Landoberfläche eine Höhe von 1000 m. Höher, etwa bei 1200—1300 m lag dieselbe bei Flüelen, wo am linken Ufer die Terrasse des Schardi, am rechten die des Eggenberges mit deutlicher Neigung zur Thalaxe hin auftreten. Das Gefälle des

1) Siegfriedatlas 203, 205, 206, 208; ferner geologische Karte der Schweiz. Blatt VIII.

alten Thalbodens beträgt von Flüelen bis Luzern (50 km) $5-6\text{‰}$, also mehr als bei dem unteren Thalboden, der 300—400 m tief in den präglacialen eingesenkt ist.

Stammbecken und Zweigbecken.

Eingesenkt in die präglaciale wie in die interglaciale Thaloberfläche ist das Stammbecken des Reussgletschers mit samt seinen zahlreichen Zweigbecken, die sich fingerförmig nach Norden hin um das Becken des Vierwaldstätter und Zuger Sees anordnen. Die ganze Anordnung der Zungenbecken ist kompliziert, weil sich gegen Luzern zwei grosse Gletscher heranschoben und hier unter stumpfem Winkel zusammentrafen: der Reussgletscher und der über den Brünig kommende Arm des Aaregletschers. Der nordwestliche kreuzförmige Teil des Vierwaldstätter Sees spiegelt diese Vereinigung wieder. Noch mehr verwickelt wird die Form der in den präglacialen wie in den interglacialen Thalboden eingesenkten heutigen Oberfläche dadurch, dass der Reussgletscher selbst schon tief im Gebirge sich in zwei Arme spaltete.

Als ungeteiltes Stammbecken des Reussgletschers erscheint nur der oberste (Urner) Teil des Vierwaldstätter Sees. Bei Brunnen löst sich ein Zweigbecken ab, das in gewundenem Lauf nach Norden zieht und im Alpenvorland das ganze untere Reussthal mit umfasst. In seiner Mitte streichen bei Goldau Nagelfluhrippen in 510—520 m Höhe über das Thal hinweg. Der südliche Teil, heute bis auf den kleinen Lowerzer See von den Schuttkegeln der östlichen Bäche verschüttet, entwässert sich zum Teil zentripetal zum Stammbecken bei Brunnen, während der nördliche den nach Norden abfliessenden Zuger See birgt. Die Wasserscheide zwischen beiden liegt jedoch nicht auf einer jener Rippen, sondern auf dem 1804 niedergegangenen Goldauer Bergsturz. Vom Goldauer Arm des Reussgletschers drang ein kleiner Zweig über den Sattel und den Pass am Morgarten ins Thal des durch Moränen und Schotter an seinem Westende aufgestauten Aegerisees (728 m, Tiefe 83 m), das sonach als ein hochgelegenes sekundäres Zweigbecken betrachtet werden kann, freilich mit zentrifugaler Entwässerung.

Der westliche Arm, der den Vierwaldstätter See unterhalb Brunnen birgt, wird ebenfalls durch eine Reihe von Rippen zerlegt. Der Bürgenstock mit der in seiner östlichen Verlängerung liegenden oberen Nase und dem seine westliche Fortsetzung bildenden Lopperberg gliedert vom kreuzförmigen Nordteil des Vierwaldstätter Sees im Süden den Gersauer See und den Alpnacher See ab; beide kommunizieren durch Engen frei mit jenem und hingen einst über Buochs und Stans miteinander zusammen. Der Gersauer See erscheint als Zungenbecken des Reussgletschers, der Alpnacher See dagegen als Zungenbecken des Brünigarmes des Aaregletschers. Beide Gletscher trafen einander, nachdem sie die Rippe des Bürgenstockes überschritten hatten, im kreuzförmigen Teil des Sees. Hier kam es zu Ablenkungen, in dem der Aaregletscher nach links in die Horwer und Luzerner, der Reussgletscher nach rechts in die Küssener Bucht gedrängt wurde. Die Form des Kreuzes im Norden wird durch die von Südwest nach Nordost ziehende S. 535 geschilderte Molassehöhe bedingt, in die die Luzerner Bucht eindringt, ohne sie ganz zu queren. Ihrem Streichen folgt auch weiter im Norden das trogförmige Thal der kleinen Emme von Schachen abwärts, sowie das weite trogförmige Thal der Reuss zwischen Emmenbrücke und Honau. Das erstere weist zentripetale Entwässerung auf, in dem sich die kleine Emme bei Wohlhusen, statt ihren ursprünglichen Lauf nach Norden ins Thal der Wigger beizubehalten, plötzlich nach Osten wendet (siehe unsere Karte S. 497).

Nördlich dieses am Fuss der Alpen verlaufenden Längsthalzuges erhebt sich eine

ausgedehnte Molassehöhe; über Wasserscheiden drang hier Eis in das Surthal und das Aathal ein und gestaltete sie zu mehr oder minder trogförmigen Zweigbecken um ¹⁾. Die Wasserscheide selbst dürfte dabei durch Erosion erniedrigt worden sein, da das ganze Molassegebiet zwischen dem Längsthal der kleinen Emme und der Reuss im Süden und Sempach und Hochdorf im Norden die Züge einer Rundhöckerlandschaft trägt. Dass auch die Thäler selbst in ihrem südlichen Teil eine Abtragung erlitten haben, geht aus ihrem verschwindenden Gefälle hervor, das nur wenig vergrößert bestehen bleibt, wenn man die Akkumulationen im Unterlauf wegdenkt. Das Gefälle beträgt in gerader Richtung gemessen im Thal der Sur von Sempach bis zum Durchbruch des Flusses durch die Moräne von Staffelbach wenig mehr als 1 ‰ und selbst von Sempach bis Aarau nur 3 ‰, im Thal der Aa zwischen Baldegg und Seon etwas über 2 ‰, von Baldegg bis Waldegg an der Aare 3 ‰. Das benachbarte Wiggerthal dagegen, das von einem grösseren Gewässer als die Sur und die Aa durchströmt wird, aber in der letzten Eiszeit nicht vergletschert war, weist 7 ‰ Gefälle auf. Auch das Gefälle des heutigen Thales der Reuss ist grösser. Grösser als in den erstgenannten, aber immer noch sehr klein im Vergleich zu der geringen Grösse der in ihnen fließenden Gewässer, ist das Gefälle in den kleinen Thälern, die als untergeordnete Zungenbecken von den Hauptthälern aus Eismassen über flache, niedergeschliffene und heute zum Teil von Rückzugsmoränen bedeckte Wasserscheiden erhielten; es beträgt z. B. im Thal der Bünz von Boswil bis Othmarsingen 3 ‰. Der Boden all dieser Zungenbecken ist versumpft und birgt zum Teil Seen, so das Surthal den Sempacher See (Tiefe 87 m) und den kleinen Mauensee, das Aathal den Baldegger (66 m) und den Hallwiler See (47 m). Andere Seen sind erloschen und durch Sümpfe ersetzt (einstiger Wauwiler See, Sümpfe unterhalb Sursee, unterhalb Reinach, bei Nieder-Hallwil, bei Boswil, Walterswil und Angelikon). Ist der südliche Teil jener Thäler durch glaciäre Erosion erniedrigt, so ist der nördliche durch glaciäre und fluvioglaciäre Akkumulation erhöht worden. Trotzdem ist es nicht zu einer zentripetalen Entwässerung gekommen.

Die grosse Bedeutung der Eiserosion für die Ausbildung der weiten, trogförmigen Zungenbecken, wie sie uns im Surthal, im Aathal, im Reussthal, dann auch im Küssener See entgegen-treten, hat in klarer Weise F. J. Kaufmann dargelegt (Beiträge zur geol. Karte der Schweiz XI. Bern 1872. S. 442—454). Er bezeichnet diese Thäler nach ihrem Querschnitt als „Bogenbreithäler“ und stellt sie als glaciär umgestaltet den ausschliesslich durch Erosion des fließenden Wassers gebildeten „Engthälern“, sowie den durch Erosion und nachfolgende Akkumulation gebildeten „Winkelbreithälern“ gegenüber. Bezüglich der Schilderung der Zweigbecken im einzelnen sei auf seine lichtvollen Ausführungen verwiesen.

Entstehung des Vierwaldstätter und des Zuger Sees durch Übertiefung.

Der Vierwaldstätter wie der Zuger See sind sowohl in den präglacialen als auch in den interglacialen Thalboden eingesenkt. Dabei sind sie Becken in festem Gestein, wie am Vierwaldstätter See (Tiefe 214 m) bei Luzern und bei Küssener direkt zu sehen ist. Am Zuger See (Tiefe 198 m) muss man darauf schliessen, da sein Boden in 219 m Meereshöhe und damit 120 m unter dem Niveau der Felschwelle liegt, über die die Reuss bei Birnenstorf einen Ausläufer des Jura passiert.

Wenn irgend ein See am Fuss der Alpen durch seine Form ein ertrunkenes Thalsystem im Sinne von A. Heim ²⁾ darstellt, so wäre das der Vierwaldstätter See mit

1) Vgl. Dufourkarte 1:100 000, Blatt VIII, desgleichen das entsprechende Blatt der geologischen Karte der Schweiz.

2) Alpine Randseen. Vierteljahrsschrift d. Züricher Nat. Ges. XXXIX. 1894.

seinen mannigfachen Zipfeln. Es ist daher von besonderer Bedeutung, dass auch für ihn sich die Abwesenheit einer Rücksenkung der Alpen seit der Entstehung der präglacialen Landoberfläche nachweisen lässt. Die letztere hat nämlich, wie wir S. 473 und 535 gesehen haben, von Flüelen bis zum Zuger Berg und weiterhin bis zum Jura-fuss stets ein Gefälle von den Alpen fort; nirgends auf der ganzen Strecke sind Spuren einer Rückläufigkeit zu treffen. Die Annahme der Entstehung der Seen durch eine Rücksenkung des alpinen Teiles des Reusstales gegenüber dem im Vorland gelegenen ist daher ausgeschlossen. Die Existenz der Seen kann nicht auf eine Dislokation, sondern nur auf Erosion zurückgeführt werden. Auch der Zuger und der Vierwaldstätter See sind durch glaciale Erosion entstanden und zwar in der Quar-tärperiode. Alpnacher und Küssnacher See sind nicht ertrunkene Seitenthäler, sondern gla-ciale Zungenbecken, die dem Streichen der Schichten folgen.

Alter der grossen Seen des Reussgebietes.

In der Umgebung von Baar, nordöstlich vom Zuger See, treten ausgedehnte Vor-kommnisse einer schräggeschichteten Nagelfluh auf. Im Margelholz, südöstlich von Baar, fallen ihre Schichten nach Aepli unter 20° nach Norden ¹⁾; ein Fallen nach Nord-west beobachtete ich im Tunnel bei Schnuoppem, östlich von Baar, der im Herbst 1901 für eine Wasserleitung von der Tobelbrücke an der Lorze nach Baar gebaut wurde. Wie mir der Bauunternehmer Taddai mitteilte, verläuft der Tunnel, soweit er im September 1901 gebohrt war (ca. $\frac{2}{3}$ seiner Länge), nur in dieser Nagelfluh. Aus-gedehnt steht die Ablagerung zwischen Blickenstorf und Steinhausen nördlich und nord-westlich von Baar an; sie fällt meist unter 25° nach Norden, vereinzelt auch in anderer Richtung ²⁾. Überall wechseln konglomerierte Kiesschichten mit Sandlagen. Sernifit fehlt bei Blickenstorf völlig und tritt am Margelholz ganz zurück; krystallinische Ge-steine des Reusstales sind bei Blickenstorf häufig. Die Ablagerung liegt bei Blicken-storf in 455 m auf Molasse auf, während ihre Oberfläche bei Schnuoppem höher als bis 550 m emporreicht. Die gesamte Mächtigkeit ergibt sich also zu rund 100 m. Wir haben es mit den Resten eines alten Deltas zu thun. Das meist gleichförmige, feine Korn der Geschiebe lässt die Annahme nicht wohl zu, dass bei Bil-dung des Deltas Gletscher in unmittelbarer Nähe gewesen seien; wahrscheinlich reichte vielmehr die Deltaablagerung einst noch weit thalaufrwärts und erfüllte vielleicht das ganze Gebiet des Zuger Sees; nachträglich wurde sie durch den Gletscher erodiert, dessen Moränen im Hangenden des Deltas auftreten. Da die Bildung in den während der Mindel-Riss-Interglacialzeit entstandenen Thalboden eingesenkt ist, möchte ich sie der Riss-Würm-Interglacialzeit zurechnen und mit den geschilderten interglacialen Deltas am Zürichsee, bei Salzburg und bei Rosenheim in Parallele stellen. Aepli (S. 87) deutet sie, wie auch die gleichaltrige Au-Nagelfluh am Zürichsee, mit Unrecht als Niederterrassenschotter.

Endmoränen des Bühlstadiums am Vierwaldstätter See.

In der Umgebung des Vierwaldstätter Sees treten mehrfach mächtige Moränen-ablagerungen auf, die schon Rütimayers Aufmerksamkeit auf sich zogen ³⁾. Die Um-ggebung des Sees tritt dadurch in deutlichen Gegensatz zu den geschilderten moränenlosen oder moränenarmen Gebieten weiter im Norden. Den Grössenverhältnissen nach haben

1) A. a. O. S. 87.

2) J. F. Kaufmann, Beiträge XI. Bern 1872. S. 413. Aepli a. a. O. S. 88.

3) Der Rigi. Basel, Genf, Lyon, 1877. S. 85 - 91 und Karte.

wir es mit Moränen des Bühlstadiums zu thun. Die Wälle sind auf unserer Karte S. 497 dargestellt; sie zeigen, dass der Gletscher damals auf den See und seine Ufer beschränkt war. Das Ende war gelappt, entsprechend der Form des Vierwaldstätter Sees. Eine Zunge erfüllte die Luzerner Bucht, sowie die westlich benachbarte Niederung zwischen Horw und Kriens. Ihre Ufermoränen warf sie am Südabfall des Sonnenberges auf, wo sie bei der Kuranstalt bis 650 m reichen; höher hinauf sind die Gehänge frei von Moräne und mit sandigem Lehm bedeckt. Die Ufermoräne senkt sich rasch nach Westen, so dass das Eis schon 1 km westlich von Kriens sein Ende erreicht haben muss. Hügel aus Schotter und Sand deuten hier dasselbe an. Südlich von Kriens zieht eine entsprechende Ufermoräne am Nordostgehänge der Vorhöhen des Pilatus, rasch ansteigend nach Süden. Zwischen dem Sonnenberg westlich und dem Homberg östlich von Luzern erstreckte sich eine Zunge nordwärts. Sie staute die Emme und warf ihre Moränen in dem Stausee in Form eines Deltas auf, dessen Kies- und Sandmassen viele gekritzte Geschiebe enthalten, wie die grossen Aufschlüsse beim Gasshof südlich von Littau zeigen; die Schichten fallen unter $30-40^{\circ}$ nach Westen und reichen bis 520 m empor. Hier lag die Oberfläche des Stausees. Wir treffen zwischen Emmenbrücke und Luzern den ganzen Komplex von fluvioglacialen Ablagerungen, Schottern, Sanden, Moränen, wie er für ein Gletscherende charakteristisch ist. Damals wurde auch das schmale, aber tiefe Ronthal mit dem Rotsee durch Sand und Kies (455 m) verbaut¹⁾, das zwischen Emmenbrücke und Luzern sich vom heutigen Reussthal nach Nordosten abzweigt und wohl einst die Reuss beherbergte. Die Sohle des Rotsees liegt 27 m tiefer als der Spiegel der heutigen Reuss, die sich zwischen Reussthal und Emmenbrücke eine neue Schlucht in die Molasse gegraben hat, und immer noch 4 m tiefer als die Reuss am Ostende des Ronthales bei Root, wo dieses sich wieder mit der heutigen Reuss vereinigt. Ein Durchbrechen des Kiesriegels am oberen Ende des Ronthales würde den Spiegel des Vierwaldstätter Sees sofort um 7 m senken. In jener Zeit entstanden wohl auch bei Luzern am Boden von Gletschermühlen die prächtigen Riesentöpfe in der Molasse im sogen. Gletschergarten²⁾. Sie liegen unmittelbar in der Nähe eines einst von Gletscherwasser benutzten, heute trockenen Thales. Die Reuss bewegt sich unterhalb Emmenbrücke durchweg auf Kiesanhäufungen, die zum Teil als fluvioglaciale Bildungen des Bühlstadiums betrachtet werden müssen.

Von Südwesten vereinigte sich mit dem Reussgletscher ein Arm des Aaregletschers, der über den Brünig sich nordwärts abzweigt hatte und den Alpnacher See erfüllte. Er baute auf dem Westende des Bürgenstocks bei Dönnimatt in 740—750 m Höhe eine Ufermoräne auf³⁾. Gleichzeitig entstanden die Endmoränenwälle, die sich um das Nordende des Küssener Sees schlingen⁴⁾; von ihnen führen verlassene Entwässerungslinien, die Betten alter Gletscherbäche, nach Norden, so das Thälchen, dem die grosse Strasse von Küssnach nach Rotkreuz folgt, so das Götzenthal. Wo sich zu dieser Zeit

1) Kaufmann, Beiträge XI. Bern, 1872. S. 405, 428, 459.

2) Vgl. über die Gletschermühlen A. Heim in Vierteljahrsschrift der Züricher Nat.-Ges. XVIII. 1873. S. 153. Gegen die Entstehung dieser Riesentöpfe durch Gletschermühlen sprach sich Baltzer aus. Beiträge XX. Bern 1880. S. 251.

3) Bei Kaufmann (Beiträge XIV. Teil II. Bern 1877. S. 125) heisst es, der Moränenwall sei von einem aus Osten oder Südosten kommenden Gletscher abgesetzt, womit die Form des Walles durchaus in Widerspruch steht.

4) Vgl. Kaufmann, Beiträge XI. Bern 1872. S. 407; ferner Rütimeyer a. a. O. S. 91.

das Ende des im Zuger See liegenden Armes des Reussgletschers befand, ist noch zu bestimmen; es dürfte nach mächtigen Blockanhäufungen, die sich am südwestlichen Ufer finden, im Bereich des flachen nördlichen Sees zu suchen sein.

Rückzugsmoränen des Bühlstadiums.

Ausser diesen äussersten Endmoränen des Bühlstadiums sind noch mehrere Rückzugsmoränen erhalten, und zwar sowohl im Vierwaldstätter See selbst als auch im Schwyzer Thal und im Thal der Sarner Aa (vgl. Karte S. 497).

Das Relief des Bodens des Vierwaldstätter Sees zeigt in Verbindung mit Aufschlüssen am Ufer mächtige Endmoränen (vgl. Siegfriedatlas No. 205, 206, 208, 377, 380 und 381). Ich zähle vier Systeme von Stirnmoränen, die je 4—6 km weit auseinanderstehen. Beim kleinsten dieser Stadien lag das Gletscherende etwas westlich von Brunnen, d. i. volle 23 km oberhalb der äussersten Bühlmoräne.

Ein flacher Moränenwall (Höhe 20 m) zieht von der Landspitze Zinnen bei Hertenstein über den Küssnacher See herüber gegen Schloss Neuhausburg. Gleichaltrig dürfte die flache Anschwellung am Boden der Luzerner Bucht zwischen dem Tribschen-Moos und Zerleitenbaum¹⁾, sowie die Moräne, die von der Landzunge der Spissenegg 2 km südöstlich von Horw am Seeboden gegen Stansstad zieht. Eine zweite Moräne schlingt sich von Hertenstein mitten durch den breitesten Teil des Sees, den sogen. Kreuztrichter, nach Kersiten am Nordwestende des Bürgenstockes, wo bei Weingarten und Mettlen quartäre Sande und Thone mit gekritzten Geschieben am Ufer erschlossen sind²⁾. Diesem Stadium dürften die oberen Ufermoränen am Südabfall des Bürgenstockes und am Fuss des Buochser Horns angehören, die eine in der Buochser Bucht liegende, fast bis Stans reichende Zunge markieren. Einem noch kleineren Stadium entspricht die wunderbar schöne bogenförmige Stirnmoräne am Seeboden zwischen den beiden Nasen, die eine kleine Ausstülpung des damals schon auf das Seebecken oberhalb Vitznau und Buochs beschränkten Gletschers aufbaute; sie erhebt sich 110 m über den Boden des Vitznauer und volle 180 m über den des Gersauer Beckens. Gleichaltrig dürften die tiefen Ufermoränen zwischen Niederdorf und Buochs, sowie die Moränen an der Strasse von Beckenried nach dem Kurhaus Schöneegg, diejenigen bei diesem selbst und auf Seelisberg (770 m) sein, desgleichen diejenigen bei Morschach. 160 m hoch erhebt sich über die Sohle des Gersauer Beckens als letzte der Stirnmoränen die Moräne an der Kindlismordkapelle, die ebenso wie die zwischen den beiden Nasen schon von F. A. Forel erkannt³⁾ und auch von A. Heim geschildert worden ist⁴⁾. Ihr höchster Punkt liegt nur 50 m unter dem Wasserspiegel. Weiter aufwärts lassen sich keine Moränenwälle mehr am Seeboden erkennen. Nur das junge Delta der Muota legt sich als flacher Damm über den Seeboden hin, der im Bereich des Beckens unterhalb, bis zur Kindlismordmoräne, durch Schlammabsatz besonders rasch erhöht wird⁵⁾.

Im Schwyzer Thal, nordöstlich des Rigi, treten nach L. Rütimeyer⁶⁾ Moränen

1) Kaufmann betrachtet dieselbe allerdings als ein altes Delta des Krienbaches, das durch ein Steigen des Sees um 3 m unter Wasser gekommen sein soll (Jahresber. der Luzerner Kantonschule für 1886/87).

2) Kaufmann, Beiträge XIV, 2 (1877) S. 160.

3) Archives des Sc. phys. et nat. 1886. XVI. S. 1.

4) Beiträge XXV. Bern 1891. S. 415.

5) A. Heim, Schlammabsatz am Grunde des Vierwaldstätter Sees. Vierteljahrsschrift der Züricher Nat. Ges. XLV. 1900. S. 168.

6) Der Rigi. Basel, Genf, Lyon, 1877. S. 86f., 109 und Karte.

und mächtige Blockanhäufungen zwischen Steinen und Steinenberg nördlich und am Fusse der Hohfluh südlich des Lowerzer Sees auf. Rütimeyer hält eine ursprüngliche Verknüpfung beider Moränen westlich des Sees für wahrscheinlich und betrachtet den See als nach Westen durch Moränen abgedämmt. Heute freilich liegen die letzteren z. T. unter den Trümmern des Goldauer Bergsturzes begraben. Die Moränen von Lowerz dürften der Rückzugsphase angehören, während der im Vierwaldstätter See die Moräne zwischen den Nasen bei Vitznau abgelagert wurde.

Rückzugsmoränen des Bühlstadiums weist auch das Thal der Sarner Aa auf, in dem der Brünigarm des Aaregletschers lag. Die schöne Endmoräne von Allweg, 2 km westlich von Stans, sperrte zwischen Rotzberg und Buochser Horn das Thal des Drachenriedes ab, das später durch einen jungen Bergsturz vom Stanser Horn auch gegen Süden verbaut wurde. Es entstand ein See, dessen Uferlinien noch heute trefflich zu sehen sind, und der gegen Norden hin über den Felsrücken des Rotzberges einen steilen Abfluss erhielt. Der letztere schnitt hier allmählich die wilde Schlucht des Rotzloches ein und entleerte so den See. Zur Endmoräne von Allweg gehören die Ufermoränen bei St. Antoni (730 m) östlich von Kerns, die sich auf die stark gerippte Felsterrasse, einen Rest des interglacialen Thalbodens, legen und von hier aufwärts gegen St. Nikolaus (839 m) am Eingang des Melchthales ziehen. Auch auf dem linken Gehänge des Thales der Sarner Aa erscheinen Ufermoränen in entsprechender Höhe.

Gefällsverhältnisse des Reussgletschers und Schneegrenze während des Bühlstadiums.

Für die Vitznauer Rückzugsphase des Bühlstadiums gelingt es, die Gefällsverhältnisse der Gletscheroberfläche zu bestimmen. Von Schilte (833 m) bei Sisikon bis Brunnen, wo die Moränen von Seelisberg wie von Morschach die Höhe 800 m ergeben, fällt die Gletscheroberfläche mit $10-12\text{‰}$. Das Gefälle der Schwyzer Zunge war von Brunnen bis zum Ende bei Lowerz (500 m) 25‰ , das der Buochser Zunge (450 m) 20‰ . Als kleine seitliche Ausstülpung der Buochser Zunge zwischen den beiden Nasen erscheint die Vitznauer Zunge mit sehr steiler Oberfläche. Das Gefälle des Brünigarmes des Aaregletschers zwischen dem Ausgang des Melchthales und Allweg ¹⁾ berechnet sich zu 20‰ .

Auch die Berge in der Nachbarschaft des Vierwaldstätter Sees trugen während des Bühlstadiums kleine Gletscher. So lag in der Nische westlich von Rigi-Scheideck ein Schneefeld, das in 1410 m Höhe einen bogenförmigen Wall aufgebaut hat. Da die Höhen im Hintergrund der Nische um 1600 m herum sich bewegen, ergibt sich eine Höhe der Schneegrenze von etwa 1450 m. Das gilt für ausgesprochene Nordexposition und gestattet für das Bühlstadium auf eine klimatische Schneegrenze, d. i. auf eine Schneegrenze für horizontale Flächen, in 1500 m zu schliessen.

Geschichtliches über die Bühlmoränen.

Die Moränen des Bühlstadiums im Bereich des Rigi sind zum Teil von L. Rütimeyer geschildert worden (Der Rigi. Basel, Genf, Lyon, 1877. Mit Karte.) Er erkannte (S. 108) den einheitlichen Zusammenhang der tieferliegenden Moränen am Ufer und trennte sie von den höher gelegenen. Die Moränen am Boden des Sees waren ihm unbekannt, da der See noch nicht ausgelotet war. Rütimeyer beobachtete auch, dass die Verteilung des erratischen Materials in dieser Zeit eine andere war als beim Maximum der Vergletscherung. Während des letzteren war der Muotagletscher so mächtig, dass an den Gehängen des Schwyzerthales besonders Kalksteine und nur wenige Reussthalblöcke zum Absatz kamen. Die tiefen Moränen desselben Thales bestehen dagegen fast nur aus Reussgesteinen. — Die Moränen des Aaregletschers im Sarner Thal schildert Kauf-

1) Genauer Murmatt bei Allweg.

mann (Beiträge XXIV. 1. Bern 1886. S. 570) und ebenso erwähnt sie Mühlberg (Zweiter Bericht u. s. w. Mitteilungen der Aargauer Nat. Ges. I 1878. S. 12) als Rückzugsmoränen. A. Baltzer dagegen (Der diluviale Aaregletscher. Beiträge XXX. Bern 1896. S. 130 und Karte XVII) möchte diese Moränen der vorletzten Eiszeit (unserer Biss-Eiszeit) zurechnen, da er nur für die Riss-Eiszeit ein bedeutendes Überquellen des Aaregletschers über den Brünig annimmt. Doch ist das angesichts der Frische des Materials und der Form der Moränen sowie ihres Zusammenstossens mit den Bühlmoränen des Reussgletschers ausgeschlossen.

Deltabildungen im Bereich des Bühlstadiums.

An zwei Stellen treten in der Nachbarschaft des Vierwaldstätter Sees Delta-Ablagerungen auf. Östlich von Stans, am Ostufer der Engelberger Aa bei Wil, sowie am Abfall des Ennerberges gegen die Aa, sind Delta-Ablagerungen, nach Nordosten und Osten fallend und bis 509 m¹⁾ emporreichend, 50 m mächtig aufgeschlossen. Das sehr sandige Material — das Korn der Gerölle ist klein — stammt ausschliesslich aus dem Engelberger Thal. Darüber ruht, das Delta schräg abschneidend, Moräne des Bühlstadiums, die bei Widen Wallform besitzt und als Ufermoräne der Buochser Zunge des Reussgletschers gegen Eggertsbühl abwärts zieht. An ihr entspringt als Abflussrinne des glacialen Schmelzwassers das Thälchen der Wilgasse, das den Rücken des Ennerberges vom Fuss des Buochser Horns trennt. Die ganze Ablagerung muss als Rest eines früher ausgedehnten Deltas der Engelberger Aa betrachtet werden, das in einer Periode des Bühlstadiums in einem See abgesetzt wurde, der etwa 60—70 m höher spiegelte als der heutige Vierwaldstätter See; es dürfte sich um einen Stausee zwischen dem im Alpnacher See stationär liegenden Brünigarm des Aaregletschers und dem im Vierwaldstätter See lagern den Reussgletscher handeln, während der Engelberger Aaregletscher weiter oben im Engelberger Thal endigte. Für eine lacustroglaciale Entstehung des Deltas sprechen auch Einlagerungen von schlammigen Partien und gekritzten Blöcken, die Penck 1892 im Verein mit Du Pasquier beobachtete²⁾. Zur Zeit des Maximums des Bühlstadiums wurde die Ablagerung vom Eis überschritten und im Aathal wie im Buochs-Stanser-Thal zum grössten Teil erodiert.

Jünger ist das Muotadelta zwischen Brunnen und Schwyz³⁾. Dasselbe ruht auf Moräne auf, wie schon Du Pasquier aus dem Nebeneinanderauftreten beider Gebilde schloss. Dagegen fehlt Moräne in seinem Hangenden; die Oberfläche des Deltas, die in normaler Weise von horizontalem Muotakies gebildet wird, ist ganz eben. Das Delta wurde in einem See abgesetzt, den der im Vierwaldstätter See am Kindlismord unweit Gersau endigende und sich auch etwas ins Schwyzer Thal erstreckende Reussgletscher in wenig über 500 m Höhe aufstaute. In dieser Höhe dürfte der See über die Wasserscheide bei Goldau zum Zuger See abgeflossen sein.

Du Pasquier deutete 1891 beide Delta-Ablagerungen als interglacial und schrieb sie einem allgemein höher stehenden Vierwaldstätter See zu; doch hat er sich 1892 davon überzeugt, dass im Deltaschotter bei Buochs Einlagerungen von gekritzten Geschieben vorkommen. Seine Bedenken gegen die Annahme einer Ablagerung in Stauseen möchte ich nicht teilen.

Zusammenfassung über das Bühlstadium.

Überaus zahlreich sind am Vierwaldstätter See, wie wir sehen, Moränenwälle des

1) So Du Pasquier, Beiträge XXXI. Bern 1891. S. 109; ich habe die schräge Schichtung wegen Bewachsung nur bis 500 m verfolgen können. Schon F. J. Kaufmann erwähnt die Ablagerung. Beiträge XIV, 2. Abt. Bern 1877. S. 38.

2) Freundliche Mitteilung des ersteren.

3) Ebenfalls schon von Kaufmann a. a. O. S. 37 und von Du Pasquier a. a. O. S. 107—112 geschildert. Ferner siehe A. Heim, Beiträge XXV. Bern 1891. S. 410.

Bühlstadiums; eine solche Anzahl derselben ist uns bisher nicht entgegengetreten. Wir danken das dem Umstand, dass die Stirnmoränen zum Teil auf dem Boden eines Sees zum Absatz kamen, der nicht zugeschüttet wurde, während z. B. im Innthal im Bereich des Endes des Bühlstadiums in späterer Zeit eine Akkumulation, verbunden mit seitlicher Erosion, die dortigen Stirnmoränen vernichtete. Der Bühlvorstoss stellt sich uns als eine selbständigere und längere Periode dar, als wir bisher annehmen durften. Nicht weniger als 5 Etappen zählen wir, jede mit einem längere Zeit dauernden stationären Zustand, während dessen sich mächtige Stirnmoränen und zum Teil grosse Deltas bilden konnten. Fluvioglaciale Bildungen finden sich nur im Anschluss an die äusserste Bühlmoräne. Sonst fehlen sie, weil der Reussgletscher mitten im See endigte. Aus dem Fehlen der Verschwemmung am Seeboden erklärt sich auch die ausserordentliche Höhe der sublacustren Moränenwälle des Vierwaldstätter Sees. Eisberge mögen allerdings gelegentlich Material vertragen und so zur Auffüllung des Sees beigetragen haben, der gerade am Kreuztrichter und weiter unterhalb verhältnismässig flach ist.

Recente Deltas im Vierwaldstätter See.

Uferlinien, aus denen man auf einen nach dem Bühlvorstoss etwa vorhandenen höheren Stand des Sees schliessen könnte, fehlen; es scheint daher eine wesentliche Tieferlegung des Abflusses der Reuss durch das Molassethal unterhalb Luzern seither nicht erfolgt zu sein. Wohl aber treffen wir zahlreiche gewaltige Deltas, die dem gegenwärtigen Seeniveau angehören. So hat die Reuss den südlichen Teil des Sees verschüttet¹⁾; die Muota vernichtete die ins Schwyzer Thal hineinragende Bucht und warf ihre Ablagerungen als flachen Kegel quer über den See hinweg. Die Engelberger Aa schüttete den ganzen Seearm zu, der südlich vom Bürgenstock den Gersauer und den Alpacher See verband. Der letztere wurde durch das Delta der Sarner Aa verkleinert. Wie weit er ursprünglich nach Süden reichte und ob vielleicht einst der Sarner See, dessen Boden (425 m) heute 12 m tiefer liegt als der Spiegel des Vierwaldstätter Sees, mit ihm zusammenhing, muss dahingestellt bleiben.

Das in den Vierwaldstätter See hinausgebaute Delta der Muota hat A. Heim benutzt, um die Zeit zu berechnen, die seit der Aufschüttung der Kindismordmoräne verstrichen ist (Über das absolute Alter der Eiszeit. Vierteljahrsschrift der nat. Ges. in Zürich XXXIX. 1894); er findet als wahrscheinlichsten Wert 16000 Jahre. Das Resultat ist unter der Voraussetzung gewonnen, dass der Boden des Sees einst ein ebener Thalboden war. Diese Voraussetzung ist nicht ohne weiteres zu rechtfertigen, da wir heute am Boden des Sees mächtige Moränenwälle treffen und, wie wir später zu schildern haben werden, in glacial ausgestalteten Thälern häufig auch auf Felsrippen stossen, die das Thal queren. Immerhin registrieren wir Heims Schätzung, allerdings nicht für das absolute Alter der letzten Eiszeit, sondern lediglich des Bühlstadiums.

Kleine Nachbarn des Linth- und Reussgletschers: Der Sihlgletscher.

Zwischen dem Zungenbecken des Linthgletschers und dem des Reussgletschers liegt das Quellgebiet der Sihl, das vom Eis der Hauptgletscher nicht betreten worden ist (vergl. Siegfriedatlas Blatt 245, 259, 261). Im Süden erheben sich die Pässe des wasserscheidenden Kammes über das Oberflächenniveau des Reussgletschers bei Schwyz. Selbst der tiefste, die Iberger Egg (1406 m), weist auf seiner Höhe nur lokalen Schutt auf. Auch das dem Sihlthal parallel gegen Einsiedeln ziehende Alpthal blieb von einer Invasion des Reussgletschers verschont. Von Norden drang, wie wir S. 500 erwähnten, zwischen Etsel und Hoher Rone und wohl auch schon östlich des Etsel der Linthgletscher

1) Vergl. A. Heim, Erosion im Gebiete der Reuss. Jahrbuch des Schweizer Alpenklub XIV. 1878/9. S. 387.

etwas in das Sihlthal ein, doch ohne Einsiedeln zu erreichen. Seine äussersten Spuren finden sich 1 km südlich der auf unserer Karte S. 497 angegebenen Endmoräne in Form von Verrucanoblöcken.

Im Sihlthal selbst treffen wir in der Würm-Eiszeit einen selbständigen Gletscher. Nicht nur zeigen sich mehrfach an den Gehängen über der Thalsohle Moränen von lokaler Zusammensetzung, sondern es krümmt sich, wie P. Siedler zuerst erkannt hat¹⁾, eine Endmoräne des Sihlgletschers geradezu im Bogen über das Sihlthal hinweg von Birchli bei Einsiedeln über die Kummenweid und Roblosen nach Schlagbühl; sie ist mit der Moräne des Linthgletschers verwachsen. Eine Verschmelzung beider Gletscher bestand nicht, als diese Moränen abgesetzt wurden; sie berührten einander nur und lagerten so zwischen einander die mächtigen Moränen ab. Die Form der letzteren ist flach rundlich, wohl infolge des übergrossen Gehalts an Schlamm, der wegen des vorliegenden Linthgletschers z. T. nicht weggeführt werden konnten. Mächtige Bänderthone treten darin auf. Ob in einem dem Aufbau dieser Moränen vorangegangenen Stadium der Sihlgletscher eine zeitlang geradezu dem Linthgletscher tributär war, muss unentschieden bleiben.

Das Sihlthal stellt sich oberhalb der Endmoräne, die es verbaut, als Zungenbecken des Sihlgletschers dar. Die absperrenden Moränen dürften die Entstehung eines Sees veranlasst haben (vgl. Karte S. 497), der z. T. durch Einschneiden der Sihl in die begrenzenden Endmoränen, z. T. durch Verschüttung und Vermoorung vernichtet wurde²⁾. Das Gefälle des Sihlthales beträgt auf einer Strecke von 10 km nur $1\frac{1}{2}\text{‰}$. Die Thalsohle ist bis zu 2 km breit und gänzlich versumpft; in der fast horizontalen Ebene schleicht die Sihl in gewundenem Lauf dahin. Das Gefälle des Flusses steigert sich plötzlich auf 33‰ im Durchbruch durch die nördliche Moränenumwallung, wo er in epigenetischem Lauf über Riffe miocäner Nagelfluh dahinfließt. Diese harten Riffe haben die Sihl verhindert, in den versumpften Thalboden weiter oberhalb einzuschneiden.

Die Länge des Sihlgletschers von dem ihn südlich begrenzenden Kamm bis zu seinem Ende nordöstlich von Einsiedeln betrug 16 km, sein Areal etwa 120—130 qkm, d. i. etwas mehr als das des grössten recenten Gletschers der Alpen — des Aletschgletschers. Der höchste Punkt seines Einzugsgebietes ist der Drusberg (2283 m); sein Ende lag in 930 m.

Das Alpthal, das ich jedoch nicht besucht habe, hat wohl ebenfalls einen eigenen Gletscher beherbergt. Derselbe dürfte nicht bis zum Saum des Linthgletschers gereicht haben. Wenigstens deutet P. Siedler (bei Kaufmann, a. a. O., S. 137) die mächtigen Letten-Ablagerungen des unteren Alpthals als Niederschlag aus einem durch den Linthgletscher gestauten Eis-See.

Schneegrenze am Sihlgletscher zur Würm-Eiszeit.

Der Sihlgletscher giebt uns die Möglichkeit, die Höhe der Schneegrenze zu bestimmen, und zwar nach zwei Methoden, die auch später zur Bestimmung der Schneegrenze bei kleinen Thalglaciers benutzt werden sollen. Die eine stützt sich auf die Erfahrung³⁾, dass bei Thalglaciers vom Typus der heutigen alpinen Gletscher der unterhalb der Schneegrenze gelegene Theil der Gletscheroberfläche sich zu dem oberhalb derselben gelegenen meist verhält wie 1:3 bis 1:2. Die zweite basiert auf der Thatsache,

1) Bei Kaufmann, Beiträge XIV. 2. Teil. Bern 1885. S. 137.

2) Er wird demnächst künstlich durch Stauwehre wieder ins Leben gerufen werden, um eine grosse Kraftanlage zu speisen, die 90 000 Pferdekräfte liefern soll.

3) Vgl. Brückner, Die Hohen Tauern und ihre Eisbedeckung. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins, 1886. S. 181, sowie Ed. Richter, Die Gletscher der Ostalpen. Stuttgart 1891. S. 41.

dass die mittlere Höhe der Gletscheroberfläche gleich der Höhe der Schneegrenze im Bereich des betreffenden Gletschers ist. Bei quartären Gletschern lässt sich die mittlere Höhe ihrer Oberfläche nur schätzen (siehe S. 234). In jedem Fall aber giebt die mittlere Höhe des Bodens, auf dem der Gletscher lag, einen Grenzwert, der sicher unter der mittleren Höhe der Gletscheroberfläche liegt. Um die mittlere Höhe der letzteren und damit die Höhe der Schneegrenze zu erhalten, ist zur mittleren Höhe des Untergrundes noch die mittlere Mächtigkeit der Eisbedeckung hinzuzuzählen. Anhaltspunkte für die Mächtigkeit liefern Ufermoränen und erratische Vorkommnisse, sowie die Geländeformen.

Die mittlere Höhe des Bodens, auf dem der alte Sihlgletscher lag, beträgt 1250 m. Die mittlere Mächtigkeit des Eises darf nicht geringer als 70 m angenommen werden. Somit ergibt sich für die Gletscheroberfläche und damit für die Schneegrenze rund 1320 m.

Die mittlere Mächtigkeit, auf die heutige, z. T. hoch aufgeschüttete Landoberfläche bezogen, wurde für den Teil des Gebietes, dessen heutige Oberfläche unter 1000 m liegt, nach Moränenvorkommnissen zu 150 m geschätzt (in der Thalmitte war sie weit grösser — bis 250 m, über den Gehängepartien kleiner); für das Gebiet zwischen 1000 und 1300 m wurde sie zu 80 m angenommen, zwischen 1300 m und 1500 m, wo sich nur Gehänge finden, zu 30 m, von 1500 aufwärts zu 20 m. Setzt man die Mächtigkeit des Eises über dem unter 1300 m gelegenen Areal 50 m grösser an, so erhält man eine um 30 m grössere mittlere Höhe der Oberfläche.

Suchen wir die Isohypse auf, die die Gletscheroberfläche im Verhältnisse 3:1 bis 2:1 teilt, so finden wir unter der Annahme einer Eismächtigkeit von 250 m im Bereich der Gletscherzunge, dort wo die Schneegrenze sie quert, als Schneegrenze 1300 bis 1350 m. Die Höhe der Schneegrenze ist also am Sihlgletscher für die Zeit, wo er seine Endmoräne bei Einsiedeln aufbaute, auf 1300—1350 m zu veranschlagen.

Etwa 12 km oberhalb des geschilderten Endes des Sihlgletschers treten im Thal des Minster, eines Nebenflusses der Sihl, bei Ober-Iberg in 1100—1150 m Endmoränen eines Minstergletschers auf. Deutlich markiert sich das Zungenbecken des alten Gletschers, von dem ein schmaler Ausläufer in das von Ober-Iberg steil abfallende schluchtartige Thal sich erstreckt haben dürfte. Eine steil geneigte, schuttkegelartige Schotterterrasse setzt hier in 1040 m Höhe ein, in ihren tieferen Partien aus Sand, in ihren oberen aus schlecht gerundeten Geschieben bestehend. Weiter oberhalb treten im Minsterthal auch am Gehänge Ufermoränen auf¹⁾. Diese Moränen wurden von einem Minstergletscher aufgebaut, der vom Sihlgletscher getrennt war. Die Schneegrenze ergibt sich für den Minstergletscher zu 1350—1400 m, also kaum höher als für den Sihlgletscher zur Zeit seiner Berührung mit dem Linthgletscher.

Die Endmoränen des Minstergletschers bei Ober-Iberg und die, wie die annähernd gleiche Schneegrenze ergibt, gleichaltrigen des Sihlgletschers bei Einsiedeln dürften das Ende der Gletscher zur Würm-Eiszeit bezeichnen, das den äussersten frischen Jung-Endmoränen des Alpenvorlandes entspricht; denn unmittelbar nördlich der äussersten Endmoräne des Minstergletschers treten bei Iberg auf dem flachen Gehänge, so bei Hinter-Michelmatt in 1150 m Seehöhe, mächtige gelbe Lehmassen auf, wie wir sie im allgemeinen nur ausserhalb der frischen Jungmoränen treffen. Lehm und Endmoräne scheiden sich scharf im Gelände.

1) Die Verbreitung der Moränenbedeckung vergleiche auf der geologischen Karte der Umgebung von Iberg von E. C. Quereau (Beiträge XXXIII. Bern 1893).

Rückzugsstadien im Bereich des Sihlgletschers und ihre Schneegrenze.

Folgen wir der Strasse von Iberg nach Schwyz aufwärts, so treffen wir im Hintergrund des Minsterthales unterhalb der Iberger Egg in 1390—1400 m Höhe wieder Moränen, die von einem kleinen, im Thälchen des Schienloches am Kleinen Schienberg (1560 m) liegenden Gletscher aufgebaut wurden und am Bach aufgeschlossen sind. Sie führen gekritzte Geschiebe von der nahen Klippe des Kleinen Schienberges. Die drei dicht aneinandergedrängten konzentrischen Wälle umschliessen ein kleines Zungenbecken. Als Höhe der Schneegrenze findet man 1450—1480 m. Etwa 500 m weiter abwärts schlingt sich ein vom Gehänge des Grossen Schienberges herabkommender Moränenwall über das oberste Minsterthal; er entspricht einem etwas grösseren Gletscherstand und markiert einen zwischen dem Kleinen und dem Grossen Schienberg liegenden Gletscher mit einer Schneegrenze in etwa 1420—1450 m.

Kleine selbständige Gletscher zwischen Reuss- und Aare-Gletscher.

Südwestlich des Reussgletschers liegt zwischen diesem und dem Aaregletscher ein Gebiet, das ebenfalls nur lokale Gletscher von verhältnismässig kleinem Umfang nährte. Neben zahlreichen kleinen treffen wir vier grössere Thal-gletscher: den Eigenthalgletscher und den Entlengletscher, die beide vom Pilatus bezw. dessen Ausläufern nach Nordwesten herabstiegen; dann den Gletscher der Kleinen und den der Grossen Emme. Die Feststellung der Ausdehnung dieser Gletscher stösst z. T. auf Schwierigkeit: ihr Einzugsgebiet besteht grösstenteils aus Nagelfluh der Molasse sowie aus Flysch; Moränen aus dem Material dieser Ablagerungen sind aber oft gar nicht von Gehängeschutt zu unterscheiden. Obwohl Kaufmann¹⁾ die Gletscherspuren verfolgt, Antenen²⁾ jüngst die Gletscher der EmmenthÄler zum Verwurf einer Untersuchung genommen und wir selbst einzelne Teile des fraglichen Gebiets begangen haben, können wir doch noch kein vollständiges Bild derselben zeichnen.

Gletscher im Bereich des Pilatus und Schneegrenze daselbst.

Der Gletscher des Eigenthales nördlich vom Pilatus (vgl. Karte S. 497 und Siegfriedatlas Blatt 204 und 376) hat beim Kurhaus Eigenthal eine prachtvolle Endmoräne in 980—1000 m hinterlassen, die sich um ein versumpftes Zungenbecken schlingt. Ein zweiter Moränenwall, der bei der Maienstosskapelle unterbrochen ist, liegt 1 km weiter abwärts in 880 m. Der Gletscher besass bei 7 km Länge ein Areal von 14 qkm. Die Schneegrenze lag in 1350 m Höhe. Auch das westlich benachbarte LÄngerlenthal hat einen Gletscher gehabt, der in 900 m Höhe Moränen anhäuften. Vom Gletscher der grossen Entlen verzeichnet Kaufmann auf der geologischen Karte der Schweiz Blatt XIII Endmoränen (vgl. unsere Karte S. 497, westlich vom Pilatus). Sein Areal ergibt sich zu 38 qkm, seine Schneegrenze zu 1350 m.

Die Gletscher der EmmenthÄler.

Wo das Ende des Gletschers der Waldemme (Kleinen Emme) lag, ist noch festzustellen (vgl. Siegfriedatlas Blatt 372, 374 u. 388). Antenen bemerkt, dass er Moränen unterhalb Hirseggbügg nicht gefunden habe. Allein seine Moränenwälle ergeben einen Gletscher von 28 qkm Fläche mit einer Schneegrenze in 1550 m, was für die Würm-Eiszeit viel zu hoch ist. In der That zieht noch bei Hirseggbügg 200 m über der Thalsole ein gewaltiger, von Kaufmann als Moräne kartierter Wall

1) Beiträge V. Bern 1867, S. 122 f.; XI. Bern 1872, S. 382; XXIV. Abt. I, Bern 1886, S. 571, wo sich die einzelnen Funde citiert finden.

2) Mitteilungen der Berner Nat. Ges. 1901. S. 18.

dem Gehänge entlang, der nur zu einem einst weiter thalabwärts liegenden Gletscherende gehören kann. Ob die von Kaufmann bei Schüpflheim als Moränen angegebenen Wälle vom Gletscher der Waldemme aufgebaut wurden, sei dahingestellt. In seinem obersten Teil, oberhalb Sörenberg, birgt das Thal der Waldemme schöne Moränenwälle, die dasselbe in 1200 bis 1250 m Höhe queren und mit ihrem Zungenbecken von Antenen (a. a. O.) beschrieben sind. Als Schneegrenze ergibt sich die Isohypse 1750 m. Endlich findet sich ganz in der Nähe der Kringen — so heisst der Pass, über den der Weg aus dem Thal der Waldemme nach dem Sarner Thal führt — in 1800 m der Moränenwall eines nur 700 m langen, von der Stellenen (2113 m) nach Norden herabsteigenden Gletschers, dessen Schneegrenze sich in 1950 m Höhe befand.

Im Thal der Grossen Emme lag ein grosser Gletscher (vgl. Siegfriedatlas Blatt 383—388, 391, 392). Sein Ende wird durch Moränenwälle 2 km südlich von Eggwil auf der Breitmoosalp in 920—970 m Höhe markiert¹⁾. Sie bestehen fast ganz aus Blöcken des Hohgantsandsteines. Vereinzelt finden sich auch Habkerngranite, die aus dem Flysch im Hintergrund des in die Habkernmulde eingeschnittenen oberen Emmenthales stammen. Ufermoränen lassen sich über die Ober-Breitmoosalp und Ober-Siechen (1107 m) thalaufwärts verfolgen; Moräne liegt noch am Sattel in 1260 m Höhe. Die Hochfläche der Steinmoosalp (930—980 m), die einst die Sohle des Gletschers bildete, ist dagegen frei davon. Seitlich stülpte sich von Schangnau aus eine kleine Gletscherzunge gegen Marbach ins Thal der Ilfis. Eine Endmoräne bildet hier bei Wald die Wasserscheide in 980 m; sie dürfte jedoch kaum das Maximum der Eisausdehnung angeben. Mit dem Aaregletscher stand der Emmengletscher in der letzten Eiszeit nicht in Verbindung, wie ich im Gegensatz zu Antenen betonen möchte.

Der Gross-Emmengletscher bedeckte ein Areal von 100—110 qkm. Die mittlere Höhe seines Bodens ergibt sich zu 1280 m, die seiner Oberfläche und damit auch die Schneegrenze zu 1350 m. Einer um 150 m höheren Schneegrenze entsprechen die Moränen, die ein vom Hohgant im Bereich der Grossensteinalp herabhängender Gletscher aufgebaut hat. Sie zeichnen zwischen 1450 und 1200 m als Ufer- und Stirn- moräne die Umrisse eines Gletschers, der einem späteren Stadium angehört als der Emmengletscher zur Zeit der Bildung der Moränen auf der Breitmoosalp.

Das Zungenbecken des Emmengletschers ist ungleichförmig entwickelt, entsprechend Gegensätzen in der Gesteinsbeschaffenheit: Beckenförmige Erweiterungen finden sich im Bereich der weichen Süsswassermolasse und des Flysch; sie werden thalabwärts durch harte Nagelfluh- oder Kalksteinriegel abgeschlossen.

Bei Schangnau tritt eine beckenförmige Erweiterung in Süsswassermolasse auf (840 m), thalabwärts durch das Nagelfluhplateau der Steinmoos- und Breitmoosalp (950 - 980 m) abgeschlossen, auf dem die erwähnten Endmoränen liegen. Von Schangnau aufwärts folgt nach einem Nagelfluhriegel (950 m) in weicher Süsswassermolasse das Becken von Bumbach (910 m), oberhalb eines zweiten Riegels aus weissem Lithothamnienkalk (980 m) in Flysch die Thalweitung des Kemmeribodens (970 m), oberhalb einer dritten Stufe, in der die Emme die Kreideketten des Hohgant und der Schratzenfluh durchbricht, abermals in Flysch die Thalweitung der Harzersbodens (1150 m).

Aus dem weiten Schangnauer Becken tritt die Emme in eine wilde, 100—150 m tiefe Schlucht ein, in der sie in 4 km langem Lauf mit 14⁰/₀₀ Gefälle das Nagelfluhplateau der Steinmoos- und Breitmoosalp quert, um erst bei Eggwil wieder ein offenes Thal zu erreichen. Der jugendliche Charakter der Schlucht ist augenfällig; ein ver-

1) Zuerst beschrieben von Kaufmann, Beiträge XXIV, Bern 1886, S. 465, und geologische Karte der Schweiz, Blatt XIII. Jüngst geschildert von Antenen a. a. O.

schütteter alter Emmelauf neben derselben fehlt. Man kann sich des Eindruckes nicht erwehren, dass hier eine Wasserscheide erst kürzlich zerschnitten wurde. In der That zieht von Schangnau aus ein breites Thal nach Nordosten, das sich heute im Zustand der Verschüttung befindet, und in das die Ilfis von Osten eintritt. Die von Moränen gebildete Wasserscheide gegen die Emme liegt nur wenige Meter über der oberen Kante der jungen Emmeschlucht. Ich möchte dieses Thal als das alte Emmenthal betrachten, das sich über die heutige flache Thalwasserscheide bei Escholzmatt (854 m) zum Thal der kleinen Emme fortgesetzt haben dürfte. Es dürfte bei Schangnau eine Stromverlegung erfolgt sein, verursacht durch Moränenablagerung nordöstlich von Schangnau und wohl auch durch glaciale Erosion, die die Wasserscheide aus Nagelfluh westlich von Schangnau etwas erniedrigte.

VII. Das Gebiet der Jung-Moränen des Rhonegletschers und seiner Zuflüsse.

Übersicht des Gebietes. Geschichtliches. Die Ufermoräne des Rhonegletschers am Südostgebänge des Jura. Grenze der Jung-Endmoränen des Rhonegletschers im Mittelland. Grenzen des Aaregletschers. Verwachsene Jungmoränen. Höhe des Eises am Alpenrand. Gefälleverhältnisse. Richtung der Gletscherbewegung. Verteilung des erratischen Materials. Rückzugsmoränen und interstadiale Schotter des Aare- und des Saanegletschers. Rückzugsmoränen des Rhonegletschers. Schotter im Bereich der Jungmoränen des Rhonegletschers: am Nordostarm, im Rhonedurchbruch durch den Jura bei Bellegarde, am unteren Ende des Genfer Sees, bei La Côte. Interglaciales Konglomerat an der Drance. Zusammenfassung. Übertiefung der Mündung des Rhonethales. Zungenbecken des Rhonegletschers im Mittelland. Geschichte des Genfer Sees. Die Neuburger Seengruppe. Bühlstadium des Rhonegletschers. Übertiefung und Bühlstadium im Arvethal. Übertiefung der Mündung des Aarethales. Bühlstadium des Aaregletschers. Interglaciales Simmendelta.

Übersicht des Gebietes.

Ist das schweizerische Mittelland im Gebiet des Linth- und Reussgletschers durch Thalfurchen gegliedert, die von Südosten nach Nordwesten bis zum Jura ziehen, so macht sich weiter im Westen eine Furchung mehr von Südwesten nach Nordosten geltend. Das spricht sich deutlich in der Richtung des Genfer Sees zwischen Morges und Genf aus. Aber auch nördlich des Genfer Sees folgt eine 25 km breite Niederung dem Fuss des Jura, sich dabei nach Nordosten etwas verschmälernd und bei Olten endigend. Südöstlich derselben hebt sich, zum Teil unvermittelt, die Molasse zu Höhen von 700 bis 900 m und mehr empor, die südwärts allmählich in die Voralpen übergehen. In diese südliche Zone ist nur das Aarethal als breite Querfurche parallel dem Linth- und Reussthal eingetieft, das bei Bern in die ersterwähnte Niederung einmündet. Alle anderen Thäler zeigen eine Anordnung, die man als ein durch den Jura gehindertes Ausstrahlen von der Mündung des Rhonethales weg charakterisieren kann. Südostwärts der Rinne am Jurafuss, die den Neuenburger und den Bieler See birgt, folgt die Thalfurche der Broye schon mit etwas mehr nördlicher Richtung, endlich das Saanenthal mit fast rein nördlichem Verlauf. Das letztere ist freilich nicht wie die beiden erstgenannten gegen das Rhonegebiet breit geöffnet. In der Sichelform des Genfer Sees selbst spiegelt sich ebenfalls der mit der Annäherung an den Gebirgsfuss zunehmende Einfluss des Jura wieder.

Der aus dem Rhonenthal heraustretende Rhonegletscher, vergrössert durch den Aaregletscher und den Arvegletscher, bedeckte in der Würm-Eiszeit den grössten Teil dieses Gebietes, im Grundriss einem riesigen Hammer vergleichbar, dessen Stiel dem untern Rhonenthal und dessen Schlägelkante dem Jura entsprach. Sein nördlicher Zweig

nahm die weite Furche am Jurafuss ein, während der Aaregletscher die Querfurche des Aarethals benutzte. Zwischen Rhonegletscher und Linth-Reussgletscher lag ein ausgedehntes eisfreies Gebiet, den Napf mit seinen nördlichen und westlichen Vorbergen umfassend.

Geschichtliches.

Im Gebiet des Rhonegletschers entstand die Lehre von der Eiszeit. Die Litteratur, die darüber vorliegt, ist daher überreich. Hier hat John Playfair angesichts der erraticen Blöcke der Umgebung von Neuenburg, namentlich der Pierre à bot, schon 1802 die Vorstellung gefasst, dass sie durch Gletscher verfrachtet worden seien (Works. I S. XXIX. 1822). Nachdem Venetz 1821 in den Seitenthälern des Wallis Spuren einer früher grösseren Ausdehnung der Gletscher beobachtet und geradezu auf Klimaschwankungen geschlossen hatte (Mémoire sur les variations de la température dans les Alpes de la Suisse. Rédigée en 1821. Erschienen 1833 in den Denkschriften der allgem. Schweiz. Ges. f. die gesamten Naturw. Bd. I. Abt. 2, S. 1—38), vertrat J. de Charpentier 1834 in einem vor der Versammlung der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft in Luzern gehaltenen Vortrag die Vergletscherung des Alpenvorlandes (Verhandlungen der Schweiz. nat. Ges. 1834. S. 23, ferner Annales des Mines. Paris, 1835. S. 219). Sein klassischer „Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhône“ (Lausanne 1841) bringt neben zahllosen Beobachtungen auch die erste Karte der Ausdehnung des Rhonegletschers. Es folgten die Arbeiten von L. Agassiz (Etudes sur les glaciers. Solothurn 1840. S. 241—330) und Arnold Guyot (Bulletin Soc. Sc. nat. de Neuchâtel. 1843. S. 9). Eine späte Phase der Gletscherausdehnung schilderte R. Blanchet (Terrain erratique alluvien du bassin du Léman. Lausanne 1844. Mit Karte), während Ch. Maclaren (On the erratic Formation of the Bernese Alps and other Parts of Switzerland. Edinburgh New Philosophical Journal for Oct. 1852. Mit Karte, die wenig verändert in Lyell's Antiquity of man, 3. Aufl. S. 344 übergang) ausser dem Rhonegletscher auch besonders die im Gebirge gelegenen Teile des Aaregletschers behandelte. A. Morlot (Notice sur le quaternaire en Suisse. Bull. de la Soc. Vaudoise des Sc. nat. IV. 1854 S. 41; sur le terrain quaternaire du bassin du Léman. Ebenda. VI. 1858. S. 101) wies am Genfer See zuerst eine Zweiteilung der Gletscherperiode nach.

Ausser diesen Werken aus der ersten klassischen Periode der Glacialforschung bieten besonders die Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz mit den zugehörigen Kartenblättern VII, XI, XII, XVI und XVII reiches Material an Beobachtungen. Gilliéron schilderte in ausgezeichneter Weise die Glacialerscheinungen der Gegend zwischen dem Genfer See und dem Aarethal (Alpes de Fribourg en général et Montsalvens en particulier. Beiträge XII, Bern 1873, sowie besonders Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne u. s. w. Beiträge XVIII. Bern 1885). Die Gletschererscheinungen in den Voralpen, behandeln E. Favre und H. Schardt (Description géologique des Préalpes du Canton de Vaud et du Chablais u. s. w. Beiträge XXII. Bern 1887). A. Favre, dessen Gletscherkarte wir hier mehrfach benutzen konnten, widmete sich besonders der Untersuchung der Quartärablagerungen am unteren Genfer See und in Savoyen, die er in klassischer Weise schildert (Recherches géologiques dans les parties de la Savoie voisines du Mont Blanc. Paris-Genf 1867. Bd. I u. II; ferner Description géologique du canton de Genève. Extrait du Bull. de la Classe d'Agriculture de la Soc. des Arts de Genève. Genf 1880). Das grosse Werk von Falsan und Chantre (Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône. Zwei Bände mit Atlas. Lyon 1880. Extrait des Annales de la Soc. d'Agriculture etc. de Lyon (4) VII, X, (5) II) enthält ebenfalls wertvolle Beobachtungen. Gleichwohl ist noch eine eingehende Monographie des Rhonegletschers zu schreiben. Die folgenden Zeilen können nicht viel mehr als eine kurze Übersicht geben. Eine treffliche Monographie des Aaregletschers veröffentlichte A. Baltzer (Beiträge XXX. Bern 1896). Die wichtigsten Findlinge im Kanton Bern schildert (mit Abbildungen) J. Bachmann (Mitt. der Berner Naturf. Ges. 1870 S. 32—91). Kleinere Abhandlungen zitieren wir an gegebener Stelle. Zahlreiche Notizen und Abhandlungen aber, z. B. über einzelne erratiche Blöcke, Aufschlüsse von Moränen oder Kies u. s. f., die grösstenteils in den Mitteilungen der Berner naturforschenden Gesellschaft, im Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles (Lausanne) sowie in den Archives des Sciences physiques et naturelles (Genf) erschienen sind, für uns wesentliches aber nicht enthalten, müssen wir des Raumes wegen ganz übergehen. Wir können das um so eher, als sie, wie die gesamte Litteratur über die

Glacialablagerungen in der Schweiz, in der grossen „Bibliographie géologique raisonnée“ aufgeführt werden, die L. Rollier im Auftrage der eidgenössischen geologischen Kommission vorbereitet. Die Ufermoräne des Rhonegletschers am Südostgehänge des Jura.

Wie zur Zeit der Altmoränen, so stauten sich auch in der Würm-Eiszeit die Eismassen des Rhonegletschers am Südostabhang des Jura, und wieder treffen wir ihre höchsten Spuren in der Umgebung des Chasseron, genau in der Verlängerung der Achse des unteren Rhonethales. Sie sind zuerst von Charpentier (a. a. O. S. 161) und A. Guyot¹⁾ erkannt und am eingehendsten von E. Renevier²⁾ und L. Du Pasquier³⁾ verfolgt worden, deren Beobachtungen wir bestätigen konnten.

Scharf macht sich der Gegensatz zwischen der von der Würm-Vergletscherung noch erreichten und der ausserhalb gelegenen Zone am Gehänge geltend: dort mächtige Ufermoränen, nicht selten Veranlassung zur Bildung einer breiten Terrasse gebend, oder doch zahlreiche erratische Blöcke, darüber hinaus nur ganz vereinzelt erratisches Material, das man stundenlang suchen muss. Bei Bullet z. B., nordöstlich von Ste. Croix, ist die Grenze der Ufermoräne so scharf, dass ich sie auf wenige Meter genau im Gelände erkennen konnte.

Nachfolgende Zusammenstellung zeigt die Höhenverhältnisse der Ufermoräne des Rhonegletschers am Jura-Abfall. Ich habe dabei ausschliesslich Punkte gewählt, die an exponierten Stellen der Jurakette und nicht etwa in Einbiegungen derselben liegen.

| Ort | Höhe | Entfernung | ◄Gefälle |
|-------------------------------------|----------|--------------------|--------------------|
| Wangen a. d. Aare. | 480 m | 7 km | 29 ^{0/10} |
| bei Günsberg ^{a)} | 680 " | 24 " | 10 " |
| Bözinger Berg ^{b)} | 930 " | 28 " | 6 " |
| Chaumont, Westseite ^{c)} | 1100 " | 13 " | 3 " |
| Berg von Boudry ^{d)} | 1140 " | 16 " | 3 ^{3/4} " |
| bei la Pidouse ^{e)} | 1200 " | 6 ^{1/2} " | 1 ^{1/2} " |
| Chasseron ^{f)} | 1210 " | 3 ^{1/2} " | 0 " |
| Aigullei de Baulmes ^{g)} | 1210 " | 6 ^{1/2} " | |
| Mont Suchet, Südseite ^{g)} | (1200) " | 13 " | |
| Rücken bei Vaulion ^{h)} | (1160) " | 10 " | |
| Mont Tendre ⁱ⁾ | (1030) " | 60 " | |
| Grand Crédo ^{k)} | 1140 " | | |

Anm. Die Angaben, für die eine besondere Quelle nicht genannt ist, sind nach Du Pasquier (a. a. O.). Durch Klammern sind die Höhenzahlen markiert, die die höchste Grenze der Jung-Moränen nicht erreichen dürften.

a) Nördlich von Solothurn; b) unweit Biel; c) bei Neuenburg; d) südwestlich von Neuenburg; die Höhe dürfte eine Kleinigkeit zu gering sein; e) unweit Mauborget; E. Renevier (a. a. O.) giebt als höchsten Punkt der Moräne in der Nähe von Mauborget die Höhe Brélingard-dessus (1233 m) an; doch hat Du Pasquier diesen Punkt in seine Tabelle nicht aufgenommen; wir folgen hier Du Pasquier; f) die berühmte Ufermoräne bei Bullet; g) nach Rittener (Beiträge N. F. XIII. Bern 1902. S. 66), der Du Pasquiers Zahl korrigiert; h) nach der Siegfriedkarte, die zwischen 1000 und 1160 m Höhe viele erratische Blöcke verzeichnet, weit mehr als die Jurahöhen in der Zone der Altmoränen aufweisen; i) nach Jaccards Beschreibung in Beiträgen VII, II. Suppl. Bern 1893. S. 257, Höhe nach der Siegfriedkarte; k) ob man diese von A. Favre auf seiner Karte gegebene erratische Grenze auf die Jungmoränen beziehen darf, muss dahingestellt bleiben.

1) Verh. der schweiz. naturf. Ges. 1841 S. 71.

2) Bull. Soc. vaudoise des Sc. nat. XVI, 1879, S. 21. Auch Jaccard (Beiträge VI. Bern 1869. S. 83) schildert sie.

3) Bull. Soc. des Sc. nat. de Neuchâtel XX, 1891/92, S. 165.

Nach der Tabelle würde das Eis am Chasseron am höchsten gestanden haben. Allein das ist nicht sicher; denn südwestlich vom Chasseron am Abfall des waadtländer und des französischen Jura ist es bisher nicht gelungen, die Gletschergrenze festzulegen. Es fehlt hier, wie schon 1841 Charpentier (a. a. O. S. 134) erkannte, eine Ufermoräne. Alphonse Favre¹⁾ führte das darauf zurück, dass die lokalen Gletscher, die die Flanken der hier sehr hohen Juraketten auskleideten, den Absatz reichlichen alpinen Materials hinderten, während Venetz²⁾ 1843 annahm, das alpine Material sei durch die Juragletscher ausgefegt worden, als der Rhonegletscher zurückging und daher die Juragletscher sich frei entfalten konnten. Für einen Einfluss der Juragletscher spricht in der That, dass die obere Grenze des zahlreichen Vorkommens erraticen alpinen Materials sichtlich vom Chasseron nach Südwesten sinkt, um dann gegen Fort de l'Ecluse wieder emporzusteigen, wie schon A. Guyot³⁾ konstatierte. Das gänzliche Fehlen irgendwelcher Reste einer Ufermoräne kann sich aber dadurch wohl kaum erklären lassen. Ich möchte die letztere Thatsache vielmehr als Beweis dafür ansehen, dass die Eisoberfläche hier zur Zeit der Würm-Vergletscherung über der Schneegrenze lag, welche letztere sich, wie wir sehen werden, in 1200 m, also in der Höhe der Ufermoräne von Bullet befand. Der höchste Punkt des Eises dürfte nicht am Chasseron, sondern erheblich weiter im Südwesten, etwa am Mont Tendre, zu suchen sein. Dadurch würde sich auch das geringe Gefälle (0,8 ‰) zwischen Chasseron und Grand Crêdo erklären: der erstere lag eben nordöstlich, der zweite südwestlich der Scheitellinie des Gletschers.

Die Gletschergrenze lag beim Maximum der Würm-Eiszeit am Chasseron und in dessen Nachbarschaft 240 m tiefer als zur Riss-Eiszeit; der Abstand der Jungmoränen von den Altmoränen nahm nach Nordosten zu; das Gefälle der Eisoberfläche erfolgte in dieser Richtung verschieden rasch.

Über die Wasserscheide, die den Vorderketten des Jura folgt, drang alpines Eis nicht; doch begegnen uns an mehreren Stellen Ausstülpungen desselben in die aus dem Jura in das Vorland heraustretenden Thäler. Manche derselben, wie das Val de Ruz bei Neuenburg und das von Nods bei Neuenstadt, wurden dabei durch Moränen verbaut und verschüttet. In anderen, wie im Val de Travers und im St. Immerthal wurden zeitweise grosse Seen aufgestaut; Deltas verraten ihre einstige Existenz.

Die an ihrer Wurzel 2 km breite Gletscherzunge, die sich in das Thal der Orbe hinein erstreckte, hinterliess bei Ballaigues und Pimboeuf mächtige Moränen; sie dürfte 6 km lang mit 40–50 ‰ Gefälle bis la Ferrière (ca. 900 m) gereicht haben; die Passhöhe (1050 m) gegen Pontarlier wurde nicht erreicht (vergl. Benoit in Bull. Soc. géol. de France (3) V. 1876/77. S. 65; ferner geol. Karte der Schweiz Blatt XI, Ausgabe von 1893). Breiter war die Ausstülpung bei Ste. Croix: Ende in 1080 m; Gefälle der Moräne von Bullet bis Replans 20 ‰, weiterhin 35 ‰ (vergl. F. Rittener, Beiträge N. F. XIII. Bern 1902. S. 65 und Karte). Was Douxami von hier als Deckenschotter erwähnt (Bull. Serv. Carte géol. XII, Nr. 81, S. 16), ist Altmoräne.

Im Val de Travers wurde von einer eindringenden 6 km langen, 1½ km breiten Zunge (Gefälle 40–50 ‰) unterhalb Noiraigue eine Moräne in 800 m Höhe aufgeworfen, hinter der ein heute verschwundener See existierte (Vergl. G. Ritter in Bull. Soc. sc. nat. de Neuchâtel XVII, 1889, S. 106; L. Du Pasquier, le glaciaire du Val de Travers, ebenda XXII, 1893/4. S. 1–32; Schardt in Eclogae VI. S. 142). Die Annahme Du Pasquiers, die Zunge habe das ganze Thal bis Fleurier erfüllt, die auch auf Blatt 38 der internationalen Karte von Europa zur Geltung kommt, kann ich nach der Verbreitung

1) Description géol. du Canton de Genève. I. 1880. S. 124.

2) Verh. der schweiz. naturf. Ges. 1843. S. 78.

3) Ebenda 1842. S. 144; 1843. S. 78.

des spärlichen erratischen Materials nicht teilen. Die von Noiraigue bis Fleurier gleichbleibende Höhe der Grenze desselben (800 m) spricht eher für Transport durch Eisblöcke, die im See schwammen. Unmittelbar nach dem Schwinden dieser Zunge brach, wie Du Pasquier gezeigt hat, vom Creux du Van ein vielfach mit Unrecht als Moräne gedeuteter Bergsturz nieder. — Die mächtigen Moränen, die das Val de Ruz erfüllen, schildert Jaccard (Beiträge VII. Bern 1870. S. 58). — In das Thal der Schüss drang von Biel aus aufwärts ein Gletscherarm, auch das Längenthal von Orvin erfüllend. L. Rollier (Archives des Sc. phys. et nat. (4) XII. 1901. S. 409) nimmt sein Ende schon bei Ronchéat an. Mir, wie auch Du Pasquier (geol. Karte von Europa) ist wahrscheinlicher, dass es im St. Immerthal bei Sonceboz lag. Hier finden sich, bis ca. 700 m reichend, auf der Höhe südlich des Bahnhofs gut aufgeschlossenen, mächtige, zum Teil schief geschichtete Moränenanhäufungen mit zahlreichen gekritzten Geschieben, locker verfestigt, doch ohne Verwitterungsschicht. L. Rollier hat sie als Alluvion ancienne néoglaciale jurassique geschildert (Suppl. zu Lief. VIII der Beiträge. Bern 1893. S. 167.) Die flach rundliche verwaschene Form spricht für Absatz im Wasser. Die Zungenlänge ergibt sich zu 9 km, das Gefälle zu 25‰. Im St. Immerthal bestand oberhalb des Gletscherendes, wie schon Rollier (Archives des Sc. phys. et nat. (4) XII 1901. S. 409) annimmt, ein Stausee, der über den Pass der Pierre Pertuis (830 m) nach Norden zur Birs abfloss. Über die im Bereich dieses Stausees abgesetzten Protoginblöcke siehe oben S. 496 Anm.

Grenze der Jung-Endmoränen des Rhonegletschers im Mittelland.

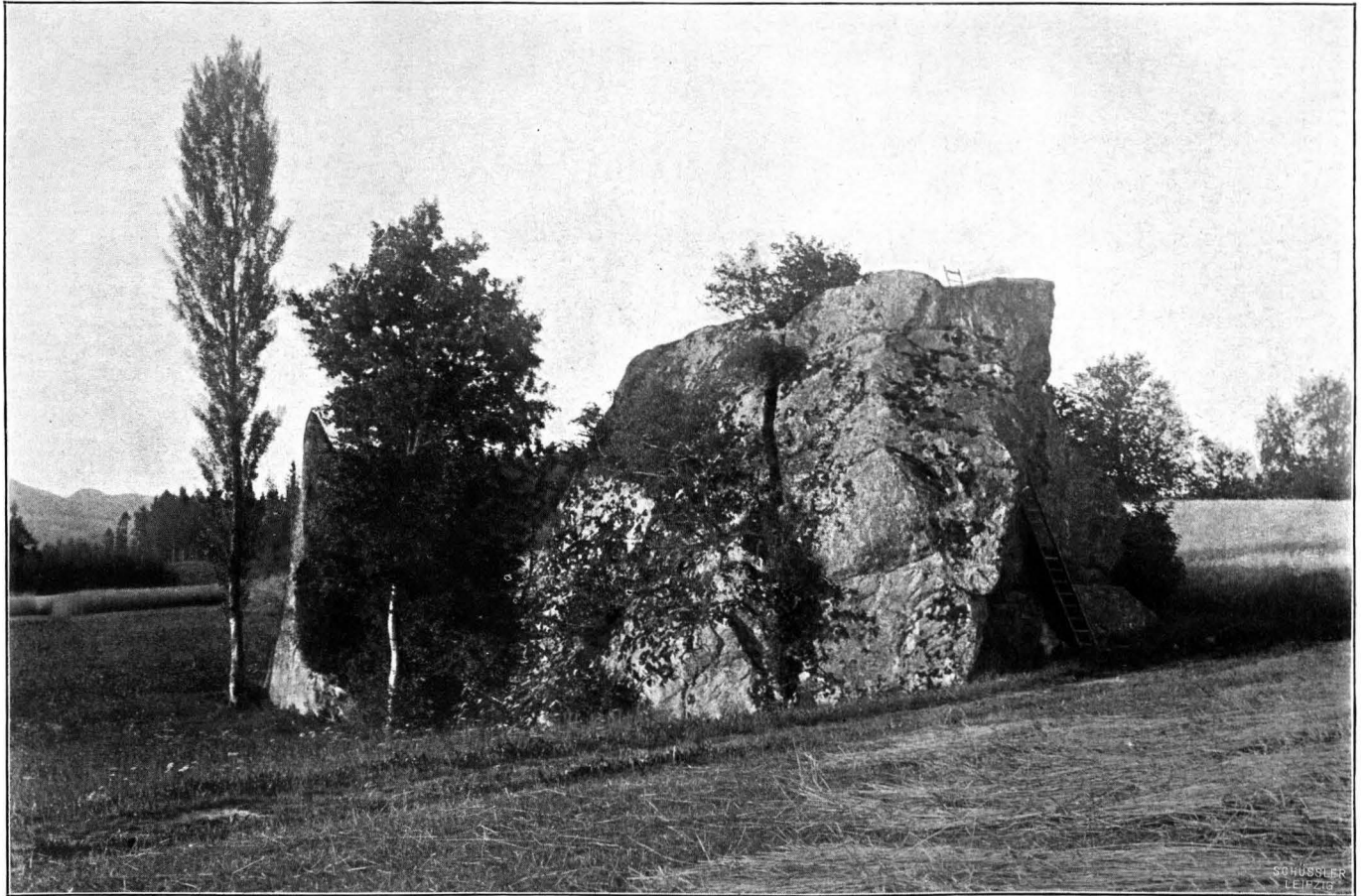
Nördlich von Wangen an der Aare erreicht die Ufermoräne des Rhonegletschers herabsteigend den Jurafuss und tritt als Stirn- moräne hinaus ins Mittelland: Moränen und Niederterrassenschotter verknüpfen sich hier, wie ich 1886 festgestellt habe ¹⁾ (vergl. Karte S. 497). Hier lag in der That die Stirn des Nordarmes des Rhonegletschers. Denn die Endmoräne krümmt sich von hier aus wieder südwärts und südwestwärts. Der Verlauf der südöstlichen Gletschergrenze wird noch besonders durch ein tief in die Molasse eingeschnittenes Trockenthal markiert, das dicht am Gletschersaum entlang zieht und einst den Gletscherwassern als Abfluss diente. Ihm folgt die grosse Strasse Burgdorf-Langenthal und zum Teil die Bahnlinie. Die kräftigen Serpentinafen des alten Thales weisen auf einen grösseren Strom als Urheber hin. Moräne erscheint nur unmittelbar nördlich des Tunnels bei Burgdorf in Form eines kleinen Hügels mitten im Thal. Entwässert wird das Thal heute durch langsam dahinschleichende kleine Wasseradern, die jedoch immer nur ein Stück des Thalzuges benutzen und nach kurzem Lauf nach Westen abbiegen, um zentripetal dem Zungenbecken des Gletschers zuzufliessen.

Bei Wangen lag der Gletschersaum in 480 m Höhe; nur wenig höher befand er sich in der Nachbarschaft der geschilderten grossen peripherischen Abflussrinne, bei Herzogenbuchsee in 600 m, westlich von Burgdorf in 613 m.

Bei Bern vereinigten sich Rhone- und Aaregletscher. An der Vereinigungstelle hat der Aaregletscher, der hier den Rhonegletscher zur Seite drängte, mächtige Moränen auf den Molasseshöhen abgesetzt, die das hier endigende Aarethal begrenzen, so auf dem Rücken des Gurten südlich der Stadt in 860 m; desgleichen gehen zahlreiche erratische Aareblöcke auf der Südseite des Bantiger (954 m) nordöstlich der Stadt bis 930 m ²⁾. Die höchsten Vorkommnisse sind trotz der Frische ihres Materials zum Teil mit sandigem Lehm bedeckt und möglicherweise den gleich zu erwähnenden ältesten Würm-Moränen zuzurechnen. Doch erscheinen schon 60 m unter dem Gipfel des Gurten lehmfreie Moränen. Vom Westende des Gurten verläuft die Grenze der frischen Endmoränen des

1) Vergletscherung des Salzachgebietes. S. 145. Den Übergang des Erratikums in fluvio-glaciale Ablagerungen konstatierte schon 1841 Charpentier (a. a. O. S. 164) bei Solothurn und Seeberg, wo allerdings noch nicht die äusserste Grenze der Jung-Endmoränen erreicht ist.

2) Baltzer, Beiträge XXX. Bern 1896. Karte.



Der erratische Walliser Arkesin-Block auf der Jung-Endmoräne des Rhonegletschers bei Steinhof unweit Herzogenbuchsee.
(Nach einer Photographie von Karl Käser in Herzogenbuchsee.)

Rhonegletschers nach Süden über Elisried gegen Schwarzenburg, wo sie 1 km südlich des Ortes liegt, ferner nach Plaffeien am Fuss der Berra¹⁾. Hier vereinigte sich der Gletscher der Kalten Sense mit dem Rhonegletscher. Weiter nach Südwesten erfüllte der letztere das ganze Mittelland zwischen dem Jura und den äussersten Ketten der Alpen.

Zwischen der geschilderten Endmoräne des Rhonegletschers und der äussersten westlichen Ufermoräne des Aaregletschers befindet sich ein Areal, das zwar nicht ganz frei von erraticem Material ist, doch keine Moränen aufweist und in der Würm-Eiszeit wohl eisfrei geblieben ist.

Grenzen der Moränen des Aaregletschers.

Der Aaregletscher war bis zu seiner Vereinigung mit dem Rhonegletscher bei Bern durchaus als Thal-gletscher entwickelt, der das in das Molasseplateau eingeschnittene Aarethal erfüllte, ohne über dasselbe seitwärts hinauszugreifen. Seine Westgrenze verläuft ziemlich geradlinig auf dem Längenberg, wo sich prächtige Ufermoränen finden²⁾. Die höchste derselben lässt sich vom Gurten (860 m) sanft ansteigend mit Unterbrechungen weit nach Süden verfolgen. Sie folgt genau der Wasserscheide, die zwischen den kurzen, steilen, zur Gürbe und Aare nach Osten ziehenden Bächen und den in tief eingeschnittenen Betten nach Westen und Nordwesten zur Sense abfliessenden weit längeren Flüssen verläuft.

Der Ostrand des Aaregletschers zeigte zahlreiche Ausstülpungen in die Täler des Molassehügellandes (vergl. Karte S. 497). Manche der letzteren, wie das Thal von Arni, wurden verbaut; in anderen drang das Eis so weit vor, dass seine Schmelzwasser nach Osten zur Emme abflossen und heute Moränen die Wasserscheide bilden. Infolge dieser Ausstülpungen klettern die Moränen an den Gehängen auf und ab, am Südrand einer Ausstülpung stark sich nach Osten senkend, am Nordrand ebenso stark sich nach Norden und Westen hebend. So kommt am Nordrand dieser seitlichen Zungen mehrfach eine scheinbare Rückläufigkeit der Moränen zu stande: die Moräne gewinnt nach Nordwesten, also in der Richtung Aare abwärts an Höhe.

So baute der Gletscher auf der Hochfläche bei Schwarzenegg in 900—1050 m Höhe eine prächtige Moränenlandschaft auf. Zungen erstreckten sich weiter im Norden in das Thal von Aeschlen (Wasserscheide 916 m), in das Thal von Zäziwil, wo das Ende zwischen diesem Ort und Signau lag, (Thalwasserscheide gegen die Emme 704 m), über Engstein in das Walkringer Thal, endlich in das Lindenthal (Wasserscheide 632 m).

Verwaschene Jung-Moränen.

Ausserhalb der geschilderten und auf der Karte S. 497 durch die starke Linie dargestellten Grenze der Jung-Endmoränen treten noch zwei ausgedehnte Komplexe von Moränen auf (auf der Karte punktiert). Sie sind, wie auch die Endmoränen bei Wangen, durch Herrn Dr. E. Kiessling aufgenommen worden, der mir seine Originalkarte zur Verfügung stellte, und dessen Beobachtungen ich bestätigen kann³⁾. So erhebt sich zwischen Herzogenbuchsee und Langenthal die niedrige, etwa 12 qkm umfassende Anhöhe, in deren Mitte Thunstetten liegt. Deutlich lassen sich flache Moränenwälle auf derselben unterscheiden. Weit ausgedehnter sind die flachen Moränen, die sich von

1) Die Endmoränen zwischen Bern und Plaffeien sind zum Teil von Herrn cand. phil. F. Nussbaum aufgenommen worden, der mir seine Karte freundlichst zur Verfügung stellte.

2) Über Riesentöpfe daselbst siehe Bachmann, Jahrb. d. Schweiz. Alpenklub. 1875, X, S. 594.

3) Auch A. Favres Karte stellt diese verwaschenen Moränen dar, z. T. auch Mühlberg im Livret-guide 1894. Tafel 6. Kaufmann schildert sie als Schotter (Beiträge XI. Bern 1872. S. 368, 370).

Bannwil nördlich der Aare, mit einer Unterbrechung bei Härkingen, bis zum Südwestfuss des Born bei Olten verfolgen lassen. Sie trennen das Niederterrassenfeld, das von Ober-Bipp gegen Olten zieht und heute von der Dünnern entwässert wird, von dem bei Berken entspringenden Niederterrassenfeld an der Aare. Die spärlichen Aufschlüsse ergeben stark gewaschene Moränen von undeutlicher Wallform mit hangendem Lehm, doch ohne Löss. Ich möchte diese Moränen mit den S. 448 geschilderten ältesten Würm-Moränen des Linth- und Reussgletschers in eine Reihe stellen. Auch sie sind nur Reste ausgedehnter Bildungen, die grösstenteils der lateralen Erosion der Gletscherflüsse zum Opfer fielen, als diese, von den Endmoränen bei Wangen entspringend, die Schotter der erwähnten Niederterrassenfelder absetzten.

Höhe des Eises am Alpenrand.

Die Bestimmung der Höhe des Eises am Rande der Alpen stösst auf Schwierigkeiten, weil zur Zeit des Maximums der Würm-Vergletscherung seine Oberfläche hier z. T. schon über der Schneegrenze lag und daher nur vereinzelte erratische Blöcke hinterlassen wurden. Ihnen aber lässt sich meist nicht ansehen, ob sie der Würm-Vergletscherung oder der weit grösseren Riss-Vergletscherung angehören. Doch dürfen wir die Gletschergrenze der Würm-Eiszeit dort ansetzen, wo erratische Blöcke in grösserer Zahl erscheinen. Das ist am Ausgang des Rhonethals und am obersten Teil des Genfer Sees in ca. 1450 m Höhe der Fall. Bei Bulle am Ausgang des Saanenthals dürfte die Grenze in 1300 m und an der Aare bei Thun in beiläufig 1200 m gelegen haben.

Südwestlich von Meillierie (am Südufer des Genfer Sees) liegen nach der geologischen Karte der Schweiz, Blatt XVI (neue Ausgabe 1898), erratische Blöcke auf dem Mont Bénant und seinem nördlichen Nachbarn (1413 m). Der Rhonegletscher setzte im Drancethal, von Norden eindringend, südwestlich von Vacheresse Protoginblöcke auf dem Col du Corbier (1238 m, Höhe nach der Carte de France) ab (E. Favre und Schardt, Beiträge XXII Bern 1887 S. 513f.). Über Montreux liegen erratische Blöcke bei Caux in 1475 m (ebenda S. 252). Favres Karte verzeichnet 5 km weiter nördlich am Mont Folly die erratische Grenze in 1420, weitere 4 km nördlich an der Dent de Lys in 1390 m. Für die Umgebung von Bulle vgl. Gilliéron in Beiträge XVIII, Bern 1885 S. 430, desgleichen für Thun am Ausgang des Aarethales.

Bemerkenswert ist die geringe Höhendifferenz gegenüber der von uns S. 490 für die Riss-Vergletscherung gegebenen Grenze; sie beträgt am Ausgang des Rhonethales nur 130 m und ungefähr ebensoviel am Aaregletscher bei Thun.

Die Eisoberfläche lag zwischen den Alpen und dem Jura höher als alle Molasse Rücken, den Mont Gibloux (1212 m) inbegriffen; Nunataker fehlten daher; sie tauchten erst beim Rückzug auf.

Gefällsverhältnisse. Richtung der Gletscherbewegung.

Das Gefälle des Eises von den Alpen zum Jura war in der Würm-Eiszeit klein, wengleich grösser, als zur Zeit der Altmoränen; es betrug von der Mündung des Rhonethales ins Mittelland bis zum Chasseron 5⁰/₀₀, von Bulle zum Jura bei Boudry 3—4⁰/₀₀; von Bern bis zum Jura bei Biel aber fehlt es völlig. Deutlich zeigt sich darin die Bedeutungslosigkeit des Aaregletschers. Oberhalb Bern wurde derselbe durch den Rhonegletscher gestaut, sodass sein Gefälle von Thun bis Bern nur 8⁰/₀₀ betrug, also weit weniger als beim Linth- und Reussgletscher (12⁰/₀₀). Die Gefällsverhältnisse des Rhonegletschers vermochte er nicht zu beeinflussen; hierfür war allein der Eiszufluss aus dem Rhonethal, der bei Bern aus SW kam, massgebend. Weiter nach Nordosten dreht sich das Gefälle geradezu um: es lag der Gletschersaum am Jura 100—200 m höher als an der gegen die Alpen schauenden Seite des Gletschers. Das

macht sich, wenn auch ganz schwach, schon westlich von Bern geltend: Die Gletschergrenze liegt bei Schwarzenburg in 890 m Höhe und damit etwas tiefer als bei Bern selbst (900 m) und am gegenüberliegenden Jura (ca. 1000 m). Es bestand bei Schwarzenburg ein toter Winkel, der durch mächtige geschichtete Ablagerungen, z. T. in Deltaform, charakterisiert wird, wie z. B. bei Elisried ¹⁾.

Nachfolgende Zahlen mögen die Höhen des südwestlichen und des südöstlichen Gletschersaumes in einzelnen Querprofilen zeigen; es wurden dabei Punkte verglichen, die gleichweit vom Gletscherende bei Wangen entfernt liegen.

| am Südostsaum des Gletschers | | am Jura |
|--------------------------------|-------|---------|
| bei Schwarzenburg | 890 m | 1000 m |
| am Bantiger bei Bern | 900 m | 930 m |
| bei Burgdorf | 613 m | 830 m |
| südl. von Winigen | 630 m | 780 m |
| westl. von Rietwil | 636 m | 730 m |
| bei Steinhof | 600 m | 680 m |

Wir müssen uns die Zunge des Rhonegletschers zwischen Bern, Biel und Wangen derart gewölbt vorstellen, dass ihre Scheitellinie der Niederung des Bieler Sees und der Aare folgte, wo das Eis am mächtigsten war, z. B. bei Biel ca. 600 m. Von hier fiel die Eisoberfläche gegen den nahen Jura um einen kleinen Betrag ab, dagegen um einen weit grösseren auf der langen Strecke bis zum südöstlichen Gletschersaum.

Das Gefälle nach Nordwesten war entlang des Jura in der Nachbarschaft des Chasseron überaus klein; weiterhin nahm es zu, zuerst langsam und hierauf rascher (vgl. Tabelle S. 550). Im Mittel betrug es zwischen Chasseron und Günsberg auf 87 km Entfernung 6‰.

Mit den Gefällsverhältnissen des Eises stand dessen Bewegung in engster Abhängigkeit. Wir müssen schliessen, dass deren Richtung im Gebiet östlich von Bern, wie übrigens schon bei Schwarzenburg, eine merkliche Komponente gegen die Alpen hin besass. Es ist das eine Folge der so charakteristischen Divergenz der Stromfäden am Ende eines Gletschers, die sich überall als eine Bewegung zum Gletschersaum hin äussert. Diese Bewegung spricht sich deutlich auch in der Anhäufung des erratischen Materials aus.

Gilliéron betont mit Recht, dass die Mächtigkeit der Quartärablagerungen am Südostsaum des Rhonegletschers, also am Rande der Alpen, im Kanton Freiburg und in den benachbarten Teilen des Kantons Bern am grössten ist (50, 60, ja 100 m und darüber); sie nimmt nach NW zum Murtener und Neuenburger See ab (Beiträge XVIII. Bern 1885 S. 428). Ausser Moränen treten auch geschichtete Ablagerungen und zwar in verschiedener Höhe auf, vielfach mit Deltastruktur, so das Vorhandensein lokaler Staubecken seitwärts vom Gletscher verratend. Bald erscheinen sie den Moränen eingeschaltet, bald in deren Liegendem, bald in deren Hangendem, ohne dass es gelingt, ein System zu erkennen. (Einzelheiten siehe bei Gilliéron.) Auch Jaccard erkannte, dass das Quartär an den Gestaden des Neuenburger Sees weniger zusammenhängend und mächtig ist als etwa im Val de Ruz, das sich in halber Höhe am Jura-Abhang im Bereich der Ufermoränen des Rhonegletschers befindet (Beiträge VII. Bern 1870. S. 59). Er erklärte jedoch diese Verhältnisse durch nachträgliche Erosion.

Leider geben über die Richtung der Gletscherbewegung Schriffe nur einen unvollkommenen Aufschluss. Die Zahl der beobachteten Schriffe ist zwar gross, meist aber die Richtung derselben nicht angegeben, so z. B. bei Agassiz, *Études sur les glaciers* 1840 S. 289—293, bei Charpentier a. a. O. S. 167. Diejenigen, deren Richtung notiert ist, stammen aus verschiedenen Phasen

1) Beobachtung von Herrn cand. phil. F. Nussbaum in Bern, die ich bestätigen konnte.

der Würm-Vergletscherung, sind also nicht synchron. Wir erwähnen hier einige besonders interessante: auf Molasse zwischen den Kasernen von la Ponthaise und dem Signal des Belles-Roches bei Lausanne S nach N (nach Chavannes im Bull. Soc. Vaud. des Sc. nat. XXII. 1886. S. XI); in Lausanne selbst, Place Bel-Air, in 482 m Höhe auf Molasse SO nach NW (Renevier in *Eclogae geol. Helvetiae* VI. 1899/1900 S. 370); bei Essert-Pittet, unweit Yverdon, auf Kalkstein S 10° O nach N 10° W, weniger deutliche Schriffe auf dem gleichen Stein SO nach NW und S 15° W nach N 15° O (A. Morlot im Bull. Soc. Vaud. IV. 1854. S. 38); der berühmte Gletscherschliff auf Jurakalk bei Solothurn nach N 65° O (vgl. Lang in *Archives des Sc. physiques et nat.* [3] XII 1884 S. 523).

Verteilung des erratischen Materials.

Die Verbreitung des erratischen Materials lässt uns bei der Bestimmung der Bewegungsrichtung des Eises leider im Stich. Das erratische Gebiet des Aaregletschers ist zwar von dem des Rhonegletschers deutlich geschieden ¹⁾. In dem vom Eis des Rhonethales selbst eingenommenen Teil des Alpenvorlandes aber fehlt eine streifenförmige, die Richtung der Eisbewegung anzeigende Anordnung des erratischen Materials. Die charakteristischen Gesteine der südlichen Walliser Thäler treten sowohl am Nordostarm des Gletschers als auch am Südwestarm auf. Immerhin fehlt z. T. noch eine genaue Statistik über die Gesteine der Moränen verschiedener Gegenden des Alpenvorlandes; eine solche könnte noch Unterschiede in der Häufigkeit der einzelnen Gesteinsarten erweisen.

Vgl. über die Verbreitung der erratischen Gesteine des Rhonethals A. Guyot a. a. O.; ferner besonders Gilliéron in *Beiträge* XVIII. Bern 1885. S. 435, dann Jaccard im Bull. Soc. Vaud. des Sc. nat. XX. (1891/92) S. 124, E. Baumberger bei L. Rollier in *Beiträge* VIII. Supplement. Bern 1893. S. 173; für Genf und Umgebung A. Favre, *Description géol. du Canton de Genève*. Genf 1880. I. S. 114.

Die im Erratum des Rhonegletschers allgegenwärtigen charakteristischen Gesteine stehen an: Euphotid im Saasthal, Arollagneiss und Arkesin in den südlichen Seitenthälern des Wallis zwischen Nikolai- und Bagnesthal, Protogin im Montblancgebiet, Valorsine-Konglomerat im Rhonethal oberhalb St. Maurice und besonders im Trient-Thal.

Diese allgemeine Verbreitung der erratischen Gesteine zeigt, dass die in der Enge von St. Maurice auf einen Querschnitt von nur 3 qkm zusammengepressten Eismassen nicht jene horizontale Sonderung der einzelnen Gletscherkomponenten behielten, wie sie Finsterwalders Schema zeigt ²⁾. Es dürften sich mehrfach seitliche Gletscher auf den Hauptgletscher aufgeschoben haben, wie ich das 1886 für den Schafferner im Oetzthal geschildert habe ³⁾. Insbesondere möchte ich das für die im Unter-Wallis von Südwesten aus dem Montblancgebiet kommenden Zuflüsse annehmen; es würde sich dadurch die Allgegenwart des Montblancgranits im Gebiet der Jungmoränen des Rhonegletschers im Vorland ungezwungen erklären. Zur Zeit der Altmoränen scheint eine solche Überschiebung der Montblancgletscher auf den damals höher geschwollenen Rhonegletscher unterblieben und das Eis aus den Montblanthälern ganz links gedrängt worden zu sein. Daher fehlt Montblancgranit den Altmoränen des nordöstlichen Armes des Rhonegletschers (siehe S. 495).

A. Guyot (a. a. O.) und Gilliéron (*Beiträge* XVIII. 1885. S. 442) erklären das Eindringen des Montblancgranits in den Nordostarm des Rhonegletschers dadurch, dass der Jura unterhalb

1) Für den Aaregletscher vgl. A. Baltzer, *Beiträge* XXX. Bern 1896, für den Arvegletscher Guyot im Bull. Soc. des Sc. nat. de Neuchâtel I (1843) S. 9 und Favres Gletscherkarte, durch die Guyot z. T. korrigiert wird.

2) Der Vernagtgletscher. Wissenschaftliche Ergänzungshefte zur Zeitschrift des D. und Ö. Alpen-Vereins. Graz 1897.

3) Vergletscherung des Salzachgebietes S. 25.

Genf dem Eis den Weg sperrte und so fast der ganze Eisabfluss sich nach Nordosten richtete. Angesichts der walliser Geschiebe in den Jung-Endmoränen bei Lyon ist mir das wenig wahrscheinlich; auch ist das Fehlen des Montblancgranits in den Altmoränen des Nordostarnes damit nicht wohl zu vereinigen.

Rückzugsmoränen.

Unser Kärtchen S. 497 und dasjenige des rhodanischen Gletschers im nächsten Kapitel stellen die Rückzugsmoränen des Rhonegletschers dar, freilich ohne Anspruch auf Vollständigkeit. Bald nach Beginn des Rückzuges trennten sich die grossen südlichen Zuflüsse — der Aaregletscher, der Saanegletscher, der Arvegletscher und, wie wir vorgehend bemerken, auch der Isèregletscher (siehe nächstes Kapitel) — vom Körper des Rhonegletschers ab, in den sie zur Zeit des Maximums ganz aufgegangen waren, und warfen nunmehr eigene Systeme von Endmoränen auf.

Rückzugsmoränen und interstadiale Schotter des Aare- und Saanegletschers.

Zur Zeit des Maximums der Würm-Vergletscherung war das Ende des Aaregletschers durch den Rhonegletscher am Rande der Molassehöhen von Bern nordostwärts verschleppt¹⁾. Noch bei Burgdorf treffen wir in den Moränen des Rhonegletschers zahlreiches Material aus dem Berner Oberland. Am Südfuss des Grauholz und des Bantiger entstanden die Endmoränen, die A. Baltzer als Moränen des „Nordhorns“ des Aaregletschers bezeichnet²⁾. Erst später in einer Rückzugsphase wurde der prächtige Moränenwall aufgebaut, der durch die Stadt Bern selbst zieht (vgl. Karte S. 497). Die Trennung vom Rhonegletscher war erfolgt und der Aaregletscher erstreckte sich ungehindert nach Nordwesten, hier seine Moränen auf dem vom Rhonegletscher verlassenen Gebiet aufschüttend. Fluvioglaciale Schotterfelder schliessen im Bremgartenwald und auf dem Wylerfeld an die Moränen an. Eine letzte Rückzugsphase des Aaregletschers endlich wird durch den flachen Moränenbogen von Kehrsatz, Mettlen und Muri südöstlich von Bern markiert, der das tiefe Becken des Belpmooses umschlingt. Auch an ihm entspringt Schotter, der z. B. von Kehrsatz nach Wabern trefflich zu verfolgen ist³⁾.

Analoge Rückzugsmoränen hat auf dem vom Rhonegletscher verlassenen Boden der Saanegletscher bei Bulle aufgeworfen, wie schon Gilliéron erkannte⁴⁾; sie enthalten nur ganz vereinzelt — offenbar an sekundärer Lagerstätte — walliser Geschiebe. Die Nordgrenze dieser Moränen liegt an der Saane etwa in der Gegend von Corbière⁵⁾.

Wo wir die Endmoränen der selbständig gewordenen Seitengletscher treffen, dort ist auch die Mächtigkeit der Quartärbildungen besonders gross, schoben doch Aaregletscher und Saanegletscher von Süden ihren Schutt heran, während der Rhonegletscher Moränen wenig weiter nördlich absetzte. Dabei haben die Gletschersäume gelegentliche kleine Oscillationen ausgeführt. Die Folge davon ist ein Wechsel von rein glacialer und fluvioglacialer Akkumulation an derselben Stelle.

Baltzer hat die Lagerungsverhältnisse, aus denen wir auf diese Oscillationen schliessen müssen, für die Umgebung von Bern geschildert (Beiträge XXX. Bern 1896). Als tiefste, Ablagerung erscheint an der Aare nördlich von Bern unweit Reichenbach Moräne des Aaregletschers. Darüber lagern 20—50 m mächtige Schotter (von Baltzer Karlsruhe-Schotter genannt), die ebenfalls aus Aarematerial bestehen, über diesen lokal wiederum Moräne des Rhonegletschers. Die

1) Aepli zeichnet im geograph. Lexikon der Schweiz (Neuenburg 1902) S. 48 mit Unrecht den Aaregletscher zur Zeit des Maximums der letzten Eiszeit getrennt vom Rhonegletscher.

2) Beiträge XXX. Bern 1896.

3) Auf Baltzers Karte (nicht im Text) als obere postglaciale Erosionsterrasse angegeben.

4) Beiträge XI. Bern 1873. S. 148—153, 187; XVIII. Bern 1885. S. 229, 230, 244, 452.

5) Baltzer zeichnet sie a. a. O. Tafel XVII 15 km weiter nördlich.

Stellung dieser Schotter zwischen zwei Moränen legte Baltzer den Gedanken eines interglacialen Alters derselben nahe; doch äussert er sich, da paläontologische Funde fehlen, mit Vorsicht darüber. In der That möchte ich diese Schotter, entsprechend denen an der Lorze und Sihl, nur einer Schwankung der letzten Vergletscherung zurechnen. (Das gleiche gilt von analog gelagerten Schottern an der Saane bei Freiburg und weiter oberhalb, die Gilliéron schildert.) Mehrfach liegt bei Bern auch Aare-Erratikum über Rhone-Erratikum.

Rückzugsmoränen des Rhonegletschers.

Wenig ausgesprochen ist die Entwicklung der Rückzugsmoränen im Bereich des Nordostarmes des Rhonegletschers. Die wichtigsten Vorkommnisse haben wir in unseren S. 558 zitierten Karten angedeutet.

Über die aus einer Schaar von Wällen bestehende äusserste Endmoräne bei Wangen sowie die bei Solothurn vgl. Mühlbergs Karte VI im Livret-guide géologique de la Suisse (Lausanne 1894), über die Moränen auf dem kleinen Plateau von Marin und Wavre zwischen Neuenburger und Bieler See siehe Jaccard, Beiträge VII. S. 59. Kleine flache Moränenhügel tauchen auch am Nordende des Neuenburger Sees aus den ausgedehnten Mooren empor; gleichalt dürften die von SW nach NO ziehenden Moränen nördlich von Payerne sein (vgl. Gilliéron in Beiträge XVIII. S. 437). Zur Zeit ihres Absatzes war der Rhonegletscher im wesentlichen auf die Niederung des Neuenburger Sees und das Broye-Thal mit dem Murten-See beschränkt. An seiner Seite lagerten sich, z. T. in Stauseen und dann schräg geschichtet, die Kiese, Sande und Moränen ab, die das Plateau von Cortailod und Boudry am Nordwestufer des Neuenburger Sees aufbauen (vgl. Vouga im Bull. Soc. des Sc. nat. de Neuchâtel VII. (1866) S. 250—259, dagegen Schardt in *Elogae geol. Helvetiae* VII. (1903) S. 439; ferner A. Baltzer in *Mitt. der Naturf. Ges. zu Bern* 1899. S. 57—60).

Am Südwestarm des Rhonegletschers markiert sich aus der Zeit des Rückzuges eine Phase, in der nach Abtrennung des Isèregletschers der Rhonegletscher auf das Gebiet des schweizerischen Alpenvorlandes beschränkt war und im Durchbruch der Rhone bei Bellegarde endigte (vgl. unten die Karte des rhodanischen Gletschers).

Damals wurde die Endmoränenlandschaft in 600—700 m Höhe auf dem Plateau südlich des Grand Crêdo durch eine in den Rhonedurchbruch eindringende kurze Eiszunge abgesetzt (vgl. Renevier, *Mémoire géol. sur la Perte du Rhône*. Neue Denkschriften der allgem. Schweiz. G. f. d. gesamten Naturw. Zürich 1855. S. 10, 59. Falsan und Chantre, *Anciens glaciers du Bassin du Rhône* (1879) Karte Blatt Nantua; ferner Brückner, *Vergletscherung des Salzachgebiets* S. 169). Gleichzeitig entstanden die ebenso hoch und höher gelegenen Moränenanhäufungen östlich der Montagnes de Vuache auf dem Mont Sion. Der letztere (relative Höhe 300 m, absolute 821 m) besteht zwar nicht ganz, wie R. Blanchet meinte (*Terrain erratique alluvien du Léman*. Lausanne 1844 S. 7), aber doch zu einem guten Teil aus Moräne; der Kern ist Meeresmolasse (Falsan und Chantre a. a. O., *Carte géol. détaillée de la France 1 : 80 000* Blatt Nantua. Ferner A. Favre, *Recherches géol. etc.* Bd. I S. 41).

Wohlausgeprägte Endmoränen treten in der unmittelbaren Umgebung des Genfer Sees auf, so besonders links und rechts des Sees, wo sie als Ufermoränen an dessen Gehängen aufgeworfen wurden. Sie markieren eine Phase, in der der Rhonegletscher, von einem kleinen, im Thal der Venoge liegenden Arm abgesehen, auf den Genfer See beschränkt war. Diese Phase wurde schon 1844 von Blanchet erkannt (a. a. O.).

Am Nordostgehänge des unteren Rhonethales ziehen Ufermoränen von grosser Mächtigkeit in 1250 m Höhe, also 200—250 m unter der oberen Grenze der Würm-Vergletscherung, bei Gryon und Villars-sur-Ollon, sowie bei Leysin; sie wurden hier z. T. auf breit entwickelten Thalterrassen abgesetzt. — Auf der rund 20 km weit sich von Osten nach Westen erstreckenden Terrasse von Thollon südlich des Genfer Sees entwickelt sich eine grossartige Moränenlandschaft, die schon Charpentier als solche erkannte (a. a. O. S. 133). Die Moränenwälle (vgl. auch Brückner, *Salzachgletscher* S. 162) ziehen von Osten nach Westen, sich dabei senkend. Die Mächtigkeit der Moränen erreicht nach A. Favre oft mehrere hundert Fuss (*Recherches géol.* Bd. I. 1867. S. 116). Noch südlich von Thonon finden sich Moränenhügel und zwischen denselben inmitten weiter Sand- und Kiesflächen kleine rundliche Seen; letztere erfüllen Becken, die die Stelle von verschütteten toten Gletschermassen einnehmen. Zwischen dem Gletscherrand und dem hier etwas nach Süden

zurückweichenden Gebirge bestanden zeitweise Stauseen, in denen sich Deltas z. T. mit gekritzten Geschieben niederschlugen, so in dem toten Winkel südlich des Molassehügels von Allinges (vgl. auch A. Favre, *Recherches géol. etc.* Bd. I. S. 83; die geologische Karte der Schweiz 1 : 100 000, Blatt XVI, neue Ausgabe 1898, giebt diese Deltas als interglacial an). Am rechten Ufer des Genfer Sees treten nördlich von Vevey Endmoränen einer seitlichen Ausstülpung des Rhonegletschers bei Châtel St. Denis in 840 m Höhe auf. (Schon von R. Blanchet beschrieben in *Verh. der schweiz. nat. Ges.* 1843 zu Lausanne S. 74). Westlich von Vevey erscheinen Endmoränen bei Palézieux und besonders bei der Station Chexbres (660 m); sie entsprechen den tiefern Moränen des Plateaus von Thollon und einem tiefern Stand als die Moränen von Châtel St. Denis. Höher liegen die Moränen auf dem Jurten (Mont Jorat) nördlich von Lausanne. (Schon von Venetz konstatiert, desgleichen von J. de Charpentier 1841 a. a. O. S. 134, 166 erwähnt, sowie von Morlot im *Bull. Soc. vaudoise des Sc. nat.* VI. [1859] S. 101 f.). Weiter westlich fehlen Endmoränen, weil westlich des Jurten zwischen diesem und dem Jura eine Eiszunge sich in das Thal der Venoge und vielleicht auch über die niedrige Wasserscheide (500 m) in das Thalgebiet der Orbe erstreckte. Dieser Zunge gehören die auf der Favreschen Karte angegebenen Moränenwalle zwischen Cossonay und Cuarnens an. Th. Bieler (*Bulletin Soc. vaudoise des Sc. naturelles* XXXVII [1901] S. 219) möchte dieselben neuerdings freilich, wie z. T. auch A. Baltzer (*Eclogae* VI 1899. S. 385), zu einem guten Teil als Drumlin ansprechen; die Entscheidung ist hier schwer, weil die Richtung der Drumlin wie der Ufermoränen in dieser Gegend am Fuss der Jura ungefähr zusammenfallen müssen. Das ganze Gebiet am Fuss des Jura von Concise am Neuenburger See südwestwärts einschliesslich der Höhen zwischen Cossonay und Montricher ist nur eine gewaltige Moränenmasse (Jaccard a. a. O. VII. S. 245), während das Land östlich der Orbe und der Venoge als Zungenbecken dieses Stadiums arm an Moränen ist. Die Terrasse La Côte, die in der südwestlichen Verlängerung des Plateaus von Cossonay schon am Genfer See liegt, wird von Endmoränen gekrönt, die ich 1886 kurz beschrieben habe (a. a. O. S. 161). Die höheren erreichen nahezu 900 m Höhe, die tieferen nur 700—750 m. Hinter ihnen erstrecken sich ausgedehnte Kiesflächen aus alpinem Material, sichtlich das Produkt ihrer Verschwemmung. Letztere senken sich, wie schon R. Blanchet (a. a. O. S. 4) erkannte, z. T. von den Moränen weg gegen Norden, und verschmelzen, z. B. bei Bière, mit Schuttkegeln, die aus dem Jura herausquellen. Auf diesen Kiesflächen fehlt Moräne. Auf der geologischen Karte der Schweiz 1 : 100 000 (Blatt XVI, 1898) sind sie von Schardt mit Unrecht zum Teil als fluvioglaciale Schotter der Juragletscher seiner Rekurrenzphase eingezeichnet.

Die Flächen zu beiden Seiten des untern schmalen und flachen Teiles des Genfer Sees sind weithin bedeckt mit Moräne. Grundmoränenmaterial herrscht vor. Oft ist das Material gewaschen und dementsprechend etwas geschichtet. Zahllos sind die erratischen Blöcke¹⁾. Markante Stirnmoränen sind nicht vorhanden. Es ziehen flache Moränenrücken parallel dem Seeufer, und das ebene Schotterfeld zwischen Soral und Cartigny, dessen Material auf Moräne aufruht, lässt vermuten, dass das Gletscherende geraume Zeit südwestlich von Genf in der Gegend von St. Julien lag; auch das heute verlassene Trockenthal zwischen Archamps und St. Julien dürfte am Gletscherrand gelegen haben. Einen kleineren Gletscherstand, der wohl der gleichen Zeit angehören dürfte wie die Ablagerung der Moränen bei Chexbres und der tiefen Moränen am Gehänge des Plateaus von Thollon und La Côte, markiert die von A. Favre²⁾ und F. A. Forel³⁾ konstatierte unterseeische Moräne, die — freilich nur ganz schwach ausgeprägt — bei

1) Vgl. A. Favre, *Recherches géol. etc.* 1887. Bd. I. S. 58, 63, 70 und *Description géol. du Canton de Genève.* Genf 1880. Bd. I. S. 136. Favre fand im Mittel für die Oberfläche des Kantons Genf eine Mächtigkeit der Moränen von 10 m, lokal steigt sie auf 60 m.

2) *Recherches géol. etc.* 1867. Bd. I. S. 73. Favre bringt diese Moräne in Parallele mit der Moräne von Hurden, die über den Zürichsee zieht (vgl. oben S. 530).

3) Forel: *Le Léman* Vol. I. Lausanne 1892. S. 57, 140. *Archives des Sc. phys. et nat.* (3) XV. 1886. S. 407. A. Delebecque ebendarüber. Ebenda (3) XXXI 1899. S. 617.

Yvoire über den Boden des Genfer Sees hinzieht. Sie findet sich unmittelbar in der Nähe der Stelle, wo der „Petit Lac“ sich an den „Grand Lac“ angliedert.

Überblicken wir die Rückzugsmoränen des Rhonegletschers, so fällt der enorme horizontale Abstand der innersten Rückzugsmoräne am Genfer See von der äussersten Jung-Endmoräne auf. Er beträgt zwischen Cossonay und Wangen, wie zwischen Yvoire und der äussersten Jung-Endmoräne des Rhonegletschers östlich von Lyon in Luftlinie etwas über 100 km. Das ist vielemal mehr, als wir es bei irgend einem der ostalpinen Gletscher kennen gelernt haben, und auch sechsmal so viel wie am Linth-Reussgletscher (siehe S. 502). Die Ursache für diesen ungeheuren Abstand liegt in der Stauwirkung des Jura, genau so wie diese die Schuld an dem riesigen Abstand der äusseren Grenze der Altmoränen von der der Jungmoränen trägt (siehe oben S. 492). Ein Emporrücken der Schneegrenze bewirkte am Rhonegletscher nicht nur eine Verminderung der Eiszufuhr aus dem Rhonethal, sondern infolge der dadurch bedingten Abnahme des Gletschers auch eine Verminderung der Stauwirkung des Jura und dementsprechend eine weit stärkere Senkung der Eisoberfläche und daher wieder einen stärkeren Rückgang der Gletscherzunge. Von mehr sekundärer Bedeutung war die z. T. lange vor Absatz der letzten Rückzugsmoräne eingetretene Abtrennung der grossen Eiszuflüsse aus dem Aare-, Saanen-, Arve- und Isèrethal.

Eine Parellelisierung der Rückzugsmoränen des Rhonegletschers mit den S. 502 geschilderten zwei Rückzugsstadien des Linth- und Reussgletschers ist mit Sicherheit nicht durchzuführen. Doch dürften wohl die Moränen am Nordostende des Neuenburger Sees sowie bei Bellegarde dem ersten Rückzugsstadium der mittelschweizerischen Gletscher entsprechen, diejenigen in der unmittelbaren Umgebung des Genfer Sees dem zweiten Rückzugsstadium.

Gilliéron (a. a. O. S. 443) und A. Baltzer (Beiträge XXX S. 132 und Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1896. S. 660) nehmen eine Rückzugsphase an, bei der der Mont Pélerin bei Vevey gerade über das Eis emporragte und so erratische Blöcke lieferte. Sie schliessen das aus der Verbreitung der Nagelfluhblöcke vom Pélerin. Da der von ihnen gezogenen Gletschergrenze klare Endmoränen nicht entsprechen und die Verschleppung des Pélerin-Konglomerates nicht nur auf dem Rücken des Gletschers, sondern sehr wohl auch an seiner Sohle erfolgt sein kann, möchte ich im Verbreitungsbezirk der Pélerin-Blöcke nichts anderes als das z. T. subglaciale Ausstreuungsgebiet dieses Gesteines erblicken und keineswegs auf eine besondere Phase im Gletscherrückzug schliessen. **Schotter im Bereich der Jungmoränen des Rhonegletschers. Schotter des Nordostarms.**

Mit den Endmoränen der Rückzugsstadien treten Schotter in Beziehung. Eine weite Verbreitung besitzen sie im Bereich des Nordarms des Rhonegletschers. Dass sich Schotter unter der äussersten Endmoräne bei Wangen an der Aare finden, entspricht unseren bisherigen Erfahrungen. Solche treten aber auch an verschiedenen Stellen südöstlich der Furche des Neuenburger und Bieler Sees an deren Gehängen unter Moränenbedeckung und oft an Molasserücken gelehnt auf, so bei Lyss und bei Brügg östlich des Nordendes des Bieler Sees, desgleichen bei Sutz und Lattrigen am Bieler See. Mehrfach erscheint in ihrem Liegenden Moräne, so bei Lyss. Weiter gegen Südwesten liegen bei Cossonay unter den dortigen Moränen ebenfalls Schotter und Sande, die nach Morlot¹⁾ Land- und Süsswasserschnecken enthalten.

Eine ausgedehnte Verbreitung besitzen glaciale Schotter im Thal der Broye. Ein Teil derselben liegt unter Moränen, die sie unregelmässig abschneiden. Andere ent-

1) Terrain quaternaire du Léman. Bull. Soc. Vaud. des Sc. nat. VI. 1859 S. 104; Bibliothèque universelle N. P. III. 1858 S. 128.

behren der Moränendecke und besitzen eine mehr ebene Oberfläche. Gilliéron¹⁾ hat Recht, wenn er die letzteren als jüngere Schotter anspricht, die beim Rückzug des Eises vor demselben entstanden.

Die Schotter des Seelandes — so wird zusammenfassend die Umgebung der Neuenburger Seengruppe genannt — haben soeben (August 1903) durch B. Aeberhardt eine ausgezeichnete Schilderung erfahren (Note sur le quaternaire du Seeland. Archives des Sc. phys. et nat. (4) XVI. 1903. S. 71—101). Aeberhardt unterscheidet im Liegenden der Moränen horizontal geschichtete Schotter verschiedenen Alters, nämlich 1. die in 680 m Höhe am Frienisberg von ihm entdeckte Nagelfluh von Meikirch; 2. die Schotter in 540—550 m auf dem Büttenberg und bei Arch; 3. Schotter an den unteren Partien der Seitengehänge der Thäler der Ziehl und der Broye in 440—460 m; es sind das die oben von uns erwähnten Schotter, in deren Liegendem mehrfach Moräne auftritt; ein vierter Schotter endlich 4. bildet die heutige Thalsole und entbehrt der Moränenbedeckung; er wurde beim Rückzug des Eises abgesetzt. Aeberhardt möchte Schotter 1 mit dem älteren Deckenschotter, 2, 3 und 4 der Reihe nach mit unseren *m*-, *r*- und *w*-Schottern parallelisieren. Ich habe Bedenken, ihm hierin zu folgen, weil Schotter 1 nicht auf der präglacialen, im Frienisberg erhaltenen Landoberfläche, vielmehr in einem in diese wenig tief eingeschnittenen Thal zum Absatz kam; das spricht nicht für älteren, sondern für jüngeren Deckenschotter. In keinem Fall kann Schotter 4 als Niederterrassenschotter gedeutet werden, da er erst nach Absatz der Würm-Moränen dieser Gegend abgelagert wurde. So bin ich geneigt, die ganze Schotterreihe um eine Altersstufe der Gegenwart näher zu rücken. Gleichwohl möchte ich sie nicht direkt mit den Schottern ausserhalb der Moränen parallelisieren; vielmehr dürfte es sich speziell bei den Schottern 3 im Liegenden der Moränen um interstadiale Bildungen aus der Würm-Eiszeit handeln (siehe unten). Aeberhardt betont, dass in den Schottern die für das Wallis charakteristischen Gesteine fast ganz fehlen, während solche aus dem Aaregebiet vorhanden sind. Er schliesst daher, dass der Rhonegletscher während der Bildung der Schotter die Wasserscheide nördlich des Genfer Sees nicht erreichte. Ich möchte diese Schlussfolgerung dahin modifizieren, dass damals kein Eis aus den südlichen Seitenthälern des Wallis, wo allein die charakteristischen Walliser Gesteine anstehen, jene Wasserscheide erreichte, wohl aber Eis von der Nordseite des Rhonethales, an der wir zum guten Teil die gleichen Gesteine treffen wie im Aaregebiet. Es würde das ganz der Anordnung der Stromfäden entsprechen, wie sie ein im wesentlichen auf den Genfer See beschränkter und etwa bei Genf endender Rhonegletscher haben müsste (siehe unten).

Am Südwestarm des Rhonegletschers treffen wir an vier Stellen mehr oder minder ausgedehnte Vorkommnisse von Schotter unter Moräne: im Durchbruch der Rhone durch den Jura bei Bellegarde, ferner am Genfer See bei Genf, bei La Côte und an der Drance.

Schotter im Rhonedurchbruch durch den Jura bei Bellegarde.

Unter den Endmoränen der Umgebung von Bellegarde treten Schotter von jungglacialem Habitus auf, die jüngst Douxami beschrieben hat²⁾. Ihre Mächtigkeit übersteigt im Thal der Valserine 300 m; ihre unebene Oberfläche erhebt sich über 600 m Seehöhe, während der tiefste Punkt ihrer Sohle 40 m über der Rhone in 330 m Seehöhe liegt. Nach oben gehen sie in Moräne über. (Vgl. das nächste Kapitel.)

Schotter am untern Ende des Genfer Sees.

Eine grosse Verbreitung besitzen die liegenden Schotter am untern Ende des Genfer Sees; sie lassen sich bis nahezu zum Eintritt der Rhone in den Jura verfolgen.

Nur die wichtigsten Publikationen der überaus weitschichtigen Litteratur über diese Schotter seien genannt. Nachdem L. A. Necker (*Études géologiques dans les Alpes*. Paris 1841. S. 227 bis 374) als erster die im Liegenden der Moränen auftretenden Schotter als Alluvion ancienne beschrieben, hat sie in ganz ausgezeichnete Weise Alphonse Favre geschildert (*Recherches géol.*

1) Beiträge XVIII. S. 448 ff.

2) Bull. des Services de la Carte géologique de France XII. 1901. S. 16. Vgl. auch Brückner, Salzachgletscher S. 169.

dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc I. Paris 1867. S. 87—97; Description géol. du Canton de Genève. Bull. classe Agric. de la Soc. des Arts de Genève 1879 [auch besonders ausgegeben] Genf 1880. Bd. I. S. 82—98, Bd. II, der die Einzelbeschreibungen enthält, an zahlreichen Stellen). Vgl. auch E. Favre in Archives des Sc. phys. et nat. 1877. LVIII. S. 18 u. Tafel II. Weitere Litteratur findet sich citiert bei A. Favre a. a. O. und bei Aeberhardt, Études sur les alluvions anciennes des environs de Genève. Eclogae geol. Helvetiae VII. (1903) S. 271, 277.

Die Schotter ruhen meist direkt auf Molasse auf; die Auflagerungsfläche ist sehr uneben; die Molasse war von flachen Thälern durchzogen, die später zum Teil von Schotter verschüttet wurden. An manchen Stellen, so bei Bernex südlich, bei Chouilly und bei Dardagny nördlich der Rhone, überragen Molassehügel die Anschwemmungen. Der nicht über 40 m mächtige Schotter ist gut horizontal geschichtet und besteht aus z. T. groben Gesteinen des Wallis. Die Oberfläche ist uneben, da der Schotter an vielen Stellen von den hangenden Moränen diskordant abgeschnitten wird. Nimmt man die höchsten Punkte der Schotteroberfläche, so erkennt man, dass sie sich im allgemeinen nach SW zum Eintritt der Rhone in den Jura hin senkt. Ich berechne ihr Gefälle von Bonvard bei La Capite östlich des untern Genfer Sees, wo die Oberfläche in 478 m Höhe liegt, bis Chancy 15 km südwestlich von Genf (Oberfläche in 390 m Höhe) zu 40/100; von Prégny westlich des Sees (Oberfläche 458 m) bis Chancy ebenfalls zu 40/100. Immerhin hat man es nicht mit einem einheitlichen Schotterfelde zu thun, sondern mit einem Netzwerk von Schottersträngen, die alle gegen die Rhone konvergieren. So kommt bei Dardagny ein seitlicher Schotterstrom zwischen den erwähnten Molassehügeln von Norden und Nordnordosten aus der weiten Niederung des Journan und des Allondon.

Der Schotter führt gelegentlich, z. B. bei Bonvard, gekritzte Geschiebe und enthält am Bois de la Bâtie bei Genf eine Einlagerung von Moräne¹⁾, so dass sein fluvio-glacialer Ursprung feststeht.

Im Kies der Alluvion ancienne des Bois de la Bâtie bei Genf fand A. Favre Teile eines Stosszahnes eines Elefanten, den er, jedoch ausdrücklich nur nach Analogie mit den von uns später zu besprechenden interglacialen Elefantenresten von Dürnten, nicht als Rest eines *Elephas primigenius*, sondern als *E. antiquus* ansprach (Archives des Sc. phys. et nat. (2) LXIV. 1878 S. 49; Description géol. du Canton de Genève etc. I S. 96, II. S. 78). Tardy machte daraus einen *Elephas meridionalis* (Bull. Soc. géol. de France (3) III, 1875/76. S. 481). F. Sacco zählte, gestützt auf das angebliche Vorkommen des *E. antiquus*, die Alluvion ancienne zum Villafranchiano und Pliocän (Terrains tertiaires de la Suisse, Bull. Soc. belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie II, 1888, S. 287).

In Schichten, die A. Favre 1845 nicht, 1880 aber doch der Alluvion ancienne zurechnet, ist 1845 bei Mategnin eine Fauna gefunden worden, und zwar nach dem Verzeichnis von F. J. Pictet: *Sorex araneus*, Maulwurf, Marder, Iltis, Wiesel, Fuchs, Ratte (*Mus leucogaster*, Pict. u. *M. sylvaticus*), Maus, *Arvicula subterraneus*, *A. arvalis*, junges Schwein, ganz junges Rind, Antilope (Gemse), ein Wirbel von Ziege oder Schaf, gemeine Kröte, Frosch (*Rana esculenta*), Eidechse (*Lacerta viridis*). Da der glaciale Ursprung der Schotter sicher ist — die nur 3—4 m mächtige Kiesschicht wird von Moräne überlagert und unterlagert und in ihr selbst tritt eine Schicht gekritzter Geschiebe auf —, der Charakter der Fauna aber nicht glacial ist, so fragt es sich, ob es sich nicht um Knochen von Tieren handelt, die in einem 3—4 m unter der Erdoberfläche im Schotter angelegten Fuchsbau von Fühsen, Mardern und Iltisen zusammengeschnitten wurden. Allerdings scheint der Bericht von Pictet über die Fundstelle dem zu widersprechen (Vgl. F. J. Pictet, Mémoire sur les ossements trouvés dans les graviers stratifiés des environs de Mategnin. Mém. Soc. de phys. et d'hist. nat. de Genève XI. 1845. S. 85; ferner A. Favre, Description etc. II. S. 98).

1) Zuerst von Ch. Lory (Bull. Soc. géol. de France (3) III. 1875 S. 723) konstatiert.

Weit jünger als diese liegenden Schotter sind Schotter, z. T. mit Deltaschichtung, die bei Genf im Hangenden der Moränen auftreten und von der Arve nach Abzug des Eises entlang einer Linie abgesetzt wurden, welche ungefähr vom Nordende des Mont Salève gegen Genf zu führt; sie gehören derjenigen Periode an, in der der Genfer See einen um 30 m höhern Stand besass, und treten mit den Bühlmoränen des Arvegletschers in Beziehung (siehe S. 572).

Schotter von La Côte.

Unter den S. 559 geschilderten bis zu 50—60 m mächtigen Moränen der Gegend von Aubonnè erscheinen Schotter in 15—20 m Mächtigkeit direkt auf Molasse aufliegend. Ihre oberste Schicht liegt beim Signal de Bougy in 630 m, bei Mont in 600 m und bei Begnins in 550—560 m. Das ergibt ein Gefälle von 7 bis 8⁰/₀₀ nach SW. Die Schotter enthalten alpine Gerölle und zwar, wie schon Morlot erkannte¹⁾ und Aeberhardt²⁾ jüngst bestätigte, nur Gesteine aus den Thälern der Nordseite des Wallis, aber keinen Euphotid, Arkesin und Arollagneiss aus den südlichen Thälern, Gesteine, die dagegen in den hangenden Moränen vorkommen. Im Schotter erscheinen beim Signal de Bougy Pflanzenreste, z. T. in 4—5 mm dicken Schmitzen im Glaciallehm, z. T. in einer dünnen Lage festgepackter Schieferkohle³⁾.

Paul Jaccard (Bull. Soc. Vaudoise des Sc. naturelles XXXI, 1895, S. XVI) fand darin und zwar im Gletscherlehm: *Bryum pallens* Sw., *Philonotis fontana* Bd. forma *glacialis*, *Meesea triquetra* L., *Amblystegium* sp., *Brachythecium* sp.; in den Schieferkohlen selbst: *Hypnum revolvens-intermedium* Lindb., *H. exannulatum*, *H. cuspidatum*?, *H. turgescens* Hartm., *H. trifarium*.

In bedeutend tieferem Niveau (ca. 510 m) treten auf Grundmoräne Schotter von sandiger Beschaffenheit bei Anbonne auf⁴⁾; sie führen lokal gekritzte Geschiebe und unterscheiden sich von den Schottern bei Mont auch durch die Führung von Serpentin, Euphotid und Eklogit.

Interglaciales Konglomerat an der Drance.

Wären die Schotter von La Côte aus Gesteinen des Wallis zusammengesetzt, so ist die Zusammensetzung des im Thal der Drance auftretenden alten Konglomerats ganz anders: es besteht ausschliesslich aus Gesteinen des Drancethales und enthält nur überaus selten ein Geschiebe aus dem Wallis. Hierdurch wie durch die Festigkeit seiner Verkittung unterscheidet es sich von den unregelmässig und z. T. schräg geschichteten Glacialbildungen, die ihm bei Thonon an- und aufgelagert sind. Das Konglomerat, das wir als Drancekonglomerat bezeichnen wollen, ist in seinen oberen Schichten horizontal geschichtet; dagegen stellt sich, wie ich zuerst 1886 konstatierte⁵⁾, in 530 m Höhe in den tiefern Lagen Deltaschichtung ein, nach W, also zum See hin fallend. Es liegt ein altes ausgedehntes Drancedelta vor, dessen Mächtigkeit einschliesslich seiner hangenden horizontalen Lagen 60, ja stellenweise 100 m beträgt. An der Brücke von Bioge, wo die drei Quellflüsse der Drance sich in 556 m Höhe vereinigen, sind nur die horizontalen Schichten sichtbar, unterhalb l'Epine die hangenden horizontalen und die

1) Archives des Sc. phys. et nat. N. F. III (1859) S. 128.

2) Eclogae geol. Helvetiae VII. 1903. S. 271.

3) Zuerst von Morlot gefunden (Archives des Sc. physiques et nat. (2) II. 1858, S. 313, III. 1859, S. 128). Morlot fand ausser Moosen auch einen Zapfen von *Pinus abies* var. *diluviana*.

4) Vgl. Baltzer, Eclogae VI. S. 378.

5) Vergletscherung des Salzachgebietes S. 165, woselbst genaue Beschreibung; die Kilometersteine sind inzwischen verändert worden.

liegenden Deltaschichten, weiter unterhalb nur die letzteren. Im Hangenden des Drancekonglomerates erscheinen die Moränen des Plateaus von Thollon (siehe oben S. 558). Aber auch im Liegenden hat Morlot¹⁾ am linken Ufer und haben Rothpletz²⁾ und ich (1886) auch am rechten Ufer der Drance Grundmoräne festgestellt³⁾. Die Stelle, die ich 1893 in Gesellschaft von A. Delebecque und A. Penck besuchte, war noch 1903 gut aufgeschlossen. Fossilien sind aus dem Drancekonglomerat bisher nicht bekannt geworden.

Eine 1.5 m mächtige Lage Schieferkohle, die heute nicht mehr sichtbar ist, fand sich nicht im Konglomerat selbst, sondern in den hangenden Glacialablagerungen; die Holzsubstanz war nur sehr wenig verändert (vgl. A. Favre, *Recherches géol.* I. S. 80. Ferner G. de Mortillet in *Association florimontane*, 3. Nov. 1854).

F. A. Forel (*Le Léman I*, Lausanne 1892, S. 172) betrachtet das deltaartige Fallen der Schichten des Drancekonglomerates als lokal. Doch habe ich dasselbe neuerdings auf einer Erstreckung von 3½ km konstatieren können; die grosse Verbreitung der Erscheinung zeigt auch ein Überblick über die Dranceschlucht von Army aus.

Zusammenfassung über die Schotter im Bereich der Jung-Moränen des Rhonegletschers.

Wie wir Schotter, die ihrem Niveau nach dem Hochterrassenschotter entsprechen, im Liegenden der Altmoränen des helvetischen Gletschers tief in das Gebiet der letztern hinein verfolgen konnten (S. 495), so sehen wir auch im Bereich der Jungmoränen des Rhonegletschers Schotter in grosser Verbreitung unter Jungmoränen auftreten. Die engen Beziehungen, die durch das Vorkommen von gekritzten Geschieben und Einlagerungen von Moränen zwischen dem Schotter bei Genf und den hangenden Moränen bestehen, machen dessen Zugehörigkeit zur Würm-Vergletscherung zweifellos; aber auch die Schotter im Bereich des Nordostarmes des Rhonegletschers, sowie die von La Côte und von Bellegarde entbehren jeden Anzeichens eines höhern Alters: Alle Urgebirgsgerölle sind frisch, und es lässt sich dort, wo Schotter und Moräne konkordant übereinander lagern, mehrfach erkennen, dass eine scharfe Grenze zwischen beiden fehlt⁴⁾. Anders das Konglomerat an der Drance. Sein Habitus ist älter, die Zusammensetzung durch das fast vollständige Fehlen der Walliser Gesteine eine andere und die Grenze gegen die hangenden an Walliser Gesteinen reichen Moränen, Sande und Kiese scharf. Das lässt mich heute wie schon 1886 das Drance-Konglomerat als ältere und zwar interglaciale Ablagerung aus der Reihe der übrigen Schotter ausscheiden. Die letzteren sind interstadiale Bildungen der Würm-Eiszeit, entstanden sei es beim Vorrücken, sei es während temporärer Rückzüge des Eises, z. T. vor dem Gletscherende, z. T. seitlich des Gletschers, als dieser gerade den Genfer See erfüllte. Als Bildung eines einheitlichen Flusssystemes dürfen sie jedoch nicht aufgefasst werden, wenn mir auch der Zusammenhang der Schotter von La Côte mit denen von Genf nicht ausgeschlossen scheint⁵⁾.

1) *Verh. der schweiz. Nat. Ges.* Bern 1858. S. 144—150. Vgl. auch E. Favre in *Revue géol. Suisse* 1877 (*Arch. des Sc. phys. et nat.*) LXI. 1878. S. 212).

2) *Diluvium von Paris.* Neue Denkschr. der schweiz. Nat. Ges. Bd. XXVIII. Zürich 1881. S. 86.

3) Dass die liegende Moräne in situ sei, wurde von A. Favre mit Unrecht bezweifelt (*Recherches géol.* 1867. Bd. I. S. 78; *Description géol. du Canton de Genève.* Bd. I. 1880. S. 144).

4) Dass der angeblich von Blanchet auf der Alluvion ancienne bei Bougy beobachtete Gletscherschliff sich auf eine Ortsverwechslung A. Favres zurückführt, hat Forel gezeigt (*Le Léman I*. S. 171).

5) Das Gefälle würde sich zwischen Begnins (550—560 m) und Prégny bei Genf (458 m) auf 24 km zu 4‰ ergeben.

Die Schotter von Bellegarde gehören dagegen einer anderen Phase der letzten Eiszeit an. Da ihre Oberfläche 200 m höher liegt als die der Schotter von Genf bei Chaney, so müssen sie von einem andern Fluss abgesetzt worden sein als jene. Es dürfte das geschehen sein, als der Rhonegletscher gerade bis zum Jura bei Fort de l'Ecluse reichte und der Isèregletscher weiter unterhalb der Rhone den Weg verlegte; bei einem nachfolgenden Vorstoss entstanden dann die hangenden Moränen.

Mit dem glacialen Alter der Schotter stehen die Fossilfunde in Einklang. Die Moose vom Signal de Bougy weisen auf ein kühleres Klima hin, dem auch die von Morlot aufgefundenen Tannenzapfen nicht widersprechen. Einzig und allein die in Bezug auf ihr Alter, wie wir oben S. 562 ausgeführt haben, nicht sichere Fauna der Kiesgrube von Mategnin passt nicht hinein.

Über die Entstehung und das Alter der Alluvion ancienne sind verschiedene Anschauungen geäußert worden. Dass sie fluvioglacial, und zwar abgelagert an der Seite des den See erfüllenden Rhonegletschers sei, sprach zuerst R. Blanchet aus (a. a. O. 1844. S. 10), ganz ähnlich wie das später E. Favre (Archives des Sc. phys. et nat. (2) LVIII. 1877. S. 18) ausführte. A. Favre erklärte sie 1862 als Absatz grosser Ströme unmittelbar vor der Eiszeit oder vielleicht sogar direkt vor dem Gletscher (Explication de la Carte géologique des parties de la Savoie voisines du Mont Blanc. Genf S. 14; die letztere Anschauung besonders in Recherches géol. etc. du Mont Blanc. Bd. I. 1867. S. 95). 1886 rechnete ich die Schotter mit Ausnahme des Drance-Konglomerates als Niederterrassenschotter der letzten Eiszeit zu (Vergletscherung des Salzbachgebiets S. 167). Die Anschauung, dass sie während einer Oscillation der letzten Eiszeit zur Seite des Gletschers entstanden seien, vertrat H. Schardt (Archives des Sc. phys. et nat. [3] XXXIII. 1895; Eclogae V. S. 147). — Ein interglaciales Alter nahm Rothpletz an (Neue Denkschriften der Schweiz. nat. Ges. XXVIII. Zürich 1881. S. 87), dem E. Favre entgegentrat (Revue géologique suisse 1889. S. 292); Rothpletz dürfte nur für das Drance-Konglomerat Recht haben, für die anderen Schotter nicht. — F. A. Forel (Léman I, Lausanne 1892. S. 173) denkt sich die Schotter von La Côte und das Konglomerat an der Drance durch seitliche Wildwasserzuflüsse in Staubecken neben dem Rhonegletscher entstanden. Doch widerspricht dem das völlige Fehlen von Gesteinen des Jura in den Schottern von La Côte und deren ausschliessliche Zusammensetzung aus Walliser Gesteinen, wie schon Delebecque betonte. A. Delebecque selbst erklärte die Schotter für die Reste einer einst weit zusammenhängenden Decke von Deckenschotter, in die die Rhone später ihr Thal einschchnitt, das dann durch eine Dislokation zum Genfer See umgestaltet wurde (Archives des Sc. phys. et nat. [3] XXXIII. 1894). Auch B. Aeberhardt vertritt neuerdings die Deckenschotternatur der Schotter von La Côte (Eclogae geol. Helvetiae VII. [1903] S. 271). Dem widerspricht aber die völlige Frische aller Urgebirgsgeschiebe, sowie der nach oben ohne scharfe Grenze sich vollziehende Übergang in die hangenden Moränen.

Aeberhardt nimmt ferner an, dass, als der Schotter von La Côte abgelagert wurde, nicht nur der Genfer See, sondern auch der Jura noch nicht bestand. Er schliesst das aus dem Fehlen von Jurageröllen im Schotter von La Côte. Ich glaube nicht, dass dieser Schluss berechtigt ist. Wenn, wie wir mit Morlot, E. Favre und Schardt annehmen, der Schotter seitwärts des Rhonegletschers abgesetzt wurde, als der letztere das Becken des Genfer Sees erfüllte, dann müssten die Schmelzwasser ein wenn auch noch so kleines Gefälle vom Gletscher fort, also zum Jura hin, besitzen; ein Geschiebetransport vom Jura her war daher naturgemäss ausgeschlossen. So möchte ich aus dem Fehlen von Jurageschieben nicht auf die Nichtexistenz des Juragebirges, sondern nur auf unbedeutende Änderungen in der Richtung des fliessenden Wassers schliessen. Auch heute kommt dank der Ufermoräne des Linthgletschers kein Stückchen Gestein vom Albiszug zum Zürichsee, obwohl beide direkt benachbart sind. Dass der Jura erst nach Absatz des Deckenschotters gehoben worden sei, ist übrigens schon deswegen ausgeschlossen, weil die präglaciale Rumpffläche des schweizerischen Mittellandes in den Jurasaum einschneidet und in der Ostschweiz in der unmittelbaren Nachbarschaft der hochragenden Lägern der Deckenschotter auf den gekappten Schichten der Jura-falten lagert. Die letzte allgemeine Hebung des Jura erfolgte nicht nach Absatz des Deckenschotters, wie Aeberhardt meint, sondern lange vor demselben, aber nach Absatz des pliocänen Sundgauer

Schotters (siehe S. 479). Aeberhardt schliesst ferner aus dem Fehlen oder Zurücktretten der Gesteine der südlichen Walliser Thäler im Schotter von La Côte und ihrem Auftreten in den hangenden Moränen auf ein verschiedenes Alter beider. Diese Differenz lässt sich jedoch durch eine geringe Verlagerung der Stromfäden des Rhonegletschers erklären. Die aus den südlichen Walliser Thälern, also von links, kommenden Stromfäden konnten, als der Gletscher auf das Becken des Genfer Sees beschränkt war, nicht an die rechte Seite desselben bei La Côte gelangen, sondern zogen gegen Genf hin (siehe S. 561). Als dann der Gletscher anschwell und auch nach Norden überfloss, machten sie naturgemäss eine Schwenkung nach rechts. Auf die gleichen Verhältnisse und nicht auf ein verschiedenes Alter führen wir auch den Unterschied in der Zusammensetzung der Alluvion ancienne von La Côte und von Genf zurück.

Übertiefung der Mündung des Rhonethales.

Mit breiter Trichterform mündet das Rhonethal in das schweizerische Mittelland. Der Trichter reicht aufwärts bis fast St. Maurice, wo er durch einen das ganze Thal durchsetzenden, von der Rhone in enger Schlucht durchflossenen Felsriegel abgeschlossen wird. Auf das Deutlichste zeigt er die Spuren der Übertiefung: die 4—6 km breite Thalsole ist von jungen Anschwemmungen eingenommen, die einen früher hier existierenden Teil des Genfer Sees zugeschüttet haben; steil erheben sich die Gehänge über dem Thalboden, um erst in 700—800 m Höhe flachere Böschungen anzunehmen. Alle Seitenthäler enden als Hängethäler hoch über der Sohle des Rhonethals; ihre Gewässer haben in diese hochgelegenen Thalböden im Unterlauf wilde Schluchten eingeschnitten, in denen sie in steilem Fall der Rhone zueilen. Ergänzt man die alten Thalsoleen der Seitenthäler mit Hilfe des Gefälles des Baches oberhalb der Schlucht und mit Hilfe der links und rechts der Schluchten als Terrassen stehen gebliebenen Reste des Thalbodens, so erhält man für das Hauptthal, in das jene Seitenthäler einmündeten, über der Mitte des heutigen Rhonethales zwischen Villeneuve und St. Maurice eine Meereshöhe von etwas über 700 m.

Zwischen den hoch sich emporthürmenden Teufelshörnern (Diablerets) und der Tornettaz liegt östlich des Rhonethales das Thal von Ormont-dessus breit und flach in ca. 1150 m da, von der Grande Eau mit geringem Gefälle durchmessen. Von 1100 m an steigert sich das Gefälle und der Fluss schneidet in den vielfach von Quartärablagerungen dünn bedeckten Boden ein, um in 12 km langem Lauf das Rhonethal zu erreichen. Die Strassen zu beiden Seiten aber steigen nicht mit zur Tiefe, sondern folgen weithin den Thalterrassen, die sich thalwärts senken, um in etwa 700 m Höhe gegen das 300 m tieferliegende Rhonethal abubrechen. Entsprechend sind die Verhältnisse an der Gryonne weiter südlich, sowie am Avençon. An ihrer Mündung bei Bex hat sich ein Rest des alten Thalbodens im Rhonethal selbst als Terrasse zwischen dem Weiler La Pouzat im Norden und der Terrasse Les Monts im Süden auf einer Strecke von 5 km in etwa 700 m Höhe erhalten. Ihm gehört auch der östlich aufragende Berg Le Montet (692 m) bei Bex an. Auch die aus dem Val d'Illicz kommende bei Monthey in die Rhone mündende Vièze markiert einen Thalboden in ca. 700 m, der sich als Terrasse nicht nur im Val d'Illicz, sondern auch zu beiden Seiten seines Austrittes ins Rhonethal erhalten hat. Die Oberfläche des Hügels von St. Triphon (511 m) dagegen liegt weit unter diesem Niveau: sie hat die spätere Eintiefung des Thales unter jenes alte Niveau partiell mitgemacht. Auch der Felsriegel von St. Maurice, der das Rhonethal durchsetzt, markiert nur in seinem westlichen Teil ein altes Niveau in rund 700 m, während er in seinem östlichen weit niedriger ist; er birgt hier einen verschütteten Rhonelauf (vgl. Lugeon: Sur la fréquence dans les Alpes de gorges épigénétiques. Bull. des Laboratoires de géologie, géographie physique etc. de l'Université de Lausanne. Nr. 2. Lausanne 1901. S. 12).

Wie an der Mündung des Linththales und an der des Reusstales, so liegt auch der durch die Gefällsbrüche der Seitenthäler markierte alte Thalboden des Rhonethales weit unter dem S. 472 von uns geschilderten Niveau der präglacialen Landoberfläche. Die letztere ist noch im Mündungstrichter selbst durch Terrassen markiert. Östlich des

Rhonethales bei Bex dehnt sich als Stück dieser präglacialen Landoberfläche die wohl 10 qkm umfassende Terrasse, auf der die Ortschaften Villars und Gryon liegen, und die heute durch die grosse und die kleine Gryonne und den Avençon zerschnitten ist; sie senkt sich von 1250 m schwach westwärts und gestattet auf eine Sohlenhöhe des alten Rhonethales in etwa 950 m zu schliessen. Auch die Terrasse von Leysin (1250 m) östlich von Aigle gehört hierher, die sich in ausgedehnter Fläche zu beiden Seiten der Grande Eau über La Forclaz aufwärts verfolgen lässt. Weiter thalabwärts haben wir die präglaciale Landoberfläche schon S. 472 verfolgt. So finden wir auch am Ausgang des Rhonethales unsere beiden alten Landoberflächen wieder, die präglaciale sowie die quartäre, die wir an der Limmat als der Mindel-Riss-Interglacialzeit zugehörend erkannten. Der Abstand beider Landoberflächen besitzt ungefähr den gleichen Betrag wie im Linth- und Reussgebiet (300 m).

Zungenbecken des Rhonegletschers im schweizerischen Mittelland.

Sind am untern Teil des Genfer Sees noch grosse Massen von Moränen unmittelbar im Niveau des Seespiegels, ja sogar, wie die Moräne von Yvoire, unter demselben abgesetzt, so rückt die Zone der Moränen gegen den obern Teil des Sees immer mehr in die Höhe und die Gehänge unmittelbar am See selbst werden zum guten Teil durch anstehendes Gestein gebildet. Erratisches Material tritt mehr sporadisch auf: wir sind im Bereich des Zungenbeckens des Rhonegletschers. Als Stammbecken erscheint der Grand Lac genannte breite Teil des Genfer Sees. An dieses Stammbecken gliedern sich Zweigbecken an: nach Südwesten der schmale und seichte Südwestzipfel des Sees, Petit Lac genannt, nach Nordosten die dem Jura entlang ziehende, von der Neuenburger Seengruppe eingenommene Furche. Beide Zweigbecken sind vom Stammbecken durch niedrige Schwellen getrennt und zerfallen selbst wieder durch Querschwellen in mehrere kleinere Becken. Während der tiefste Punkt (309 m) der den Petit Lac vom Stammbecken trennenden Schwelle 66 m unter dem Spiegel des Genfer Sees liegt, erhebt sich der tiefste Punkt (460 m) der Schwelle von Entreroches zwischen dem Genfer See und dem nordöstlichen Zweigbecken 85 m über den Genfer See; er liegt in einem schmalen, schluchtartigen Thal, das in den hier rund 500 m hohen Kalksteinrücken des Mormont eingeschnitten ist. Entstanden ist dieses Erosionsthal ebenso wie das weit kürzere, aber breitere bei La Sarraz am Westende des Mormont (tiefster Punkt 491 m) wohl, als bei der letzten Rückzugsphase der Rhonegletscher die Moränen bei Cossonay aufwarf und seine Schmelzwasser über den Mormont einen Abfluss nach Norden suchten.

Im Gebiet des nordöstlichen Armes des Zungenbeckens tritt uns eine deutliche Längsrippung entgegen: von SW nach NO verlaufende Molasserücken zerlegen das Becken. So trennt ein Molasserücken die Niederung der Broye mit dem Murtener See, dem Aarberger Moos und der Gegend des alten Aarelaufes von der Niederung des Neuenburger und des Bieler Sees. Ein kleiner Rücken spaltet wiederum den Bieler See in seinem Südteil.

Stammbecken wie Zweigbecken sind eingesenkt in die präglaciale Landoberfläche. Das gilt nicht nur vom Genfer See, sondern auch von der Neuenburger Seengruppe. Hier weisen alle aus dem Jura heraustretenden Thäler Stufenmündungen auf, in die die Flüsse im Unterlauf schmale Schluchten eingeschnitten haben. Die alten Thalböden münden im Niveau der präglacialen Landoberfläche, so das Thal der Orbe, das von Ste. Croix, das Thal der Areuse, das Val de Ruz, das von Lignières und das der

Schüss. Südöstlich der Seengruppe hat sich die präglaciale Landoberfläche in ausgedehnten Molassehöhen erhalten.

Zeitlich gehört die Bildung der Zungenbecken der Quartärzeit an; sie sind einerseits jünger als die präglaciale Landoberfläche, während andererseits Moränen der letzten Vergletscherung ihre Wandungen auskleiden. Da die präglaciale Landoberfläche, wie wir S. 473 sahen, nirgends ein rückläufiges Gefälle gegen die Alpen aufweist, vielmehr ein etwas steileres Gefälle von den Alpen fort besitzt, als es ursprünglich gewesen sein kann, so kann von einer Entstehung jener Zungenbecken und der in ihnen liegenden Seen durch Dislokationen nicht die Rede sein. Die beckenförmige Niederung des Genfer Sees wie die der Seen der Neuenburger Seengruppe ist durch glaciäre Erosion gebildet worden.

Wie die Mehrzahl der durch Glacialerosion in Zungenbecken entstandenen Wannens, besitzt der Genfer See einen steilwandigen oberen Teil und einen flachwandigen unteren. Die Form des Sees entspricht den Ausbreitungsverhältnissen des Eises. Wie wir S. 473 sahen, verlief über die präglaciale Landoberfläche zwischen den Pleijaden bei Montreux und dem Jura eine Wasserscheide in 900—1000 m, sodass sie sich von hier dem Jurafuss entlang einerseits nach Nordosten gegen Waldshut, andererseits nach Südwesten gegen die Lücke zwischen Mont Salève und Montagnes de Vuache bei Genf zu senkte. So war den Gewässern des Rhonethales der Weg nach SW vorgezeichnet. Der Rhonegletscher folgte naturgemäss in erster Reihe dieser ursprünglichen Abdachung und floss, wenn auch in grosser Mächtigkeit, so doch nur randlich über die Wasserscheide gegen Nordosten über; daher die Umbiegung des Genfer Sees aus der Nordwestrichtung in die West- und schliesslich Südwestrichtung. Die Wasserscheide, über die das Eis nach Nordosten überfloss, wurde ebenfalls erniedrigt, aber nicht in dem Mass, wie der in der Richtung des ursprünglichen Gefälles verlaufende Teil des Zungenbeckens. Auch die heutige Wasserscheide entspricht noch annähernd jener präglaciale und zu einer centripetalen Entwässerung des nordöstlichen Zweigbeckens ist es noch nicht gekommen. Zur Erhaltung der Wasserscheide dürfte sehr wesentlich beigetragen haben, dass sie z. T. aus Nagelfluh und aus dem harten Kalkstein (Urgon) eines Ausläufers des Jura aufgebaut ist¹⁾.

Der Genfer See und seine Geschichte.

Vom Genfer See (Spiegelhöhe 374 m²), Fläche 577,8 qkm³) besitzen wir eine prächtige Tiefenkarte⁴⁾, die uns die Zweiteilung des Sees deutlich zeigt. Der breite Grand

1) Vgl. geolog. Karte der Schweiz 1:100 000. Blatt XI.

2) Nach der schweizerischen Höhenangabe. Bekanntlich sind alle schweizerischen Höhendaten und daher auch alle von uns im Kapitel über die Eiszeit in der Schweiz angegebenen Höhen auf einen idealen, 376 m unter der Höhenmarke Pierre du Niton (im Hafen von Genf) angenommenen Meeresspiegel bezogen. Zur Reduktion auf den wahren Meeresspiegel ist an dieselben eine Korrektur von — 3,3 m anzubringen. Vgl. J. Hilfiker, Höhenverhältnisse der Schweiz im Anschluss an den Meereshorizont. Bern, Abteilung f. Landestopographie des schweiz. Militärdepartements, 1903.

3) Nach einer Tabelle des eidgen. topographischen Bureau.

4) Carte des sondages du Lac Léman. Réduction photographique exécutée en 1891 des sondages opérés par les ingénieurs suisses et français de 1886—89. 1:50 000. (Bureau topographique fédéral.). Aequidistanz der Kurven (Höhenlinien) 10 m. Eine Karte des gleichen Massstabes mit Tiefenlinien (Aequidistanz 10 m) enthält A. Delebecque, Atlas des lacs français. Pl. I (Ministère des Travaux publics). Vgl. ferner F. A. Forel, Le Léman. Bd. I—III, Lausanne, 1892—1903 und A. Delebecque, Les lacs français. Paris, 1898. S. 28, 352.

Lac ist eine einheitliche grosse tiefe Wanne, deren steile Wandungen alle vom See selbst modifiziert sind, mit Ausnahme der sehr steilen Abfälle bei Meillerie. Fast eben ist der in 309 m Tiefe (Meereshöhe 66 m) gelegene Boden. Der schmale Petit Lac dagegen besteht aus vier seichten Wannen von 76, 70, 70 und 50 m Tiefe, die durch flache Schwellen vom Grand Lac und voneinander getrennt sind und nur ganz flach abgeböschte Wandungen aufweisen.

Der See ist ein Becken im anstehenden Fels, der nicht nur an der Rhone gleich unterhalb Genf, sondern vor allem in 320 m Höhe, also 250 m über dem Boden des Grand Lac in der Enge des Fort de l'Ecluse zu tage tritt, in der die Rhone die erste Jurakette quert.

Dass die Bildung des Genfer Sees in die Quartärzeit fällt, haben wir oben gesehen. Die an seinen Ufern erhaltenen Ablagerungen gestatten uns, seine Geschichte etwas im einzelnen zu verfolgen.

An Stelle des heutigen Sees bestand schon vor der letzten Eiszeit ein See. Das interglaciale Drancekonglomerat, das von 530 m Höhe abwärts Deltaschichtung aufweist, dürfte in diesem interglacialen See abgesetzt worden sein, dessen Spiegel 150 m höher lag als der des heutigen. Ob sein Ende durch die Jurakette bei Fort de l'Ecluse bestimmt war oder etwa durch alte, heute geschwundene Quartäralagerungen, entzieht sich unserer Kenntnis. Andererseits war das Seeniveau mindestens auf die Höhe des heutigen gesenkt, als sich in der letzten Eiszeit während der Laufenschwankung vor dem das Becken des Sees erfüllenden Gletscher die liegenden Schotter bei Genf absetzten; denn diese weisen, soweit sie aufgeschlossen sind, d. h. bis in das Niveau des heutigen Sees, nur horizontale Schichtung auf. Der Absatz dieser Schotter und der hangenden Moränen staute den See auf, so dass beim Schwinden des Eises sein Stand höher war als heute. Rings am Ufer treten alte Seeterrassen, z. T. Uferbänke, z. T. Deltas auf, die infolge der späteren Senkung des Seespiegels über Wasser geraten sind. Sie gehören der Post-Würmzeit an, da sie auf *W*-Moräne aufruhren, und nie Moräne in ihrem Hangenden erscheint. Die höchsten zuverlässig lacustren Uferlinien liegen in 404 m Meereshöhe und 30 m über dem heutigen Seespiegel; ein tieferes System findet sich 10 m über dem See (385 m). Die grosse Breite der Terrasse von 30 m weist auf die Länge der Zeit, die zu ihrer Bildung nötig war. Damals war das aus dem Schotter und der hangenden Moräne aufgebaute Plateau des Bois de la Bâtie westlich von Genf noch nicht durch die Rhone zerschnitten. Der Genfer See besass gleichwohl, von kleinen Buchten abgesehen, im wesentlichen seine heutige Gestalt, nur dass er ins Rhonethal bis zum Riegel von St. Maurice reichte. Hier erst quert die Isolypse von 404 m den seit jener Zeit hoch aufgeschütteten Thalboden, der sichtlich dem heutigen Seeniveau angehört. Die Arve ergoss sich bei Genf nicht in die Rhone, sondern direkt in den See und lagerte hier ein ausgedehntes Delta ab, das heute 29 m über den See emporreicht und z. T. den Untergrund der Stadt Genf bildet.

Die Zeit, die die Herausbildung des unteren Systems erforderte, war zwar kürzer, aber gleichwohl lang, da die betreffende Uferbank bei Morges eine Breite von 100 m und mehr besitzt.

Aus der reichen Litteratur über die alten Uferlinien des Genfer Sees hebe ich vor allem die ausgezeichneten Darstellungen der schräg geschichteten Terrassen und des alten Arvedeltas bei Genf durch Alphonse Favre hervor (Recherches géol. dans les parties etc. voisines du Mont Blanc. I Paris 1867 S. 32—55; Descriptions géol. du Canton de Genève I. Genf 1880 S. 162—170); ferner

F. A. Forel: Le Léman I. Lausanne 1892 S. 176 (mit Litteraturverzeichnis) und in Archives des Sc. phys. et. nat. (3) XXXIV (1895) S. 85; Colladon, ebenda (2) XXXIX (1870) S. 37, XLIV (1872) S. 42, Bull. Soc. géol. (4) III 1875 S. 661 (über das Arvedelta und die 30 m-Terrasse bei Genf). Schardt in Bull. de la Soc. Vaud. des Sc. naturelles XXV S. 79—98. Vgl. auch Brückner, Salzachgletscher S. 159.

In Terrassen des Niveaus von 30 m fanden sich Reste vom Mammut, Rentier, Rind und Pferd (vgl. F. A. Forel, Le Léman, Lausanne 1892 S. 178, wo die Litteratur im einzelnen zitiert ist), dann auch Conchylien von recentem Charakter (bei Favre, Recherches etc. I Paris 1867 S. 50 aufgezählt). Eine recente Conchylienfauna fand Forel bei Morges auch in der Terrasse von 10 m (Archives (3) XXXIV S. 85).

Es existieren lokal auch Terrassen aus schräg geschichtetem Kies über dem Niveau der 30 m-Terrasse. Allein A. Favre und F. A. Forel haben, wie ich schon auf Grund meiner früheren Begehungen des Genfer Sees betont habe (a. a. o. S. 151), Recht, wenn sie dieselben im Gegensatz zu Morlot¹⁾ und Rothpletz (s. o.), denen sich kürzlich Delebecque²⁾ anschloss, als glacial betrachten und ihre Entstehung in lokalen Staubecken neben dem Gletscher annehmen. Der von Morlot vertretene Zusammenhang des Genfer Sees mit den Seen der Neuenburger Seengruppe hat nie bestanden³⁾.
Die Neuenburger Seengruppe.

Die drei Seen, die wir im nordöstlichen Zweigbecken des Rhonegletschers antreffen, sind weit kleiner und lange nicht so tief, wie der Genfer See (vgl. Siegfriedatlas Blatt 121, 133—136, 285—287, 293, 308—315, 324—326). Der Neuenburger See umfasst bei 154 m grösster Tiefe 239,6 qkm, der Bieler bei 76 m Tiefe 42,2 qkm, der Murtener bei 46 m Tiefe 27,4 qkm. Flach sind ihre Wandungen. Alle drei werden durch ganz flache unterseeische Rücken, die z. T. in der Fortsetzung überseeischer Molasse-rücken in der Längsrichtung der Seen verlaufen, schwach gegliedert.

Der Neuenburger See mit seiner Sohle in 282 m Seehöhe ist unter die Jurakalkschwelle eingesenkt, die bei Turgi im Durchbruch der Aare durch den Jura in 330 m Höhe zu tage tritt. So erscheint er als Becken im Fels, was sich für seine Nachbarn nicht erweisen lässt.

Damit soll nicht gesagt sein, dass je ein See bis Turgi reichte. A. Favre hat bei Solothurn in 452 m Höhe Seeterrassen gefunden, 20 m über dem Niveau des heutigen Bieler Sees, und daher eine frühere Ausdehnung der Seen der Neuenburger Seengruppe bis zur Endmoräne von Wangen vertreten (L'ancien lac de Soleure. Archives des Sc. phys. et nat. (3) X (1883) S. 601.) Ob diese lokalen Vorkommnisse postwürm sind und nicht vielleicht der *W*-Eiszeit angehören, sei dahingestellt. B. A e b e r h a r d t möchte mit ihnen eine von ihm als Seeablagerung gedeutete Anschwemmung der Schüss bei Biel und das Delta der Areuse bei Boudry in Beziehung bringen, die ebenfalls einen See in der Höhe von 450 m erfordern (Quaternaire du Seeland. Ebenda (4) XVI (1903) S. 96.) Nur liegt auf diesen Seeablagerungen Moräne, was für eine Existenz des Sees in einer Schwankung des Rhonegletschers vor seinem definitiven Abzug sprechen würde. Jedenfalls hielt sich das Seeniveau nur vorübergehend so hoch; so ausgedehnte Terrassen, wie sie der Genfer See aufweist, fehlen; der See wurde rasch durch Einschneiden der Aare bei Wangen, dann auch durch Zuschüttung von SW her vernichtet.

Heute wird das untere Ende des Bieler Sees z. T. durch die Anschwemmungen der Schüss bestimmt, während das weite nordöstlich gelegene Gebiet von solchen der Aare eingenommen ist. Immerhin erheben sich am Seeende die eben erwähnten älteren See-

1) Bull. Soc. Vaud. des Sc. nat. IV S. 92 und Verh. d. Schweiz nat. Ges. 1854 S. 161.

2) Annales des Ponts et Chaussées Paris. 1891 Mars.

3) Zum gleichen Resultat kommt auch Th. Biéler in Bull. de la Soc. Vaud. des Sc. nat. XXXVIII (1902) S. XLIII.

ablagerungen über das Niveau der Alluvionen; sie haben unter dem Gletscher z. T. drumlinartige Formen gewonnen.

Dass die Trennung des Bieler und des Neuenburger Sees schon in der Würm-Eiszeit angelegt wurde, zeigen die S. 558 geschilderten Rückzugsmoränen zwischen beiden Seen sowie die ausgedehnten Anschwemmungen, die die Ebene am Nordostende des Neuenburger und Murtener Sees zusammensetzen. Da Flüsse fehlen, die diese hätten aufschütten können, so dürften auch sie vor dem Gletscher bei dessen Rückzug aufgebaut worden sein. Auch die Bildung der Ebene der Broye oberhalb des Murtener und derjenigen der Orbe oberhalb des Neuenburger Sees möchte ich ans Ende der Glacialzeit setzen und dem Schmelzwasser des Rhonegletschers zuschreiben, als dieser etwa bis zur Wasserscheide von Entreroches reichte (siehe S. 558). In späterer Zeit bewirkte die kräftige Akkumulation der verwilderten Aare im Gebiet unterhalb der Seen eine weitere Stauung derselben, die ausgedehnte Moorbildungen auf den Alluvialebenen zur Folge hatte. Die Erhöhung des Seeniveaus durch Stauung hat bis in die Gegenwart angehalten. Die in den 70 er Jahren des vorigen Jahrhunderts begonnene und in den 80 er Jahren vollendete Tieferlegung der Seen um mehrere Meter hat nicht nur ausgedehnte Torflager, sondern auch römische Altertümer zu tage gefördert, die zeigen, dass noch zu Beginn unserer Zeitrechnung der Neuenburger See um mehr als 1 m tiefer stand als vor der letzten Tieferlegung.¹⁾

So stellen sich uns Bieler, Neuenburger und Murtener See als Wannen dar, die zwar in dem durch Glacialerosion gebildeten nordöstlichen Zungenbecken des Rhonegletschers liegen, gleichwohl aber in ihrer heutigen Form durch Akkumulationen bedingt sind.

Bühlstadium des Rhonegletschers.

Am Ausgang des übertieften Rhonethales treten Spuren eines Gletscherstandes tief unten an den Gehängen und an der Thalsohle auf; sie dürften dem Bühlstadium entsprechen (Siegfriedatlas Blatt 466, 467, 474—476, 483—485). Auf dem Kalksteinriegel von St. Maurice zieht beim Dorf Vérossaz ein prächtiger Endmoränenwall, nach Norden von 870 auf 750 m sich rasch senkend; in seiner Verlängerung erscheint zwischen Monthey und Colombey in 500—600 m Seehöhe die berühmte Anhäufung riesengrosser erratischer Protoginblöcke aus dem Ferret-Thal. Auch die Riesenblöcke und Moränen am Montet bei Bex möchte ich hierher rechnen; sie stammen wie der über 5000 cbm fassende Bloc monstre von der rechten Thalseite; desgleichen gehören hierher die am Ausgang der kleinen Thäler auftretenden geschichteten Ablagerungen, die, wie schon Charpentier erkannte, seitlich des Hauptgletschers infolge des von diesem ausgeübten Staus entstanden. Das Ende des Rhonegletschers dürfte ungefähr dort gelegen haben, wo heute eine Reihe wenige Meter hoher Hügel sich bei Chessel über die Alluvialebene des Rhonethales erheben; diese selbst sind freilich nicht aus Moräne, sondern aus Bergschutt zusammengesetzt und daher nicht direkt als Zeichen des Gletscherendes anzusprechen.

Vgl. hierzu J. de Charpentier, Essai sur les glaciers S. 132, 134 (Moränen bei Bex, Ollon und Yvoire), S. 136 (fluvioglaciales Delta des Hauptgletschers bei Lavey, geschichtete Ablagerungen der Seitenthäler zur Seite des Hauptgletschers), S. 139 (Granitblöcke von Monthey, deren grösster, die Pierre-du-Trésor, über 3000 Kubikmeter fasst), S. 262 (Bloc monstre, rund

1) F. Demole, Correction des eaux du Jura. Messenger boiteux de Neuchâtel 1878. S. 51.

5000 cbm, am Montet). Eine Phase, in der der Rhonegletscher bis etwas oberhalb des Genfer Sees reichte, nahm schon Venetz an; er deutete die Bergsturstrümmer zwischen Chessel und Noville als Endmoräne (Denkschriften der Schweiz. nat. Ges. XVIII 1860 S. 21, posthum, daher mit Druckfehlern in den Zahlen, wie ein Vergleich mit den Mittheilungen von Venetz im Bull. Soc. Vaud. des Sc. nat. VI [1859] S. 130 zeigt). Bei Vouvry erhebt sich nach Venetz (a. a. O.) ein Hügel von Rhonekies mit erratischen Blöcken. Dass einzelne der südwestlichen Hügel bei Chessel aus Quarzsand bestehen, die anderen freilich aus Bergsturzmateriale, beschreiben E. Favre und Schardt (Beiträge XXII Bern 1887 S. 274). Ueber die Blöcke von Monthey vgl. auch E. Renevier im Bull. de la Soc. Vaud. des Sc. nat. XII (1877) S. 105. M. Lugeon schon nahm den Zusammenhang der Moräne von Vérossaz mit der Blockmasse von Monthey an (Bull. Services de la carte géol. de France VII 1895/96 S. 440).

Uebertiefung der Mündung des Arvethales.

Wie Marcel Bertrand¹⁾ dargethan hat, fällt das untere Arvethal mit einer grossen tektonischen Störung zusammen. Nichtsdestoweniger ist es in seiner heutigen Form durchaus ein Erosionsthal: trichterförmig ist seine Mündung ins Vorland und deutlich trägt sie die Züge der Uebertiefung (vgl. Blatt 160^{bis}, Annecy, der Carte topographique de l'Etat majeur und der Carte géologique détaillée de la France.) Die trichterförmige Mündung umfasst die weite, z. Th. versumpfte, bis zu 4,5 km breite Niederung von Bonneville, die thalauwärts bei Cluses genau ebenso durch eine Felsschwelle begrenzt wird, wie das untere Rhonethal durch die Schwelle von St. Maurice, und sich von 480 auf 440 m senkt. Als Höhe der präglacialen Thalsole ergibt sich bei Cluses 900 m, bei Bonneville 850 m, am Südostfuss des Salève 800 m. Ein um 250—300 m tieferes Thalniveau markieren die Stufenmündungen der Seitenflüsse.

Links und rechts der Niederung von Bonneville dehnen sich Terrassenflächen, so am Westfuss des Môle bei Faucigny und an seinem Nordfuss bei St. Jeoire in 900—1000 m Höhe, so am Südgehänge des Thales südlich von Bonneville in rund 1000 m, ebenso hoch bei Mont Saxonnet weiter aufwärts, sowie links und rechts des Durchbruches der Arve bei Cluses. Die rund 200 qkm umfassende ausgedehnte Hochfläche von La Chapelle-Rambaud südöstlich des Mont Salève zwischen diesem und den Alpen ordnet sich in dieses Niveau; sie besteht aus Molasse mit z. Th. mächtiger Moränenbedeckung. Letztere erreicht nach G. Maillard (Bull. Service carte géol. de la France I Nr. 6 S. 4) oft 200 m. Es liegt hier ein altes durch Moränen ganz verbautes Thalstück vor, dessen Molasseuntergrund der Höhe des präglacialen Thalbodens entspricht. Das tiefere Niveau zeigen die Gefällsverhältnisse der Borne, des Bronze-Torrent und des Boren-Torrent an, desgleichen auch der tiefere Theil der Hochfläche von Faucigny.

Bühlstadium des Arvegletschers.

In grossartiger Weise sind im Bereich des übertieften Arvethales die Ablagerungen des Bühlstadiums des Arvegletschers entwickelt. Das Becken von Bonneville, sichtlich ein verschütteter See, wird thalabwärts von einer prächtigen Moränenzone umgeben. Besonders der den linken Saum der Gletscherzunge markierende Moränenwall ist gut erhalten. Er zieht von St. Laurent (635 m) über La Roche und Cornier und krümmt sich von hier über Boringe, um die Arve gegen Nangy zu überschreiten; er besteht grösstentheils aus mächtigen Kalksteinblöcken (Urgon), die durch den Bornegletscher dem Arvegletschers zugeführt worden sind. Auf der trostlos sterilen Hochfläche südlich von Boringe, der Plaine des Rocailles (470—500 m), bilden sie geradezu ein Felsenmeer. Blöcke krystallinischer Gesteine sind selten. Das rechte Ufer des Arvegletschers wurde durch die Höhen bei Faucigny gebildet. Eismassen drangen über den Sattel von Chatillon (ca. 700 m) sowie durch das Thal des Giffre und vereinigten sich hier

1) Bull. services de la carte géol. de la France IV 1892/3.

mit dem Eis des Giffregletschers, dessen Zunge nordöstlich den Môle umging und bis über St. Jeoire hinausreichte. Die Wasserscheide von La Tour (650 m) besteht hier aus Moränen. Einen etwas grösseren Stand markieren die Moränen der Hochfläche von Faucigny selbst, die gegen Monthoux hin ziehen. Sie halten den Feron und die Menoge ab, sich direkt mit der Arve zu vereinigen. Zwischen der Akkumulationsebene von Bonneville und dem Kamm der grossen Ufermoräne von La Roche finden sich Moränenwälle, die einen etwas kleineren Gletscherstand zeichnen.

Ueber die Moränen des Arvethales vergleiche vor allem die Schilderungen von A. Favre (Recherches géologiques . . . du Mont Blanc I, Paris 1867 S. 141—153); ferner G. Maillard in Bull. Services de la Carte géol. de la France I No. 6 1889 S. 5 u. 48, besonders über die grosse schon 1843 von M. Guyot (Bull. Soc. des Sc. nat. de Neuchâtel I S. 19) beschriebene Ufermoräne von La Roche. Die unter Moräne auftretenden Schotter am unteren Giffre schildert Jaccard. (Bull. Serv. Carte géol. de la France III 1892/93 S. 352).

Von besonderer Wichtigkeit ist, dass an diesen Endmoränen ausgedehnte Felder von Arvekies entspringen, die trefflich am Nordende des Salève an der Arve zu sehen sind¹⁾. Arvekies setzt, von den Moränen bei Boringe abfliessend, die ebene Hochfläche beim Dorf Reignier (470 m) und bei Arthaz (480 m) zusammen; er führt z. T. noch gekritzte Geschiebe. Übertagt werden diese Felder von dem aus etwas älterer Moräne und Fels zusammengesetzten Plateau von Pont-Notre-Dame (494 m auf den schweizerischen Nullpunkt bezogen). Links und rechts desselben treten im Arvethal wie im Thal der Menoge Terrassen aus Arvekies auf, die thalabwärts in das ausgedehnte Schotterfeld von Annemasse (439 m) ausgehen; der Arvekies lässt sich von hier fast ununterbrochen bis Genf verfolgen, wo er in das oben geschilderte Arvedelta übergeht. Scharf sticht seine moränenfreie Oberfläche von dem Moränengelände des Kantons Genf ab, in das er eingelagert ist. Das Gefälle dieser Terrassen beträgt in gerader Linie gemessen, also ohne den Krümmungen des Flusses zu folgen, von Boringe bis Annemasse 7‰ , von hier bis Genf $4\frac{1}{2}\text{‰}$, entspricht also dem, was wir an Übergangskegeln zu finden gewohnt sind. Durch Verfolgen dieser Terrassen ergibt sich uns, dass der hohe Stand des Genfer Sees, der die 30 m-Terrassen entstehen liess, in die Zeit des Bühlstadiums fällt.

Übertiefung des Aarethals.

Gewunden verläuft das untere Aarethal. Während dasselbe im Bereich des Briener Sees ein Längsthal ist, wird es im Thuner See zum Querthal; es folgt hier einer wichtigen geologischen Linie: die Gebirgsmassen rechts und links entsprechen einander nicht. Gleichwohl ist es ein Erosionsthal, das deutliche Spuren der Übertiefung, gepaart mit einer Trichterform der Mündung, aufweist. Die kleinen Seitenthäler münden stufenförmig ein. Gleichsohlig oder doch nahezu gleichsohlig mündet nur das Thal der Lutschine, das dem Aaregletscher die mächtigen Eismassen der Nordseite der Jungfrau-Gruppe zuführte, ferner das einst ebenfalls stark vergletscherte Kanderthal. Das Simmenthal besitzt dagegen eine Riegelmündung: Quer an seinem Ausgang erhebt sich die Burgfluh auf 900 m. Die Übertiefung setzt sich bis ins Alpenvorland hinaus fort; das beckenförmig erweiterte Aarethal wird hier links und rechts von ausgedehnten plateauartigen Molassehöhlen begleitet, die sich 350—450 m über die heutige, sich von 560 m bei Thun auf 510 m oberhalb Bern senkende Thalsohle erheben und gegen die Alpen hin

1) Vgl. A. Favre, Description géol. du canton de Genève I Genf 1880 S. 172, 177.

deutlich ansteigen (siehe S. 472). Bei Worb unweit Bern in rund 900 m gelegen, findet sich ihre Oberfläche bei Thun in 1050 m. Mit allmählichem Anstieg lässt sich diese alte Landoberfläche bis in das Herz des Gebirges hinein verfolgen. Wir haben es hier mit dem präglacialen Thalboden zu thun, in den das heutige Aarethal, wenn wir die Sohle des Thuner Sees (Tiefe 217 m) berücksichtigen, rund 700 m tief eingesenkt ist.

Das übertiefte Aarethal stellt sich uns als das Zungenbecken des Aaregletschers dar; es endigt dort, wo der Aaregletscher endigte. Die S. 557 erwähnte letzte Rückzugsmoräne markiert thalabwärts seinen Abschluss. Doch ist dieser keineswegs durch Moränenanhäufung bedingt. Es liegt vielmehr die Oberfläche der Molasse im Bereich der Stadt Bern erheblich höher, als die heutige durch Akkumulation hochaufgeschüttete Sohle des Aarethals oberhalb Bern. Die erweiterte Mündung des Aarethales markiert sich sonach als Becken im anstehenden Fels.

Die Oberfläche der Molasse bei Bern ist freilich zum guten Teil unter Quartär verborgen. Dass sie uneben und mehrfach von schmalen, z. T. steilwandigen, nachträglich durch Glacialbildungen verschütteten Thälern durchzogen war, lehren die Erfahrungen bei den grossen Neubauten der letzten Zeit in Bern (vgl. hierüber auch Baltzer, Beiträge XXX S. 30). Gleichwohl beweisen die zahlreichen Entblössungen der Molasse im Aarethal und ihr Zutagetreten in den höher gelegenen Teilen der Stadt, dass die beckenförmige Erweiterung des Aarethales in der Molasse, auch wenn man das Quartär weggehoben denkt, bei Bern nicht mehr in gleicher Tiefe und Breite vorhanden ist, wie weiter oberhalb.

Das Zungenbecken des Aaregletschers ist lang und schmal, ähnlich wie der Zürichsee als Zungenbecken des Linthgletschers. Seine grösste Breite (10 km) besitzt es bei Thun, nordwärts verschmälert es sich. Centripetale Wasserläufe treten der Schmalheit wegen zurück; nur der von Konolfingen auf 12 km direkt den Alpen zufließende Kiesenbach zeigt im Grossen Centripetie.

Aus der Sohle des Zungenbeckens heben sich einzelne Felshügel hervor, so der kleine Burghügel bei Iseltwald (584 m), dann bei Spiez der Hondrich (851 m), die Burgfluh (650 m), der Spiezberg (683 m) und der Zwieselberg (834 m), alle aus Trias bestehend. Weit bedeutender ist im nördlichen Teil des Zungenbeckens der über 15 qkm umfassende tafelförmige Belpberg (894 m), der vom Längenberg durch das 1 km breite, ebene, stark vertorfte, gleich hoch wie das Aarethal gelegene Gürbethal getrennt ist. Zur Zeit des Maximums der Würm-Vergletscherung waren selbst seine höchsten Teile unter einer freilich kaum 100 m dicken Eisschicht begraben, während die Eismassen links und rechts mindestens 450 m mächtig standen; bald nach Beginn des Rückzuges aber teilte sich der Aaregletscher an ihm in zwei Arme, die sich unterhalb wieder vereinigten.

Das Zungenbecken des Aaregletschers gliedert sich durch z. T. sehr unregelmässig gestaltete Querswellen in drei Teile: Das sogenannte Bödéli, auf dem Interlaken liegt, trennt den Briener vom Thuner See, eine wellige Hügelzone den letzteren von der nördlich gelegenen, bis an die Berner Moränen herantretenden Niederung des Belpmooses. Beide Schwellen sind glacialen Ursprunges; die eine entstand während des Bühlstadiums, die zweite wurde wahrscheinlich während des Gschnitzstadiums angelegt.

Bühlstadium des Aaregletschers.

Westlich und nordwestlich des Thuner Sees erstreckt sich das Moränengebiet von Amsoldingen, das Desor Veranlassung gab, seinen Begriff der Moränenlandschaft zu

prägen¹⁾ (Siegfriedatlas Blatt 338, 339, 352—355). Bei Gwatt dem Thuner See noch unmittelbar benachbart, entfernt sich der 2 bis 5 km breite Moränengürtel westwärts vom See, um bei Seftigen-Uttigen sich leicht ostwärts zu krümmen und gegen Thungschneit über die Aare zu setzen. Nach Norden schliesst sich, doch mit weit ruhigeren Zügen und wohl erheblich älter, das Moränengebiet von Gerzensee am Fuss des Belpberges an. Es dürfte sich zwischen dem Gürbenthal- und dem Aarethalarm des Aaregletschers gebildet haben, als dieser sich von den Berner Moränen zurückzog.

Zusammensetzung und Rückenform charakterisieren die Moränen von Amsoldingen als Endmoränen. Es lassen sich drei Endmoränenzüge, jeder aus mehreren Wällen zusammengesetzt, unterscheiden, zwischen denen peripherische Thälchen verlaufen: das heute nicht mehr einheitlich entwässerte Stockenthal, das Thal des Wahlenbaches und das des Glütschbaches, welches einst die Kander beherbergte, die bis 1714 unterhalb Thun in die Aare mündete²⁾. Der erstgenannte Thalzug folgt der Aussenseite des zusammenhängenden Moränengebietes. Doch treten bei Reutigen in 700 m sowie bei Poleren und bei Blumenstein in 756 m Reste von Moränenwällen auch westlich dieses Thalzuges am Fuss der Stockhornkette auf.

Thalaufwärts scharen sich die Moränenzüge und bauen z. T. den sich südostwärts allmählich immer mehr erhebenden Rücken von Strättligen und Aeschi auf, der das Kanderthal vom Thal des Thuner Sees trennt. Die mächtigen Moränen sind zwischen Aare- und Kander-gletscher den aus dem Thalgrund auftauchenden niedrigen Triasrücken an- und aufgelagert. Am rechten Thalgehänge des Thuner Sees gehören möglicherweise die Moränen auf Beatenberg (1000—1200 m), weiter thalabwärts sicher diejenigen bei Sigriswil und nördlich von Steffisburg hierher. Auf die Mittellinie des Thales bezogen ergibt sich das Gefälle der Gletscheroberfläche aus dem Fall der Moränen zwischen Aeschi-Ried (1000 m) und Thungschneit (600 m) auf eine Strecke von 18 km zu 22 ‰.

Berücksichtigen wir die Lage der Thuner Moränen zu den 25 km entfernten Moränen bei Bern, so drängt sich auf, dass hier dasselbe Verhältnis besteht, wie wir es nun schon so oft zwischen den Moränen des Bühlstadiums und denen der Würmvergletscherung festgestellt haben. Ich möchte daher die Thuner Moränen dem Bühlvorstoss zurechnen. Sie sind gleich alt, wie die S. 539 geschilderten Moränen des Armes des Aaregletschers, der über den Brünig zum Vierwaldstättersee übergeflossen war.

Interglaciales Delta an der Kander am Thuner See.

Im Liegenden dieser Endmoränen erscheinen zunächst horizontal, in tiefen Lagen aber nach Deltaart schräg geschichtete Kiese³⁾, so besonders in der Schlucht, in der die Kander heute dem Thuner See zueilt. Hier findet sich unter Endmoräne horizontale Aare-Kies, 5—12 m mächtig, darunter 30—35 m Deltakies der Simme, zum See fallend,

1) Le paysage morainique, son origine glaciaire. Paris und Neuchâtel 1875. Mit Karte des Moränengebietes von Amsoldingen. Schilderungen dieser Moränen siehe ferner bei J. Bachmann, Die Kander. Bern 1870 und bei A. Baltzer, Der diluviale Aaregletscher. Beiträge XXX Bern 1896 S. 14, 73. Eine Kartierung derselben nahm 1902 Fräulein H. Wiszwianski vor (noch nicht veröffentlicht).

2) Über die künstliche Ableitung der Kander in den Thuner See und die grosse Erosionsleistung derselben siehe Brückner, Geschwindigkeit der Gebirgsbildung und der Gebirgsabtragung. Himmel und Erde VI (1893) S. 13.

3) Zuerst von Morlot als Delta erkannt. Mitt. Berner nat. Ges. 1855 S. 78. Vgl. ferner C. Brunner von Wattenwyl in Neue Denkschr. schweiz. Nat. Ges. XV (1857) S. 26 und J. Bachmann, a. a. O. S. 48 und Karte.

und in dessen Liegendem schwärzliche Grundmoräne¹⁾. Die Deltaschichten sind auf einer Fläche von mehreren Quadratkilometern zu konstatieren. Ähnlich ist das Profil von Thungschneit an der Aare, wo auch im Liegenden der Endmoräne ein nach NW fallender, grösstenteils aus Tertiär-Nagelfluh stammender Schotter auftritt²⁾.

Bei der Ausdehnung der Delta-Ablagerungen³⁾, die einen Wasserstand in rund 600 m Höhe anzeigen, kann die Annahme eines Absatzes derselben in lokalen Stauseen nicht wohl Platz greifen. Man muss vielmehr auf einen alten, weit höher stehenden Thuner See schliessen, welcher in der Zeit vor Ablagerung der hangenden Moräne be-

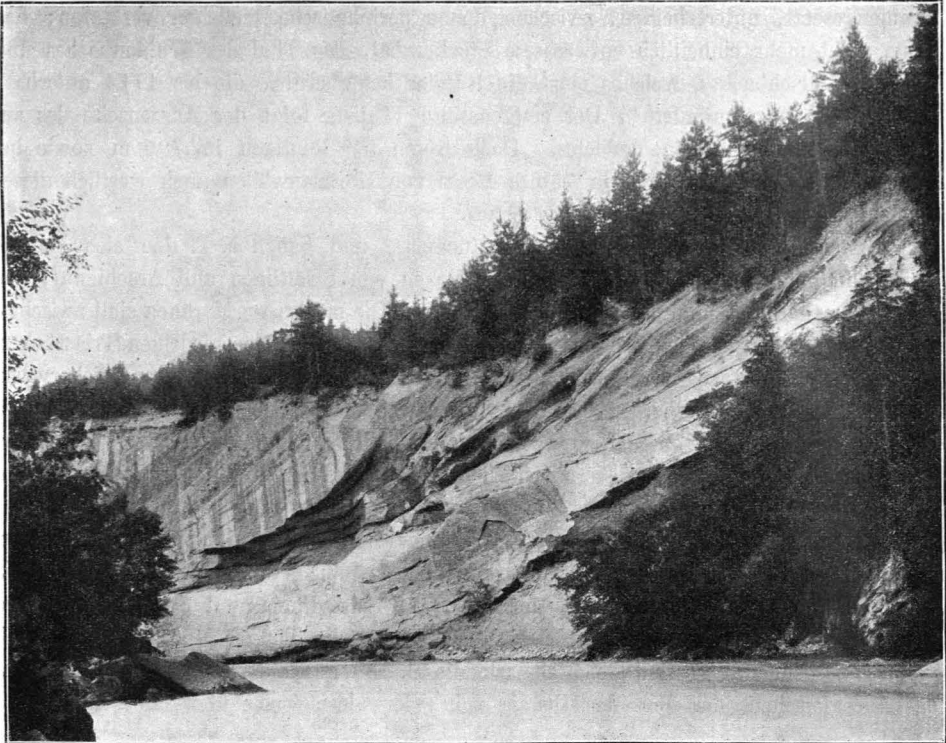


Fig. 77. Das interglaciale Delta in der Kanderschluft am Thuner See.

Nach einer Photographie von Ed. Brückner.

Die Deltaschichten zeigen das Verflachen des Fallens mit zunehmender Tiefe. Über denselben liegt hier grober horizontaler Kies. Die hangenden Bühlmoränen sind an dieser Stelle nicht sichtbar.⁴⁾

stand. Genau lässt sich das Alter des Deltas aus den Lagerungsverhältnissen nicht bestimmen. Da wir die Thuner Moränen als Moränen des Bühlvorstosses gedeutet

1) Einzelheiten siehe bei E. Zollinger, Zwei Flussverschiebungen im Berner Oberland. Basel 1892. 4^o S. 14 ff.

2) Vgl. Baltzer a. a. O. S. 15.

3) Zollinger erwähnt noch andere schräg geschichtete Schotter, die ich nicht besucht habe. Der von ihm S. 15 als Kanderdelta bezeichnete Kies am Westende des Hunderich gehört nicht hierher; er selbst bezeichnet ihn S. 24 eher als Schutzkegel, denn als Delta.

4) Sichtbar sind dieselben auf der in der Zeitschrift „Himmel und Erde“ VI, 1893, S. 15 nach einer Photographie von Ed. Brückner wiedergegebenen Gesamtansicht der Kanderschluft.

haben, so könnte man geneigt sein anzunehmen, dass es erst nach der Würm-Eiszeit, aber vor dem Bühlvorstoss entstanden sei, also der Achenschwankung angehöre; in die gleiche Zeit gehörte dann auch der See, in dem das Delta sich ablagerte. Allein manches spricht doch gegen ein so junges Alter des Deltas. Da Morlot auf dem Konglomerat an einer Stelle einen Gletscherschliff beobachtete (a. a. O.), so war es schon verfestigt, als der Bühlvorstoss erfolgte, was auf eine bedeutende Länge des seit Absatz des Konglomerates verstrichenen Zeitraums weist. Das beweisen auch die zahlreichen Blöcke des Konglomerates in den Moränen von Amsoldingen¹⁾. Vor allem fehlen in dem ausserhalb der Bülmoränen gelegenen Gebiet des Belpmooses südlich von Bern Spuren eines Sees mit einem Spiegel in 590—600 m Höhe; auch würden die Endmoränen von Bern wohl einen See in 560 m, aber keinen in 590—600 m haben aufstauen können. Das veranlasst uns, mit Zollinger das Delta als interglacial anzusprechen.

Dass der See nicht unmittelbar vor oder während der Würm-Eiszeit existierte, lehren horizontale Schotter, die an manchen Stellen, so zwischen Münsingen und Tägertschi, im Liegenden der Würm-Moränen unter dem durch das alte Delta an der Kander markierten Niveau erscheinen, und die ich der Laufschwankung zurechnen möchte. Schräg geschichtete Kiese ohne hangende Moränen zeigen sich mehrfach auch an den Gehängen des Beckens des Belpmooses, z. B. bei Belp bis 550 m emporgehend; doch dürften sie neben dem Gletscher in Stauseen abgesetzt worden sein.

Zollinger hat (S. 26) versucht die Zeit, die zur Bildung des zwischen den Moränen gelegerten Deltas an der Kander notwendig war, zu bestimmen. Er kommt auf 3000 Jahre.

An der Sohle der horizontalen Kiesmassen erscheint am rechten Gehänge des Glütschbälchens in 600 m Höhe eine dünne Lage Schieferkohlen (vgl. B. Studer, Monographie der Molasse. Bern 1825; Zollinger a. a. O. S. 27); sie gehören ins Hangende des Deltas. Die Kohle ist dünn-schiefrig und enthält breitgepresste, braunschwarze Stamm- und Aststücke, wie noch 1896 zu sehen war. Eine genaue paläontologische Untersuchung ist noch nicht erfolgt. Die Analogie mit den Kohlen von Uznach liegt auf der Hand. Bei Thungschneit fanden A. Favre und J. Bachmann im Liegenden der schrägen Kiesschichten in einem blauen und gelblichen Mergel flach gepresste Baumstämme mit Süswasser-Conchylien (Limnen und Planorben; vgl. A. Favre, Description géol. du Canton de Genève I S. 84). Sie dürften am Boden des Sees zum Absatz gekommen sein.

Zollinger, dessen ausgezeichnete Beobachtungen ich überall bestätigen konnte, schliesst auf verschiedene Verlegungen des Kander- und Simmenlaufs. Dass beide Flüsse vor der Ablagerung der Strättligen Moräne in den Thuner See mündeten, hat er nachgewiesen. Er nimmt aber auch an, dass in der Präglacialzeit Kander und Simme das Stocken- und Gürbethal westlich des Belpberges benutzten, während die Aare schon das heutige Aarethal durchfloss. Beweise lassen sich dafür nicht beibringen, wohl aber dagegen; ein Parallellaufen von zwei so grossen Flüssen wie Kander-Simme und Aare auf einer Strecke von 30 km und bei nur 3 bis 5 km Abstand findet heute nur da statt, wo Flüsse durch Akkumulation abgelenkt werden, sehr selten aber in Thälern, die in Erosion begriffen sind. Die Entstehung des Gürbethals lässt sich daher nicht wohl der Kander zuschreiben; es dürfte hier vielmehr ursprünglich ein kleineres Seitenthal bestanden haben, das nachträglich durch Gletschererosion umgestaltet und geöffnet wurde. — Seine Anschauung über die Entstehung des interglacialen Deltas an der Kander hat Zollinger 1896 (*Eclogae geologicae Helvetiae* V S. 45) dahin präcisirt, dass jene Massen unmittelbar am Schluss der vorletzten Eiszeit als „obere Glacialshotter“ auf der liegenden Moräne abgesetzt worden seien, die hangenden horizontalen Schotter dagegen beim Herannahen des Gletschers, der die Strättligen-Moräne aufschüttete. Mit letzterem hat Zollinger für die unter den Moränen liegenden und in diese übergehenden hangenden Schotter Recht. Das Delta hingegen ist Kies der Simme und daher doch wohl nicht mit Gletschern — es kann sich nur um Kander- oder Aaregletscher handeln — in Zusammenhang zu bringen. — Zollingers Abhandlung von 1892 liegt der Arbeit von Du Riche Preller (*Quarterly Journal Geol. Soc. London* LI 1895 S. 378) zu Grunde; dieser setzt das Deltakonglomerat in die erste Interglacialzeit und rechnet es dem Pliocän zu.

1) Auch von J. Früh beobachtet (Bericht der St. Galler nat. Ges. für 1894/95 S. 379).

VIII. Das Moränengebiet des schweizerischen Mittellandes: Zusammenfassung.

Wir haben unseren Gang durch die Moränengebiete der schweizerischen Gletscher beendigt und wollen nun einige allgemeine Ergebnisse zusammenfassen, teils solche, die sich auf schon geschilderte Einzelthatsachen stützen, teils solche, die wir, um uns nicht zu wiederholen, bei den Einzelschilderungen übergangen haben.

Stratigraphische Ergebnisse, Schneegrenze.

Allgemeiner petrographischer Charakter der Moränen des schweizerischen Mittellandes. Fossilfunde im Zusammenhang mit Glacialbildungen. Interstadiale Schieferkohlen. Die interglacialen Schieferkohlen von Dürnten und Wetzikon. Interglaciale Pflanzenreste von St. Jakob an der Birs bei Basel. Interglaciales Alter des schweizerischen Löss. Kongruenz der Oscillationen der schweizerischen quartären Gletscher. Schneegrenze der Würm-Eiszeit. Schneegrenze der Rückzugphasen und der Stadien. Schwankungen der Waldgrenze und der Schneegrenze in der Quartärzeit.

Allgemeiner petrographischer Charakter der Moränen des schweizerischen Mittellandes.

Charakteristisch ist für die Endmoränen der schweizerischen Gletscher im Gegensatz zu denen der Ostalpen die starke Beimengung von eckigem Obermoränenmaterial. Das gilt besonders von den jüngern Moränen, so von den Endmoränen des Bühlstadiums am Reuss-, Aare-, Rhone- und Arvegletscher, dann auch von den letzten Rückzugsmoränen der Würm-Vergletscherung, weniger von den äussersten Jung-Endmoränen und den Altmoränen. Man kann sich des Eindruckes nicht erwehren, dass mit Abnahme des Grades der Vergletscherung das Obermoränenmaterial zunimmt. Das leuchtet auch ein: je tiefer die Gletscheroberfläche in den Thälern des Gebirges stand, um so eher konnten Schuttmassen auf die Gletscheroberfläche fallen, ohne der Untermoräne einverleibt zu werden. Für die grössere Häufigkeit eckigen Materials auch in den äussersten Endmoränen im Vergleich zu den Ostalpen ist die grössere relative Höhe und vor allem die grössere Steilheit der Umrandung der schweizerischen Alpenthäler verantwortlich zu machen.

Mit den gleichen Ursachen hängt die grosse Zahl von riesenhaften erraticen Blöcken¹⁾ zusammen, die in Erstaunen setzt, wenn man aus den Moränengebieten der Ostalpen kommt. Blöcke von den Dimensionen derer, wie sie L. von Ammon jüngst aus den Moränen des Isargletschers bei München als besonders gross abgebildet hat²⁾, finden sich in der Schweiz in grosser Zahl und gelten noch nicht als bemerkenswert. Unser Vollbild S. 552 zeigt uns den der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft gehörenden grossen erraticen Arkesinblock von Steinhof auf der äussersten Jung-Endmoräne des Rhonegletschers bei Herzogenbuchsee. Er ist durch den Gletscher aus dem südlichen Wallis etwa 200 km weit von seiner Heimat verschleppt worden. Er misst rund 2000 Kubikmeter und wiegt 5000 Tonnen. Heute ist die Zahl der grossen Blöcke gegen früher bedeutend verringert, weil viele für Bauzwecke verbraucht worden sind³⁾; es kommt vor, dass in einem einzigen Block ein ganzer Steinbruch angelegt ist, wie z. B. bei Monthey in manchen Blöcken der Bühlmoräne des Rhonegletschers (siehe S. 571).

1) Vgl. z. B. die Blockverzeichnisse von J. Bachmann in den Mitt. der Berner naturf. Gesellschaft 1870 S. 32, von Mühlberg in Mitt. Aargauer Nat. Ges. I, 1878, S. 93, von Falsan und Chantre, Terrain erratique etc. Bd. I u. A.

2) Über Conchylien aus Münchener Schotterablagerungen und über erratiche Blöcke. Geognostische Jahreshefte 1901 XIV, S. 1, München 1901.

3) Schon J. de Charpentier klagt 1841 darüber (Essai sur les glaciers S. 151.)

Eine vom Standpunkt der Frage nach der Gletschererosion nicht unwichtige Tatsache ist der oft ausserordentlich grosse Gehalt der Moränen an Quarzsand. Dieser stammt aus der Molasse. Im Kanton Freiburg z. B. finden sich überaus mächtige Sandmassen, Kiesschmitzen mit gekritzten Geschieben enthaltend, so bei Schmitzen.

Schon Chavanne (Bull. Soc. Vaud. des Sc. nat., XVII, 1880, S. VI) und Gilliéron (Beiträge XVIII S. 424) haben auf die Aufarbeitung der Molasse durch den Gletscher aufmerksam gemacht, die aus diesem Sandreichtum hervorgeht, desgleichen Mühlberg (Boden von Aarau. Festschrift 1896 S. 46) und Baltzer (Beiträge XXX S. 58), wiewohl letzterer geradezu von Sandmoränen spricht.

Man sollte meinen, dass heute an der glacialen Entstehung der Moränen mit ihren erratischen Blöcken und gekritzten Geschieben niemand mehr zweifelt. Gleichwohl hat Stanislas Meunier kürzlich die Vergletscherung des schweizerischen Mittellandes bestritten (Études géologiques sur le terrain quaternaire du Canton de Vaud. Bulletin de la Soc. naturelle d'Autun IV 1902, 58 S.). Er erklärt die Entstehung gekritzter Geschiebe, deren er einige prächtige abbildet, durch Verschiebungen und Sackungen lockerer Schuttmassen an Ort und Stelle, durch „Dénudation souterraine“. Wir brauchen auf seine Ausführungen nicht einzugehen.

Fossilfunde im Zusammenhang mit Glacialbildungen.

Wir sehen davon ab, alle Funde von einzelnen Knochen vom Mammut, Ren etc. aufzuführen¹⁾, die im Zusammenhang mit Moränen gemacht worden sind, und begnügen uns mit einer kurzen Schilderung der durch ihre Lagerung oder ihren Charakter bedeutsamen Vorkommnisse.

Unmittelbar auf Moränen, ja z. T. in deren obersten Schichten eingeschaltet, treten Reste der Pflanzen und Tiere auf, die am Gletscherende lebten. Besonders die ersteren sind wichtig, weil wir unter ihnen hochnordische und hochalpine Formen treffen.

Wir zählen hier die Vorkommnisse von fossilen Glacialpflanzen in der Schweiz auf; alle wurden an der Sohle von Torfmooren in Süsswasserthon unmittelbar über Moräne gefunden. (Vgl. die zusammenfassende Darstellung bei C. Schröter, Die Flora der Eiszeit. Neujahrsblatt der Naturf.-Ges. Zürich auf 1883; ferner A. G. Nathorst, Vorkommen fossiler Glacialpflanzen. Bihang till k. svenska Vet.-Akad. Handlingar XVII Afd. III 1892 No. 5; M. Jerosch, Geschichte und Herkunft der schweizerischen Alpenflora. Leipzig, 1903. S. 37.)

1. Krutzelried (450 m) bei Schwerzenbach am Greifensee, auf der letzten Rückzugsmoräne des Linthgletschers. Nathorst fand im Thon: *Dryas octopetala*, *Betula nana*, *Salix polaris*, *S. reticulata*, *S. retusa*, *S. myrtilloides*, *S. hastata*, *Azalea procumbens*, *Polygonum viviparum*, *Arcto. staphylos uva ursi*, *Myriophyllum* sp.; Neuweiler (Beiträge zur Kenntnis schweizerischer Torfmoore. Vierteljahrsschrift d. Naturf.-Ges. Zürich XLVI 1901) fand ausserdem *Phragmites communis*, *Potamogeton filiformis*, *P. natans*, sowie verschiedene Moose. Erst in den höhern Thonschichten stellen sich Birke, Erle und Buche ein.

2. Schönenberg (720 m), Kanton Zürich, auf der letzten Rückzugsmoräne des Linthgletschers: *Betula nana* (Schröter).

3. Bonstetten (530 m), Kanton Zürich, im Bereich der Endmoräne der vorletzten Rückzugsphase des Reussgletschers: *Betula nana* (Schröter).

4. Hedingen (ca. 500 m), ebenda gelegen: *Dryas octopetala*, *Betula nana*, *Salix herbacea*, *Salix* sp., *Myriophyllum*, *Potamogeton* (Nathorst).

5. Wauwil (520 m), innerhalb der äussersten Jung-Endmoräne des Reussgletschers: *Betula nana* (Nathorst).

Manche Fossilfunde, die als glacial angegeben werden, sind es sicher nicht, sondern verdanken ihre Lage in Moränen nur Abrutschungen, wie das E. Renevier für den „interglacialen Torf mit Bäumen“ von Hermence am Genfer See dargethan hat (Bull. Soc. Vaud. des Sc. nat. VII S. 253). Das dürfte auch für die in „Glacialbildungen“ gelagerten Buchenblätter gelten, die M. Lugeon in der Schlucht der Paudèze fand (Archives des Sc. phys. et. nat. (3) XX 1888 S. 577).

1) Vgl. die zahlreichen Arbeiten von Rütimeyer, die im Auszug in der Revue géologique suisse in den Archives des Sc. phys. et nat. wiedergegeben sind.

Am Rande der Gletscher lebte das Murmeltier¹⁾. Aufsehen erregt hat der Fund einer Mammutherde von mindestens 5 Individuen und eines Mammutfötus, der 1890 bei Niederwenigen in 460 m Meereshöhe an der Westgrenze des Kantons Zürich, nordöstlich von Baden, gemacht wurde²⁾. Leider lässt sich über das Alter der Fundschicht nichts weiter sagen, als dass sie jünger ist als die äusserste Jung-Endmoräne. Fauna und Flora gestatten zwar die Annahme eines kälteren Klimas, wie bezüglich der Flora C. Schröter betont, verlangen sie aber nicht. Jedenfalls darf der Fund nicht in die Zeit des Maximums der Würm-Vergletscherung verlegt werden, da in der Fundschicht Baumstämme vorkommen, sondern erheblich später, vielleicht in die Achenschwankung.

Die Fundstelle liegt im Thälchen der Surb, ausserhalb der äussersten Endmoräne des Linthgletschers, die in 3,6 km Entfernung bei Dielsdorf das Thal quert. Dass die Fundschicht (Torf) ins Hangende des von dieser Endmoräne abfliessenden Glacialschotters gehört, ist nach ihrer Lage wohl sicher, obgleich ein Kontakt nicht beobachtet ist. Im Hangenden des Torfes erscheint über wenig mächtigem Lehm Kies, der, wie einzelne undentlich gekritzte Geschiebe lehren, z. T. den benachbarten Moränen — Altmoränen kleiden die Gehänge hier vielfach aus — entstammt; Heim, Mühlberg und DuPasquier betonen (siehe bei Lang a. a. O.), dass es sich nicht um Moräne in situ handelt.

Ausser Mammut fanden sich Wolf, Wasserratte (*Arvicula amphibius* Desm.), Bison spec. (*americanus*?), Pferd, Grasfrosch (*Rana temporaria* L.), Flügeldecken von *Donacia*. — Die von C. Schröter untersuchten Pflanzenreste aus dem Torfmoor ergaben: *Menyanthes trifoliata* L., *Scirpus pauciflorus* Lightf., *S. caespitosus* L., *Potamogeton acutifolius* Link., *Salix* spec., *Iris Pseudacorus* L., *Picea excelsa* Link, *Betula* spec.

Interstadiale Schieferkohlen.

Wir haben S. 531 und 563 f. die Pflanzenreste der Schotter im Liegenden der Moränen von Uznach und Wangen, von La Côte (Signal de Bougy) und in der Dranceschlucht aufgeführt. Es erübrigt, hier noch einige andere Vorkommnisse zu schildern.

Bei Grandson am Neuenburger See, nordwestlich des Ortes, findet sich ein 1—2 m mächtiges Flötz von Schieferkohlen. Renevier konnte über die Lagerungsverhältnisse in der nicht mehr sichtbaren Schürfung nur feststellen, dass im Hangenden, wie im Liegenden Glacialbildungen auftreten³⁾. Nach Paul Jaccard⁴⁾ ruht die Schieferkohle auf einer Lage Seekreide, in der keine Pflanzenreste gefunden wurden. Wir befinden uns hier im Bereich der Ablagerungen einer Rückzugsphase des Rhonegletschers, der sonach die hangende Moräne zugerechnet werden dürfte.

Die Kohlen enthielten nach Paul Jaccard zwei Stammstücke von *Alnus glutinosa* Gärtn., 70 cm lang und 20 cm breit, ausserdem grössere Stammfragmente von *Picea excelsa* Link. Ferner fanden sich vor *Salix* sp., *Abies pectinata* L., *Vaccinium* sp., *Carex*, *Equisetum limosum* L., *Hypnum fuitans* L., ferner Planorben und Flügel von Insekten. Nicht ganz sicher: *Alnus incana*, *Betula*, *Phragmites*.

Ebenfalls nicht mehr sichtbar sind die Spuren von Schieferkohle, die in einem Mergel im Liegenden der Schotter des Bois de la Bâtie von Necker gefunden wurden⁵⁾.

1) Vgl. über Murmeltierreste in Moränen Morlot in Bull. Soc. Vaud. des Sc. nat. IV 1854 S. 71; Th. Studer, Mitt. Berner naturf. Ges. 1888 S. 66; Kissling, ebenda 1897 S. 3. Die glaciale Form ist etwas grösser als die heute lebende.

2) A. Lang: Geschichte der Mammutfunde nebst einem Bericht über den schweiz. Mammutfund in Niederwenigen 1890/91. Neujahrsblatt der naturf. Ges. Zürich 1892.

3) Bull. Soc. Vaud. des Sc. nat. XXX (1894) S. XXVIII.

4) Ebenda XXXI (1895) S. XV.

5) Necker, Etudes géologiques. Paris 1841. S. 235. A. Favre, Description géol. du Canton de Genève 1880 I S. 76.

Dass die Uznacher Schieferkohlen nicht interglacial, sondern interstadial sind und der Zeit der Achenschwankung angehören, haben wir S. 532 dargelegt. Die anderen oben erwähnten Schieferkohlen sind älter, da in ihrem Hangenden nicht Bühlmoränen, sondern Rückzugsmoränen der Würm-Vergletscherung auftreten. Nimmt man an, was viel Wahrscheinlichkeit für sich hat, dass sie in der Schwankung entstanden, die der Bildung der in ihrem Hangenden auftretenden Moränen voranging, so wären sie der Laufschwankung zuzurechnen. Für die Schieferkohlen vom Signal de Bougy mit ihrer einem kühlen Klima angepassten Flora liegt diese Annahme besonders nah; aber auch die Schieferkohlen im Hangenden des alten Drancekonglomerates dürften hierher gehören, möglicherweise auch die Kohlen an der Sohle des Schotter vom Bois de la Bâtie bei Genf. Das Vorkommen von Baumstämmen und Tannenzapfen darin kann in dieser niedrigen Breite und geringen Höhe nicht befremden. Es besagt nur, dass die Gegend der Fundstellen innerhalb der Waldgrenze lag, die sonach nicht unter 500—600 m angesetzt werden darf, aber auch nicht höher angesetzt werden muss. Es würde das, gleichen Abstand zwischen Wald- und Schneegrenze vorausgesetzt, wie heute, einer Schneegrenze in 1400—1450 m entsprechen, nur 100—150 m höher, als sie sich für die Zeit der Bildung der letzten Rückzugsmoräne des Rhonegletschers (S. 587) ergibt.

Sollte auch die Schieferkohle von Grandson hierher gehören, was mir nicht ganz ausgeschlossen scheint, so würde allerdings die Schneegrenze bedeutend emporrücken. *Abies pectinata* und *Alnus glutinosa*, die beide bei Grandson vorkommen, bleiben 4—500 m unter der Waldgrenze; letztere wäre sonach für die Zeit der Bildung der Kohlen von Grandson mindestens in 800—900 m und sonach die Schneegrenze in 1700 m anzusetzen, d. i. 200—300 m höher als für die anderen Vorkommnisse notwendig ist.

Die interglacialen Schieferkohlen von Dürnten und Wetzikon.

Im Bereich des Glattthales des Linthgletschers treten bei Dürnten und bei Unter-Wetzikon die durch Heers Untersuchungen bekannt gewordenen Schieferkohlen auf. Obwohl ihre Mächtigkeit meist nur gering ist und 3—6 m nirgends übersteigt, wurden sie und werden sie z. T. auch heute noch abgebaut. In ihrem Hangenden erscheint Schotter, der bei Dürnten schwach schräg geschichtet ist, und auf diesem Moräne der Würm-Eiszeit. Die Kohlenlager selbst zeigen mehrfach Stauchungen, eine Folge der Gletscherwirkung. Im Liegenden tritt bei Dürnten feiner Sand und Letten auf, in dessen unteren Schichten nach Heer eine Masse gerollter Steine eingebacken sind, bei Wetzikon ein hellfarbiger Letten mit Süßwasserschnecken und unter diesem Moräne mit gekritzten alpinen Geschieben. Da sich beide Vorkommnisse nur 4,5 km voneinander in gleicher Höhe (540 m) und im gleichen Thal befinden, so liegt es nahe, dieselben mit Heer als einst zusammenhängende Bildung aufzufassen.

Das Kohlenlager von Dürnten wurde zuerst von A. Escher von der Linth beschrieben, dessen handschriftliche Notizen A. Gutzwiller abdruckt (Beiträge XIV, Bern 1877 S. 139—142). Flora und Fauna sowie Lagerungsverhältnisse schilderte Oswald Heer (Die Schieferkohlen von Uznach und Dürnten. Öffentlicher Vortrag. Zürich 1858); später erkannte derselbe das interglaciale Alter der Kohlen (Urwelt der Schweiz, Zürich 1865; II. Auflage 1879 S. 513—532). Heim und Renevier bestätigten 1874 das zuerst von J. Messikomer festgestellte Vorkommen von Moräne unter den Kohlen von Wetzikon (Archives des Sc. phys. et nat. (2) LI S. 153). Ergänzende Beobachtungen teilt Grad mit (Recherches sur la formation des charbons feuilletés interglaciaires de la Suisse. Colmar 1877).

An Pflanzenresten führt Heer in seiner „Urwelt“ mit dem Fundort Dürnten an: *Pinus Abies L.*, *P. silvestris L.*, *Taxus baccata L.*, *Betula alba L.*, *Acer pseudoplatanus L.*, *Corylus*

avellana L. var. *ovata*, *Menyanthes trifoliata* L., *Phragmites communis* Tr., *Rubus idaeus* L., *Polygonum hydropiper* L. (?), *Trapa natans* L. (?), *Galium palustre* L., *Scirpus palustris* L., *Vaccinium vitis idaea*, L. (?), *Holopleura Victoria* Casp. (= *Brasenia purpurea* Mich.; vgl. G. Andersson in *Bih. svenska Vet.-Akad. Hand. XXII* (3) 1896), *Sphagnum cymbifolium*, *Hypnum lignitorum* Schimp., *H. priscum* Schimp., *H. stramineum* und *trifarium*. Mit dem Fundort Wetzikon gibt Heer an: *Pinus Abies* L., *P. silvestris* L. und *Betula alba* L. — An Säugetierresten, z. T. aus dem liegenden Letten, wurden von Dürnten bestimmt (siehe bei Heer): *Elephas antiquus* Falc., *Rhinoceros Merckii* Jaeg., *Bos primigenius* Boj., *Cervus elaphus* L., *Cervus Alces* (Elch); an Käfern: *Donacia discolor* Gyll., *D. sericea* L., *Hylobius rugosus* Hr., *Pterostichus nigrita* F., *Carabites diluvianus* Hr., *C. cordicollis* Hr.

Zwei Merkmale zeichnen die Lebewelt der Schieferkohlen von Dürnten gegenüber allen bisher geschilderten aus: Die Pflanzen weisen auf ein warmes Klima hin, das etwa dem heutigen entsprach. Zu diesem Schluss zwingt vor allem die Eibe. Sie kommt gegenwärtig am Nordsaum der Schweizer Alpen kaum über 800 m Höhe vor und bleibt 700—800 m unter der obern Waldgrenze. Wir dürfen für die Zeit der Bildung der Dürntener Kohlen die Waldgrenze nicht tiefer als in 1300—1400 m d. h. nicht tiefer als 200—300 m unter der heutigen annehmen. Das lässt unter der schon erwähnten Voraussetzung auf eine Höhe der Schneegrenze von nicht weniger als 2200 bis 2300 m schliessen. Noch augenfälliger ist der überaus altertümliche Charakter der Lebewelt. Urelephant und Merkisches *Rhinoceros* sind ganz alte Typen und fehlen der jüngeren Quartärzeit; die eigentümliche *Brasenia* findet sich lebend nicht mehr in Europa. Diese Verhältnisse gestatten nicht, die Dürntener Schieferkohle mit den soeben betrachteten Schieferkohlen zu parallelisieren, wie das bisher geschah: sie sind älter als jene und wohl in die letzte Interglacialzeit zu stellen, während jene nur interstadial sind. Der letzten Interglacialzeit rechnen wir sie zu, weil die Erhaltung einer Bildung aus der letzten Interglacialzeit wahrscheinlicher ist, als diejenige einer Bildung aus einer der früheren Interglacialzeiten.

Interglacialle Pflanzenreste von St. Jakob an der Birs bei Basel.

Im Anschluss an die interglacialen Schieferkohlen von Dürnten und Wetzikon sei eines Fossilfundes gedacht, der zwar weit ausserhalb der Moränen der schweizerischen Gletscher schon im Gebiet der Schotter liegt, gleichwohl aber am besten hier behandelt wird.

J. B. Greppin fand 1875 bei St. Jakob an der Birs, östlich von Basel, in einem Eisenbahneinschnitt, 9 m unter der Oberfläche der Niederterrasse, in einem blaugrauen Thon Pflanzen und Insekten, die von O. Heer bestimmt wurden, ferner Conchylien.

Es fanden sich (siehe Heer, *Urwelt der Schweiz* II. Aufl. S. 532, wo auch Greppins Beobachtungen geschildert sind, ferner Gutzwiller in *Verh. Baseler Nat. Ges. X*. S. 543 f.):

Pflanzen: *Pinus silvestris* L., *P. silvestris* var. *palustris*, *P. silvestris* var. *reflexa*, *Phragmites communis* Trin., *Salix cinerea* L., *S. aurita* L., *Viburnum Lantana* L., *Rhamnus Frangula* L., *Carpinus Betulus* L., *Ligustrum vulgare* L., *Vaccinium vitis idaea* L., *V. uliginosum* L., *Menyanthes trifoliata* L., *Corylus avellana* L., *C. avellana* L. var. *ovata*, *Cornus sanguinea* L., *Angelica* sp.

Insekten: *Donacia discolor* Gyll., *Hydrophilus caraboides* L., *Gyrinus marinus* Gyll., *Pterostichus vernalis* F., *Elater* sp.

Conchylien (nach dem Verzeichnis von Gutzwiller a. a. O. S. 547): *Limax* sp., *Vitrina diaphana* Drap., *V. pelucida* (?) Müll., *Hyalina nitidula* Drap., *H. radiatula* Gray., *H. crystallina* Müll., *H. fulva* Müll., *Zonitoides nitida* Müll., *Patula rotundata* Müll., *P. ruderata* Studer, *P. pygmaea* Drap., *Helix pulchella* Müll., *H. costata* Müll., *H. plebeja* Drap., *H. villosa* Drap., *H. fruticum* Müll., *H. arbustorum* L. (grosse Form, kleine Form selten), *H. hortensis* Müll. *H. silvatica* Drap., *Cochlicopa lubrica* Müll., *Pupa dolium* Drap., *P. muscorum* L., *P. substriat* Jeffr., *P. antivertigo* Drap., *P. pygmaea* Drap., *P. columella* Mart., *Clausilia parvula* Stud., *C. corynodes* Held., *Succinea Pfeifferi* Rossm., *S. oblonga* Drap., *Carychium minimum* Müll.,

Limneus ovatus Drap., *L. palustris* Müll., *L. truncatulus* Müll., *Physa hypnorum* Drap., *Planorbis rotundatus* Poiret., *P. marginatus* Drap., *Valvata alpestris* Bl., *Vitrella* sp., *Pisidium fossarinum* Cl.

O. Heer erklärte die Flora ihrem Charakter nach für gleich mit der der Schieferkohlen von Uznach und Dürnten und für verschieden von der glacialen von Schwerzenbach und rechnete sie der Interglacialzeit zu. Ihm folgte L. DuPasquier¹⁾. A. Gutzwiller (S. 543) dagegen, der die Stelle Anfang der 90er Jahre wieder fand, konnte keinen Unterschied zwischen der liegenden Geröllschicht und dem hangenden Niederterrassenschotter erkennen und rechnete jene Thoneinlagerung mit Fossilien der Zeit der Aufschüttung des Niederterrassenschotter, also der letzten Eiszeit zu, sich dabei auf das Urteil von Christ stützend, die Flora schliesse ein Klima nicht aus, wie es in der Eiszeit geherrscht. A. Penck und mir lieferte im Jahre 1900 eine Begehung des Einschnittes kein Resultat, da derselbe jetzt ganz begrast ist. Doch haben wir Bedenken Gutzwiller zuzustimmen und neigen der Ansicht von Heer und DuPasquier zu. Ihrem ganzen Charakter nach gehört nämlich jene Pflanzengesellschaft der heutigen Buchenregion der Alpen an. Es gehen nur *Pinus silvestris*, *Vaccinium vitis idaea* und *V. uliginosum* bis zur Waldgrenze und z. T. darüber hinaus; alle andern Formen bleiben mindestens 500 m unter derselben zurück. War der vertikale Abstand der Höhengrenzen während der Eiszeit ähnlich wie heute, so verlangt die Flora von St. Jakob eine Höhe der Waldgrenze mindestens 500 m höher als die Fundstelle, also in tiefstens 800 m. Eine solche Höhenlage der Waldgrenze ist aber unvereinbar mit der eiszeitlichen Schneegrenze, die wir im St. Immerthal in 1125 m finden und im Baseler Jura wohl noch etwas tiefer annehmen müssen. Sie ist ferner auch unvereinbar mit der Thatsache, dass in der Eiszeit sich die alpine und die arktische Flora auf dem Boden Mitteleuropas mischten; denn das konnte nur geschehen, als weite zusammenhängende Flächen Mitteleuropas waldfrei waren. Der Charakter der Flora von St. Jakob schliesst also ein glaciales Alter derselben aus; er spricht für ein interglaciales Alter. Auch die Schneckenfauna ist vornehmlich die des Waldes und setzt sich aus heute in Mitteleuropa weit verbreiteten Arten zusammen.

Auch die Lagerungsverhältnisse stehen damit nicht in Widerspruch. Wir haben S. 445 gesehen, dass der Niederterrassenschotter im Steinbruch am Schänzli an der Birs in 275 m auf einem Rest von Hochterrassenkies liegt, genau so wie weiter oberhalb bei Rheinfelden. Die Stelle findet sich nur 1½ km östlich der Pflanzenfundstelle von St. Jakob und entspricht ihr auch in der Höhenlage (273 m). Wenn Gutzwiller keinen Unterschied zwischen der liegenden und der hangenden Kiesschicht fand, so erklärt sich das dadurch, dass ein petrographischer Unterschied zwischen dem Niederterrassenschotter und unserem Hochterrassenschotter — d. i. dem Schotter der untersten Stufe von Gutzwillers Hochterrasse — in der That kaum vorhanden ist. Darauf, dass die Conchylien zum grösseren Teil dieselben sind, die Gutzwiller in Schlammnestern des Niederterrassenschotter fand, möchte ich kein Gewicht legen, treffen wir doch auch im ältesten Deckenschotter, einer sicheren Glacialbildung, die Conchylien des interglacialen Löss.

Bei Zell unweit Huttwil, im Bereich des Napfes, finden sich ebenfalls ausserhalb des Gebietes der letzten Vergletscherung Schieferkohlen im Zusammenhang mit Gerölllagen von lokalem Charakter (vgl. Kaufmann, Beiträge XI Bern 1872 S. 374); ich habe dieselben nicht besucht. Eine Bearbeitung des wissenschaftlich noch nicht ausgebeuteten Vorkommens steht durch Herrn Dr. Neuweiler bevor.

Interglaciales Alter des schweizerischen Löss.

Haben wir schon bei Besprechung der schweizerischen Glacialschotter gesehen, dass Löss durchweg auf dem jüngsten Schotter, dem Äquivalent der Jung-Moränen,

1) Beiträge XXXI. Bern 1891. S. 41.

fehlt, so sei hier noch ausdrücklich sein Fehlen auf den Jung-Moränen selbst betont. Es spricht auch in der Schweiz seine Verbreitung für sein interglaciales Alter.

Als Löss sind früher aus dem Bereich der Jung-Moränen mehrfach Ablagerungen beschrieben worden, die diesen Namen nicht verdienen, so von E. von Fellenberg bei Kosthofen zwischen Aarberg und Gross-Afoltern (westlich von Bern) im Bereich der Rhonegletscher (Mitt. d. Berner naturf. Ges. 1885 Heft I S. 34), ferner von A. Baltzer an verschiedenen Punkten aus dem Bereich der Jungmoränen des Aaregletschers (ebenda 1885 Heft I S. 26 und III S. 111). Fr. Jenny hat gezeigt, dass es sich hier überall nicht um echten Löss handelt (ebenda 1889 S. 142); es sind teils Tuffablagerungen, teils Schlammabsätze aus Wasser.

Kongruenz der Oscillationen der schweizerischen Gletscher.

Mögen wir den Linthgletscher, den Reuss-, Aare- oder Rhonegletscher betrachten überall tritt uns eine vollkommene Harmonie der Erscheinungen entgegen. Von den vier durch die Glacialschotter der Nordschweiz angezeigten Vergletscherungen haben, wie fast überall, nur die beiden jüngsten ausgebreitete Moränen hinterlassen. Die Altmoränen markieren einen grössten Stand der Gletscher, der der Riss-Eiszeit angehört. Die Riss-Würm-Interglacialzeit folgte mit bedeutend reduzierten, vielleicht beinahe geschwundenen Eismassen. Fehlen auch im Gebirge selbst interglaciale Profile, so lehrt doch die Fauna und Flora von Dürnten, dass ein mildes Klima herrschte. In Seen, die die Stelle der heutigen Randseen der Schweiz einnahmen, lagerten sich damals mächtige Deltas ab, deren Reste wir am Zürichsee, am Zuger, Thuner und Genfer See finden. Ein neuer Vorstoss brachte die Gletscherstirnen in einer ersten Phase der Würm-Eiszeit mehrere Kilometer über die Grenze der frischen Endmoränen hinaus; es entstanden die verwaschenen Jung-Endmoränen am Linth-, Reuss- und Rhonegletscher. Ihre Schotter verschmelzen in geringer Entfernung mit den an den frischen Jung-Endmoränen entspringenden Schottern, so darthend, dass wir es nicht mit den Moränen einer besonderen Vergletscherung zu thun haben. Auf einen Rückzug von unbekannter Ausdehnung folgte dann der Vorstoss, der zum Aufbau der äussersten frischen Jung-Endmoränen führte, die wieder auf einem eigenen Schottersockel aufsitzen. Aus der Zeit des sich anschliessenden Rückzuges konnten wir an allen schweizerischen Gletschern zwei Phasen erkennen, in denen sich abermals ein stationärer Zustand einstellte und Rückzugsmoränen aufgeworfen wurden. Diese Phasen sind nicht einfache Halte im Rückzug der Würm-Vergletscherung. Da die Moränen einem Schottersockel aufsitzen, der zum Teil Schieferkohlen enthält, und unter dem gelegentlich selbst wieder Moränen erscheinen, so müssen wir jede dieser Phasen als einen selbständigen Vorstoss betrachten, dem eine Rückschwankung vorangegangen war. Welcher dieser Rückzugsschwankungen die von Penck S. 157 nachgewiesene Laufenschwankung entspricht, können wir einstweilen nicht entscheiden.

So setzt sich der beginnende Rückzug der jüngsten Vergletscherung aus einer grösseren Zahl von Gletscherschwankungen zusammen: die Zeiten des Schwindens wurden von Vorstössen unterbrochen. Wir zählen vom grössten Vorstoss, der die verwaschenen Jung-Endmoränen schuf, bis zum Bühlstadium, ohne das letzte mitzurechnen, deren 4. Wir bezeichnen diese Halte der sich zurückziehenden Würm-Vergletscherung einstweilen als Phasen ihres Rückzuges; es ist bisher nicht gelungen sie ausserhalb der Schweiz nachzuweisen: Im nördlichen Vorland der Ostalpen haben wir an Stelle der sich deutlich sondernden Endmoränen des Rückzuges der Würm-Vergletscherung die dichte Scharung von Moränenwällen in den Jung-Endmoränengürteln. Erst im Gebiet des

Rheingletschers konnte ein äusserer und ein innerer Kranz von Jungmoränen unterschieden werden (S. 413).

An allen Gletschern endlich treffen wir, und zwar je am Ausgang ihrer Stammthäler aus dem Gebirge, abermals eine Moränenlandschaft; es sind die Moränen des Bühlstadiums. Dass diesem Stadium eine sehr bedeutende Verkleinerung der Gletscher in der Achenschwankung vorangegangen war, lehren die Schieferkohlen von Uznach mitsamt den dortigen Schottern. Wir konnten die Dauer der Achenschwankung ihrer Grössenordnung nach bei Uznach auf mehr als 5—6000 Jahre schätzen.

Nirgends macht sich eine Ungleichheit im Sinne der Bewegung der Gletscher bemerkbar; nur im Betrag dieser Bewegung bestehen Differenzen, insofern als der Rhonegletscher überall weit grössere Ausschläge aufweist. Dass sich das nur auf die Stauwirkung des Jura zurückführt, haben wir S. 493 dargethan. So spricht sich denn bei den schweizerischen Gletschern eine vollständige Kongruenz ihrer Oscillationen aus.

Baltzer gelangte 1896 zum entgegengesetzten Resultat (Beiträge XXX, S. 125, Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft 1896. S. 661), indem er auf Grund seiner Beobachtungen an den Endmoränen des Aaregletschers bei Bern eine „Regel von der partiellen Inkongruenz der Vor- und Rückwärtsperioden diluvialer Gletscher“ formulierte. Wir haben S. 557 dargelegt, dass diese Inkongruenz nur scheinbar und eine Folge der Verdrängung des Aaregletschers durch den Rhonegletscher zur Zeit ihres Maximums ist. Dass eine solche Verdrängung auch bei den kleinen Gletschern stattfand, die dem Rhonegletscher aus dem Waadtländer Jura zuflossen, hat schon Venetz (siehe oben S. 551) ausgesprochen, desgleichen Charpentier (Essai S. 259). Als der Rhonegletscher sank, konnten sie sich ungehindert entfalten. In neuerer Zeit hat Schardt auf diesen Vorgang aufmerksam gemacht und geradezu von einer Rekurrenzphase der Juragletscher gesprochen (Eclogae V, 1898, S. 511). Doch giebt er den Juragletschern dieser Rekurrenzphase eine zu grosse Ausdehnung. Ich habe im Herbst 1899 feststellen können, dass seine „Juramoränen“ bei Aubonne, Gimel, St. Oyens, Nyon und Gingins Rhonegletschermoränen mit allerdings zum Teil sehr starker Beimengung von lokalem Material sind, wie das am Abhang des Jura sein muss. A. Baltzer (Eclogae VI, 1900, S. 378), J. Machaček (Mitt. Berner naturf. Ges. 1901, S. 31) und besonders B. Aeberhardt (Eclogae VII, 1901, S. 104) kamen übereinstimmend zum gleichen Resultat und reduzierten die Rekurrenz auf ihr wirkliches kleines Mass.

Schneegrenze der Würm-Eiszeit.

Zur Feststellung der Höhe der Schneegrenze am Aussensaum der Alpen der Ost- und Centralschweiz haben wir S. 545—547 einige kleine selbständige Gletscher benutzen können. In den Alpen der Westschweiz fehlen solche, da hier der Rhonegletscher das ganze Gebiet überdeckte. Am Nordostarm des Rhonegletschers selbst ergibt sich die Höhe der Schneegrenze aus dem Auftreten seiner Ufermoränen am Jura-Abhang; oberhalb 1210 m fehlen Ufermoränen gänzlich, obwohl das Eis am Mont Tendre höher gestanden haben dürfte (siehe S. 551). Die Isohypse von 1210 m markiert daher den Beginn der Moränenablagerung und damit die Höhe der Schneegrenze.

Für die Bestimmung der Schneegrenze im Jura ist ein nur 0,6 qkm grosser Gletscher bei St. Immer wichtig, der das winzig kleine, aber wunderbar regelmässige, von L. Rollier entdeckte Moränenamphitheater des Champs-Meusel aufbaute. Da sich hier die lokale Schneegrenze bei Südexposition in 1150 bis 1170 m ergibt, muss die klimatische Schneegrenze in etwa 1100 bis 1150 m angesetzt werden. Das ist etwas höher, als Machaček (a. a. O.) für das obere Doubsthal fand (1000—1100 m).

1) Beiträge VIII, Supplement 1893. S. 176.

Die 300 m breite und 800 m lange Eiszunge wurde von den auf dem Plateau des Sonnenberges nördlich des St. Immerthales liegenden nahezu horizontalen Schneefeldern genährt. Der höchste Punkt des Einzugsgebietes ist 1290 m; das Gletscherende lag in 930 m, also 100 m über dem Niveau des glacialen Stausees im St. Immerthal (siehe S. 552). Schneefelder mögen auch östlich und westlich die 1100—1150 m überragenden, allerdings wenig ausgedehnten Teile des Plateaus bedeckt und ihre Eismassen bis zum jähem, ungliederten Abfall gegen das St. Immerthal vorgestossen haben; aber nur, wo, wie bei Champs-Meusel, ein Thälchen — hier der Form nach die Abbruchnische eines alten, verschwundenen Bergsturzes — in steilem Fall von der Höhe herabführt, hat sich eine kurze Zunge nach Art der Zungen der skandinavischen Plateaugletscher entwickeln können. Die Moräne enthält, wenn auch selten, gut gekritzte Geschiebe. Auf dem Boden des kleinen Zungenbeckens haben sich zahlreiche winzige Dolinen gebildet. — L. Rollier giebt noch für andere Stellen Endmoränen von kleinen Juragletschern an (a. a. O., ferner Beiträge (2) VIII Bern 1898, S. 142); ich habe seine Beobachtungen nicht überall, z. B. nicht bei Cour faivre, bestätigt gefunden. Die Unterscheidung von Verwitterungsschutt und Verwitterungslehm einerseits und Moränen andererseits ist von ihm nicht einwandfrei durchgeführt. Die Umkippung und Schleppung zertrümmerter Schichtköpfe am Gehänge, die er auf Eiswirkung zurückführt, ist nichts anderes als eine Form des so oft zu beobachtenden langsamen Abwärtskriechens des Schuttmaterials am Gehänge.

Die von Rittener (Beiträge [2] XIII, S. 70) 1902 erwähnten, auffallend tiefliegenden Jura-moränen bei Ste. Croix habe ich nicht gesehen, obwohl ich das betreffende Gebiet 1900 durchwandert habe; ich fand nur Schutt. Die von Du Pasquier (Bull. Soc. Neuch. des Sc. nat. XXII, 1894, S. 3 als Bergsturz, von Schardt (Eclogae VII, 1901 S. 440) als Moräne gedeuteten Bildungen im Creux du Van, möchte ich für Bergschutt halten. Doch dürfte hier in der That ein Gletscher existiert haben, da der Creux du Van die Form eines riesigen Kares hat, wie Schardt betont; seine Moränen aber sind unter dem Bergsturzschutt vergraben. Schardt's Annahme eines lokalen Plateaugletschers auf der Hochfläche von Les Ponts und La Sagne scheint mir unberechtigt; er deutet hier Kalksande und Schlammsätze als Moränen.

Wir stellen die Daten, die wir für die Lage der Schneegrenze zur Zeit der Würm-Vergletscherung in der Schweiz gefunden haben, zusammen und fügen zum Vergleich nach Ed. Imhof¹⁾ die Höhe der heutigen Waldgrenze am gleichen Ort hinzu; letztere gestattet einen Schluss auf die dortige Lage der heutigen Schneegrenze, sofern man annehmen darf, dass der Abstand beider Höhengrenzen von 850 m, wie er sich für die Gebiete ergibt, wo heute beide Grenzen übereinander zu beobachten sind, auch für die Voralpen und den Jura Geltung hat.

| | Eiszeitliche Schneegrenze | heutige Waldgrenze | Differenz | Differenz der eiszeitlichen gegen die heutige Schneegrenze |
|-----------------------------|------------------------------|-----------------------|--------------|---|
| Sihlgletscher | 1320 | 1600 | — 280 | — 1130 m |
| Minstergletscher | 1375 | 1600 | — 225 | — 1075 m |
| Pilatusgletscher | 1350 | 1650 | — 300 | — 1150 m |
| Gross-Emmengletscher | 1350 | 1700 | — 350 | — 1200 m |
| Rhonegletscher am Chasseron | 1210 | 1500 | — 290 | — 1140 m |
| Juragletscher bei St. Immer | 1125 | 1450 | — 325 | — 1175 m |
| Grösste Differenz | 250 m | 250 m | Mittel — 295 | ± 30 — 1145 m |

Die alte Schneegrenze verläuft parallel der 300 m höher liegenden heutigen Waldgrenze. Bei beiden macht sich ein Ansteigen vom Jura gegen die Alpen hin im ganzen um 250 m geltend. Der Abstand von der heutigen Schneegrenze beträgt rund 1150 m.

Die Schneegrenze verlief auf dem Rhonegletscher quer durch das Mittelland vom Chasseron gegen den Mont Gibloux. Auf dem Aaregletscher lag sie oberhalb Thun,

1) Beiträge zur Geophysik IV (1900) Tafel u. S. 304.

auf dem Reuss- und Linthgletscher ungefähr dort, wo sie aus dem Gebirge heraustraten. Während in der Riss-Eiszeit der grössere Teil der Oberfläche des helvetischen Gletschers im Mittelland über der Schneegrenze lag (S. 492), gilt das in der Würm-Eiszeit nur für den Rhonegletscher in der Umgebung des Genfer Sees. Die Jurahöhen nordwestlich einer von Waldenburg über Tramelan nach Pontarlier gezogenen Linie waren überhaupt gletscherfrei; denn in diesem ganzen Gebiet liegen nur kleinere Gebiete über 1000 m, und kein Stück Landoberfläche ragt über 1100 m, also über die bei St. Immer erhaltene Schneegrenze hinaus. Nur im hohen südlichen französischen Jura entwickelten sich grössere Gletscher im Anschluss an die Hauptkette im Südosten (siehe S. 499).
Schneegrenze der Rückzugsphasen.

Von der bis 1680 m emporsteigenden Dôle im Waadtländer Jura stieg ein selbstständiger Juragletscher über St. Cergue gegen das Mittelland herab. L. Agassiz¹⁾ (1842) und A. Guyot²⁾ (1843) beobachteten seine Moränen oberhalb Gingins. Jüngst ist er von Machaëk³⁾ und vor allem von B. Aeberhardt⁴⁾ eingehender untersucht worden. Dieser Gletscher weist auf eine Schneelinie in 1270—1300 m⁵⁾, also auf eine um ein wenig (60—90 m) höhere Lage derselben, als wir für das Maximum der Würm-Eiszeit gefunden haben. Dabei baute er aber seine Endmoräne auf einem Gelände auf, wo zur Zeit des Maximums der Würm-Vergletscherung Rhonematerial abgesetzt worden war; der Rhonegletscher muss daher zur Zeit der Ablagerung der lokalen Moränen schon unter 700 m herabgesunken gewesen sein, wie bereits Agassiz schloss, und sich im wesentlichen auf den Genfer See beschränkt haben. Diese letzte Rückzugsphase verlangt also eine nur unbedeutend höhere Lage der Schneegrenze als das Maximum der Würm-Eiszeit. Eine ähnlich geringe Differenz finden wir für die kleinste Rückzugsphase des Minstergletschers im Sihlgebiet (S. 546) und für den von Machaëk (a. a. O.) konstatierten Journangletscher bei Gex, dessen Moränen ebenfalls erst nach Rückzug des Rhonegletschers abgesetzt wurden.

Wir stellen die entsprechenden Zahlen übersichtlich zusammen.

| | Schneegrenze beim Maximum der Würm-Eiszeit | Schneegrenze in der letzten Rückzugsphase | Differenz. |
|-------------------|--|---|-------------|
| Waadtländer Jura: | 1210 m | } 1285 m } 1250 „ | 75 m |
| Minstergletscher: | 1375 „ | | 1465 „ |
| | | | Mittel 70 m |

Schwankungen der Waldgrenze und der Schneegrenze in der Quartärzeit.

Wir haben die Schneegrenze für verschiedene Phasen der Quartärzeit bestimmt und für die Zeiten kleineren Gletscherstandes aus der Flora der Schieferkohlen Schlüsse auf die Lage der Waldgrenze gezogen (S. 581). Wir können diese Daten benutzen, um annäherungsweise die Schwankungen der Höhengrenzen während der Quartärzeit zu

1) Verhandl. Schweiz. nat. Ges. 1842, S. 48.

2) Ebenda 1843, S. 76.

3) Mitteilungen der Berner nat. Ges. 1901, S. 12.

4) Eclogae VII 1901. Mit Karte.

5) Die mittlere Höhe des Bodens, auf dem der Dölegletscher lag, beträgt 1220 m. Die Mächtigkeit des Eises wurde zu 50—80 m geschätzt. Eine Lage der Schneegrenze über 1300 m ist ausgeschlossen, weil danu das Einzugsgebiet des Gletschers kleiner gewesen wäre als sein Abschmelzgebiet.

zeichnen. Von Nutzen sind uns hierbei die im geographischen Institut der Universität Bern entstandenen Arbeiten von Ed. Imhof¹⁾, J. Jegerlehner²⁾ und A. de Quervain³⁾ über die gegenwärtige Lage der Höhengrenzen in der Schweiz. Wir sind dadurch im stande, die Lage einer früheren Höhengrenze mit der heutigen in genau der gleichen Gegend mit Sicherheit zu vergleichen. Das aber ist, wie schon S. 255 ausgeführt wurde, notwendig, da die Lage der Höhengrenzen von Ort zu Ort sich stark ändert, so dass z. B. die Differenz zwischen der tiefsten und der höchsten Lage der heutigen Schneegrenze in der Schweiz volle zwei Drittel des Betrages der Depression derselben in der Eiszeit erreicht. Daher führen wir in der folgenden Tabelle auch nicht die absolute Höhe der quartären Waldgrenze und Schneegrenze auf, sondern deren Abstand von den entsprechenden heutigen Grenzen in der gleichen Gegend. Für die Depression der Waldgrenze können wir dabei nur Grenzwerte angeben, aber nicht deren absoluten Betrag; es folgt das aus der Art der Bestimmung derselben.

| | Abstand der Höhengrenzen von den heutigen | | |
|--|---|-------------------|---------------------------|
| | Waldgrenze | Schnee- grenze | Höhengrenzen überhaupt |
| Riss-Eiszeit ^{a)} | — | — 1250 m | — 1250 m |
| Riss-Würm-Interglacialzeit ^{b)} | höchstens — 200 m | — | höchstens — 200 m |
| Würm-Eiszeit, Maximum ^{c)} | — | — 1150 m | — 1150 m |
| Würm-Eiszeit, erste Rückzugsmoräne ^{d)} | — | — 1120 m | — 1120 m |
| Würm-Eiszeit, Laufenschwankung ^{e)} | höchstens — 1000 m | — | höchstens — 1000 m |
| Würm-Eiszeit, letzte Rückzugsmoräne ^{f)} | — | — 1080 m | — 1080 m |
| Achenschwankung ^{g)} | höchstens — 700 m | — | höchstens — 700 m |
| Bühletadium ^{h)} | — | — 950 m | — 950 m |
| Gschnitzstadium ⁱ⁾ | — | — 600 m | — 600 m |
| Dauustadium ^{k)} | — | — 300 m | — 300 m |

a) Die Höhe der Schneegrenze wurde hier für das schweizerische Mittelland zwischen den S. 492 angegebenen Werten 1100—1200 m, also zu 1150 m angenommen; das ist 400 m unter der heutigen Waldgrenze daselbst und, da diese 850 m unter der Schneegrenze von heute verläuft, 1250 m unter der heutigen Schneegrenze. — b) Nach den Schieferkohlen von Dürnten, siehe S. 582. — c) Siehe S. 586. — d) Die Schneegrenze wurde in der Mitte zwischen der des Maximums der Würm-Eiszeit und der bei Aufbau der letzten Rückzugsmoräne angenommen, d. i. in 1240. — e) Siehe S. 581; sollten die Schieferkohlen von Grandson auch hierher zu rechnen sein, so würde die Depression sich auf höchstens 800 m vermindern. — f) Siehe S. 587. — g) Nach den Schieferkohlen von Uznach, in denen Buche vorkommt. — h) Siehe S. 541. — i) und k) Siehe unten im Abschnitt über Moränen im Gebirge.

Unsere Tabelle lässt klar erkennen: Um die Gletscher aus ihren heutigen Höhen bis an den Ausgang der Alpenthäler zu bringen, bedurfte es einer erheblichen Klimaänderung; nachdem das aber einmal geschehen war, genügten ganz geringe weitere Änderungen, um eine Ausbreitung des Eises über das Vorland zu veranlassen. Auf die Intensität einer Vergletscherung wirkt eben nicht nur der Betrag der Klimaänderung ein, sondern ebenso auch der orographische Bau des betroffenen Gebietes. Bringt eine kleine Senkung der Schneegrenze grosse Flächen des Gebietes über die letztere, so findet ein mächtiges Anwachsen der Gletscher

1) Die Waldgrenze in der Schweiz. Gerlauds Beiträge zur Geophysik IV, Leipzig, 1900. S. 241.

2) Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. Ebenda V. Leipzig 1902. S. 486.

3) Die Hebung der atmosphärischen Isothermen in den Schweizer Alpen und ihre Beziehung zu den Höhengrenzen. Ebenda VI. Leipzig 1903. Heft 4.

statt; dasselbe wird noch gesteigert, wenn der Abfluss des Eises durch die Bodengestalt erschwert ist und so eine Aufstauung und dadurch eine teilweise Hebung der Eisoberfläche über die Schneegrenze erfolgt, wie beim Rhonegletscher durch den Jura.

Geomorphologische Ergebnisse im schweizerischen Mittelland.

Die übertieften Thäler im Gebiet der Jungmoränen als glaciale Zungenbecken. Glaciale Tiefen- und Seitenerosion im Bereich der Zungenbecken. Entstehung der Zungenbecken durch vier Eiszeiten. Einwürfe gegen die Bildungen der Zungenbecken durch Gletschererosion. Die Gegenböschung am unteren Ende der Seewannen. Akkumulation in den Zungenbecken. Lage der Randseen in den Zungenbecken. Fortschreitende Vernichtung der Randseen. Epigenetische Thalbildung im Moränengebiet. Die reife Thallandschaft ausserhalb des Gebietes der Jungmoränen, insbesondere am Napf. Entwicklungsgeschichte des Mittellandes. Verschiedenes Alter der Elemente des Formenschatzes im Mittelland. Die Quartärperiode im Mittelland als Periode vorwiegender Denudation.

Betrag der Abtragung des Mittellandes in der Quartärperiode.

Die Betrachtung des Moränengebietes der schweizerischen Gletscher liefert uns eine Reihe von Ergebnissen, die für die Morphologie des schweizerischen Mittellandes von Bedeutung sind.

Wir haben S. 473 gesehen, wie unmittelbar vor der ersten Vergletscherung das Mittelland eingeebnet war und eine schiefe Rumpffläche darstellte, die sich von den Alpen zum Jura hin senkte. Nur das Gebiet des Mont Gibloux, das des Napf und die Toggenburger Vorberge ragten über diese Rumpffläche hinaus. Über sie hinweg lief von den Alpen gegen den Jura eine flache Wasserscheide ungefähr dort, wo sie auch heute liegt. Ein Teil entwässerte sich nordostwärts gegen Waldshut-Koblentz, der andere südwestwärts gegen Genf. An verhältnismässig wenigen Stellen hat sich diese präglaciale Landoberfläche bis heute erhalten. Auf weiten Gebieten ist sie zerstört worden. Thäler zweierlei Art sind in sie eingeschnitten. Die einen sind breit und flach, dabei aber durchaus ungegliedert und ihren Gefällsverhältnissen nach unfertig, jugendlich. Ihnen gehören die grossen Thäler des Mittellandes an. Zwischen ihnen liegen plumpe Rücken. Die anderen sind mehr schmal und doch trägt die Thallandschaft, die sie bilden, die Züge der Reife; wir treffen sie besonders im Bereich des Napf und der Toggenburger Vorberge.

Die übertieften Thäler im Gebiet der Jungmoränen als glaciale Zungenbecken.

Die grossen und breiten Thäler des Mittellandes haben wir als übertiefte Zungenbecken der alten Gletscher kennen gelernt; sie sind tief in die präglaciale Landoberfläche eingesenkt, genau so wie das für die Zungenbecken der ostalpinen Gletscher geschildert worden ist. Das gilt vor allem von den trichterförmig erweiterten Mündungen der grossen Alpenthäler und ihrer Fortsetzung in das Mittelland — den Stammbecken, aber auch von den von diesen ausstrahlenden Zweigbecken. Ihre Gehänge sind auch im Mittelland ungegliedert, obwohl sie oft der Schroffheit nicht entbehren. Dort, wo Moränen sie auskleiden, sind die Unebenheiten der Gehänge verschüttet worden. Aber auch wo die Molasse zutage tritt, fehlt eine Ciselierung der Gehänge, die noch Spuren der glacialen Abnutzung aufweisen¹⁾.

Diese übertieften Thäler tragen nicht die Züge von Thälern, die durch fliessendes Wasser entstanden; sie entbehren eines gleichsinnigen Gefälles und bergen an ihrer Sohle Wannen, die mit stehendem Wasser erfüllt sind — die grossen Randseen der Schweiz, wie sie Rütimeyer nach ihrer Lage am Rande der Alpen genannt hat²⁾.

1) Vergl. z. B. das Bild des Gürbethales (unweit Bern) bei Baltzer, Beiträge XXX, Bern 1896, Tafel.

2) Über Thal- und Seebildung. Basel 1869.

Dislokationen, die diese Wannen geschaffen haben könnten, fehlen; ihre Abwesenheit haben wir direkt nachweisen können: Überall steigt die zwischen den Ausgängen der grossen Alpenthäler erhaltene präglaciale Landoberfläche auch heute noch gegen die Alpen an. Nirgends zeigt sich eine Rückläufigkeit derselben, wie man sie nach dem von Heim¹⁾ angenommenen Rücksinken der Alpen erwarten sollte. Da gleichwohl die Thäler und die in ihnen gelegenen Seebecken in die präglaciale Landoberfläche eingesenkt sind, sind wir gezwungen, wenigstens für den Theil derselben, der des gleichsinnigen Gefälles entbehrt, eine Entstehung durch Glacialerosion anzunehmen. In der That deckt sich die Verbreitung der übertieften Thäler des Mittellandes genau mit der Verbreitung der alten Gletscher. Sie sind nichts anderes als die Enden der von den Gletschern überdeckten Alpenthäler. Sie zeigen in ihrer Tiefe eine Abhängigkeit von der Grösse des Gletschers, der sie erfüllte. Je mächtiger der Gletscher, um so tiefer liegt heute der Boden des Zungenbeckens unter der präglacialen Landoberfläche, die links und rechts in Resten sich erhalten hat.

Die nachfolgende Tabelle möge das veranschaulichen. Als Mass für die Eismächtigkeit ist die Höhe der Gletschergrenze der Würm-Eiszeit über dem heutigen Boden des Zungenbeckens genommen, obwohl alle vier Eiszeiten an der Eintiefung mitgearbeitet haben. Wir lassen es dabei dahingestellt, ob zur Eintiefung unter das Niveau der präglacialen Landoberfläche ausser dem Eis auch das fliessende Wasser beigetragen hat.

| Stammbecken | Mächtigkeit des Eises der Würm-Vergletscherung | Betrag der Eintiefung unter die präglaciale Thalsole | Meereshöhe der heutigen See- bezw. Thalsole | Meereshöhe des Felsriegels un- terhalb des Sees. |
|-------------------------------|--|--|---|--|
| Rhonegletscher ^{a)} | 13—1400 m | 850 m | 66 m | 320 m |
| Saanengletscher ^{b)} | 6—700 m | 550 m | 660 m | — |
| Sensegletscher ^{c)} | 200 m | 400 m | 800 m | — |
| Aaregletscher ^{d)} | 9—1000 m | 800 m | 345 m | 500 m |
| Reussgletscher ^{e)} | 1000 m | 730 m | 219 m | 330 m |
| Linthgletscher ^{f)} | 1000 m | 600 m | 266 m | 358 m |

a) siehe S. 554; b) der bei Bulle aus dem Saanenthal ins Mittelland heranstretende Gletscher wurde durch den Rhonegletscher stark gestaut, der hier in 1300 m Höhe stand; daher die grosse Mächtigkeit des Eises; heute besteht kein See mehr; c) bei Plaffeien; der Sensegletscher berührte zur Zeit seines Maximums den Rhonegletscher, doch ohne gestaut zu werden; ein See fehlt heute; d) die Höhe der Sohle bezieht sich auf den tiefsten Punkt des Thuner Sees; e) ebenso auf den Zuger See; f) S. 525 ist die Sohle des Zürichsees irrtümlich in 278 m angegeben.

Auch die Zweigbecken sind in die präglaciale Landoberfläche eingesenkt, aber um geringere Beträge, wie nachfolgende Zusammenstellung lehrt:

| Zweigbecken | Eismächtigkeit, über dem heutigen Seeboden | Betrag der Eintiefung unter die präglaciale Thalsole | Meereshöhe der heutigen Seesohle |
|----------------------------------|--|--|-------------------------------------|
| Rhone- } Petit Lac ^{a)} | 900 m | 450 m | 300 m |
| gletscher } Neuenburger See | 900 m | 550 m | 278 m |
| Reuss- gletscher { | Surthal ^{b)} | 430 m | 420 m |
| | Aathal ^{c)} | 450 m | 400 m |
| | Reussthal ^{d)} | 550 m | 350 m |
| Linth- gletscher { | Glattthal ^{e)} | 450 m | 405 m |

a) der untere Teil des Genfer Sees; b) mit dem Sempacher See; c) mit dem Baldegger See; d) Akkumulationsfläche der Reuss; e) mit dem Greifensee.

1) Alpine Randseen. Vierteljahrsschrift der Zürich. nat. Ges. XXXIX (1894) S. 66.

Ordnen wir Stammbecken und Zweigbecken nach der Mächtigkeit der sie einst erfüllenden Eismassen, so ergibt sich von selbst auch eine Anordnung nach dem Betrag der Eintiefung unter die präglaciale Landoberfläche. Einzig die Stammbecken des Reuss- und Aaregletschers, der Vierwaldstätter und der Thuner See, weisen im Vergleich zur Eismächtigkeit eine etwas zu grosse Eintiefung auf. In der That nehmen sie auch eine Ausnahmestellung ein: sie allein waren während des Bühlstadiums noch von Eis erfüllt und daher einerseits der Gletschererosion länger ausgesetzt, andererseits der Zuschüttung länger entzogen, als die anderen Zungenbecken. Sehen wir von diesen beiden (Zungenbecken ab, so entspricht einer Eismächtigkeit von 1300—1400 m eine Eintiefung um 850 m, einer solchen von 900—1000 m um 570 m, 400—650 m um 500 m, 200—300 m um 400 m.

Zum tektonischen Bau des Mittellandes haben Stammbecken und Zweigbecken keine Beziehungen, wie zahllose Beispiele zeigen.

Der Zürichsee durchschneidet schief eine flache Antiklinale der Molasse (siehe S. 521). Der südöstlich des Bieler Sees verlaufende Teil des Zungenbeckens des Rhonegletschers liegt in einer flachen Antiklinale der Molasse. Die den Alpen folgende Antiklinale der Molasse erreicht, von Nordosten kommend, bei Lausanne den Genfer See, den sie gegen den Mont Salève hin schief schneidet (vgl. E. Renevier in *Ecologae* VII 1903 S. 287). Zuger, Vierwaldstätter und Thuner See liegen schon inmitten der Alpenfalten.

Dagegen besteht eine deutliche Beziehung zu der ursprünglichen Neigung der präglacialen Landoberfläche und zur Gletscherbewegung: wo diese ihre Richtung des entgegenstehenden Juras wegen änderte, da ändert sich auch die Richtung des über-tieften Thales; wo das Eis fächerförmig auseinander trat, dort strahlen auch die Zungenbecken auseinander.

Zur Herausbildung centripetaler Flussläufe ist es in den Zungenbecken des schweizerischen Mittellandes nur an wenigen Stellen gekommen. Darin liegt ein Unterschied gegenüber den Zungenbecken des Rhein-, des Inn- und des Salzachgletschers. Den Grund vermute ich in der S. 463 und 474 geschilderten Schiefstellung des Mittellandes, die noch den jüngern Deckenschotter betroffen hat. Durch eine Hebung des alpinen Saumes des Vorlandes mitsamt den Alpen oder eine Senkung des jurassischen mitsamt dem Rheinthal um mindestens 150 m wurde das Gefälle von den Alpen fort in dem Grade verstärkt, dass es durch die Gletscherwirkung zum Teil nicht ganz vernichtet werden konnte. Zahlreiche Wasserscheiden sind noch nicht überwältigt, wenn auch, wie ihre Einsenkung unter das Niveau der präglacialen Landoberfläche und ihre Rundbuckelform lehren, bedeutend erniedrigt (S. 527, 568).

Glaciale Tiefen- und Seitenerosion im Bereich der Zungenbecken.

Die Glacialerosion wirkte in den Zungenbecken nach zwei Richtungen, wie wir das nun schon so oft gesehen hatten: erstens nutzte sie den Untergrund ab und zweitens untergrub sie am Rande des Gletschers dessen Ufer.

Die Abnutzung des Untergrundes spricht sich in der allgemeinen Tieferlegung des vom Gletscher bedeckten Gebietes gegenüber der eisfreien Nachbarschaft, d. i. in der Bildung seines Zungenbeckens aus. Sie erfolgte unregelmässig, hier rascher, dort langsamer. So kam es infolge von Unterschieden in der Widerstandsfähigkeit des Untergrundes zu einer Rippung, wie wir sie z. B. am Zürichsee und am Vierwaldstätter See kennen gelernt haben. Als ausgezeichnete Rippung stellt sich auch die Herausbildung der langen, flachen, gerundeten Molasserücken dar, die im Bereich des Nordostarmes des Rhonegletschers auftreten. Die einzelnen Rücken ziehen nicht sowohl parallel zum Jura,

als vielmehr parallel zu der von diesem beeinflussten Gletscherbewegung. So verlaufen sie nördlich von Lausanne von Süden nach Norden, parallel dem Thal der Venoge und in spitzem Winkel zum Streichen des Jura, weiterhin am Neuenburger und Bieler See von Südwesten nach Nordosten. Solche Längsrippen trennen den Neuenburger See von der Niederung der Broye und vom Murtener See, den Bieler See von der Niederung des grossen Mooses bei Aarberg. Unregelmässigkeiten entstanden auch durch Wechsel in der Mächtigkeit und Geschwindigkeit des Eises. Wo beide abnahmen, musste auch die Erosion abnehmen. So entstand am Gletscherende der Abschluss des Zungenbeckens, so weit er durch Erosion gebildet wurde. Ebenso aber wirkten Untiefen im Gletscherbett. Ragte vom Gletscherboden ein inselförmiger Berg in das Eis empor, so waren Eismächtigkeit und Geschwindigkeit in dessen Bereich kleiner; dementsprechend wurde der Inselberg weniger abgenutzt als das Thal links und rechts. Statt durch die Gletschererosion vernichtet zu werden, musste er, wenn er auch absolut durch Abnutzung an Höhe verlor, relativ an Höhe gewinnen. Als Beispiele seien die beiden Buchberge bei Uznach (S. 516), der Belpberg bei Bern und die Triasrücken am Thuner See (S. 574) genannt.

Beispiele für das Untergraben der Ufergehänge bietet das betrachtete Gebiet in grosser Zahl. Vielfach sind unweit des Gletscherendes zur Zeit des Hochstandes des Eises oder unmittelbar nach Rückzug desselben Bergstürze niedergegangen, dadurch zeigend, dass das Gehänge in der Eiszeit übersteil geworden war. So treffen wir Absturzmassen mehrfach am Südostfuss des Jura, z. B. beim Fort de l'Écluse¹⁾, am Chasseron²⁾, bei Niederbipp unweit Wangen an der Aare³⁾. Dort, wo wir das Ende des Rhonegletschers zur Zeit des Bühlstadiums suchen müssen, liegen die vom Grammont niedergegangenen Bergsturzmassen (siehe S. 571). Im Stockenthal erfolgte beim Reutigenmoos ein Bergsturz im Bereich der Bühlmoränen des Aaregletschers⁴⁾. Ja sogar in das Zungenbecken des kleinen, vom Pilatus herabsteigenden Eigenthalgletschers ereignete sich ein Bergsturz⁵⁾

Manche von diesen Bergstürzen sind lokal von Moränen bedeckt, wie der von Niederbipp und der von Reutigen. Sie sind daher mehrfach als präglacial oder interglacial angesprochen worden, doch mit Unrecht. Waren die Trümmer unmittelbar am Gletscherende gefallen, so bedurfte es nur eines kleinen Vorstosses, um die hangende Moräne abzulagern. Die Oberflächenform der Trümmerhaufen blieb dabei erhalten. Nur in einem Fall hat der Gletscher einen niedergegangenen Bergsturz überschüttet, seine Form vernichtet und ihn unter Moränen begraben — beim Bergsturz vom Chasseron, der morphologisch gar nicht hervortritt. Gleichwohl möchte ich ihn nicht mit Schardt als interglacial oder gar als präglacial betrachten; er dürfte vielmehr in der Zeit einer der Rückschwankungen der Würm-Vergletscherung gefallen sein, z. B. in derjenigen, die dem durch die Moränen unterhalb des Neuenburger Sees markierten Gletschervorstoss voranging.

Andere Bergstürze sind erst lange nach Schwinden des Eises an den übersteilen Gehängen ausgelöst worden; so stürzte im Bereich des Bühlandes des Rhonegletschers 1584 bei Yvorne eine Felsmasse mit dem darauf stehenden Dorf Corbeyrier zur Tiefe⁶⁾; 1804 erfolgte der Goldauer Bergsturz vom Rossberg dort, wo das Ende des Reussgletschers während des Bühlstadiums lag. Seit Jahrhunderten ist das übersteile Ge-

1) Schardt in Bulletin de la Soc. vaud. des Sc. naturelles XIX (1883) S. XIV.

2) Schardt, Eboulement préglaciaire dans le Jura. Ebenda XXXIII (1897) S. I.

3) Mühlberg in Verh. der Baseler Naturf. Gesellschaft X (1894/5) S. 343.

4) Zollinger, Zwei Flussverschiebungen im Berner Oberland. Basel 1892, S. 10.

5) Kaufmann, Pilatus. Beiträge V, Bern 1867, S. 123.

6) Scheuchzer, Helvetiae Stoicheiographia, Orographia et Oreographia Bd. I. Zürich 1716. S. 128.

hänge des Genfer Sees bei Epesses zwischen Vevey und Lausanne in langsamem Absitzen begriffen ¹⁾).

Manche steile Böschungen der Molasse, die während längerer Zeit das Ufer des Eises bei der letzten Vergletscherung bildeten, möchte ich mit diesem Untergraben in Zusammenhang bringen, so den Nordwestabfall des Gurten bei Bern, der von dem aus Südwesten ziehenden Rhonegletscher untergraben wurde, und vor dessen Fuss Rhone-moränen liegen, so die Abfälle des Belpberges, der gleich nach Beginn des Rückzuges des Aaregletschers als Nunatak aus demselben auftauchte.

Es fragt sich, ob nicht vielleicht auch der so auffallend steile und ungliederte Abfall des Jura gegen das Mittelland mit diesem Untergraben zusammenhängt. Die steil gegen das Mittelland fallenden Schichten boten beim Untergraben die Möglichkeit grosser Bergausrutschungen. Von der Intensität, mit der das Eis den Jura-Abfall bearbeitete, legen 5 und 10 cm tiefe, durch den Gletscher ausgeschliffene Rinnen Zeugnis ab (vgl. A. Favre, Description géologique du Canton de Genève. Genf 1880, S. 129).

Entstehung der Zungenbecken durch vier Vergletscherungen.

Unterhalb der Zungenbecken der Gletscher der letzten Eiszeit weist das Aarethal mehrfach beckenförmige Erweiterungen auf, die heute von Niederterrassenschottern erfüllt sind. Unterhalb der Endmoräne von Wangen, die das nordöstliche Zweigbecken des Rhonegletschers abschliesst, folgt eine weite Niederung, dann nach einem Durchbruch durch einen Ausläufer des Jura das Becken von Aarau. Es liegen hier untere Teile von Zungenbecken einer älteren grösseren Vergletscherung vor. Wir haben solche noch an der Aare im Jura oberhalb der Altmoräne von Tegerfelden und am Rhein oberhalb der Altmoräne von Mölin gefunden (S. 495). Es sind eben die Zungenbecken nicht das Werk einer einzigen, sondern von vier Vergletscherungen (S. 254), die gerade in der Schweiz besonders verschiedene Dimensionen besaßen.

Einwürfe gegen die Bildung der Zungenbecken durch Gletschererosion.

Wir sind zu ganz gewaltigen Beträgen der glacialen Erosion gelangt, indem wir darstellten, dass in erster Reihe sie die übertieften Zungenbecken geschaffen hat. Allein, wenn man die mächtigen Dimensionen der quartären Gletscher, ihre Geschwindigkeit und die Dauer ihrer Wirkung in Anschlag zieht, wird der Betrag der Erosion begreiflich.

Suchen wir uns die Grössen, um die es sich dabei handelt, wenigstens ihrer Ordnung nach zu veranschaulichen, indem wir als Beispiel den Rhonegletscher und den Genfer See wählen. Aus der Wasserführung der Rhone in der Nähe ihrer Mündung im Mittel der Jahre 1890—1899 berechnet sich die Abflusshöhe des Rhonegebietes oberhalb des Genfer Sees zu 1,2 m, woraus man auf eine mittlere Niederschlagshöhe von mindestens 1,5 m schliessen darf, also auf weit mehr, als die in den trockenen Thälern gelegenen Regenstationen ergeben. Setzen wir die einst jährlich durch den Rhonegletscher abgeführte Wassermasse gleich derjenigen der heutigen Rhone, so entspricht das bei einem Einzugsgebiet von 5220 qkm 6,3 cbkm Wasser oder 7 cbkm Eis. Diese Eismasse passierte bei stationärem Zustand des Gletschers jährlich den Ausgang des Rhonethales, dessen Querschnitt zwischen Les Cornettes und Tour d'AI bis zur Gletscheroberfläche (1500 m) 12 qkm beträgt. Das ergibt eine mittlere Geschwindigkeit des Gletschers im genannten Querschnitt von 600 m im Jahr. Nehmen wir an, dass die Geschwindigkeit an der Sohle nur die Hälfte der mittleren des ganzen Querschnitts betragen habe (nach Finsterwalder, Vernagtgletscher S. 62 und Blümcke und Hess, Hinterseiferner Tafel VI wären drei Viertel richtiger), so erhalten wir für die Geschwindigkeit an der Gletschersohle 300 m pro Jahr. Der Druck, unter dem die untersten Eisschichten standen, ergibt sich bei 12—1300 m Mächtigkeit des Gletschers zu 1,1—1,2 Millionen Kilogramm auf den Quadratmeter. Die Erosionswirkung kam dadurch zustande, dass das an seiner Sohle mit den Gesteinsmassen der Untermoräne gespickte Eis unter einem Druck von 1,1—1,2 Millionen Kilogramm pro Quadrat-

1) Schardt in Bull. Soc. Vaud. XXVIII, 1892. S. 231.

meter mit einer Geschwindigkeit von 300 m im Jahr über den Untergrund hinwegbewegt wurde. Gering kann da die Erosionsleistung kaum gewesen sein. Nehmen wir ihren Betrag zu 1 mm pro Jahr an, so bedurfte es, um das Zungenbecken 800 m tief unter die präglaciale Landoberfläche einzutiefen, 800 000 Jahre, bei einer Erosion von 10 mm im Jahre 80 000. Das würde für die Dauer einer Eiszeit 200 000 bzw. 20 000 Jahre ergeben. Ich möchte aus dieser Betrachtung nur den einen Schluss ziehen, dass es sich keineswegs um ausserordentliche Geschwindigkeiten der Abtragung handelt.

In der Diskussion über die glaciale Entstehung der Seen haben gerade die schweizerischen Seen eine grosse Rolle gespielt. Doch müssen wir hier auf eine ausführliche historische Darlegung des Streitens verzichten, indem wir auf die Ausführungen von Penck (V. D. A. Kap. XXVI) verweisen. Eine Entstehung der schweizerischen Seen einschliesslich des Genfer Sees und eine gewisse Vertiefung der Täler durch die Gletscher vertrat A. C. Ramsay (On the glacial origin of certain lakes in the ice-worn regions of Europe and North America. Quarterly Journal of the Geological Society XVIII, 1862, S. 185; The excavation of the valleys of the Alps. Phil. Mag. Nov. 1862; On the erosion of valleys and lakes. Ebenda Okt. 1864; Sir Charles Lyell and the glacial theory of lake-basins. Ebenda April 1865). Weit schärfer trat Tyndall, und zwar auch vom rein physikalischen Standpunkt dafür ein (On the conformation of the Alps. Ebenda (4) XXIV, 1862, S. 169, XXVII, 1864, S. 255). In der Schweiz fanden diese Anschauungen keinen Boden. Desor (Revue suisse XXIII, 1860. S. 1, 139), B. Studer (L'origine des lacs suisses. Arch. des Sc. phys. et naturelles (2) XIX, 1864, S. 89), Alphonse Favre (Origine des lacs alpins et des vallées. Ebenda (2) XXII 1865, S. 273) äusserten sich dagegen, und die Anschauung, dass die Seen durch tektonische Vorgänge umgebildete Täler seien, behielt besonders nach den Ausführungen von L. Rütimeyer (Über Thal- und Seebildung, Basel 1869) die Herrschaft.

Allein die tektonischen Vorgänge, die zur Seebildung geführt haben sollten, wurden nirgends nachgewiesen. Es genügt nicht, im Bereich eines Sees überhaupt Dislokationen zu erkennen, um seinen tektonischen Ursprung festzustellen; es muss vielmehr dargethan werden, dass die betreffenden Dislokationen jung sind und nicht etwa aus der Zeit der Aufrichtung der Alpen stammen. Denn die Seen liegen alle in Thälern, die erst nach der Alpenfaltung durch lange fortgesetzte Erosion entstanden sind; sie sind also selbst weit jünger als die Alpenfaltung. Ausgehend von solchen Erwägungen glaubte Heim am Zürichsee sichere Spuren von jungen Dislokationen gefunden zu haben (Alpine Randseen. Vierteljahrsschrift der Züricher nat. Ges. XXXIX. 1894. S. 65; ferner Aeppli, Erosionsterrassen und Glacialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. Beiträge XXXIV, Bern. 1894). Heim formulierte daraufhin seine Theorie von der Entstehung der Randseen durch Rücksenkung der Alpen, die grossen Anklang fand. Die Rücksenkung bewies er dabei, vom Zürichsee abgesehen, durch die Anwesenheit der Seen. Wir haben S. 505—514 und 519—526 gezeigt, dass die Erscheinungen, die Heim und Aeppli am Zürichsee als Beweis für eine erfolgte Rücksenkung nahmen, ganz anders entstanden sind, und das Fehlen einer Rücksenkung durch Verfolgen der präglacialen Landoberfläche für das ganze Gebiet der schweizerischen Seen dargethan (S. 473). Hier möchte ich noch auf ein schwerwiegendes theoretisches Argument gegen die Rücksenkungshypothese aufmerksam machen. Die Rücksenkung soll nach Heim eine Folge der Alpenfaltung sein. Durch die Aufstauung der Gesteinsmassen fand eine Überlastung statt, die infolge des Strebens nach Isostasie das Rücksinken der überlasteten Zone veranlasste. Die Faltung der schweizerischen Alpen fand nun am Schluss des Ober-Miocäns statt; das Rücksinken, das dadurch verursacht worden sein soll, verlegt Heim aber in die Zeit nach Ablagerung des Deckenschotter. Das ist doch eine zu grosse zeitliche Inkongruenz zwischen Ursache und Wirkung. Man nehme an: die Alpen werden gefaltet; es erfolgt während der ganzen Pliocänzeit eine starke Denudation derselben; die Täler werden bis zu ihrer heutigen Tiefe ausgewaschen; die gesamte Abtragung, die die Alpen bis zur älteren Quartärzeit erleiden, beziffert sich, wenn wir die Hohlformen der Täler berücksichtigen, im Mittel auf eine Schicht von zwei, vielleicht auch mehr Kilometern. Und jetzt erst, nachdem das Gebiet durch Abtragung bedeutend entlastet worden ist, soll das Rücksinken als Folge der Alpenfaltung eintreten! Das ist überaus unwahrscheinlich. Man sollte umgekehrt erwarten, dass infolge der Abtragung und der dadurch hervorgerufenen Entlastung während und nach der Pliocänzeit ein Aufsteigen der Alpen eintreten musste. (Vgl. Brückner, La Morphologie du plateau molasique et du Jura suisse. Arch. des Sc. phys. et nat. (4) XIV 1902, S. 475). Die gleiche Erwägung richtet sich gegen die Ansicht von Schardt (Origine des lacs du pied du Jura suisse. Archives des Sc. phys. et. nat. (4) V, 1898, S. 68), wonach die Neuenburger Seen infolge der grossen Über-

schiebungen der Préalpes einsanken. Auch diese Ueberschiebungen sind miocän, die Seen aber quartär. — Für Entstehung der Neuenburger Seen z. T. durch Glacialerosion trat B. Aeberhardt in seiner trefflichen Abhandlung über das Quartär des Seelandes ein (ebenda (4) XVI 1903. S.223).

Die Gegenböschung am unteren Ende der Seewannen.

Gegen die Bildung der schweizerischen Seen durch Gletschererosion ist eingewendet worden, dass die Eismassen so tiefe Wannen, die man geradezu mit Löchern verglich, nicht durchschreiten konnten; es hätte sich vielmehr des Gegengefälles am unteren Seeende wegen im See eine tote Eismasse sammeln müssen, über die dann erst der Gletscher hinwegfloss. Stellt man sich die Seen im wahren Verhältnis von Länge und Tiefe dar, so wird das Unberechtigte dieses Einwurfes klar: stets ist die Tiefe verschwindend im Vergleich zur Länge, wie die nachstehende Tabelle sowie die Fig. 78 zeigen:

| | Areal *) | Länge | Grösste | Tiefe | Tiefe: Länge | Gegenböschung ^{b)} | | | |
|---------------------|----------|-------|---------|-------|-----------------------|-----------------------------|---------|------|---------|
| | | | | | | zwischen den | | Ent- | Gefälle |
| | | | | | | Isohypsen | fernung | | |
| qkm | km | m | m | km | ‰ | | | | |
| Genfer See | 578 | 70 | 310 | 1:226 | 130—290 | 8,5 | 19 | | |
| Neuenburger See | 240 | 48 | 154 | 1:312 | 310—425 | 3,2 | 39 | | |
| Bieler See | 42 | 15 | 76 | 1:198 | 360—420 | 2,0 | 30 | | |
| Murtener See | 27 | 8 | 46 | 1:174 | 395—420 | 1,1 | 23 | | |
| Thuner See | 48 | 19 | 217 | 1:88 | 400—510 ^{c)} | 2,5 | 44 | | |
| Vierwaldstätter See | 115 | 36 | 214 | 1:168 | 330—410 | 1,5 | 53 | | |
| Zuger See | 38 | 13 | 198 | 1:66 | 310—390 | 4,2 | 19 | | |
| Zürichsee | 88 | 40 | 143 | 1:280 | 300—390 | 3,2 | 25 | | |

a) Nach einer Tabelle des eidgenössischen Topographischen Bureaus; b) auf der Siegfriedkarte gemessen; c) abgesehen vom Steilrand des jungen Kanderdeltas bei Thun, das das Seeende bedingt.

Das Vorhandensein einer Gegenböschung schliesst keineswegs von vornherein die Gletscherbewegung aus. Denn damit ein Gletscher sich gegen seinen Untergrund verschiebt, ist Sohlengefälle nicht notwendig; es muss nur die Linie, die die Schwerpunkte der Querschnitte des Gletschers verbindet, ein Gefälle besitzen¹⁾. Steigt die Sohle thalabwärts an, so kann sich der Gletscher auf ihr gleichwohl fortschieben, wenn sein Oberflächengefälle in der Thalrichtung grösser ist als das Sohlengefälle thalaufwärts. Nun sind die Gegenböschungen am unteren Ende der Randseen so klein, dass sie selbst bei geringem Oberflächengefälle des Eises überwunden werden konnten. Wir haben in der Tabelle oben eine Zusammenstellung derselben gegeben, dabei für jeden See das steilste in der Längsachse liegende Stück wählend. Das Gegengefälle ist im Mittel rund 30 ‰ und übersteigt nirgends 53 ‰. Zu seiner Überwindung genügte ein Oberflächengefälle des Eises von 40—60 ‰, wie wir es auf den letzten 7—11 km der schmalen Zungen des Linth- und Reussgletschers für die Ufermoränen gefunden haben; (in der Gletschermitte muss es an der Stirn der Wölbung des Gletschers wegen grösser gewesen sein). Dieses Gefälle entspricht demjenigen des Aletschgletschers in seiner flachsten Partie am Concordiaplatz.

Einen eingehenden Vergleich des Gefälles der Eisoberfläche, wie dasselbe in verschiedenen Phasen der Eiszeit bestand, mit der Gegenböschung der Seen gestattet Figur 78. Es zeigt sich, dass die Gegenböschung im See von dem Gefälle der Eisoberfläche stets übertroffen wird, wie es in jener Phase bestand, wo das Eis Moränen am Seeende aufbaute. Damit ist für diese

1) Heim, Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart, 1885. S. 168.

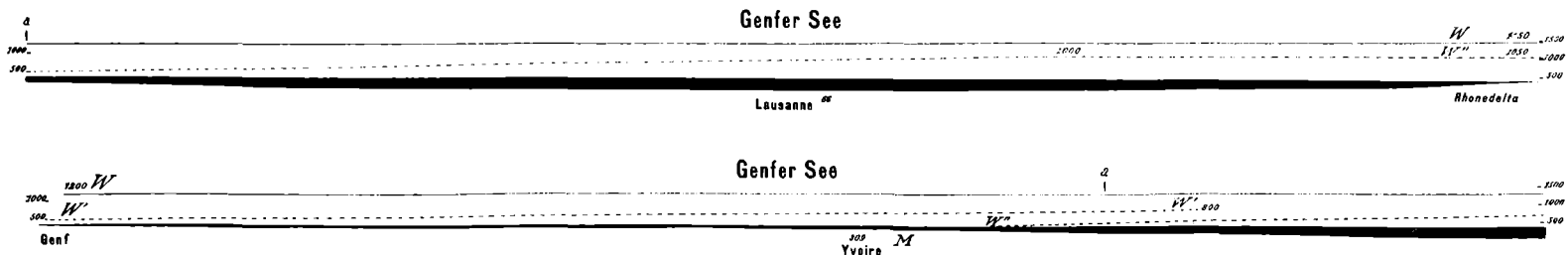


Fig. 78. Längsprofile im natürlichen Verhältnis der Längen und Höhen durch die am Ausgang der Alpenthäler gelegenen Randseen der Schweiz sowie durch die Gletscherzungen, die dieselben erfüllten. Massstab 1 : 200 000.

Die Längsprofile der Seen sind schwarz angelegt, die Oberfläche der Würm-Vergletscherung zur Zeit ihres Maximums durch eine vollausgezogene Linie ($W W$) markiert, die Oberfläche des Eises während der Rückzugsphasen (W' , W'') sowie während des Bühlstadiums (β) durch gestrichelte Linien gekennzeichnet. M markiert die Lage einer Stirnmoräne. Die Zahlen unter den Seeprofilen geben die Meereshöhe der Sohle des Sees an, die Zahlen über den die Gletscheroberfläche zeichnenden Linien die Meereshöhe der erratischen Grenzen bzw. der Ufermoränen. Die Gletscheroberfläche während der Rückzugsphasen konnte besonders am Zürichsee, am Vierwaldstätter See und am Thuner See nach kontinuierlich verfolgten Ufermoränen genau eingezeichnet werden, am Genfer See mehr nur angenähert, weil hier die Ufermoränen bedeutende Unterbrechungen aufweisen.

Der Genfer See musste seiner Länge wegen in zwei Teilen gezeichnet werden; beide Profile greifen, um die Gegenböschung ohne Unterbruch darzustellen, derart übereinander, dass der Punkt a im oberen Profil mit dem Punkt a im unteren zur Deckung gebracht werden muss, um ein zusammenhängendes Profil zu erhalten.

Phase nachgewiesen, dass das Seebecken nicht von totem Eis erfüllt war, sondern vom Gletscher durchschritten wurde. Für das Maximum der Eiszeit ist ein solcher Beweis nicht durchzuführen. Die heutige Gegenböschung ist allerdings grösser als das Eisgefälle zur Zeit des Hochstandes der Würm-Vergletscherung. Allein wir dürfen beide Grössen nicht miteinander vergleichen, weil sie nicht gleichzeitig bestanden. Die Gestalt des Seebeckens lässt sich für jene Zeit des Maximums nicht rekonstruieren. Wir wissen nicht, wie viel in der Zeit nach dem Maximum erodiert und andererseits auch nicht, wie viel gerade im Bereich der heutigen Gegenböschung nachträglich akkumuliert worden ist, als der Gletscher während der Rückzugsphasen Moränen am Seeende aufbaute.

Akkumulation in den Zungenbecken.

Die Zungenbecken bezeichnen das Ende der glacialen Erosion; ihre unteren Partien sind daher, und zwar besonders in den Zweigbecken, auch der Schauplatz einer intensiven glacialen Akkumulation gewesen. Ist auch, wie S. 251 ausgeführt wurde, die glaciale Akkumulation bei einem stationären Gletscher nur auf eine schmale Zone am Gletschersaum beschränkt, so wurde doch dadurch, dass der Gletscher beim Rückzug Halte machte und Rückzugsmoränen aufbaute, ein grösserer Teil des Zungenbeckens nachträglich einer Akkumulation ausgesetzt. In der Schweiz sind, wie wir gesehen haben, die Rückzugsmoränen in den Zungenbecken viel weiter auseinander gerückt als im ostalpinen Vorland, daher auch weit grössere Teile der Zungenbecken durch Akkumulation verändert. Als Beispiele seien das bis auf die Seen stark verschüttete Zungenbecken des Nordostarmes des Rhonegletschers genannt, ferner das Aarethal unterhalb Thun, das Limmatthal unterhalb Zürich. Die seitwärts in die Zungenbecken einmündenden Flüsse, wie die Sihl bei Zürich, die Kander bei Thun, die Arve bei Genf trugen ihrerseits zur Verschüttung bei.

Lage der schweizerischen Randseen in den Zungenbecken.

Die grossen Randseen der Schweiz liegen alle in den durch Glacialerosion gebildeten Zungenbecken, sind aber mit diesen nicht identisch, sondern bedeutend kleiner. Ihre heutige Gestalt, besonders die Lage ihres unteren Endes, ist durch Akkumulation von Moränen oder Schottern bestimmt¹⁾, wenn sie auch fast alle mit ihrem Boden unter die Felsschwelle herabreichen, die thalabwärts das Zungenbecken schliesst (vgl. Tabelle S. 590). Unterschiede machen sich insofern geltend, als sie in verschiedenen Phasen der Würm-Eiszeit vom Eis verlassen wurden. Bieler, Neuenburger und Murtenener See wurden eisfrei, als der Rhonegletscher noch den Genfer See besetzt hielt. Der letztere und der untere Zürichsee wurden nach Ablagerung der letzten Rückzugsmoräne frei. Aus dem Thuner, dem Vierwaldstätter, dem Zuger und dem oberen Zürichsee schwand das Eis gar erst nach dem Bühlstadium. Stets wurde der obere Teil eines Sees später eisfrei als der untere. Er war daher noch eine Zeit lang der Gletschererosion ausgesetzt, während im unteren Teil schon Zuschüttung stattfand, beschleunigt vielleicht noch durch Moränenabsatz. Das ist eine der Ursachen dafür, dass der untere Teil der Seen seichter ist als der obere, wie am Genfer, am Neuenburger, am Thuner, am Zuger und am Vierwaldstätter See. In gleichem Sinne und wohl noch massgebender wirkte die Abnahme der Erosionskraft des Gletschers infolge der Abnahme seiner Mächtigkeit und Geschwindigkeit von der Thalmündung weg.

1) Eine Ausnahme hiervon macht nur der Vierwaldstätter See, der durch eine Querrippe abgeschlossen wird.

Fortschreitende Vernichtung der Randseen.

Die schweizerischen Randseen sind dem Untergang geweiht. Durch Erosion ihres Abflusses ist ihr Spiegel seit der Zeit des Bühlstadiums gesenkt worden (vgl. S. 526, 569, 573). Andererseits werden sie durch die Deltabildung ihrer Zuflüsse zugeschüttet. Die grossen Akkumulationsebenen oberhalb der Seen legen Zeugnis davon ab. Ihre Bildung begann in dem Augenblick, wo der See eisfrei wurde, daher bei den einzelnen Seen zu verschiedener Zeit. Jährlich lagert die Reuss im Vierwaldstätter See 150 000 cbm Geschiebe an ihrem Delta ab¹⁾, die Kander im Thuner See 300 000 cbm²⁾, die Aare im Bieler See 450 000 cbm³⁾. Am Seeboden setzt sich der feine Schlamm ab, den die Flüsse bringen. Nach den Messungen von A. Heim ist dieser Absatz weit stärker als man bisher annahm, dabei aber von Jahr zu Jahr sehr verschieden⁴⁾. Heim fand ihn im Urner Becken des Vierwaldstätter Sees 1897/98 zu 15 mm, 1901/02 zu 82 mm, 1902/03 zu 3,5 mm, im Muottabecken 1897/98 zu 80 mm, 1898/99 zu 11,5 mm, 1902/03 zu 5 mm, im Mittel der 6 Jahre zu 32 bis 33 mm nassen Schlammes. Nimmt man den Jahresabsatz reduziert auf trockenen komprimierten Schlamm nach den ausgeführten Analysen zu 10 mm an, so bedarf es zur Zufüllung selbst des tiefsten unserer Seen, des Genfer Sees, allein durch Schlammabsatz nur 30 000 Jahre, für den Vierwaldstätter See gar nur 20 000 Jahre. Wissen wir auch nicht, wie gross die ursprüngliche Tiefe der Seen gewesen ist, so lehren doch diese Zahlen, dass die Seen nur ganz jung sein können. Dass ein Randsee eine ganze Interglacialzeit, die ja weit länger währte als die Postglacialzeit⁵⁾, überdauert habe, ist darnach unwahrscheinlich. Dass in der That unsere Seen in der Interglacialzeit verschüttet wurden, lehren die interglacialen Deltareste. Gerade dieses jugendliche Alter der Seen spricht ebenfalls für ihre Entstehung unter dem Gletscher und durch den Gletscher der letzten Eiszeit. Derselbe entfernte zuerst das Schuttmaterial, das den früheren See erfüllte, und tiefte dessen Boden noch weiter in den anstehenden Fels ein.

Sehr viel rascher fallen die kleinen Moränenseen, die in grosser Zahl im Moränengebiet auftreten, der Vernichtung anheim. Allein seit 1660 sind im Kanton Zürich von 149 Seen bis heute 73 verschwunden⁶⁾.

Epigenetische Thalbildung im Moränengebiet.

Zwischen dem Zungenbecken des Rhone- und des Aaregletschers hat sich ein ausgedehntes hochgelegenes Gebiet erhalten, das im Süden das bernische Amt Schwarzenburg und die anliegenden Teile des Kantons Freiburg umfasst und sich noch bis über die Aare unterhalb Bern und fast bis zum Murtensee erstreckt. Besonders seine mittleren und südlichen Teile sind von mächtigen Moränenanhäufungen des Rhonegletschers eingenommen (vgl. die Karte S. 497). Im Süden sind das Becken von Plaffeien als

1) A. Heim, Erosion im Gebiet der Reuss. Jahrb. Schweiz. Alpenklub XIV, 1878/9, S. 387.

2) Th. Steck, Denudation im Kandergebiet. Jahresbericht der Berner geogr. Ges. XI (1891/92). S. 183.

3) Brückner, Die schweizerische Landschaft einst und jetzt. Rektoratsrede. Bern, 1900. S. 19. Vergl. XVII. Jahresber. d. geogr. Ges. Bern S. 121.

4) Vgl. A. Heim in Vierteljahrsschrift der Züricher nat. Ges. XLV, 1900, S. 164; ferner die Berichte der Flusskommission in den Verhandlungen der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft 1898 bis 1903 (Bern, Neuenburg, Thuisis, Zofingen, Genf, Locarno).

5) Vgl. Brückner, Salzachgletscher. S. 133.

6) Walser, Veränderungen der Landoberfläche im Kanton Zürich. Jahresber. Berner geogr. Ges. XV, 1898/9. S. 47.

Zungenbecken des Sensegletschers und das Becken von Bulle als Zungenbecken des Saanengletschers in dasselbe eingesenkt. Trotz seiner flachwelligen Oberfläche, deren Höhe von etwa 900 m im Süden auf ca. 550 m im Norden herabsinkt, ist das Gebiet überaus unwegsam. Die Flüsse haben in Mäanderform wilde, oft 100 m, hier und da 200 m tiefe Schluchten eingeschnitten.

Aus dem Zungenbecken des Saanengletschers bei Bulle kommend, quert die Saane die Hochfläche in solch einem tiefeingesenkten Mäanderthal, ebenso die Sense, die aus dem Zungenbecken des Sensegletschers bei Plaffeien heraustritt; mit der letzteren vereinigt sich das in schmaler Schlucht dahineilende Schwarzwasser, das die Gewässer des in der Würm-Eiszeit eisfreien Gebietes westlich des Aaregletschers sammelt. Das gleiche Bild bietet das Thal der Aare von Bern abwärts mit seinen mächtigen Schlingen, wenn es auch nicht so tief in die hier wenig hochgelegene Molassehochfläche eingeschnitten ist.

Alle diese Täler tragen den Stempel der Jugend; sie durchschneiden die Moränenwälle des Aare- und des Rhonegletschers, sind daher jünger als diese und erst nach Schluss der Würm-Eiszeit entstanden. Zwar war auch vor der Würm-Eiszeit das hochgelegene Molassegebiet von Thälern durchfurcht. Allein diese sind durch die mächtigen Ablagerungen der Würm-Vergletscherung verschüttet worden. So mussten sich die Flüsse nach dem Schwinden des Eises neue Wege suchen und neue Täler graben. Sie haben dabei nur stellenweise ihr altes Thal getroffen, meist aber daneben in die Molasse eingeschnitten. Mehrfach findet man Spuren der verschütteten Täler, so z. B. im Weichbild der Stadt Bern, dann auch am Schwarzwasser und an seinen Nebenflüssen, desgleichen an der Saane. Es bereitet sich hier die Entstehung epigenetischer Durchbruchthäler vor, die zu Tage treten werden, wenn einmal die lockeren Quartärbildungen ausgeräumt und die härtere Molasse blossgelegt sein werden. Ähnliche Verhältnisse bestehen im Bereich des Plateaus von Menzingen zwischen Zürichsee und Zuger See (siehe S. 555 f.) und des Jurten (Mont Jorat) nördlich von Lausanne. Überall sind hier die Täler ganz jung und epigenetisch in die liegende Molasse eingeschnitten. Dass auch am Genfer See selbst bei Vevey und Montreux nach Schwinden des Gletschers eine solche epigenetische Thalbildung einsetzte, hat M. Lugeon gezeigt¹⁾. Sie ist für alle Gebiete charakteristisch, wo in der Glacialzeit Akkumulation stattfand.

Schon B. Studer lenkte die Aufmerksamkeit auf die eingeschnittenen Mäanderthäler der Aare und Saane. Er erklärte sie durch eine Hebung des Mittel- und Oberlaufes, die en bloc erfolgt und jünger als das Erratum sein sollte (Verh. der schweiz. Naturf. Ges. Solothurn 1848, S. 38). Die durch Moränen verschütteten Täler, deren Querschnitt mehrfach am heutigen Thalgehänge sichtbar ist, wurden fast stets als präglacial betrachtet, so noch jüngst von E. Renevier in *Ecologae* VI, 1900, S. 369, während sie doch nur präglacial in Bezug auf die Würm-Eiszeit sind.

Die reife Thallandschaft ausserhalb des Gebietes der Jungmoränen, insbesondere am Napf.

Formen, die von den geschilderten der Zungenbecken völlig abweichen, treffen wir im Gebiet des Napf und seiner Umgebung, etwa begrenzt durch eine Linie, die bei Schangnau die Alpen verlässt, gegen den Bantiger bei Bern zieht, von hier gegen Olten zu verläuft, um sich dann südostwärts gegen Wolhusen zu wenden. Ausschliesslich flach gelagerte Molasse, zum Teil mit Nagelflubbänken, setzt die Höhen zusammen. Quartärablagerungen fehlen so gut wie ganz, von lokalen Schottern in einigen Thälern abgesehen. Überall zeigt sich im Grundriss der Thalsysteme die typische Verästelung der durch Wassererosion entstandenen Täler; der Querschnitt ist mehr oder minder

1) Gorges épigénétiques. Bull. des laboratoires de géol., géogr. phys. etc. de l'université de Lausanne. Nr. 2. Lausanne, 1901, S. 9.

V-förmig. Das Gefälle nimmt stetig thalabwärts ab. Alle Thäler vereinigen sich gleichsöhlig und Stufenmündungen fehlen. Radial laufen die Hauptthäler vom Napf auseinander; zwischen ihnen sind Rücken stehen geblieben, die selbst wieder durch Seitenschluchten gegliedert werden. So steilt uns der Napf den Typus einer durch Wassererosion zerschnittenen, einst flachkuppigen Erhebung dar¹⁾.

Von der ursprünglichen präglacialen Landoberfläche ist im eigentlichen Napfgebiet nicht mehr viel vorhanden, wenn auch ihr Verlauf durch die Profillinien der Hauptkämme noch ersichtlich ist. Anders im tiefer gelegenen Gebiet nördlich des Napfes, das sich nicht wie der Napf etwas über die präglaciale Rumpffläche erhob, sondern selbst einen Theil derselben bildete. Hier ist die letztere zwar durch Wassererosion zerschnitten, aber doch nicht vernichtet; sie hat sich, zum Teil in ausgedehnten Flächen, auf den Rücken zwischen den Thälern erhalten, wie z. B. bei Huttwil trefflich zu sehen ist. Die Thallandschaft zeigt noch nicht jene Reife wie am Napf selbst. Die Grenze des Gebietes, in dem die geschilderte scharfe Ciselierung der Molasse durch das fließende Wasser auftritt, fällt, wie schon Mühlberg erkannte²⁾, mit der Grenze der Jung-Endmoränen zusammen (siehe Karte S. 497). Das Gebiet der letzten Vergletscherung und das der reifen Thallandschaft schliessen einander aus. Auch die Thäler, an deren Sohle die von den Jung-Endmoränen abströmenden Flüsse Niederterrassenschotter anhäuferten, zeigen an ihren Gehängen die Modellierung durch Wasser.

In der Riss-Eiszeit war freilich auch dieses Gebiet unter Eis begraben (siehe S. 497). Nach allem, was wir in den Zungenbecken und im Bereich der Moränen der Würm-Vergletscherung sehen, ist es unwahrscheinlich, dass eine Thallandschaft mit so scharfen Erosionsformen sich unter dem Eis einer Vergletscherung hätte erhalten können. Wären die Thäler des Napfes in ihrer heutigen Form älter als die Riss-Eiszeit, so müssten in ihnen Ablagerungen der Riss-Eiszeit auftreten, während sich doch nur wenige besonders grosse erratiche Blöcke finden. Es dürfte also die reife Thallandschaft des Napfes in ihrer heutigen Gestalt und Tiefe erst nach der Riss-Vergletscherung ausgebildet worden sein, und zwar in erster Reihe in der Riss-Würm-Interglacialzeit; denn die grossen Thäler, wie das Trubthal, weisen Schotterterrassen auf, die thalabwärts in die Niederterrassen der von Gletscherflüssen der Würm-Vergletscherung durchströmten Thäler auslaufen. Es fand also in der Würm-Eiszeit eine Verschüttung der grossen Thäler statt. Doch arbeitete wohl die Erosion in den kleineren Seitengraben auch während der Würm-Vergletscherung weiter. So spricht alles für eine lange Dauer der Riss-Würm-Interglacialzeit.

Übersicht der Entwicklung des schweizerischen Mittellandes in der Quartärzeit.

Die älteste Vergletscherung, unsere Günz-Eiszeit, traf im Mittelland die verhältnismässig steilgeneigte präglaciale Landoberfläche an. Die unterhalb der Gletscherenden sich aufhäufenden Glacialschotter verstärkten im Unterlauf der Gewässer dieses Gefälle noch. Im Oberlauf dagegen, wo das Eis lag, nutzte dieses den Untergrund ab und minderte so das Gefälle vom Thalausgang aus den Alpen nach Nordwesten.

Ob es schon damals zur Bildung von Wannan kam, sei dahingestellt. Derselbe Betrag der Erosion, der bei ursprünglich kleinem Gefälle der Gletschersohle zu Wannanbildung führt, vermag das bei starkem Gefälle der Sohle noch nicht zu erreichen. Waren Seebecken gebildet, so wurden diese doch durch die nach Schluss der Günz-Eiszeit einsetzende Schiefstellung des Mittellandes zum

1) Vgl. z. B. die Darstellung auf der neuen eidgenössischen Schulwandkarte 1 : 200 000.

2) Die erratiche Bildungen im Aargau. Festschrift der aarg. nat. Ges. Aarau 1869. S. 167.

Teil wieder geleert, so wie man durch Heben an einer Seite ein Wassergefäß teilweise entleert. Dadurch wurde die Wassererosion neu belebt, die durch die Zungenbeckenbildung der Gletscher vermindert worden war.

In der Günz-Mindel-Interglacialzeit erfolgte eine Tieferlegung der Flussläufe im Mittelland, deren Betrag uns durch den Abstand der Sohle des jüngern Deckenschotter von der des älteren vor Augen geführt wird. Befördert wurde diese Erosion durch die eintretende Schiefstellung des Mittellandes. Die Mindel-Eiszeit brachte eine neue Vertiefung der Zungenbecken und damit eine weitere Minderung des Gefälles der grossen Täler des Mittellandes im oberen Teil, die nur zum Teil durch die fortdauernde Hebung des alpinen Saums des Vorlandes ausgeglichen wurde. Es folgte die Mindel-Riss-Interglacialzeit. Sie scheint die längste der Interglacialzeiten gewesen zu sein; denn während derselben kam es im Mittelland wie in den Alpen zur Herausbildung eines wohl ausgeglichenen Thalsystems. Am Ausgang der grossen Alpentäler haben wir dasselbe an den Gefällsbrüchen der Seitenbäche erkennen können; am Zürichsee fanden wir Terrassen, die in sein Niveau fallen (S. 517). Die Riss-Eiszeit brachte eine neue Vertiefung der Zungenbecken und der grössern Ausdehnung der Vereisung wegen eine Verlängerung derselben thalabwärts. In der Riss-Würm-Interglacialzeit erfolgte die Zuschüttung der entstandenen Seen durch Flüsse, deren Deltas uns noch in einigen dürftigen Resten erhalten sind. Die Würm-Eiszeit endlich stellte im wesentlichen die heutigen Verhältnisse her.

Verschiedenes Alter der Elemente des Formenschatzes des schweizerischen Mittellandes.

Aus den verschiedensten Phasen dieser Entwicklung sind Spuren erhalten geblieben, so dass Formen von sehr verschiedenem Alter das heutige Landschaftsbild zusammensetzen. Noch schimmert an manchen Stellen die präglaciale Landoberfläche durch die jüngeren Formen hindurch. Die Erosionsarbeit der Riss-Würm-Interglacialzeit vollendete die reife Thallandschaft des Napfes. Bei weitem der grösste Teil des Mittellandes aber verdankt die endgültige Ausbildung seines heutigen Formenschatzes der Würm-Vergletscherung, der Gletschererosion in den Zungenbecken und der Akkumulation in der diese umschlingenden Moränenlandschaft. Unbedeutend sind die Spuren der postglacialen Erosion, die im höher liegenden Gelände schmale Schluchten von un- ausgeglichenem Gefälle erzeugt hat, bedeutender schon die Spuren postglacialer Verschüttung in den Zungenbecken.

Die Quartärperiode im schweizerischen Mittelland als Zeit vorwiegender Denudation.

Insgesamt stellt sich uns die Quartärperiode im Mittelland der Schweiz vorwiegend als eine Zeit der Abtragung dar. Fand auch in jeder Eiszeit eine Aufschüttung von Moränen und Schottern statt, so haben sich doch nur die Moränen der Würm-Eiszeit gut erhalten, während schon diejenigen der Riss-Eiszeit grösstenteils geschwunden sind. Das gilt auch von den interglacialen Ausfüllungen der Wannen in den alten Zungenbecken. Von den Ablagerungen der beiden ältesten Eiszeiten haben sich überhaupt nur ganz wenige Schotterreste erhalten, die durch ihre Durchlässigkeit der denudierenden Wirkung des Wassers weniger ausgesetzt waren, während die mehr wasserundurchlässigen Moränen gänzlich entfernt oder unter jüngeren vergraben wurden. Die Akkumulation hat also den allgemeinen Denudationsprozess immer nur vorübergehend aufzuhalten vermocht.

Die Denudation war, wie wir sahen, besonders lebhaft in den Zungenbecken der alten Gletscher. Ihr Resultat ist eine immer weiter fortschreitende Vertiefung der Ausgänge der Alpentäler. Die in der älteren Quartärzeit erfolgte Schiefstellung des Mittel-

landes vermochte nur etwa ein Viertel bis ein Drittel der Eintiefung wettzumachen. Letztere beträgt (siehe Tabelle S. 590) im Bereich der kleinen Gletscher 400—500 m, im Bereich der grossen 600—850 m. Bringt man die Hebung des Südsaumes des Vorlandes, die in der älteren Quartärzeit erfolgte, in Abzug, so liegen heute die Ausgänge der Alpenthäler an der Sohle der Seen immer noch 200—400, bzw. 500 bis 700 m tiefer als am Ende der Präglacialzeit. In derselben Zeit, in der die Sohle der grossen Alpenthäler an ihrer Mündung um diesen Betrag erniedrigt wurde, hat sich die Sohle des Rheinthales, das die Gewässer des grösseren Teiles des Mittellandes wegführte, bei Rheinfelden, wo nur Flusserosion wirkte, nur um 75 m gesenkt. Das hat eine völlige Änderung der Gefällsverhältnisse der grossen Flüsse hervorgerufen, wie die nachstehende Zusammenstellung für die Strecke von Uznach am Ausgang des Linththales über Baden und Koblenz nach Rheinfelden veranschaulicht.

| | Thalhöhe am Ausgang des Linththales | Thalhöhe bei Rheinfelden | Gefälle |
|-------------------------------------|--|-----------------------------|---------|
| Vor der Günz-Eiszeit | 950 m ^{a)} | 350 m ^{b)} | 4,6 ‰ |
| In der Mindel-Riss-Interglacialzeit | 620 m ^{d)} | 300 m ^{e)} | 2,5 ‰ |
| In der Riss-Würm-Interglacialzeit | 456 m ^{f)} | 275 m ^{g)} | 1,4 ‰ |
| In der Gegenwart | 409 m ^{h)} | 275 m ⁱ⁾ | 1,0 ‰ |

a) Präglacialer Thalboden in seiner heutigen Lage; zieht man den Betrag der altquartären Disklokation (mindestens 150 m) ab, so reduziert sich die Höhe auf 800 m; b) Sohle des älteren Deckenschotter; c) nach Abzug der Hebung $3\frac{1}{2}$ ‰; d) der interglaciale Thalboden; derselbe ist nicht disloziert; e) Sohle des Hochterrassenschotter; f) Spiegelhöhe des durch das Aukonglomerat markierten interglacialen Sees; g) Sohle des Niederterrassenschotter; h) Spiegelhöhe des Zürichsees; i) heutiger Rheinspiegel.

Hand in Hand mit dieser Änderung des Gefälles der Flüsse hat sich deren Erosionskraft gemindert. Daher die Abnahme der Erosionsleistung von Interglacialzeit zu Interglacialzeit, die wir S. 460 durch Vergleich der Höhenlage der Schotter zu einander festgestellt haben. Am Rhein bei Basel sind Hochterrassenschotter und Niederterrassenschotter schon so ineinandergeschachtelt, dass der letztere mehrfach auf einer Erosionsterrasse des ersteren liegt. Heute ist das Gefälle der Flüsse noch kleiner als in der Riss-Würm-Interglacialzeit; ihre Erosionsleistung wird dementsprechend auch kleiner bleiben. Daher wird, wenn etwa eine neue Eiszeit kommen sollte, deren Glacial-schotter im Niveau vielleicht gar nicht mehr vom Niederterrassenschotter zu unterscheiden sein. Die Schotter werden, wie bei München (S. 59), übereinander lagern.

Nicht gleichmässig arbeitete die Denudation in den verschiedenen Teilen des Mittellandes. Während jeder Vergletscherung fand glaciale Denudation im Zungenbecken statt und dadurch eine Minderung des Thalgefälles im Oberlauf der Flüsse, unterhalb derselben aber glaciale und fluvioglaciale Akkumulation und damit eine Mehrung des Gefälles im Unterlauf der Flüsse. Umgekehrt wurde in der Interglacialzeit das Zungenbecken verschüttet, das thalabwärts gelegene Gebiet aber durch Flusserosion vertieft. So suchte jede Interglacialzeit den Bruch im Gefälle der Thäler, der durch die Vergletscherung veranlasst worden war, wieder auszugleichen. Besonders vollständig erreicht wurde diese Ausgleichen in der Mindel-Riss-Interglacialzeit.

Betrag der Abtragung des schweizerischen Mittellandes in der Quartärperiode.

Die Rekonstruktion der präglacialen Landoberfläche giebt uns die Möglichkeit, den Betrag zu bestimmen, um den das schweizerische Mittelland in der Quartärperiode erniedrigt

worden ist. Als mittlere Höhe der rekonstruierten präglacialen Landoberfläche erhalten wir 800—840 m. Die mittlere Höhe der heutigen Oberfläche des Mittellandes, genau in den gleichen Grenzen bestimmt, fand H. Liez zu 570 m¹⁾. Sonach beträgt die mittlere Abtragung des Mittellandes in der Quartärzeit 230 bis 270 oder rund 250 m. Es sind im ganzen aus dem Mittelland, dessen Areal rund 12000 qkm beträgt, 3000 cbkm Gestein entfernt worden. Die Grösse dieser Abtragung weist auf die überaus lange Dauer der Quartärzeit hin. Um jedoch den Betrag der Abtragung in absolutes Zeitmass umzusetzen, fehlt uns die Kenntnis der Geschwindigkeit der Denudation.

Die mittlere Höhe des Mittellandes zu Beginn der Quartärzeit wurde auf folgende Weise gefunden. Zunächst zeichnete ich in eine Karte die Höhen der präglacialen Landoberfläche an jenen Punkten ein, wo sich dieselbe noch erhalten hat. Nach diesen Cöten wurden Isohypsen gezogen, die von ihnen eingeschlossenen Flächen gemessen und hierauf die mittlere Höhe des Mittellandes mittelst der hypsographischen Kurve zu 800—840 m gefunden.

IX. Das Nährgebiet der helvetischen Gletscher.

Bestimmung der oberen Gletschergrenze im Gebirge. Höhe und Gefälle der Eisoberfläche. Bifurkationen. Zugehörigkeit der geschilderten oberen Gletschergrenze zur Würm-Eiszeit. Eismächtigkeit. Erhebung der Kämme über die Eisoberfläche. Zurücktreten der Kare in den Schweizer Alpen. Übertiefung und alte Thalböden im mittleren Rhonethal. Die alten Thalböden in den Seitenthälern. Die alten Thalböden im Aarethal, im Reussthal, im Linththal. Übersicht über die alten Thalböden. Vergleich derselben mit den Thalbodensystemen Heims und Bodmers. Beziehung der alten Thalböden zur oberen Gletschergrenze und zur heutigen Thalsohle, Betrag der Übertiefung. Die Formen der übertieften Thäler: Übersteilheit und Bergstürze der Gehänge, Stufen und Riegel der Sohle. Riegelberge. Historisches über die Entstehung der Stufen und Riegel in der Schweiz und über das Alter der Thäler.

Bestimmung der oberen Gletschergrenze im Gebirge.

Über die Höhe, bis zu der die Gletscher der Eiszeit die Thäler erfüllten, liegen aus den schweizerischen Alpen besonders zahlreiche Beobachtungen vor. Schon J. de Charpentier (Essai S. 157) lenkte sein Augenmerk im Rhonethal darauf. Eine wertvolle Sammlung des bis Anfang der 80er Jahre gewonnenen Thatsachenmaterials verdanken wir A. Favre, der auch das Gefälle der Gletscheroberfläche für die Hauptthäler berechnete. So steht uns denn ein reicher Schatz von Beobachtungen zur Verfügung. Berücksichtigen wir bei dessen Verwertung die S. 258 geschilderten Erscheinungen, insbesondere die so häufige Herabdrückung der erratischen Grenzen im Hauptthal durch einmündende Seitengletscher, die sich nicht nur an der Mündung der Seitenthäler, sondern auch unterhalb derselben geltend macht, so gelangen wir zu wesentlich höheren Oberflächen der alten Gletscher, als sie bisher²⁾ angenommen wurden.

Die nachfolgende Tabelle stellt unsere Resultate für die einzelnen Gletscher zusammen. Für jede Lokalität bringen die Anmerkungen die Beobachtungen; es werden nur die höchsten Spuren und zwar nach den obersten Schliffformen und erratischen Vorkommnissen aufgeführt. Erstere wurden nur im Bereich des Urgebirges herangezogen, hier freilich mit gutem Erfolg.

1) Die Verteilung der mittleren Höhe in der Schweiz. Jahresber. Bern, geogr. Gesellschaft XVIII. 1903. S. 36.

2) Z. B. durch E. Renevier (Beiträge XVI, Bern 1890 S. 482) und A. Baltzer (Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1896. S. 655).

Rhonegletscher.

| Schliffgrenzen (Schl.) und erratische Grenzen (Err.) | Höhe der oberen Gletschergrenze | Mächtigkeit des Eises | Entfernung | Gefälle |
|---|------------------------------------|--------------------------|------------|---------|
| am Furkaborn (Schl.) ^{a)} | 2800 m | 1000 m | 30 km | 3 ‰ |
| bei Obergestelen (Err.) ^{b)} | 2700 „ | 1350 „ | | |
| am Eggishorn (Schl.) ^{c)} | 2700 „ | 1600 „ | 77 „ | 9 „ |
| bei Sidlers (Err.) ^{d)} | 2030 „ | 1550 „ | | |
| bei Martigny (Err.) ^{e)} | 1995 „ | 1530 „ | 22 „ | 16 „ |
| bei St. Maurice (Err.) ^{f)} | 1650 „ | 1230 „ | | |
| bei Montreux (Err.) ^{g)} | 1450 „ | 1225 „ | 26 „ | 8 „ |

Arvegletscher.

| | | | | |
|---|--------|--------|-------|------|
| bei Argentièrre (Schl.) ^{a)} | 2200 m | 900 m | 15 km | 9 ‰ |
| unterhalb Chamonix ^{b)} | 2065 „ | 1060 „ | | |
| bei St. Gervais (Err.) ^{c)} | 1800 „ | 1240 „ | 8 „ | 33 „ |
| bei Bonneville (Err.) ^{d)} | 1665 „ | 1215 „ | 50 „ | 10 |
| am Salève (Err.) ^{e)} | 1300 „ | 900 „ | | |

Aaregletscher.

| | | | | |
|---|--------|--------|-------|------|
| am Ewigschneehorn (Schl.) ^{a)} . . | 3000 m | >400 m | 12 km | 25 ‰ |
| am kl. Siedelhorn (Schl.) ^{b)} . . | 2700 „ | 830 „ | | |
| bei Guttannen (Schl.) ^{c)} | 2250 „ | 890 „ | 9 „ | 50 „ |
| bei Brienz (Err.) ^{d)} | 1500 „ | 1180 „ | 23 „ | 33 „ |
| bei Beatenberg (Err.) ^{e)} | 1400 „ | 1050 „ | 21 „ | 5 „ |
| bei Thun (Err.) ^{f)} | 1250 „ | 900 „ | 16 „ | 9 „ |

Reussgletscher.

| | | | | |
|---|---------|---------|-------|-------|
| an der Furka (Schl.) ^{a)} | 2650 m | 210 m | 13 km | 19 ‰ |
| an der Schöllenen (Schl.) ^{b)} . . | 2400 „ | 1100 „ | | |
| am Bristenstock (Schl.) ^{c)} | 2200 „ | 1600 „ | 11 „ | 18 „ |
| bei Silenen (Schl.) ^{d)} | >2000 „ | >1500 „ | 5 „ | <40 „ |
| an der Rigi-Hochfluh (Err.) ^{e)} . . | 1390 „ | 1170 „ | 27 „ | >23 „ |
| am Rigi, Westseite (Err.) ^{f)} . . . | 1200 „ | 915 „ | 10 „ | 19 „ |

Linthgletscher.

| | | | | |
|---|--------|-------|-------|-----|
| bei Weesen (Err.) ^{a)} | 1300 m | 877 m | 13 km | 4 ‰ |
| bei Uznach (Err.) ^{b)} | 1250 „ | 850 „ | | |

Anmerkungen zu den Tabellen.

Favre K. weist als Quelle auf Favres Karte hin, Favre T. auf den Text dazu (Beiträge XXVIII, Bern 1898). B. bedeutet Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, E. B., dass ich die betreffenden Beobachtungen gemacht oder bestätigt gefunden habe.

Rhonegletscher. Über die erratische Grenze am Rhonegletscher vgl. A. Favre, Recherches géologiques I, Paris 1867, S. 99/125; Description géol. du Canton de Genève I. Genf 1880, S. 121; Falsan und Chantre, Anciens glaciers du Bassin du Rhone. Lyon 1880, Bd. II. S. 175 ff., mit Profil der Schliffgrenze für das obere Wallis von J. Anselmier; Lugeon, La région de la brèche du Chablais. Bull. Serv. de la Carte géol. de la France VII 1895/96 S. 440; A. Baltzer in Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellschaft 1896. S. 655. Unser Resultat deckt sich im wesentlichen mit dem von Falsan und Chantre. a) Favre T. S. 13; in wenig geringerer Höhe Schl. am Siedelhorn westlich der Grimsel (E. B.); b) Oberthal, Kühthal, v. Fellenberg B. XXI, S. 77; c) Favre T. S. 13, von Penck, Richter und mir bei gemeinsamer Exkursion bestätigt (vgl. Richter in Pet. Mitt. Ergänzungsh. Nr. 132. Gotha 1900, S. 39). Der Grat, der das Rhonethal vom Aletschhorn trennt, war, abgesehen vom Eggishorn und Bettmerhorn (Schl. 2640 E. B.), ganz vom Eis überflossen; d) Illhorn, Gerlach B. XXVII, S. 55; e) Pierre à Voir, „Spuren von Gletscherschutt“, Gerlach B. IX, S. 104; die Blöcke und Rundbuckel auf der benachbarten, aber schon im Seitenthal gelegenen Arpille (ebenda S. 38) gehen bis 2080 m, was gut mit obiger für den Haupt-

gletscher geltender Zahl stimmt; der Col d'Établons (2182 m) wurde nicht überschritten (E. B.); f) bei Morcles Blöcke eines verschleppten Seitengletschers. Favre T. S. 13; g) siehe oben S. 554.

Arvegletscher. Vgl. besonders A. Favre, Recherches I. S. 130—159. a) Aiguilles Rouges ebenda II S. 428; b) ebenda I S. 137; c) Favre K.; d) am Brezon, Favre, Recherches I S. 145 (ob vielleicht der Riss-Eiszeit angehörend?); am Môle Err. 1527 m; e) vgl. oben S. 483.

Aaregletscher. Zusammenstellungen der Höhe der Gletscheroberfläche und des Gefälles, von denen die unsrige hier nur wenig abweicht, gaben A. Favre (Archives des Sc. phys et nat. (3) XII, 1884, S. 405, wieder abgedruckt in T. S. 31) und A. Baltzer (B. XXX, S. 7). Daten für die obere Gletschergrenze des Simmengletschers, die ich nicht kontrolliert habe, stellt Gilliéron zusammen (B. XVIII, S. 255). a) Unteraaregletscher, A. Favre T. S. 3, E. B.; die Zahl für die Mächtigkeit des Eises ist noch um die unbekannte Mächtigkeit des heutigen Unteraaregletschers zu vergrössern; b) E. B.; c) A. Favre T.; d) Th. Studer, Mitt. Berner Nat. Ges. 1882. I S. 23. Identisch mit Brienerberg bei A. Favre, T.; e) Gilliéron, B. XVIII, S. 264. A. Favres Angabe (1500 m) scheint mir zu hoch; vgl. de Tribolet in Bull. Soc. des Sc. nat. de Neuchâtel X 1875 App.; f) siehe oben S. 554.

Reussgletscher. Vgl. A. Favre, T. S. 34. a) Finsterstock, E. B.; b) E. B.; c) nach meiner Schätzung; Favres (K.) Angabe (2400 m) erscheint zu hoch; d) Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung. Zürich I, S. 251; e) Favre K.; f) siehe oben S. 501.

Linthgletscher. Für diesen fehlt ausreichendes Material. Die Kalksteinberge gestatten die Bestimmung der oberen Schlifffgrenze nicht in zuverlässiger Weise. a) Favre K., vielleicht etwas zu tief; b) siehe oben S. 501.

Höhe und Gefälle der Eisoberfläche.

Sehen wir von den kleinen Seitenthälern ab, so stand das Eis im obersten Rhonethal am höchsten (2700—2800 m). Von hier aus senkte sich seine Oberfläche nach allen Richtungen. Dabei war das Gefälle in den Längsthälern überaus gering, vor allem im Längsthal der Rhone bis Martigny (3—9‰), aber auch im Längsthal der Arve bis unterhalb Chamonix (9‰); weit grösser war es in den Querthälern. Die den Längsthälern nach Norden vorgelagerten Bergketten wirkten stauend und wurden vom Eis in den Querthälern mit steilerem Fall durchmessen, ganz wie es Penck für das Innthal festgestellt hat (S. 267).

Grösser als in den Längsthälern war das Gefälle der seitlichen Zuflüsse, wenn auch immer noch klein im Vergleich zu dem der heutigen Gletscher. Im Bereich der letzteren lag die alte Eisoberfläche nur wenige hundert Meter über den heutigen Zungen. Sie kommt hier der Oberfläche im Bereich der heutigen Firnregion sehr nahe. Nirgends aber erheben sich die Spuren alter Gletscher erheblich über die heutige Schneegrenze.

Einige Beobachtungen mögen das belegen. Die erste Zahl giebt die Meereshöhe der Schlifffgrenze, die zweite eingeklammerte deren Höhe über der heutigen Gletscheroberfläche. Ober-Aletschgletscher: Sparrhorn Südende 2740 m (400 m), Fuschhörner 2750 (380 m), bei der Klubbütte 2940 m (350 m). Mittel-Aletschgletscher: Olmenhorn Südseite 2800 m (400 m), bei Punkt 3550 3100 m (450 m). Fiescher-Gletscher: Triftgrat Nordende 3100 m (300 m). Unteraaregletscher: Studerhorn 2950 (550 m), Ewigschneehorn 3000 m (400 m).

Die Eisoberfläche stieg vom Längsthal der Rhone, z. B. im Val de Bagnes, von 2000 m an der Pierre à Voir zwischen Bagnes und Saxon mit 30‰ auf 2400 m bei Fionnay und weiter mit 40‰ auf 2930 m an der Pointe d'Otemma; im Val d'Entremont mit 25‰ von der Pierre à Voir auf 2700 m am Col de Barasson (unweit des Grossen St. Bernhard), im Nikolaithal von 2600 m bei Visp auf 3000 m bei Zermatt (13‰).

Bifurkationen.

Anders als in den Ostalpen flossen die im Längsthal der Reuss und der Rhone aufgestauten Eismassen nur an einer einzigen Stelle über einen Pass — die Grimsel (2164 m) — nach Norden über. Der hier ins Gebiet des Aaregletschers eindringende Arm des Rhonegletschers hatte bei einer maximalen Mächtigkeit von rund 500 m einen Querschnitt von etwas unter einem Quadratkilometer. Nach Süden fand ein Überfließen zum

Gebiet des Tessin an zwei Stellen statt: aus dem Reussgebiet über den Gotthard (2112 m) in rund 300 m mächtigem Strom und aus dem mittleren Wallis über den Simplon (2009 m) in 4—500 m mächtigem Strom. Einen Arm von 1 qkm Querschnitt sandte der Aaregletscher bei Brienz über den Brünig (1011 m); er vereinigte sich nach 30 km langem Lauf unter 10 ‰ Gefälle mit dem Reussgletscher (siehe S. 539). Damit haben wir aber auch alle Bifurkationen der Hauptgletscher über Wasserscheiden aufgezählt.

Schon Agassiz erkannte das Überfließen des Rhonegletschers über die Grimsel (Verhandl. der Schweiz. nat. Ges. 1842, S. 49). 1896 hat es Baltzer bezweifelt (Beiträge XXX S. 8^v). Doch wird es durch die Anordnung der Gletscherschliffe im Passgebiete auf das bestimmteste bezeugt. Penck fand das Nügeligräbli über und über geschrammt; die Schliffrichtung ist hier z. B. auf der Kuppe 2484 m WNW, während sie am Abfalle dieses Grates gegen den Rhonegletscher S ist. Unfern der Passhöhe laufen die Schrammen NW bis N; auf der Seite des Grimselospizes NE bis ENE. Wir können hier ein gänzlich Umschwenken der Eisbewegung wahrnehmen. Dabei sind die Schliffe von geradezu auffälliger Frische, was darauf weisen dürfte, dass die Grimsel noch während eines späten Post-Würm-Stadiums vom Eise überflossen gewesen ist (siehe unten den Abschnitt über Moränen im Gebirge). Im erraticen Material des Haslithales macht sich das Eindringen des Rhonegletschers nicht bemerkbar, weil im obersten Rhonethal die gleichen Gesteine anstehen, wie im obern Haslithal. Auf die Eisübergänge über den Gotthard und den Simplon kommen wir später zurück.

Auch einige andere aus dem Rhonethal nach Norden führende Pässe tragen auf ihrer Höhe Gletscherschliffe, sind aber nur von lokalen kleinen Gletschern überschritten worden, nicht vom Rhonegletscher selbst, dessen Niveau an der benachbarten Thalstelle tiefer lag als die Passhöhe. So floss ein Arm des Lämmerngletschers über die Gemmi (2329 m) nach Süden ins Rhonegebiet ab, wie 1897 Schliffe bei einem Neubau am Hotel Wildstrubel zeigten; auch die Passhöhe des Sanetsch (2234 m) ist geschliffen (Charpentier a. a. O. S. 167).

Dass der Arvegletscher über den Col des Montets ins Trienttal und zum Rhonegletscher überfloss, hat Gerlach festgestellt (Beiträge IX S. 27, 43; vgl. auch A. Favres Karte). Für ein Eindringen des Rhonegletschers in das Thalgebiet der Drance du Chablais spricht ein von A. Favre bei St. Jean d'Aulph entdeckter erraticer Block aus dem Rhonethal. Derselbe kann seinen Weg nur über den Pass de Morgin (1375 m) westlich von Monthey genommen haben (vgl. Lugeon, Région de la brèche du Chablais. Bull. Serv. Carte géol. de la France VII, 1895/96. S. 441). Gesteine der Montblancgruppe drangen aus dem Arvethal über Taninges und den Pass von les Gets (1172 m) in grösserer Zahl ins Drancethal ein.

Zugehörigkeit der geschilderten oberen Gletschergrenze zur Würm-Eiszeit.

Dieselben Gründe, die S. 283 bei den Ostalpen geltend gemacht wurden, sprechen auch in der Schweiz dafür, dass die geschilderte obere Gletschergrenze der Würm-Eiszeit angehört. Das erratiche Material an der oberen Gletschergrenze ist zu zahlreich und zu gut erhalten, als dass man es etwa der Riss-Eiszeit zuschreiben dürfte. Doch war jedenfalls die Höhendifferenz im Eisstande der Riss- und der Würm-Eiszeit nicht bedeutend. Unser Versuch (S. 490), am Nordsaum der Alpen die Höhe der Eisoberfläche während der grössten Eisausdehnung zu bestimmen, hat Werte ergeben, die nur um 150 m von denen für die Würm-Eiszeit abweichen. Diese Differenz muss gegen das Innere der Gebirge noch abgenommen haben.

A. Baltzer nahm (Beiträge XXX, Bern 1896. Karte XVII, Zeitschr. der Deutschen geol. Ges. 1896. Tafel 16) für den Rhone- und den Aaregletscher eine Höhendifferenz der Eisoberfläche im Gebirge zwischen der grossen (unserer Riss-) und der letzten Eiszeit (unserer Würm-Eiszeit) um viele hunderte von Metern an und schloss daraus, dass der Aaregletscher nur zur grossen Eiszeit über den Brünig zum Reussgletscher übergeflossen sei, sein Niveau in der letzten Eiszeit aber unter der Höhe des Brünig stand. Wir können ihm hierin um so weniger folgen, als ein solches Überfließen über den Brünig noch während des weit kleineren Bühlstadiums stattfand (S. 539).

Eismächtigkeit.

Die Mächtigkeit der Eismassen erreichte in unserem Gebiet ganz ausserordentliche Werte und im Rhonethal bei Brig mit nahezu 2000 m überhaupt ihr Maximum in den Alpen. An jedem Gletscher war sie dort am grössten, wo der Stau sich besonders geltend machte, am Rhonegletscher im Längsthal zwischen Fiesch und Martigny, am Aaregletscher im Bereich des Briener und Thuner Sees.

Erhebung der Kämme über die Eisoberfläche.

So mächtig die Eismassen waren, so hoben sich doch die Kämme und Gipfel immer noch um 1000 m und mehr über das Eisniveau heraus. Bei Zermatt z. B. ragte mancher Gipfel 1500 m hoch auf und ähnliche Beträge treffen wir in den anderen Thälern des südlichen Wallis, sowie im Berner Oberland. Nur an der Südseite des obern Wallis und im Gotthardgebiet waren die relativen Höhen der Kämme gering (500—700 m). Noch am Ausgang der grossen Alpenthäler aus dem Gebirge treffen wir auf relative Erhebungen von 800—1000 m¹⁾. Darin liegt ein Unterschied gegenüber den nördlichen Ostalpen mit ihren das Eisniveau nur um wenige hundert Meter überragenden Kämmen. Es bestand auch in der Eiszeit derselbe Gegensatz in der relativen Höhe zwischen den Ostalpen und den Schweizer Alpen, der sie heute charakterisiert.

Zurücktreten der Kare in den Schweizer Alpen.

Hand in Hand mit dieser weit bedeutenderen relativen Erhebung der eisscheidenden Kämme und Gipfel geht ein wesentlicher Unterschied in ihrer Form. In den Ostalpen reihte sich nicht selten ein eiserfülltes Kar an das andere. Auch in den Schweizer Alpen waren die einzelnen Firnmulden meist durch Grate voneinander getrennt. Allein jene Mulden sind mehr oder minder steil gegen das Hauptthal geneigt und es fehlt ihnen mit ganz seltenen Ausnahmen der Karboden. Nicht wenige der grössten Gipfel entbehren überhaupt jeglicher Mulden, was wir nur selten in den Ostalpen trafen (S. 286). Steil und ungegliedert erheben sie sich zu gewaltigen Höhen, wie im Wallis das Weisshorn, das Matterhorn, die Dent Blanche, der Grand Combin. Kare treffen wir an ihnen gar nicht oder nur an einer Seite (Weisshorn, Combin). An ihren Schroffen hängt ein Mantel von Firn und Eis. Diese eisgepanzten Hörner ersetzen die Karlinge der Ostalpen. In den weit niedrigeren Kalkalpen erscheinen echte Kare in grösserer Zahl, so in der Niesenkette südlich vom Thuner See und an den Spannörtern südlich vom Vierwaldstätter See. In der Zentralzone treten nur im Gotthardgebiet zahlreiche Kare auf.

Schon Ed. Richter hat auf diese grosse Seltenheit der Kare aufmerksam gemacht²⁾ und auch eine Erklärung dafür zu geben versucht. Penck hat S. 286 aus dem Auftreten der Kare in den Ostalpen geschlossen, dass die letzteren einst bis in ihr Inneres hinein Mittelgebirgsformen besaßen, die im Eiszeitalter durch die Karbildung vernichtet und in Hochgebirgsformen umgewandelt wurden. Das Zurücktreten der Kare in unserem Gebiet möchte ich dahin deuten, dass die Schweizer Alpen vor Eintritt des Eiszeitalters noch nicht Mittelgebirgsformen angenommen hatten, sondern auch damals Hochgebirgsformen aufwiesen.

1) Beispiele der Erhebung über die Eisoberfläche: Les Cornettes am Genfer See 1000 m, Niesen am Thuner See 1000 m, Pilatus am Vierwaldstätter See 1000 m, dagegen Speer im Linththal nur 600 m.

2) Petermanns Mitt. Ergänzungsh. Nr. 132, 1900, S. 93, wo die eisfreien Kare, und S. 101, wo die aktiven Gletscherkare der Schweiz aufgeführt werden.

Übertiefung und alte Thalböden im mittleren Rhonethal.

Treten im Gegensatz zu den Ostalpen Kare in den schweizerischen Alpen zurück, so zeigen die grossen Thäler der letzteren die Übertiefung in besonders grossartiger Weise. Das ganze Rhonethal oberhalb der Enge von St. Maurice ist bis Brig trogförmig entwickelt und stellt den Typus eines übertieften Thales dar. Fast ausnahmslos münden die Seitenthäler stufenförmig; die Flüsse haben ihr Gefälle noch nicht ausgeglichen und schneiden in ihren alten Thalböden kurz vor Eintritt in das Rhonethal wilde Schluchten ein. Der alte Thalboden aber bricht oben am Gehänge des Rhonethales hoch über dessen heutiger Sohle ab.

Das von dem Gebirgsstock des Montblanc herabziehende, sich unweit Martigny mit dem Rhonethal vereinigende Trientthal besitzt in der Terrasse von Salvan den prachtvollen Rest eines alten Thalbodens, der vom Trientbach in der Gorge du Trient zerschnitten worden ist. Weiterhin münden von Süden her stufenförmig bei Sitten (Sion) das Thal von Nendaz und die vereinigten beiden Eringer Thäler (Val d'Hérens und Val d'Héremence), bei Siders das Eifischthal (Val d'Anniviers), das Turtmannthal; von Norden bei Sitten die Thäler der Lizerne, der Morgue und der Sionne, bei Siders das Thal der Dala und das Lötschenthal, ferner die von der Bietschhornkette herabziehenden Thäler (Bietschthal, Baltschiederthal, Gredetschthal).

Gleichsohlig oder nahezu gleichsohlig münden nur das Thal der Walliser Drance¹⁾ bei Martigny und das Thal der Visp unweit Brig. Es sind das gerade die Thäler mit grösstem Einzugsgebiet, die in der Eiszeit die grössten Seitengletscher beherbergten. Das Thal der Visp, das an seinem Ausgang eine Stufe von 10—20 m Höhe bildet, führte dem Rhonegletscher die Eismassen des Monte Rosa- und Matterhorngebiets zu, das der Drance diejenigen vom Combin und von der Ostseite des Montblanc.

Aber auch im Rhonethal selbst finden wir Reste eines alten Thalbodens als Felsterrassen, zum Teil von gewaltiger Breite erhalten, die steil, fast senkrecht zur heutigen Sohle des Thales abfallen, während ihre Oberfläche sanfter gegen die Gehänge der begrenzenden Berge ansteigt. Die Breite des alten Thales war meist doppelt so gross wie die Breite des jungen, in jene alte Oberfläche eingeschnittenen heutigen Rhonethales, so dass die Terrassen stellenweise als wahres Mittelgebirge das heutige Thal begleiten. Zwischen Contthey unterhalb Sitten und Salgesch oberhalb Siders gewinnt diese Terrasse nördlich des Rhonethales eine Breite von mehreren Kilometern; mit schwacher Böschung führt sie empor gegen den Rawylpass.

Mit Hilfe des Gefälles der grösseren Seitenthäler ergibt sich die Höhe des alten Thalbodens im Rhonethal zwischen St. Maurice und Martigny in rund 750 m, zwischen Martigny und Sitten in rund 800 m, zwischen Sitten und Siders in 850 m, zwischen Siders und Brig in 950 m²⁾. Nehmen wir auch das Thalstück Villeneuve-St. Maurice mit rund 700 m Höhe (S. 566) hinzu, so erhalten wir als Anstieg des alten Thales vom Genfer See bis Siders etwa 3‰, von hier bis Brig 3—4‰.

Versuchen wir mit Hilfe der Terrassen im Rhonethal selbst die Höhe des Thalbodens zu schätzen, indem wir deren Gefälle zur Thalmitte hin berücksichtigen, so ergeben viele Terrassen ein Resultat, das mit dem aus den grossen Hängethälern gewonnenen übereinstimmt. Eine ganze Reihe aber führt auf einen 250—300 m höheren Thal-

1) Zu unterscheiden von der S. 563 erwähnten Drance du Chablais.

2) Diese Zahlen wurden als Mittel aus den nach den einzelnen Hängethälern berechneten gefunden, wobei die Thäler der Drance und der Visp, die nahezu gleichsohlig münden, desgleichen auch die kleinen, sehr viel höher am Thalgehänge mündenden Thäler keine Berücksichtigung fanden.

boden. In der That verteilen sich die Terrassen auf zwei Niveaus, die durch einen Terrassenabfall voneinander getrennt sind. An vielen Stellen treffen wir dementsprechend zwei Terrassen übereinander, jede derselben mit deutlicher Neigung zur Thalmitte hin.

Als Beispiele seien genannt am linken Gehänge bei Sitten die Terrasse von Praz-Melon (1100 m), die auf einen Thalboden von 900 m hinweist, und die von Nax (1300 m, Thalboden 1100—1150 m); bei Siders die von Briey-dessus (950 m, Thalboden 850 m) und die von Vercorin (1350 m, Thalboden 1100 m); bei Turtmann die von Unterems (1000 m, Thalboden 950 m) und von Oberems (1300 m, Thalboden 1200 m); bei Visp die von Albenried (1100 m, Thalboden 950 m) und die von Zeneggen (1450 m, Thalboden 1250 m); am rechten Thalgehänge bei Brig die von Warföh (1050 m, Thalboden 950 m) und Bodmen (1450 m, Thalboden 1200 m); Gründen (1040 m, Thalboden 900 m) und Raaft (1570 m, Thalboden 1250 m); Liden (1000 m, Thalboden 950 m) und Tatz (1480 m, Thalboden 1300 m). Die ganze Terrasse zwischen Leuk und Brig ist doppelt, die oberen Leisten in 1300—1600 m, die unteren 200—300 m tiefer.

Am Rhoneknie bei Martigny wird das obere Niveau durch den oben flach abgestutzten Rücken von Chemin (1100—1150 m) zwischen der Rhone und der untern Drance markiert, sowie durch die Terrasse von Ravoir gleich westlich von Martigny, ferner durch die Terrasse von Salvan und besonders deren nördliche Fortsetzung, über die der Wasserfall der Pissevache zur Tiefe stürzt.

Meist sind die höheren Terrassen besser entwickelt und breiter als die unteren. An einigen Stellen bilden sie weite, seitwärts schwach ansteigende Hochflächen. Diese ausgedehnten Flächen können nicht anders denn als Reste eines älteren, höheren, zur Mitte des Rhonethals flach geneigten Thalbodens betrachtet werden, dessen Höhe sich zwischen dem Genfer See und Martigny zu 950—1000 m, zwischen Sitten und Siders zu 1100 bis 1200 m und zwischen Siders und Brig zu 1200—1300 m ergibt. Sein Anstieg betrug vom Genfer See bis Sitten $3-4\%$, weiterhin bis Brig 5% . Grössere Seitenthäler, deren rekonstruierte Gefällskurve am Eingang ins Rhonethal dieser alten Landoberfläche entsprechen würde, habe ich nicht gefunden; deren Mündungen gehören alle dem tieferen Thalniveau an. Die Zeit, in der das ältere Thalniveau von den fliessenden Gewässern benutzt wurde, liegt so weit zurück, dass inzwischen alle grösseren Seitenthäler bis zum Niveau des jüngern Thalsystems eingegraben zu werden vermochten. Das gilt nicht in gleicher Weise von den kleineren Seitenthälern. Diese weisen vielmehr durch ihre Gefällsverhältnisse und ihre hängenden Mündungen direkt auf das ältere Niveau hin, so das Gredetschthal, das Bietschthal, das Ijollithal, das Gamserthal, das Turtmannthal, das Ginanzthal zwischen Brig und Siders, das Val Nendaz bei Sitten. Manche dieser Täler sind geradezu in doppelter Weise Hängethäler, so z. B. das Gredetschthal. Vor seiner Mündung hat sich eine Terrasse des jüngeren Thalbodens im Rhonethal erhalten; das Gredetschthal mündet über dieser Terrasse als Hängethal, dessen Sohle ungefähr dem höhern Thalniveau angehört. Der Gredetschbach hat in den Stufenabfall eine Schlucht eingerissen. Gleichwohl fliesst er weiter unten im Bereich der tieferen Terrasse wieder fast in deren Niveau; über ihren Steilabfall erst stürzt er, abermals in einer Schlucht, dem heutigen Rhonethal zu.

Die Mündungen der Hängethäler, wie die Terrassen, weisen sonach auf zwei Thalböden hin. Dieselben gehen in die beiden an der Mündung des Rhonethales S. 566 beschriebenen Landoberflächen in 700 und 950 m Meereshöhe aus. Darnach dürfte der höhere Thalboden im mittleren Rhonethal als präglacial anzusprechen, der tiefere dagegen der Mindel-Riss-Interglacialzeit zuzuweisen sein.

Übertiefung und alte Thalböden im obersten Rhonethal.

Auch oberhalb Brig sind an den Gehängen zwei Thalniveaus zu erkennen. Die

Höhe des älteren, die zwischen Siders und Brig 1200—1300 m betrug, steigt zwischen Brig und Fiesch auf 1500—1600 m, zwischen Fiesch und Münster auf 1700—1800, zwischen Münster und Oberwald auf 1900, zwischen Oberwald und Gletsch auf 2200, am Rhonegletscher endlich auf 2450 m. Daraus ergibt sich der Anstieg von Brig bis Münster zu 12—13⁰/₁₀₀, von Münster bis Gletsch zu 25—30⁰/₁₀₀, weiterhin zum Rhonegletscher zu 60—70⁰/₁₀₀.

Das tiefere Thalniveau ist weniger durch Terrassen, als durch Hängethäger markiert. Alle grösseren Seitenthäler gehen in diesem Niveau aus und nur Stufenmündungen der kleineren, wie diejenige des Reckinger Thales, des Trützithales, des Kühthales u. s. f. entsprechen dem oberen Niveau. Mit Hilfe der Stufenmündungen wie der Terrassen ergibt sich für das tiefere Thalniveau zwischen Brig und Fiesch eine Höhe von rund 1150 m, zwischen Fiesch und Münster 1400 m, zwischen Münster und Oberwald 1500—1600 m, bei Gletsch endlich 1900 m, was einem Gefälle von 15⁰/₁₀₀ von Münster bis Brig und von 60—75⁰/₁₀₀ von Gletsch bis Münster entspricht.

Dem oberen, viel breiter entwickelten Thalniveau gehört die weite Terrasse der Riedernalp, Bettmeralp, Laxeralp und Fiescheralp an, die an der Südwestseite des Eggishornzuges diesen in 1—2 km Breite begleitet. Ihre dem Grat naheliegenden Teile befinden sich in 2200—2500 m Höhe; ihr Rand gegen den Trog des Rhonethales liegt 200—500 m tiefer. Dieses Gefälle zur Thalmitte hin ässt auf eine Sohlenhöhe in 1550—1600 m schliessen. Weiter thalaufwärts folgen die Terrasse von Richinen, die durch den prächtigen Trog des Fiescher Thales von der Terrasse am Fuss des Eggishorns getrennt ist, und südlich des Rhonethales die ausgedehnten flachen Höhen des Aernergalen (2500—2200 m), des Faulhorns, des Eggerhorns (2500 m) und der „oberen Matten“ (2200 m), sowie „auf dem Fritt“ (2000 m) und „auf Eggen“ (1800 m). In weniger breiter Entwicklung, jedoch immer noch deutlich, zieht sich diese Abstufung ansteigend thalaufwärts beiderseits des Rhonethales bis zur Grimselalp (2200 m) und schliesslich bis zur Stufe des Rhonegletschers oberhalb seines Sturzes (2450 m). — Ed. Richter hat diesen alten Thalboden um Fiesch in seinen „geomorphologischen Untersuchungen in den Hochalpen“ (Pet. Mitt. Ergänzungsh. Nr. 132, Gotha 1900. S. 39 auf Grund von Beobachtungen geschildert, die er bei einer gemeinsam mit Penck und mir unternommenen Exkursion 1898 angestellt hat. — Dem tieferen Niveau gehören ausser den Stufen der Seitenthäler die Terrassen von Ried, Betten und Martinsberg an, ferner die von Bellwald am rechten, sowie der Inselberg zwischen Ausserbinn und Rhone (Binnachern und Binnegen) und die Terrasse von Bodmen bei Münster am linken Thalgehänge.

Die alten Thalböden in den Seitenthälern.

In grossartigen Verhältnissen zeigt die Umgebung von Zermatt (1620 m) das Phänomen der Übertiefung. Der Ort selbst liegt in der Tiefe eines trogförmigen Thales, das beinahe allseitig von steilen Abfällen umgeben ist. Diese machen erst in 2200 bis 2300 m Höhe sanft gegen die Berge ansteigenden Flächen Platz. Vom Thal aus ist nur die Kante sichtbar, in der sich diese Flächen mit den Wänden verschneiden; die Bergriesen der Umgebung sind hinter den Terrassen verborgen mit Ausnahme des Matterhorns, dessen Pyramide sich über die pultförmige Terrasse im Südwesten erhebt. Steigt man auf eine der Terrassenflächen empor, so zeigt sich die alte Thaloberfläche. Ihr gehört die nach Südosten von 2450 auf 3000 m mit ca. 200—300⁰/₁₀₀ ansteigende Fläche des Riffelberges an, ebenso die etwas steiler sich nach Süden emporhebende Fläche der Leichenbretter. Mit dieser hängt gegen Nordwesten die Terrasse von Galen zusammen; nördlich vom Zmuttbach folgt die Terrasse von Hohlicht und Höhbalm, weiter nordwärts diejenige des Kühberges. Nördlich des Riffelberges dehnt sich zwischen 2200 und 2600 m die Terrasse von Findelen. Die Kongruenz dieser Terrassen ihrer Höhenlage nach ist so augenfällig, dass ihr einstiger Zusammenhang keinem Zweifel unterliegen kann. Sie senken sich von Westen, Süden und Osten gegen Zermatt

und stellen so den halbtrichterförmigen Schluss eines grossen Thales dar. Aus den Gefällsverhältnissen ergibt sich, dass der alte Thalboden über Zermatt in etwa 2100 m Meereshöhe zu suchen ist.

Die Terrassen begleiten das Thal auswärts. Die Seitenthäler links und rechts münden als Hängethäger; das Hauptthal selbst ist mit Trogform in die Terrassen eingesenkt. Zwischen Täsch und Randa ergibt sich für die alte Thalsohle 1800—1900 m Meereshöhe, bei St. Niklaus, durch die breite Terrasse von Grächen angedeutet, 1500 m, bei Stalden, wo wir die Terrasse von Törbel und die von Visperterminen (= terbinen der Karte) treffen, 13—1400 m, endlich am Ausgang des Thales ins Rhonethal bei Visp 12—1300 m.

In entsprechender Höhe finden sich Spuren der alten Thaloberfläche im Thal der Saaser Visp; Terrassen an den Gehängen wie die Stufe des Ofenthales ergeben für die Gegend von Mattmark ca. 2300—2350 m für die Thalsohle, bei Almagell (Stufen des Furggenthales und des Almagellthales) 1900—2000 m. Die schöne geschliffene Stufe des Thales von Saas Fee weist für Saas im Grund auf 1800 m; in ihrem Niveau ziehen Thalleisten über Bärenfalle und im Seng bis Wald fort (1750 m). Vom sogenannten Belvedere unweit des Weissmieshotels am Ausgang des Trifithales, dessen Stufenmündung auf einen Thalboden in gleicher Höhe deutet, hat man einen trefflichen Überblick über die Terrassen des alten Thalniveaus abwärts bis zur Terrasse Törbel bei Stalden.

Das Gefälle des durch diese Terrassen markierten Thales beträgt von Zermatt bis Randa 30—40 ‰, von da bis Stalden 25 ‰, ebenso von Mattmark bis Saas 50 ‰, von Saas bis Stalden 30 ‰. Das alte Thalsystem schliesst bei Visp an den höheren, ältern Thalboden des Rhonethales an.

Aber auch das tiefere Thalniveau lässt sich in das Thal der Visp verfolgen. Doch sind die Thalleisten schwächer entwickelt als diejenigen des älteren Thalniveaus. Ihm gehört die Terrasse von Ober- und Hinterstalden bei Visperterminen (1000 m) an, wie diejenige von Staldenried an der Vereinigung der Thäler der Matter und der Saaser Visp. Beide Thäler besitzen oberhalb der Vereinigungsstelle Stufen, die die Flüsse in wilden Erosionsschluchten durchmessen. Oberhalb dieser Stufe lassen sich Reste des jüngeren Thalsystems nicht mehr recht erkennen. Die oberhalb gelegenen Thalsohlen bei St. Niklaus (1120 m), sowie bei „im Boden“ (1300 m) gehören schon selbst nahezu dem tieferen Thalniveau an.

Ähnliche Verhältnisse wie die Vispthäler zeigen auch die anderen südlichen Seitenthäler der Rhone: fast jedes derselben lässt in seinem Hintergrunde eine halbtrichterförmig sich gegen den Thalanfang senkende alte Landoberfläche erkennen¹⁾, deren Niveau thalabwärts an Terrassen wie an Hängethägern verfolgt werden kann und an das höhere Thalniveau im Hauptthal anschliesst. Das tiefere Thalniveau dagegen begegnet uns in Terrassen nur im unteren Teil der Seitenthäler und nähert sich weiter thalaufwärts dem heutigen. Eine eingehende Schilderung dieser alten Thalböden verbietet der Raum. Ich begnüge mich, die Höhe derselben im Thalhintergrund, wie sie sich durch die Höhe des trichterförmigen Thalanfanges erweist, anzugeben, ferner die Höhe des alten Niveaus im Rhonethal, die Länge des Seitenthales, sowie das Gefälle. Ich benutze dabei eigene Beobachtungen ausser für das Nikolai- und das Saasthal auch für die zwei östlichen Drancethäler (Val de Bagnes, Val d'Entremont). Für die übrigen Thäler war

1) Das sind die Formen, die in den Ostalpen Platten oder Plattei heissen. (Vgl. Penck und Richter, Glacialexkursion in die Ostalpen. In Teller, Führer für die Exkursionen des VII. internationalen Geologenkongresses in Österreich. Wien, 1903, S. 86).

ich auf die gerade hier besonders sorgfältig aufgenommenen Blätter der Siegfriedkarte 1:50 000 angewiesen, die ein wertvolles Material boten.

Älteres Thalniveau.

| | Höhe der Trichtersohle | Höhe am Thalausgang | Thallänge | Gefälle |
|---------------------------|-------------------------|---------------------|-----------|---------|
| Saasthal | 2300—2350 ^{a)} | 1200—1300 m | 30 km | 35 ‰ |
| Nikolaithal | 2100 ^{b)} | 1200—1300 „ | 33 „ | 25—30 „ |
| Lötschenthal | 2100 ^{c)} | 1200—1300 „ | 21 „ | 35—40 „ |
| Turtmanthal | 2200—2300 ^{d)} | 1200—1300 „ | 15 „ | 65 „ |
| Dalathal | 2100 ^{e)} | 1200—1300 „ | 11 „ | 70 „ |
| Eifischthal | 2100 ^{f)} | 1200—1300 „ | 21 „ | 40 „ |
| Val d'Hérens | 2200—2300 ^{g)} | 1100—1200 „ | 26 „ | 40 „ |
| Val d'Hérémence | 2300 ^{h)} | 1100—1200 „ | 22 „ | 50—55 „ |
| Val de Bagnes | 2400 ⁱ⁾ | 1000 „ | 32 „ | 40—45 „ |
| Val d'Entremont | 2300 ^{k)} | 1000 „ | 27 „ | 45—50 „ |
| Val Ferret | 2200 ^{l)} | 1000 „ | 27 „ | 45 „ |
| Val de Trient | 1900 ^{m)} | 950—1000 „ | 14 „ | 75 „ |

a) bei Matmark; b) bei Zermatt; c) am Gletscherende; d) bei der Brändjialp; e) bei der Fluhalp; f) am Ende des Zinalgletschers; g) am Arollagletscher; h) am Glacier de Seillon; i) am Otemmagletscher; k) bei der Cantine-de-Proz; l) bei Plan-la Chaud; m) am Trientgletscher.

Die alten Thalböden im Aarethal.

Die Erkennung der alten Thalbodenreste im Rhonethal oberhalb St. Maurice ist durch die Gleichförmigkeit des Gesteinscharakters erleichtert. Nur zwischen Saxon und Gampel erscheinen am Nordgehänge des Längstales mesozoische Sedimentgesteine, während das ganze übrige Gebiet im wesentlichen aus krystallinischen Schiefen aufgebaut ist. Terrassen, die sich an bestimmte Gesteinsschichten knüpfen und als Verwitterungs- oder Rippenterrassen entstanden sind, fehlen daher fast ganz. Anders im Aarethal, im Reussthal und im Linththal. Nur der oberste Teil der erstgenannten beiden Thäler schneidet in krystallinische Schiefer ein, während sonst mesozoische Sedimente die Gehänge aufbauen. So treten hier an bankige Kalksteinschichten geknüpfte Terrassen auf, die zum Teil die alten Thalbodenreste verschleiern. Nichtsdestoweniger lässt sich der präglaciale wie der interglaciale Thalboden auch in diesen Thälern verfolgen.

Die nachfolgende tabellarische Übersicht möge den Verlauf des älteren Thalbodens im übertieften Aarethal und Lauterbrunnenthal veranschaulichen:

| Aarethal. | | | Lauterbrunnenthal. | | |
|----------------------------|-----------|---------|-------------------------|-----------|---------|
| | Seehöhe | Gefälle | | Seehöhe | Gefälle |
| Grimselospiz | 2100 m | 50—60 ‰ | Steinberg | 17—1800 m | 50—60 ‰ |
| Guttannen | 13—1400 „ | | Lauterbrunnen | 1200 „ | |
| Brienz-Meiringen | 11—1200 „ | | Interlaken | 1100 „ | |
| Thun | 1050 „ | | | | |

Über die Höhe der präglacialen Landoberfläche bei Thun siehe S. 574. In dieses Niveau gehört die Terrasse von Beatenberg (11—1200 m) und der Hintergrund des Habkernthales (1200 m), ferner die Terrasse des Abendberges, bei Brienz die Terrasse der Axalp bezw. des Brienz Berges (12—1500 m) und der als breite Terrasse nördlich des Aarethales bei Meiringen auf 12 km dahinziehende Hasliberg (12—1300 m), desgleichen die hohe Terrasse oberhalb des Reichenbachfalls (Reutsperrre und Unter-Stafel, 1200 m). — Gerade hier am Nordabfall der Faulhorngruppe treten auch an harte Kalksteinbänke geknüpfte Terrassen auf; doch erkennt man z. B. bei einer Wanderung auf dem Hasliberg oder von der Höhe des Brünigpasses aus, dass diese Gesteinsterrassen, so bedeutend sie sind, von einer weit grösseren, an ihrer Oberfläche etwas unregelmässigen Terrasse geschnitten werden: sie erscheinen nur als Rippung am Abfall und auf der Oberfläche dieser hohen Terrasse.



Das Lauterbrunnenthal.

Die Terrassen von Wengen (a) und von Mürren (b) sind Reste des präglacialen Thales; darein eingesenkt das trogförmige heutige Thal, dessen Uebertiefung durch Wasserfälle angezeigt wird. Im Vordergrund Lauterbrunnen mit dem Staubbach, im Hintergrund links der Gipfel der Jungfrau (4165 m).

(Nach einer Originalaufnahme der Photoglob-Co. in Zürich.)

Weiter oberhalb, schon im Gneissgebiet, markieren die Terrassen am Ärlenbach und die Stufenmündung des Gelmer Thales für die Umgebung des Handeggfalls ein altes Thalniveau in 15—1600 m, der Hinterstock und das Bächlisthal ein solches in 1750—1900 m. Am Grimselhospiz zieht an der Nordseite des Siedelhorns eine ausgedehnte Terrasse, die ebenso wie der etwas tiefere Nollen ein Niveau in 2100 m markiert.

Ausgezeichnet sind die Terrassen des präglacialen Thalbodens im Lauterbrunnenthal entwickelt (vgl. das beistehende Vollbild); der Kurort Wengen (1200 m) liegt auf der rechten, Isenfuh (1100 m), Mürren (1600 m) und Obersteinberg (1750 m) liegen auf der linken Thalterrasse. Das Ansteigen der Zahlen thalaufwärts kennzeichnet den Thalanstieg. Thalaufwärts schliessen sich die Terrassenabfälle am Fuss des Tschingelgletschers zu einem Trogschluss zusammen, über den der Schmadribach zur Tiefe stürzt, während die Terrassenoberflächen sich in einer flachen Trichterform vereinigen. Gerade im Lauterbrunnenthal ist die Unabhängigkeit dieser grossen Terrassen vom Gesteinscharakter scharf ausgesprochen: die Terrassen bestehen im Bereich des Trogschlusses aus Gneiss, bei Lauterbrunnen aus Gesteinen des Jurasystems.

Das untere Thalniveau ist im Aarethal nicht so gut erhalten und seine Reste oft schwer von Gesteinsterrassen zu unterscheiden. Mit Hilfe von Terrassen und Seitenthälern finde ich als seine wahrscheinliche Höhe für Innertkirchen und Meiringen 950 bis 1000 m, für den Briener See 850—900 m, für den Thuner See 800—850 m. Von Innertkirchen bis Thun ergibt sich ein Gefälle von $4\frac{0}{100}$.

Der mittlere Theil des Gadmenthales und des Genthales ergibt die alte Sohle im Aarethal bei Innertkirchen in 1000 m. Zu einem gleichen Resultat kam jüngst für dieselbe Gegend L. de Lacger (Etude de morphologie glaciaire, Le Hasli im Grund, Annales de géogr. XII, 1903 S. 295). Das untere Gadmenthal ist unter dieses Niveau eingetieft, so dass es eine Stufe in 800 bis 850 m Höhe bildet; in gleicher Höhe (850—900 m) bricht das Urbachthal gegen das Aarethal ab, während die untere Reichenbachterrasse wieder auf 1000 m und die 10 km weiter unterhalb gelegene von Brünigen auf etwa 900 m hinweist. Der Giessbach ergibt für die Mitte des Briener Sees 900—950 m, die Terrasse des Hotel Giessbach, wie die der Seng bei Iseltwald und die bei Brienzwylar nur etwa 750 m. Die Höhe des Rugen bei Interlaken, das Justisthal, an dessen Stufe jedoch auch Moränenanhäufung beteiligt ist, und die Terrasse von Sigiswil ergeben für den Thalboden über dem Thuner See 750—800 m. Ob sich die Differenzen auf partielle Erosion einzelner Terrassen unter dem Gletscher, also auf Rippung zurückführen, oder ob hier die kümmerlichen Reste von zwei jüngeren Thalböden vorliegen, möchte ich zur Zeit nicht entscheiden.

Die alten Thalböden im Reussthal.

Soweit das Reussthal in Urgebirgsgestein eingeschnitten ist, zeigt es die Reste der beiden alten Thalböden in seltener Klarheit. Besonders gilt das vom obersten Reussthal, dem sogenannten Urserenthal, das der Typus eines übertieften Thaltrogs ist. Unsere Figur 80 zeichnet einen Querschnitt durch dasselbe im natürlichen Verhältnis der Länge und Höhe. Die Thalleisten ziehen in die Seitenthäler aufwärts, die ebenfalls typische Trogform erkennen lassen (Fig. 79). Ich gebe hier in Tabellenform die Höhe der beiden Thalniveaus.

| | Älteres Thalniveau | | Jüngeres Thalniveau | |
|--------------------------|--------------------|---------|---------------------|---------|
| | Höhe | Gefälle | Höhe | Gefälle |
| bei der Furka | 2400 m | 60 ‰ | | |
| bei Realp | 2100 „ | | 1800 m | |
| bei Hospenthal-Andermatt | 1700 „ | 44 „ | 1500 „ | 59 ‰ |
| bei Waasen | 1500 „ | 22 „ | 1150 „ | 32 „ |
| bei Amsteg-Erstfeld | 1400 „ | 11 „ | 900 „ | 17 „ |
| bei Altdorf-Flüelen | 1275 „ | 10 „ | 800 „ | 12 „ |
| bei Luzern | 1000 „ | 6 „ | 650 „ | 4 „ |

Die Terrassen und Seitenthäler, nach denen die Höhe der beiden Thalniveaus im Reussthal bestimmt wurde, sind folgende (T. = Terrasse, S. = Seitenthal): Älteres Niveau: Urserenthal:

links T. Stellialp, Ochsenalp, Rainbord, Rossmettlen; rechts T. Schwärzealp, Eisenmannalp, Stockstafel, St. Annaberg, an der Oberalpreuss. Zwischen Göschenen und Altdorf: links T. Röthiboden (ebenso T. Bratschi, Bört und Schwendialp im Göschenenthal), Seewli bei Wassen, Arniberg bei Amsteg, T. ob Silenen am Ausgang des Erstfelder Thales, Seewli bei Altdorf; rechts S. Bienthal, T. Geschel im Maderanenthal, T. Eggberge bei Flüelen. — Jüngeres Niveau: Urserenthal: links T. Fuchsenegg, S. Furkareuss; rechts T. Mäderalp, S. Wytenwasser, S. Gotthardreuss, S. und T. Unteralpbach. Zwischen Göschenen und Altdorf: links S. Meienreuss, T. bei Gurtellen, T. Aehlen, S. Riedthal, S. Faulenbach, T. Emmeten, T. Stockbergli, S. Gitsenthal; rechts T. Waldstafel, T. am Ausgang des Maderaner Thales, T. Kirchberg, Schwandiberg, T. Haldiberg und Bittleten am Ausgang des Schächenthales. Über die Thalniveaus im Bereich des Vierwaldstätter Sees siehe S. 534 f.

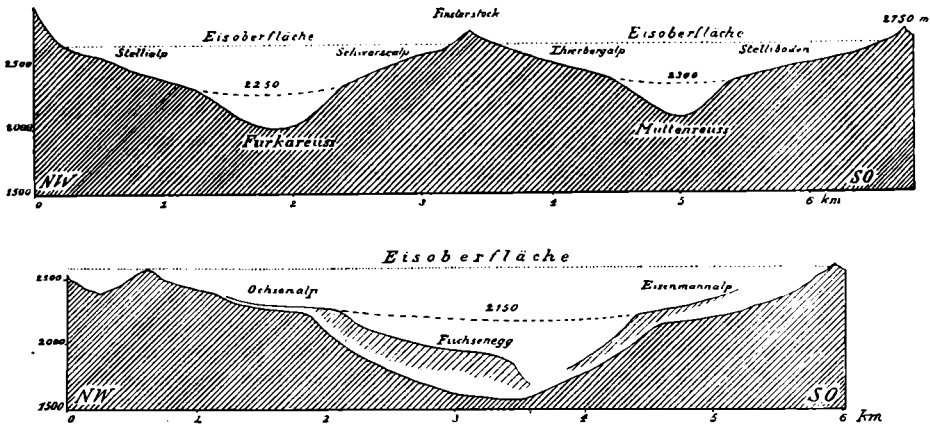


Fig. 79 und 80. Querprofile durch die Quellthäler der Reuss (Furkareuss und Muttentreuss) sowie durch das obere Reussthal (Urserenthal). Massstab für Länge und Höhe 1:60 000. Der ältere Thalboden ist gestrichelt, soweit er rekonstruiert ist. In Fig. 80 liegt das hintere Profil 1,5, das vordere 0,5 km oberhalb Realp; die Fuchsenegg gehört dem jüngeren Thalboden an.

Die alten Thalböden im Linththal.

So ausgeprägt die Trogform des Linththales ist und so typisch gerade dieses Thal die Züge der Übertiefung trägt, so ist doch bei den zahllosen Gesteinsterrassen, die sich in wechselnder Breite an die oft schwebend gelagerten Kalksteinschichten knüpfen, eine sichere Erkennung der Erosionsterrassen schwierig. Der ältere Thalboden dürfte durch die Höhenzahlen 1800 m bei der Sandalp, 1400 m bei Linththal, 11—1200 m bei Glarus und 950 m bei Uznach annähernd skizziert sein. Sein Gefälle ergibt sich zwischen den angegebenen Punkten zu 40 ‰, bzw. 18 und 10 ‰.

Vgl. Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung I. Basel, 1878, S. 286. Im Bereich der Sandalp liegt ein trichterförmiger Anfang des alten Thales vor. Bei Linththal finden sich in entsprechendem Niveau die gegen die Thalmitte geneigten Terrassen der Braunwaldalp (l.), der Altstafel und des Orneli (r.), bei Glarus die Brandalp, die Ennetberge und Mullern (r.). Die Terrassen des Urnerbodens, die, wie auch Heim betont, einem Gesteinswechsel entsprechen, möchte ich nicht in Betracht ziehen.

Besser ist das untere Thalniveau zu verfolgen, weil dessen Bestimmung unabhängig von Terrassen durch die Stufenmündungen der grösseren Seitenthäler ermöglicht wird. Verlängert man den Mittellauf der Seitenthäler mit gleichem Gefälle bis in die Gegend der heutigen Linth, so gelangt man bei Linththal in 950 m, bei Schwanden in 800 m, bei Netstal in 700—750 m und bei Uznach in 620—630 m Höhe (s. S. 516). Das Gefälle des alten Thales betrug auf diesen Strecken 15 ‰, 12—13 ‰ und 4—5 ‰.

Folgende Seitenthäler und Terrassen wurden benutzt: bei Linththal: Schreienthal, T. an dem-

selben, Durnachthal, T. Restiberg an demselben, Zillithal. Bei Schwanden mündet in kleiner Stufe das Senrftthal, das als dem Linththal fast ebenbürtig im unteren Teil selbst übertieft ist. Seine alte Thalsohle ergiebt sich nach dem Krauchbach- und dem Mühlbachthal bei Matt-Engi in 850—950 m, seine Mündung bei Schwanden in 800 m, was mit dem Resultat am Diesthal stimmt. Bei Netstall-Mollis dienten das Thal des Baches östlich Netstall, das des Haslenbaches und des Urnerbaches. Einzig die Gefälleverhältnisse des Fätschbaches, der aus dem sichtlich selbst übertieften Urnerboden kommt, sowie die des Löntsch, dessen Lauf durch junge Bergstürze (siehe unten) ganz verändert ist, führen auf eine Höhe, die von der des geschilderten Thalbodens verschieden ist.

Übersicht über die alten Thalböden.

Überblicken wir die alten Thalsysteme, so fallen einige wesentliche Unterschiede gegenüber den heutigen auf. Die horizontale Gliederung war zwar in der Präglacialzeit wie in der Interglacialzeit die gleiche wie heute und die damaligen Einzugsgebiete der Flüsse entsprachen ungefähr den heutigen. Das Gefälle aber war weit steiler. Dabei war es beim ältern Thalsystem so ausgeglichen, dass es stetig vom Thalanfang zum Thalausgang ins Mittelland abnahm; das gilt nicht nur von den Hauptthälern, sondern auch von den Seitenthälern, die sich alle gleichsohlig mit den Hauptthälern vereinigten. Beim jüngeren erstreckte sich die Ausgleichung dagegen nicht bis in die kleinen Seitenthäler. Es ergiebt sich eine enge Abhängigkeit des Gefälles von der Thallänge. Ordnen wir die Täler nach ihrer Länge, so besaßen zur Zeit des älteren Thalsystemes diejenigen von 10—20 km Länge, vom trichterförmigen Thalanfang an gerechnet, im Mittel ein Gefälle von 50—60 ‰, die von 20—30 km 35—40 ‰, die von 30—40 km 30 bis 35 ‰, von 40—65 km 19 ‰, die von 65—90 km 16 ‰, endlich das Rhonethal bei 107 km Länge (bis Ardon) 13 ‰.

Dass das Gefälle ausschliesslich eine Funktion der mit der Zunahme der Entfernung einer Flussstrecke vom Thalanfang wachsenden Wassermenge war, zeigen auch folgende Zahlen. Es betrug das Gefälle in einer Entfernung vom Thalanfang:

| Älteres Thalsystem. | | | | | |
|----------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|------------|
| | von 10 km | von 20 km | von 30 km | von 80 km | von 130 km |
| im Rhonethal | 43 ‰ | 27 ‰ | 12 ‰ | 5 ‰ | 3½ ‰ |
| im Aarethal | 55 „ | — | 13 „ | 3 „ | — |
| im Reussthal | 50 „ | 22 „ | 11 „ | 4 „ | — |
| im Linththal | 40 „ | 18 „ | 10 „ | — | — |
| Mittel | 47 ‰ | 22 ‰ | 11 ‰ | 4 ‰ | 3½ ‰ |
| Jüngeres Thalsystem. | | | | | |
| im Rhonethal | 65 ‰ | — | 15 ‰ | 3½ ‰ | 3 ‰ |
| im Reussthal | 60 „ | 32 ‰ | 17 „ | — | — |

So wohl ausgeglichene Längsprofile treffen wir nur in Thälern einer reifen Thallandschaft. Die Schweizer Alpen boten sonach in der Präglacialzeit das Bild einer reifen Thallandschaft; den Thälern fehlten Stufen, und das Gefälle nahm überall stetig von den Thalanfängen abwärts ab. Ein solcher Zustand der Reife wurde auch später einmal im Bereich der grossen Alpenthäler, dagegen nicht in den kleinen Seitenthälern erreicht, als die Flüsse das jüngere, ebenfalls wohl ausgeglichene Thalbodensystem benutzten; nur war das Gefälle damals im Oberlauf etwas grösser, im Unterlauf kleiner als das des älteren Systems.

Noch eine andere Thatsache lehren uns die Gefällsverhältnisse der beiden Thalböden: Die Schweizer Alpen sind seit der Ausbildung des präglacialen Thalsystems von wesentlichen Dislokationen nicht mehr betroffen

worden. Hebungen oder Senkungen einzelner Teile derselben müssten sich als Störungen im Längsprofil des präglacialen Thalsystems äussern. Solche Störungen treten erst im Mittelland auf. Lückenlos gehen die Thäler des älteren Thalsystems in die Rumpffläche aus, die wir im Mittelland nachwiesen. Doch liegt am Alpenrand ein Gefällsbruch vor. Denn das Gefälle der alten Landoberfläche im Mittelland nach Nordwesten (siehe S. 471 und 472) ist weit grösser, als wir es soeben in den grossen Thälern der Alpen schilderten. Das alte Aarethal z. B., das oberhalb Thun 3 ‰ Gefälle besass, setzt sich im Mittelland bis zum Friesenberg mit 7 ‰ Gefälle fort. Wir haben aus diesem grossen Gefälle auf eine geringe Schiefstellung des Mittellandes geschlossen und erkennen nunmehr, dass die Alpen an dieser Schiefstellung nicht beteiligt waren. Es scheint das schweizerische Mittelland die Rolle eines Scharnieres zwischen zwei Gebieten gespielt zu haben, die sich tektonisch verschieden verhielten: dem Jura einerseits und den Alpen andererseits.

Vergleich unserer alten Thalbodensysteme mit denen Heims und Bodmers.

Schon Rütimeyer¹⁾ und vor allem Heim²⁾ und Bodmer³⁾ haben an der Hand von Terrassen alte Thalbodensysteme aus den Schweizer Alpen beschrieben; diese decken sich jedoch nur soweit mit den unsrigen, als ein zusammenhängendes Terrassenstück verfolgt werden kann. Beim Aufsuchen von dessen Fortsetzung aber kam ich im Felde thalabwärts fast immer in ein tieferes Niveau, als es jene Autoren für die Fortsetzung ihres Thalbodens annahmen. Unsere beiden rekonstruierten Thalböden schneiden die rekonstruierten Thalböden Heims und Bodmers. Von der Realität der letzteren habe ich mich trotz ausgedehnter Wanderungen nicht überzeugen können.

Die Terrassen des Aarethals z. B., die unserem älteren Thalbodensystem angehören, rechnet Bodmer in der Umgebung der Grimsel seinem Thalboden von 2260—2020 m zu, bei Guttannen dem von 1400—1150, bei Meiringen und Brienz dem von 1200—1000 m; ebenso Heim im Reussgebiet: im Urserenthal dem von 2200—1900, zwischen Göschenen und Altdorf dem von 1600—1400 m. Die Terrassen und Stufen unseres jüngeren Thalsystems zählt Heim bei Göschenen seinem Thalboden von 1200—900 m zu, bei Altdorf dem von 900—600 m u. s. f. Dasjenige der höheren Thalbodensysteme Heims und Bodmers, dessen grosse Terrassen unserem älteren System entsprechen, wird zwar im Oberlauf der grossen Thäler ausreichend durch Terrassen markiert. In den unteren Teilen der Thäler aber finden sich nur ganz unbedeutende Knickungen am Gehänge, die nur deswegen dem betreffenden Thalbodensystem zugerechnet werden, weil sie ungefähr dieselbe absolute Meereshöhe besitzen (vgl. z. B. Heims Karte des Reussgebietes im Jahrbuch des S. A. C. XIV). Heims Thalböden haben, wie schon Penck S. 431 ausgeführt hat, fast kein Gefälle; und doch weisen nicht wenige zusammenhängende Terrassenstücke ein merkliches Gefälle thalabwärts auf, wie z. B. die Terrasse am Südabhang des Eggishorns im Rhonethal, der Hasliberg im Aarethal, die Eisenmannalp im Reussthal.

Ein zweites wesentliches Moment, das unsere Auffassung der Terrassen von derjenigen Heims unterscheidet, ist die Form des Querschnitts. Heim und Bodmer nehmen als Ursache der Thalbodenbildung laterale Flusserosion an; darnach sollten die Querschnitte der alten Thäler jeweilen eine horizontale Basis gehabt haben (vgl. ihre Profile). Die Thalterrassen zeigen nun aber statt dessen durchweg eine deutliche Neigung zur Thalmitte hin, so dass man mit deren Hilfe auf einen Thalquerschnitt schliessen muss, der der Form eines flach durchhängenden Seiles entspricht (vgl. Fig. 80, S. 614).

1) Thal- und Seebildung. Basel. 1869. S. 20.

2) Mechanismus der Gebirgsbildung I. Basel 1878. S. 282. Erosion im Gebiet der Reuss. Jahrbuch des schweiz. Alpenklub XIV, 1878/79, S. 390 und Karte.

3) Terrassen und Thalstufen der Schweiz. Dissertation. Zürich 1880. 4^o.

Das ist auch der Grund, warum nicht selten die Höhe der Kanten gegenüberliegender Terrassen nicht unmerklich verschieden ist, obwohl sie demselben Thalniveau angehören; es muss das stets dann eintreten, wenn das nachträglich eingeschnittene Thal nicht symmetrisch zur Mitte des alten Thales liegt. Verschiedenheit der Kantenhöhe berechtigt daher noch nicht ohne weiteres zur Einordnung in verschiedene Thalsysteme, wie das Heim und Bodmer thaten, die dadurch zur Aufstellung von 6—9 in verschiedener Höhe gelegenen Thalböden für jedes Hauptthal kamen.

Bedenken gegen die Realität der Heim-Bodmerschen Thalböden im Reussthal hat schon Löwl geäußert (Verh. der geol. Reichsanstalt Wien 1894, S. 469); er wendet sich besonders gegen die grosse Breite der angenommenen ebenen Thalsohlen; auch Ed. Richter (Geomorphologische Untersuchungen, Erg.-Heft 132 zu Pet. Mitt. Gotha 1900. S. 36) macht diesen Einwand geltend und betont zugleich, dass der Querschnitt der alten Thäler jedenfalls keinen weiten ebenen, sondern einen sanft zur Thalmitte geneigten Boden aufwies; er erklärt dadurch die Unterschiede in der Höhe von Terrassen, die aus demselben Thalboden ausgeschnitten sind.

Ich selbst habe in den schweizerischen Alpenthäler nur zwei alte Thaloberflächen mit Sicherheit verfolgen können. Kleine Knickungen am Thalgehänge in Form von Abstufungen desselben sind zwar ausserdem noch vorhanden, so z. B. im unteren Rhonethal. Doch ist es mir nicht gelungen, in ihnen ein System zu erkennen, wenn ich auch die Möglichkeit der Existenz von anderen alten Thaloberflächen nicht durchaus von der Hand weisen möchte. Das ältere unserer beiden Systeme dominiert durch die Breite und Ausdehnung der ihm angehörenden Terrassen; das jüngere ist durch die Gefällsverhältnisse der grösseren Seitenthäler sicher nachgewiesen, während Terrassen seines Niveaus spärlicher sind.

Hans Hess vertrat jüngst in seiner Abhandlung über den Thaltrog (Pet. Mitt. 1903. S. 73) für eine Reihe von Alpenthälern drei alte, heute ausser Funktion gesetzte trogförmige Thaloberflächen; als vierte gesellt sich die heutige Thalsohle dazu. Jeder Thaltrog soll das Werk einer Vergletscherung sein, die ein zum Teil vorher existierendes V-förmiges Thal in ein U-förmiges umwandelte. Obwohl ich das von Hess als Beispiel aus der Schweiz gewählte Turtmanthal nicht kenne — die Ungunst des Wetters im Herbst 1903 vereitelte eine Prüfung der anregenden Darlegungen von Hess für dieses Thal —, so möchte ich doch diesem Resultat nicht ohne weiteres beipflichten. Ich glaube nicht, dass man gerade die Profilinie von Bergrippen, die von der Seite ins Thal ragen, zur Verfolgung alter Thaloberflächen heranziehen darf, wie das Hess ausschliesslich in seinen Thalprofilen thut. War an ihnen zwar die Wirkung des fliessenden Wassers ausgeschlossen, so unterlagen sie doch der Eiswirkung in um so grösserem Mass. Bei verschiedenem Eisstand konnten in derselben Eiszeit in ganz verschiedenen Höhen Schlifffehlen eingekerbt werden, die sich wegen der annähernd horizontalen Oberfläche des Eises an beiden Thalseiten entsprechen. Hess' höchster und ältester Thaltrog, der einzige, der eine weit ausgedehnte Terrasse hinterlassen hat, ist mit unserer älteren Thaloberfläche identisch, deren Herausbildung wir einer langfortgesetzten Wirkung des fliessenden Wassers zuschrieben. Hess möchte seine Entstehung auf Gletschererosion in der Günz-Eiszeit zurückführen. Doch spricht das ausgeglichene Gefälle gegen die glaciale Bildung. Die präglaciale Landoberfläche möchte Hess hoch über der höchsten heute sichtbaren Schlifffgrenze suchen. Ich kann ihm hierin nicht folgen, da sich die Terrassen seines ältesten Thaltroges, unseres älteren Thalsystems, am Ausgang der Thäler aus den Alpen in die alte Rumpffläche fortsetzen, welche letztere bis an die Sohle des älteren Deckenschotter zu verfolgen ist. Diese Terrassen sind also sicher nicht jünger, sondern älter als der ältere Deckenschotter.

Beziehungen der alten Thalböden zur obren Gletschergrenze und zur heutigen Thalsohle, Betrag der Übertiefung.

Der ältere Thalboden liegt in den schweizerischen Alpenthälern überall tief unter der oberen Gletschergrenze der Würm-Eiszeit. Die Höhendifferenz beträgt im Bereich des Thalanfanges im Rhonethal wie auch in seinen Seitenthälern einige hundert Meter und steigert sich im mittleren Rhonethal auf 1000 m, um gegen den Thalausgang bei

Villeneuve wieder auf 500 m abzunehmen. Entsprechende Höhendifferenzen weisen die anderen grossen Alpenthäler auf. Dieser ganz verschiedene Verlauf und das ausgeglichene Gefälle unterscheiden das präglaciale Thalbodensystem vom System der durch die Schliftgrenze bedingten Terrassen in der Höhe der alten Gletscheroberfläche.

Das jüngere Thalniveau verläuft im Mittel 250—350 m unter dem älteren. Der heutige Thalweg liegt, obwohl er z. T. nachträglich hoch aufgeschüttet worden ist, an der Rhone oberhalb Fiesch 400—500, zwischen Sitten und Fiesch 600—650 und unterhalb Sitten 500—570 m unter dem älteren Thalboden. Geringer wird die Differenz in den Seitenthälern; sie beträgt hier in der Regel im Bereich des trichterförmigen Thalanfanges nur 200—300 m. An der Aare sind die entsprechenden Zahlen beim Grimselospiz 200—250 m, bei Guttannen 300 m, von Meiringen abwärts rund 500 m; an der Reuss bei Andermatt 250 m, bei Flüelen aber 800 m; an der Linth bei Linththal 700 m und bei Uznach 550 m. Diese Zahlen geben den Betrag der in der Quartärperiode erfolgten Tieferlegung der Thalsole. Um wieviel die zwischen den Thälern gelegenen Käme abgetragen wurden, entzieht sich der Schätzung. Zugleich bieten die Zahlen ein direktes Mass für die Übertiefung der grossen Thäler gegenüber den kleineren Seitenthälern. Ja dort, wo nachträglich Akkumulation eingetreten ist, ist die Übertiefung ursprünglich noch grösser gewesen als die Zahlen andeuten, so vor allem im Längsthal der Rhone. Geringer ist die Übertiefung der Hauptthäler gegenüber ihren grossen Seitenthälern; denn diese haben selbst an der Übertiefung teilgenommen, wenn auch nicht in dem Mass wie die Hauptthäler, so dass auch sie in die letzteren als Hängethäler einmünden.

Die Thatsache, dass jedes Thal seinen Seitenthälern gegenüber übertieft ist und dass die Übertiefung mit der Grösse des Thales wächst, beeinträchtigt die Sicherheit der Bestimmung der Höhe der alten Thalniveaus. Es sei daher hier nochmals darauf aufmerksam gemacht, dass unsere Höhenzahlen nur angenähert sind. Die Annäherung ist für das ältere Thalsystem grösser als für das jüngere, da das erste z. T. nach kleinen und daher an sich schon wenig übertieften Seitenthälern bestimmt wurde, z. T. nach ausgedehnten Terrassen. Doch ergab sich auch für das jüngere Thalsystem eine Kontrolle der Werte durch Terrassen.

Die Formen der übertieften Thäler: Übersteilheit und Bergstürze der Gehänge, Stufen und Riegel der Sohle.

Durch die Übertiefung hat sich auch in den schweizerischen Alpenthälern an vielen Stellen eine Übersteilheit der Gehänge eingestellt; sie hat zu Bergstürzen Veranlassung gegeben, deren wir fast in jedem Thal mehrere begegnen. Wir kommen auf einige der grössten später bei der Besprechung der Moränen an der Thalsole noch zurück.

War besonders der ältere der beiden von uns verfolgten Thalböden im Längsprofil ausgeglichen, so gilt das von der Sohle des heutigen trogförmig in jene eingesenkten Thales nicht; es wechseln vielmehr Thalstücke mit geringerem Gefälle und solche mit steilerem miteinander ab: Die Thäler weisen alle einen ausgezeichneten Stufenbau auf. Die Kante der Stufen liegt dabei fast immer etwas höher als der weiter oben befindliche flache Tritt, so dass sich mit den Stufen Riegel verknüpfen.

Stufen und Riegel sind hier, wie in den Ostalpen, besonders in den kleinen, höher gelegenen Thälern häufig, weniger häufig in den grossen, tiefen Thälern, weil hier mächtige Anschwemmungen die Felsunterlage verdecken. Regel ist die stufenförmige Einmündung der Seitenthäler in das Hauptthal. Bei grossen Seitenthälern liegt dabei die Stufe etwas zurück, so im Drancethal, im Thal der Visp, im Lauterbrunnenthal. An der Mündung des Urbachthales in das Aarethal ragt sie dagegen geradezu als Terrasse

in das Hauptthal hinaus. Zahlreich sind aber auch die Stufen und Riegel, die die Thäler in ihrem Verlauf queren. Der Thalrog hat dabei im Bereich der Stufen meist eine Breite, die der des unterhalb liegenden Thalstückes nicht nachsteht (vergl. z. B. das Aarethal oberhalb Guttannen auf Blatt Nr. 397 des Siegfried-Atlas).

Die Riegel sind im Längsschnitt wie im Querschnitt unregelmässig und höckerig, dabei glacial gerundet und geschliffen, besonders schön in den oberen Teilen der Thäler. Thalaufwärts sinkt ihre gekuppelte Oberfläche unter die Alluvionen der beckenförmigen Erweiterung ein. Wie die Form der Thaloberfläche unter diesen Alluvionen ist, entzieht sich der Beobachtung. Doch müssen wir nach einigen Vorkommnissen, wo dieselbe nicht verschüttet wurde, schliessen, dass auch sie höckerig und uneben, eine echte Rundbuckellandschaft ist. So liegt oberhalb der später zu schildernden Endmoränen von Liddes im Val d'Entremont unterhalb Bourg-St. Pierre an der Bernhardstrasse der flache Felsboden an der Thalsohle nackt zu Tage; aus ihm heraus erheben sich eine Reihe lang gestreckter gerundeter Felsbuckel. Entsprechende Formen erscheinen an der Sohle des Reusstales zwischen Wassen und Amsteg.

In die Riegel wie in den Abfall der Stufen hat die Flusserosion nach Schwinden des Eises Schluchten eingengagt, die als Thalengen den Thalweitungen oberhalb der Riegel gegenüber treten. Im Bereich der Becken mit ihrem geringen Gefälle ist dagegen Akkumulation erfolgt, die an den grossen Flüssen weite Ebenen hat entstehen lassen, während an kleinen, wo mehr seitliche Abstürze und Schutthalde die Verschüttung besorgen, die Sohle oft eine Neigung zur Thalmitte erkennen lässt.

Denken wir uns die postglacialen Schluchten geschlossen und die postglacialen Anschwemmungen entfernt, so wandeln sich alle grösseren Thäler der Schweiz in Ketten von Wannern um, die stufenförmig übereinander folgen, und deren jede durch einen Felsriegel thalabwärts gesperrt ist.

Trefflich zeigt das Rhonethal Stufen und Riegel. 20 km oberhalb des Genfer Sees durchsetzt bei St. Maurice ein Kalksteinriegel das Thal, das unterhalb wie oberhalb von jungen Alluvionen eingenommen ist. Passiert wird er heute von der Rhone in einer kurzen jungen Schlucht. Ein alter Rhonelauf, der durch Moränen des Bühlstadiums verschüttet worden ist, liegt weiter östlich (Lugeon, Gorges épigénétiq. Bull. des laboratoires de géol., géogr. phys etc. de l'Université de Lausanne. No. 2, 1901, S. 12). Schliessen wir die postglaciale Schlucht, so entsteht im mittleren Rhonethal ein See, der bei 40—50 km Länge über Sitten hinaufreicht.

Aufwärts bis Brig ist das Thal durch die Rhone hoch aufgeschüttet. Fels tritt am Fluss erst wieder oberhalb Brig zu Tage, wo kurz vor Mörel eine niedrige Stufe mit Riegel von der Rhone — hier Rotten genannt — zersägt worden ist. Eine höhere Stufe (150 m) mit einem Felsriegel, auf dem Moräne liegt, folgt oberhalb Grengiols, die flachbeckenförmige Niederung von Fiesch thalabwärts absperrend. Es schliesst sich eine weitere 200 m hohe Stufe mit Felsriegel an, auf der sich die mächtige Moräne der Gibelegg befindet, dann das weite, in seinem untern Teil durch seitliche Schuttkegel, in seinem obern durch Anschwemmungen der Rhone verschüttete obere Rhonethal (Goms), hierauf zwischen Oberwald und Gletsch eine letzte 300 m hohe, überaus steile Stufe, gekrönt von einem Felsriegel, und endlich das Becken des Gletschbodens, das die Sandebene des heutigen Rhongletschers birgt.

Von den südlichen Seitenthälern, von denen ich das Bagnesthal (Drancethal), das Entremontthal (Thal des Gr. St.-Bernhard), das Nikolaithal (Zermatter Thal) und das Saasthal, z. T. wiederholt, durchwandert habe, will ich nur das erstgenannte als Beispiel schildern. Im Drancethal, das bei Martigny gleichsohlig in das Rhonethal mündet, erscheint die erste Stufe oberhalb Martigny-Combe; z. T. liegen auf ihr mächtige Schuttkegel und Bergsturzmassen; sie führt hinauf zum Becken von Sembrancher (720 m), das von demjenigen von Bagnes-Chable (820 m) nur durch den riesigen Schuttkegel der Fontana Rossa getrennt ist. Oberhalb der Thalweitung von Bagnes

folgen zwischen Champsec (910 m) und Fionney (1497 m) vier kurze, doch hohe Stufen mit Riegeln, die vom Fluss zerschnitten sind. Oberhalb eines Bergsturzes schliesst sich das Becken von Bonatchesse und nach einem weiteren Riegel das von Mazériaux an, hierauf nach der 140 m hohen Stufe mit Riegel bei Mauvoisin das 3 km lange schmale, trogförmige, verschüttete, besonders typisch übertiefte Becken vom Torembe, das sich gelegentlich durch die Eisabbrüche vom Giétrözlgletscher in einen See verwandelt, und nach einem weiteren Riegel das Becken von Chermontane, welches durch einige untergeordnete Felsriegel selbst wieder in mehrere Becken zerlegt wird. Ich zähle im Drancethal zwischen Bagnes und dem Ottemmagletscher mindestens 12 Felsriegel.

Das benachbarte Val d'Entremont, das sich bei Sembrancher mit dem Val de Bagnes vereinigt, weist allein zwischen Bourg-St. Pierre und dem Grossen St.-Bernhard auf einer Strecke von 9 km 7 Riegel mit Stufen auf. Weiter unterhalb lässt die Bedeckung mit Bildungen des Geschnittstadiums die Erkennung der einzelnen Riegel nicht mehr zu.

Besonders typisch ist das obere Aarethal durch Querriegel in eine Reihe von Becken zerlegt. Die gewaltige Sandebene, die sich an den Unteraargletscher anschliesst, wird durch den grossen Riegel „auf dem Bielen“ geschlossen (vergl. das beistehende Bild); es folgt beim Grimselhospiz der Spitalboden, abgeschlossen durch den Riegel des Nollen; ein kleinerer Riegel gliedert die etwas höher gelegenen beiden Grimselseen ab (vergl. das Vollbild S. 622). 100 m tiefer folgt nach einer steilen Stufe der Rätherichsboden, geschlossen durch einen steil emporragenden Felsriegel, unterhalb dessen sich abermals eine beckenförmige Erweiterung zeigt. Nach dem Riegel des Hinterstocks folgt das Becken von Handegg u. s. f. Insgesamt zähle ich zwischen Unteraargletscher und Meiringen mindestens 10 Felsriegel als Abschlüsse von grösseren oder kleineren Becken. Dabei beträgt die relative Erhebung der Riegel über das Becken oberhalb z. T. 100 m und mehr, z. B. beim Gaulibühl unterhalb des Beckens der Inner-Urweid 130 m. Rund 150 m ist die relative Höhe des ausgedehnten, unter dem Namen des Kirchet bekannten Riegels oberhalb Meiringen, der das Becken von Hasli im Grund (Innertkirchen) abschliesst und von der Aare in der grossartigen Aareschlucht gequert wird. Er birgt mehrere alte, heute verschüttete Aareschluchten (vergl. Lugeon a. a. O. S. 12; ferner de Laeger, *Etude de morphologie glaciaire: Le Hasli im Grund. Annales de géogr.* XII 1903 S. 289). Auch die Seitenthäler des Aarethales zeigen Stufen- und Riegelbildung, so das Gadmenthal gerade an seinem untern Ende, desgleichen das gegenüber mündende Urbachthal. Steht man hoch über der Thalsole, etwa auf einer Terrasse des alten Thalbodens, so ist von all diesen Riegeln und Stufen wenig zu sehen. Flach rundliche Formen, über und über geschliffen, bieten sich bis zum Grimselpass dem Auge dar (vergl. das beistehende Vollbild); die Ausbildung der Rundformen wurde hier durch eine schalige Absonderung des Grauits parallel zur Oberfläche unterstützt, auf die Hornstein (*Zeitschr. der Deutschen geol. Ges.* XXXV, 1883 S. 647) aufmerksam macht.

Riegel und Becken folgen in ununterbrochenem Wechsel im Reussthal zwischen Andermatt und Amsteg; besonders grossartig ist der heute in der Schöllenen von der Reuss durchschnittene Riegel zwischen Göschenen und Andermatt. Unterhalb Amsteg quert bis Luzern kein Fels mehr die Reuss. Ebenso verläuft das Bett der Linth von Thierfeld abwärts nur in Schutt; Riegel sind hier nicht sichtbar, wohl aber oberhalb im Bereich der prachtvoll gestuften Quellthäler der Linth.

Die Riegelbildung verstärkt sich, je mehr wir uns den heutigen Gletschern nähern. Viele der letzteren endigen in weiten Becken, die von Felsriegeln geschlossen sind, so z. B. im Gebiet der Aare der Unteraar- und der Oberaargletscher, der Bächli-gletscher, der Lämmerngletscher, im Gebiet der Rhone der Rhonegletscher, der Arolla-gletscher, der Zmuttgletscher, im Gebiet der Reuss der Hüfigletscher. Wenn diese Becken heute keine Seen beherbergen, so ist das eine Folge der Sandrbildung am Gletscherende sowie der Erosion des Gletscherabflusses im Bereich des Riegels und der sich anschliessenden Stufe. Je nach den Schwankungen des Klimas nimmt die Gletscherzunge bald einen grösseren, bald einen kleinern Teil des Beckens ein.

Andere Gletscher endigen unmittelbar am Riegel, der sich über ihre Oberfläche hinaus erhebt, so z. B. der grosse Aletschgletscher, der Zinalgletscher, der Gornergletscher. Sie machen die Schwankungen des Klimas vorwiegend dadurch mit, dass sie aufschwellen



Das Felsbecken am unteren Ende des Unteraargletschers, die Sandr-Ebene des Gletschers bergend.

(Nach einer Photographie von Ed. Brückner.)



Das obere Aarethal (Haslithal) mit seinen Stufen und Inselbergen, vom Anstieg zum Gelmer See aus gesehen. Im Hintergrund der vom Gletscher überschrittene und geschliffene Grimspass.

(Nach einer Photographie von Ed. Brückner.)

und abschwellen, ohne in ihrer Längsausdehnung so bedeutende Änderungen zu zeigen wie die erstgenannten.

Überblicken wir die Gesamtheit der Stufen und Riegel der Schweizer Thäler, so kann es keinem Zweifel unterliegen, dass wir es mit reinen Skulpturformen zu thun haben. Wie in den Ostalpen, so spricht auch hier alles für eine glaciale Entstehung derselben. Es lassen sich, wie in den Ostalpen, fünf Gruppen von Riegeln und Riegelstufen unterscheiden, deren Entstehung etwas verschieden ist:

1. Die Riegel auf den Stufen am Ausgang der Seitenthäler in das Hauptthal. Sind die Stufen dadurch entstanden, dass das Hauptthal durch die mächtigeren Eismassen stärker vertieft wurde als die Seitenthäler, so führt sich die Riegelbildung auf ihnen darauf zurück, dass der Hauptgletscher die Seitengletscher unterschob und etwas rückstaute (vergl. S. 304); dadurch minderte er die Erosionskraft der letzteren gerade an ihrer Mündung. Das Bett der Seitengletscher wurde daher hier weniger vertieft als weiter oben; so entstand an der Mündung ein Riegel.

2. Eine Reihe von Riegeln, die mitten im Thal auftreten, verdanken ihre Bildung der selektiven Erosion. Das gilt von dem mächtigen Riegel von St. Maurice an der Rhone und vom Riegel des Kirchet bei Meiringen; beide finden sich an Stellen, wo das Thal aus dem Gebiet der krystallinischen Schiefer auf mesozoische Gesteine übertritt, und sind aus besonders widerstandsfähigem Kalkstein zusammengesetzt¹⁾. Ebenso dürfte der Riegel von Mauvoisin im Bagnesthal sich auf das Auftreten von Quarzit zurückführen²⁾.

3. Becken mit dahinter liegenden Stufen finden sich oft dort, wo mehrere grosse Gletscher sich vereinigten, so das Becken von Chermontane im Hintergrund des Bagnesthales, wo Otemma-, Breney-, Durand- und Zessetta-Gletscher zusammenstrahlen, so das Becken von Bourg-St. Pierre unterhalb der Vereinigung des alten Valsorey- und des alten Bernhardgletschers, das Becken von Orsières an der Vereinigung des Entremont- und des Ferretgletschers, das ganze mittlere Rhonethal unterhalb der Vereinigung des oberen Rhonegletschers und des Aletschgletschers bei Brig, das Becken von Innertkirchen an der Vereinigung von Aare-, Gadmen- und Urbachgletscher³⁾, das Becken von Thierfeld im Linththal an der Vereinigung von Limmern- und Sandgletscher u. s. f.

4. Manche Riegel mögen auch Stellen markieren, an denen in einer Phase der Eiszeit der Gletscher während längerer Zeit endigte, so dass das Becken oberhalb des Riegels als Zungenbecken entstand. Auch beim Kirchet bei Meiringen und beim Riegel von St. Maurice dürfte das mitgespielt haben; heute noch liegen auf diesen Riegeln Moränen. In Fällen, wo ein späterer Gletschervorstoss die Endmoränen vernichtete, ist eine solche Entstehung nicht mehr zu erweisen.

5. Zahlreiche Riegel entsprechen keinem der erwähnten Typen. So liegen die Riegel und Becken im Aarethal zwischen der Handegg und dem Unteraargletscher alle in Gneissgranit, diejenigen zwischen Bagnes und dem Otemmagletscher teils in Casanna-schiefer, teils in kalkhaltigem, grauem Schiefer, die im Entremonthal alle in Casanna-schiefer. In diesen Fällen ist meist ein Unterschied in der Festigkeit des Gesteins nicht zu erkennen. Aber auch grössere Seitengletscher, deren Vereinigung mit dem Haupt-

1) Vergl. auch L. de Laeger, *Etude de morphologie glaciaire: Le Hasli im Grund*. Annales de géogr. XII 1903 S. 299; derselbe, *De Lausanne à Zermatt*, ebenda S. 426.

2) Dass die Riegel im Thal der Emme so entstanden, siehe S. 547.

3) Vergl. de Laeger a. a. O. S. 297.

gletscher die Erosionskraft des letzteren gesteigert haben könnte, fehlen. Für diese Stufen und Riegel müssen Differenzen in der Erosionskraft des Gletschers als Ursache angenommen werden, die in der Längsrichtung auftraten und sei es durch Änderungen des Gefälles, sei es durch solche des Querschnitts bedingt waren. Ein Riegel wurde herausgebildet, wo die Erosionskraft thalabwärts kleiner war als thalwärts. Wo dagegen die Erosionskraft lokal eine Steigerung erfuhr, entstand ein Becken und oberhalb einer solchen Stelle starker Erosion konnte sich eine Stufe ausbilden.

Für das Verständnis der Riegelbildung muss man sich vergegenwärtigen, dass die Höhe der Riegel im Vergleich zur Mächtigkeit des Eises gering ist. Unser bestehendes Vollbild zeigt dieses Verhältnis für die Umgebung des Grimselospizes. Die durch die Schliiffgrenze markierte Eisoberfläche lag 700—750 m über dem heutigen durch Akkumulation erhöhten Boden des Beckens des Unteraargletschers, sowie über dem Spitalboden und 650—700 m über dem Riegel zwischen beiden, sowie über dem Riegel zwischen Spitalboden und Grimselsee (550—600 m über dem Gipfel des Nollen). Gehen wir vom heutigen Boden des Beckens aus, so verringerte sich die Tiefe des Gletschers im Bereich der Riegel nur um ein Viertel. Ähnlich ist es bei den anderen Riegeln. Den grössten Betrag — ein Siebentel — finde ich beim Kirchet unweit Meiringen. Beim Riegel von St. Maurice ist es ein Zehntel. Berücksichtigen wir die allerdings nicht genau zu bestimmende Mächtigkeit der Alluvionen in den Becken, so erhält man etwas grössere Werte. Das ändert nichts am Resultat, dass die Minderung der Tiefe des Eisstromes im Bereich der Riegel stets klein war gegenüber der Minderung der Tiefe eines Flusses im Bereich seiner Furten.

Riegelberge.

Die übertieften Thäler der schweizerischen Alpen weisen eine Reihe von Riegelbergen auf, deren Entstehung sich meist, wie in den Ostalpen (S. 304), auf eine mehrfache Zerschneidung von Riegeln zurückführt, welche durch Gletscherbäche erfolgte. Werden z. B. einmal die Moränen abgetragen sein, die die alten Schluchten im Riegel des Kirchet bei Meiringen erfüllen, so wird dieser in einzelne Riegelberge zerfallen. In anderen Fällen dürfte die Entstehung eines Riegelberges dadurch zu erklären sein, dass ein Gletscher an seinem Ende einen sekundären Gletscherbach über einen Riegel oder einen seitwärts ins Thal ragenden Sporn hinwegsandte, der, wie S. 435 ausgeführt, durch Eingraben einer Schlucht ein Stück vom Thalgehänge abtrennte. Auf diese Art dürften die Hügel bei Sitten, der Nollen beim Grimselospiz, der Hinterstock bei der Handegg, der Hügel von St. Triphon und der Montet bei Bex, der Rugen bei Interlaken, die Burgfluh bei Wimmis abgetrennt worden sein.

Ein Beispiel für diese Entstehungsweise bietet der isoliert sich erhebende Rafgarten am Ende des heutigen Fieschergletschers, der links und rechts durch kleine Thälchen vom Thalgehänge getrennt ist. Diese Thälchen werden heute bei Hochstand des Gletschers von zwei Zungen desselben eingenommen, bei Tiefstand von Gletscherbächen durchflossen. Sie erfahren dabei eine Eintiefung, während der inselförmige Berg selbst der Abtragung entzogen ist. Derselbe muss daher an relativer Höhe gewinnen; doch verliert er durch Eintiefung der Thäler zu seinen Seiten und Abböschung ihrer Gehänge an Breite und wird einmal dieser Abtragung von der Seite zum Opfer fallen. Ein ganz ähnliches Bild zeigt sich am Ende des Aletschgletschers.

Historisches über die Entstehung der Thalstufen und Thalriegel in der Schweiz und über das Alter der Thäler.

Seit L. Rütimeyer die Aufmerksamkeit auf die Stufen der Schweizer Alpenthäler gelenkt hat, sind diese stets als Werke des fliessenden Wassers gedeutet worden, so be-



Das glacial ausgestaltete Aarethal oberhalb des Grimselhospizes.
a a Schliftgrenze; rechts vom Hospiz der Spitalboden, oberhalb des letzteren der Riegel „auf dem Bielen“, dahinter die Sandr-Ebene des Unteraargletschers, im Hintergrund das Finsteraarhorn.

(Nach einer Photographie von Professor S. Finsterwalder in München.)

sonders von A. Heim ¹⁾. Beide Forscher betrachten die Stufen als Stellen, bis zu denen die rückschreitende fluviale Tiefenerosion einen vorher durch fluviale Seitenerosion gebildeten ebenen Thalboden zerschnitten habe. Mit dieser Deutung sind jedoch zwei Eigenschaften der Stufen nicht vereinbar: erstens die grosse Breite ihres oft mauerartigen Abfalls und zweitens die Riegel, die ihre Kante so oft krönen. Das fließende Wasser ist wohl im stande durch seitliches Untergraben steile Thalgehänge zu erzeugen, nie aber quer zu seinem Lauf gelegene Stufenabfälle von mehreren Hunderten von Metern Breite (vergl. z. B. die Stufe unterhalb der Engstligenalp bei Adelboden, Siegfried-Karte Blatt Nr. 473). Die enge Schlucht, die das Wasser in den Stufenabfall eingrissen, tritt vielmehr überall zu den breitausladenden Wänden des letztern in Gegensatz. Der Stufenabfall verlegt sich auch gar nicht rückwärts, sondern behält seine Lage, und nur die schmale V-förmige Erosionsschlucht schneidet sich rückwärts in denselben ein. Andererseits sprechen die Riegel auf der Kante der Stufen gegen die fluviale Entstehung der ebenen Flächen oberhalb. Diese Riegel sind, wie wir schilderten, in der Mehrzahl der Fälle unabhängig vom Gesteinscharakter, so dass die Erklärung derselben als von der lateralen Erosion ausgesparter Reste, die Lugeon (a. a. O.) für das Kirchet und den Riegel von St. Maurice geben möchte, auf sie nicht anwendbar ist. Die Riegel zeigen zugleich, dass der Stufenabfall sich keineswegs an eine beliebige Stelle des alten Thalbodens knüpft, bis zu der gerade die retrograde Flusserosion zurückgegriffen hat; wir müssten in diesem Fall zahlreiche Stufen ohne Riegel finden, während sie die Ausnahme bilden. Endlich ist der Boden oberhalb der Stufe und des Riegels auch nur dort eben, wo er durch Akkumulation verschüttet ist. Wo Fels nackt zu Tage liegt, ist er höckerig, was wieder nicht recht mit lateraler Flusserosion harmoniert.

Auf Dislokationen lässt sich die Riegelbildung auch nicht zurückführen. Würde es sich nur um einen oder zwei Riegel handeln, so wäre die Möglichkeit einer jungen Hebung des Riegels, wie sie Baltzer zur Erklärung des Kirchet annimmt²⁾, nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen. Allein es handelt sich um Hunderte von Riegeln; man müsste daher ebenso viele und dabei sehr verschieden gestellte Dislokationen annehmen, deren Spuren immer nur am Thalboden, nicht aber auch am Thalgehänge sichtbar wären. Dagegen aber spricht, abgesehen von der Unabhängigkeit der Riegel vom geologischen Bau, das ausgeglichene Gefälle des präglacialen Thalbodens, aus dem wir auf die Abwesenheit von nennenswerten jungen Dislokationen schliessen mussten.

Über das Alter der heutigen Thäler der Schweizer Alpen herrschen zwei Anschauungen. Nach der einen sollen dieselben bis hinunter zur heutigen Thalsohle präglacial sein; das brachte noch jüngst G. T. Bonney zum Ausdruck³⁾. Nach der anderen, vor allem von A. Heim vertretenen Anschauung, sollen dieselben zwar in Bezug auf die letzte Vergletscherung präglacial sein, ihre heutige Tiefe und Form aber erst in den Interglacialzeiten durch Flusserosion gewonnen haben. Unsere Darlegungen treten zu beiden Anschauungen in Gegensatz: Jede Eiszeit stellt sich als Periode der Thalverbreiterung und der Thalvertiefung und -übertiefung dar, die mit Stufenbildung Hand in Hand geht; das wirksame Agens ist der Gletscher. In jeder Interglacialzeit dagegen streben die Flüsse das während der Eiszeit durch Riegel- und Stufenbildung

1) Siehe die S. 616 zitierten Werke.

2) Beiträge XX. Bern 1880 S. 138.

3) Quart. Journ. Geol. Soc. LVIII 1902 S. 702.

gestörte Gefälle wieder auszugleichen, durch Akkumulation im Bereich der Becken, durch Erosion im Bereich der Riegel und Stufen.

X. Die Rückzugsstadien der helvetischen Gletscher.

Endmoränen der Rückzugsstadien im Rhonegebiet: Moränen des Bühlstadiums. Moränen des Gschnitz- und des Daunstadiums im Bereich der Drancethäler. Rückzugsmoränen im Eringer Thal, im Eifischthal und in den Visperthälern. Moränen des Gschnitz- und des Daunstadiums im Rhonethal selbst. Historisches über die Rückzugsstadien im Rhonethal. Rückzugsstadien im Gebiet der Aare. Rückzugsstadien im Reussgebiet. Rückzugsstadien im Linthgebiet. Zusammenfassung über die Rückzugsstadien in den Schweizer Alpen. Einordnung der prähistorischen Funde unseres Gebietes in die Phasen der Post-Würm-Zeit.

Endmoränen der Rückzugsstadien im Rhonegebiet: Moränen des Bühlstadiums.

Ganz wie im Innthal (S. 318), so sind auch im mittleren und unteren Rhonethal Stürmmoränen in der Thalsohle nirgends sichtbar. Wohl heben sich an einigen Stellen aus der Thalsohle Schutthügel heraus, die mehrfach als Moränen gedeutet worden sind, so vor allem die Hügel bei Siders. Allein es handelt sich hier stets nur um Bergsturmassen, die nach Schwinden des Eises von den übersteil gewordenen Gehängen ins Hauptthal niedergingen und heute z. T. eine prächtige Tomalandschaft bilden.

Die Ablagerungen des Bergsturzes von Siders, dessen Abrissgebiet an der Varener Alp nördlich des Rhonethales liegt, sind von H. Gerlach († 1871) als solche beschrieben worden (Beiträge XXVII, Bern 1883 S. 38). Ihre Ausbreitung von Pfin bis Gröne auf eine Strecke von 13—14 km und ihre Anschmiegung an das Thal, die Gerlach rätselhaft erschienen, entsprechen den besonders von Heim klargelegten Gesetzen des Stürzens lockerer Massen. Später hat E. Renevier diese Bergsturmassen als Endmoränen geschildert (Archives des Sc. phys. et nat. (3) XXX, 1893, S. 268) und sie dementsprechend in die geologische Karte der Schweiz, Blatt XVII, z. T. als Erraticum eingezeichnet. Ihm widersprach 1898 Lugeon (Le Globe XXVII, Genf, 1898 S. 82—84 der Verhandlungen des Kongresses schweizerischer geogr. Gesellschaften). Während Gerlach betont, dass an einer Stelle der Schutt Moräne überlagert, beobachtete Lugeon an anderen erratisches Material auf dem Schutt. Lugeon nimmt daher zwei Bergstürze an, einen interglacialen und einen postglacialen, wie L. de Laeger in einem Bericht über eine mit Lugeon angeführte Exkursion mitteilt (Annales de géogr. XII 1904 S. 417). Ich habe nichts finden können, was Lugeons Anschauung bestätigen würde. Es mag sich das von Lugeon beobachtete Vorkommen durch die auch von ihm selbst als möglich hingestellte Annahme erklären, dass erratisches Material im Bergsturz mitgestürzt ist. Vielleicht erfolgte auch der Bergsturz unmittelbar am Gletscherende des Gschnitzstadiums (siehe unten), so dass der Gletscher das Schuttgebiet am Rande noch betrat. Die Annahme einer nachträglichen vollständigen Bedeckung des Ablagerungsgebietes durch den Gletscher ist durch die Frische der Tomalandschaft ausgeschlossen. Für die Jugendlichkeit des Bergsturzes spricht auch, dass die Rhone die durch den Bergsturz verursachte Störung ihres Gefälles bis heute noch nicht ganz überwunden hat.

Im Gegensatz zur heutigen Thalsohle sind, wiederum genau wie im Innthale, einzelne Reste des alten präglacialen Thalbodens mit Wallmoränen besetzt, so besonders die Terrasse im Norden und Nordosten von Sitten. Die Moränenbedeckung geht nicht bis zur Thalsohle herab, sondern endigt 300 m über derselben in 800 m Seehöhe, obwohl auch unterhalb die Bodengestalt die Erhaltung von Ufermoränen erlaubt hätte. Andererseits hört sie in 13—1400 m Höhe auf, bleibt also volle 600—700 m unter der Gletschergrenze des Maximums der Würm-Eiszeit. Ufermoränen tief unter der oberen erratischen Grenze und zugleich hoch über der heutigen Thalsohle treten auch in der Umgebung von Martigny auf, desgleichen, wie bereits A. Favre auf seiner Karte angegeben, im Drancethal bei Orsières an der Vereinigung des Ferret- und des Entremontthales. Meist finden sich mehrere Moränenwälle übereinander, bei Orsières z. B. 7—8.

Die ganze Terrasse von Montana, Ayent und Savièse nördlich von Sitten ist mit wallförmigen Ufermoränen des Rhonegletschers belegt. Felsbuckel, nicht selten wie Moränenwälle langgestreckt, ragen daraus hervor. Bei Martigny treten Moränen besonders am Ostabhang der Arpille auf, wo in 1400 m und in 1600 m Höhe zahllose grosse erratische Blöcke (Montblanc-Granit) in mächtigen Wällen aufgehäuft sind (Favre, Recherches I, 1867 S. 108; Gerlach, Beiträge IX S. 38), ebenso auf dem Rücken von Chemin in 1450 m (Gerlach, Beiträge XXVII S. 58); weiter unterhalb, schon im Quertal der Rhone, erwähnt Gerlach (a. a. O.) eine Ufermoräne in 1260 m bei Outre Rhone. Südlich von Orsières haben die Moränen von Plein-y-boeuf (Plan-boeuf der Karte) in 1600—1800 m Höhe mit ihren riesigen Protoginblöcken, worunter die Pierre-du-Trésor (rund 3000 cbm), schon im 18. Jahrhundert die Aufmerksamkeit des Kanonikus Murith erregt (vergl. Favre a. a. O. S. 103, woselbst die ältere Litteratur zitiert ist). Etwas tiefer (ca. in 1470 m) liegt westlich von Orsières die Ufermoräne des Ferretgletschers, die den Lac de Champex von Süden her staut (vergl. Venetz, Mémoire sur l'extension des anciens glaciers. Neue Denkschriften der schweiz. nat. Ges. XVIII, 1861, S. 22, Gerlach a. a. O. S. 61). Auch nordwestlich des Sees liegen Moränenwälle, die Favre und Gerlach einem Lokalgletscher zuschreiben, während ich sie für etwas ältere Moränen des Ferretgletschers halten möchte.

Diese Moränenvorkommnisse gehören zwar sicher nicht alle derselben Phase an; das lehrt schon das Auftreten von mehreren Ufermoränen übereinander; doch möchte ich sie alle¹⁾ unserem Bühlstadium zurechnen. Dass dieses sich aus einer Reihe einzelner stationärer Phasen zusammensetzt, haben wir in der Umgebung des Vierwaldstätter Sees gesehen (S. 540). Das Gefälle der Gletscheroberfläche war im Rhonethal von Sitten bis Martigny klein; von Martigny bis zum Gletscherende oberhalb des Genfer Sees, wo wir bei Noville eine schöne Endmoränenlandschaft treffen²⁾, betrug es 25—30 ‰, ebensoviel im Drancethal von Orsières bis Martigny.

Moränen des Gschnitz- und des Daunstadiums im Bereich der Drancethäler.

Anders als im Rhonethal selbst treten in dessen Seitenthälern mehrfach z. T. sehr mächtige Moränen an der Thalsole auf. So ist das Drancethal zwischen Sembrancher (720 m) und Orsières (890 m) ganz von Moränen verschüttet, die ihrer Zusammensetzung und z. T. auch ihrer Form nach als Stirn- oder Stirnmoränen des vom Mont Blanc-Gebiet gespeisten Ferretgletschers erscheinen. In ihrem Liegenden zeigen sich Schotter von wechselndem Habitus, die als Alluvion ancienne (ältere Anschwemmung) beschrieben worden sind³⁾. Die Drance hat eine Schlucht in das verschüttete Thal eingeschnitten, die dort, wo Fels getroffen wurde, schmal, dort, wo sie in lockerem Material eingetieft wurde, breit ist. Bei Orsières erweitert sich das Thal zu einem Zungenbecken, dessen Boden von jungen Anschwemmungen eingenommen ist. Von hier aufwärts ist das trogförmig gestaltete Ferretthal moränenfrei, bis wir bei Praz-de-Fort wieder auf riesige Endmoränen stossen. Sie wurden von der Zunge des alten Saleinazgletschers, der von der Mont Blanc-Gruppe ins Ferretthal herabstieg, in 1300 m Seehöhe aufgeworfen⁴⁾, als das Ferretthal selbst schon eisfrei war, und markieren einen weit kleineren Stand der Vergletscherung als die dem grossen Ferretgletscher angehörenden Moränen unterhalb Orsières.

Als der Ferretgletscher zwischen Sembrancher und Orsières endigte, lag auch im Entremontthal ein Gletscher, dessen Dimensionen freilich des niedrigeren Einzugsgebietes wegen denen des Ferretgletschers erheblich nachstanden. Bei Liddes hat er in 1300 m

1) Mit Ausnahme der hohen Moränen an der Arpille in 1600 m, die mit den Ufermoränen bei Villars-sur-Ollon im unteren Rhonethal parallelisiert werden dürften (siehe S. 558).

2) Nach meinen Beobachtungen im März 1904, die die nach Schardt gegebene Darstellung S. 571 und 592 berichtigen.

3) So von Gerlach. Beiträge XXVII S. 49.

4) Venetz a. a. O. S. 23; Favre, Recherches I S. 102; Gerlach, Beiträge IX S. 63.

Höhe eine Endmoränenlandschaft aufgebaut. Etwa 1—1½ km südlich von Liddes verschwinden die Moränen und es erscheint der felsige Boden des Zungenbeckens (siehe oben S. 619). Aber auch nördlich der Endmoränen ist das Entremontthal bis Orsières mit mächtigen Quartärbildungen erfüllt. Theils sind es Moränen mit Mont Blanc-Granit, die von einer Ausstülpung des Ferretgletschers abgesetzt wurden, welche ins Entremontthal aufwärts drang, teils feine Sande und feinere und gröbere unregelmässig geschichtete Kiese. Der ganze Komplex erinnert an die Innthalterrasse bei Innsbruck. Wie bei dieser, so haben wir es auch hier mit einer Staubildung zu thun, die infolge der Blockierung der Mündung des Entremontthales durch den Ferretgletscher entstand¹⁾. Akkumulation von Sand und Kies leitete die Staubildung ein; später lagerten sich im Hangenden die Moränen des Ferretgletschers und des Entremontgletschers ab. In einer letzten Phase dieses Stadiums, als der Ferretgletscher wieder zurückgegangen war und gerade noch das Becken von Orsières erfüllte, entstand an seiner Seite in einem Stausee das an 100 m mächtige Delta der Drance d'Entremont, über dessen Abfall die Bernhardstrasse in Windungen von Orsières zur Mündung des Entremontthales emporsteigt²⁾. Die ebene, moränenfreie Oberfläche des Deltas bildet eine nach Norden sich senkende Terrasse am Gehänge.

Auch im dritten der Drancethäler, dem Val de Bagnes, treffen wir bei Bagnes-Chable Reste einer Endmoränenzone des alten Bagnesgletschers in 900 m Höhe, die Terrasse von Bruson und Sapey, 120—150 m über der Thalsole, zusammensetzend³⁾. Thalaufwärts schliesst sich bei Versegère und Champsec ein Zungenbecken an.

Die Enden der Gletscher der drei Drancethäler bei Chable, Liddes und Sembrancher liegen tief unter dem Niveau, das die Gletscheroberfläche zur Zeit des Bühlstadiums einnahm (S. 625). Sie können daher nicht wohl diesem zugerechnet werden. Die liegenden Schotter zwischen Sembrancher und Orsières, sowie zwischen Orsières und Liddes lehren, dass der Ferretgletscher vor Absatz der Moränen reduziert war und erst nachträglich wieder vorstieß. Es handelt sich sonach um einen besonderen Gletschervorstoss, der dem Rückzug des Bühlstadiums folgte, also um einen Vorstoss, wie wir ihn in den Ostalpen als Gschnitzstadium kennen gelernt haben. Damit stimmt auch die Höhe der Schneegrenze. Sie ergibt sich nach der S. 545 für den Sihlgletscher geschilderten Methode für den 130 qkm fassenden Ferretgletscher in 2400 m, für den unter 100 qkm grossen Entremontgletscher in 2500 m und für den 230 qkm fassenden Bagnesgletscher nach der Moräne von Bagnes in 2600 m, nach der von le Brocard in

1) Vergl. hierzu auch A. Favre a. a. O. S. 105 und Gerlach a. a. O. S. 99, 116. Die Moränen von Liddes wurden von Gerlach ausschliesslich als Moränen der Ausstülpung des Ferretgletschers betrachtet, weil noch bei Liddes Montblancgranit darin vorkommt. Doch spricht die Form, besonders die des Walles von St. Laurent dagegen; immerhin dürften beide Gletscher zu Zeiten einander berührt haben. Der Entremontgletscher wurde einseitig von der Combingruppe genährt, so dass wir in dieser Zeit auf den Höhen nördlich vom St. Bernhard z. T. selbständige kleine Gletscher treffen (vergl. S. 627).

2) Die Schichten fallen nicht unter 2°, wie es bei Gerlach in dem lange nach seinem Tod veröffentlichten Werk (Beiträge XXVII S. 49) offenbar infolge eines Druckfehlers heisst, sondern unter 22° nach Norden.

3) Möglicherweise hat der Bagnesgletscher während der Maximalphase dieses Stadiums bis unterhalb Sembrancher gereicht; heute ist hier das Thal durch junge Schuttmassen ganz verschüttet. Nur bei le Brocard, gerade am Knie der Drance, findet sich ein Moränenhügel, der damit in Zusammenhang gebracht werden könnte.

2500 m d. i. 600 m unter der heutigen Schneegrenze, die nach Jegerlehner¹⁾ im Entremont- und Bagnesthal im Mittel in 3100 m liegt, im Ferretthal etwa 50 m tiefer.

Nach einem Rückzug, während dessen Moränen nicht abgelagert wurden, stellte sich wieder ein stationärer Zustand ein, bei dem die grossen Moränen des Saleinazgletschers bei Praz-de-Fort entstanden. Die Schneegrenze ergibt sich zu 2800 m d. i. 300 m unter der heutigen, die ich zu 3100 m bestimmte²⁾. Diesem Stadium, das wir mit dem S. 374 in den Ostalpen beschriebenen Daunstadium identifizieren, gehören auch die Moränen des Trientgletschers in 1300 m Höhe bei Trient an³⁾ (Areal 18 qkm, Schneegrenze 2700 m, heute 3020 m, Depression 320 m).

Ausser den erwähnten Moränen finden sich noch an andern Orten Endmoränen; die Siegfriedkarte (mit SK. und der Nummer des Blattes im nachfolgenden aufgeführt) verzeichnet eine Reihe von solchen. Ich muss mich des Raumes wegen begnügen, dieselben kurz aufzuzählen. Eigene Beobachtungen führe ich unter E. B. an. Ich bezeichne mit dem Buchstaben β die Zugehörigkeit zum Bühlstadium, mit γ die zum Geschnitzstadium, mit δ die zum Daunstadium. Schn. bedeutet die Höhe der Schneegrenze für das Stadium, in dem die betreffenden Moränen abgelagert wurden, Depr. die Abweichung (Depression) dieser Höhe von der heutigen Schneegrenze.

Gebiet des Trientthales: am Luisin 3 Moränenwälle eines Schneefeldes in 1950 m (SK. 525, Schn. 2200 m, Depr. 700, γ).

Gebiet der Drance unterhalb Sembrancher: Alp la Gîté: Endmoräne eines Schneefeldes in 1900 m (SK. 526, Schn. 2000 m, Depr. 900 m, β); nördlich der Pointe d'Ornys 3 Endmoränenwälle eines ca. 4 qkm fassenden Schneefeldes in 2080 m (SK. 529, Schn. 2300 m, Depr. 600 m, γ); östlich davon am Croz Magnin Endmoräne eines kleinen Schneefeldes in 2310 m (SK. 529, Schn. 2500 m, Depr. 500 m, γ).

Gebiet des Entremontthales: Endmoräne eines kleinen Schneefeldes an der Tour de Bavon in 2100 m (SK. 529, Schn. 2200 m, Depr. 800 m, β); südlich der Tête de Vari Moräne in 2520 m (SK. 529, Schn. 2700 m, Depr. 300 m, δ); südlich des Mourin Ufermoräne eines etwa in 2200 m endigenden Gletschers (SK. 529, Schn. 2500 m, Depr. 500 m, γ); östlich desselben Gipfels Moräne bis 2160 m herabsteigend (SK. 529, Schn. 2400 m, Depr. 500–600 m, γ); Gletscher der Combe de Drônaz: oberhalb des Pas de Marengo Moräne in 2050 m (E. B., Schn. 2500 m, Depr. 600 m, γ); weiter oben Rückzugsmoräne desselben Gletschers bis 2250 m reichend (SK. 532, Schn. 2550 m, Depr. 550 m, kleinere Phase von γ); Glacier de Boveyre: Ufermoränen bis 1920 m herabreichend (SK. 529, Schn. 2800 m, Depr. 300 m, δ).

Gebiet des Val de Bagnes: Zwei grosse Ufermoränen eines Mont Brulégletschers in 2200 m Höhe beginnend (SK. 529, Schn. 2200 m, Depr. 900 m, β).

Gebiet der Arve: Gewaltige Moränen, die dem Daunstadium zugerechnet werden dürften, haben die vom Montblancgebiet ins Arvethal und in seine Seitenthäler herabsteigenden Gletscher hinterlassen, so der Argentièregletscher, das Mer de Glace, der Bossonsgletscher, der Bionnassetgletscher (vergl. A. Favre, Recherches I S. 131–141, woselbst auch die ältere Litteratur zitiert ist). Die Höhe der Schneegrenze kann ich für diese Gletscher nicht bestimmen, da ich sie selbst nicht untersucht habe und die französischen Karten keine ausreichende Unterlage bieten, um die Gletschergrenzen einzuzeichnen.

Rückzugsmoränen im Eringer Thal, im Eifischthal und in den Visper Thälern.

Ähnliche Verhältnisse wie die drei Drancethäler weisen das bei Sitten ins Rhone-

1) Gerlands Beiträge zur Geophysik V. Karte Tafel V.

2) Dieser Wert weicht, wie auch einige spätere, z. B. der für den Trientgletscher, von dem von Jegerlehner für diesen Gletscher gegebenen Wert ab, weil Jegerlehner die nackt über den Gletscher emporragenden Felspartien nicht zum Gletscher gerechnet hat. Da die letzteren bei der Bestimmung der Schneegrenze des Rückzugsstadiums nicht ausgeschieden werden konnten, musste eine Neubestimmung der Schneegrenze für den heutigen Gletscher mit Einbeziehung der Felspartien vorgenommen werden.

3) Venetz in N. Denkschr. d. allgem. schweiz. Ges. f. ges. Naturw. XVIII, Abhandlung 2, S. 23; Gerlach, Beiträge IX S. 37.

thal mündende Eringer Thal (Val d'Hérens und Val d'Hérémente), sowie das bei Siders mündende Eifischthal (Val d'Anniviers) auf. In beiden erscheinen im untern Teil oberhalb der von einem Riegel gekrönten Stufenmündung Schotter und Sande¹⁾, die von Endmoränen überlagert werden. An der Mündung des Eringer Thaies liegt eine Endmoräne beim alten Schloss von Vex in 850 m Seehöhe²⁾; an der des Eifischthaies beobachtete ich eine solche bei Niouc in 900 m Höhe³⁾. Die Schneegrenze ergibt sich für den dadurch markierten Eringer Gletscher (320 qkm) in 2600 m, für den Eifischgletscher (200 qkm) ebenfalls in 2600 m, also wieder 500 m unter der heutigen, etwas weniger als sonst für das Gschnitzstadium charakteristisch ist.

Bemerkenswerterweise fehlen Endmoränen an der Sohle der Visper Thäler.⁴⁾ Zwar treten bei Stalden mächtige Grundmoränen auf. Wallförmige Moränen aber zeigen sich im untern Vispthal nur an den Gehängen, so nach Gerlach (S. 58) oberhalb des Weges nach Visperterminen und weiter aufwärts bei Grächen in 1700 m. Der Vispgletscher endigte zur Zeit des Gschnitzstadiums nicht im Vispthal, sondern war mit dem Rhonegletscher vereinigt, während seine westlichen Nachbarn selbständig blieben. Es entspricht das den Höhenverhältnissen des Einzugsgebietes. Die mittlere Höhe der vereinigten Drancethaler oberhalb ihrer Mündung ins Rhonethal beträgt 2300 m, die der Eringer Thäler 2430 m und die des Eifischthaies 2450 m, dagegen die der Visper Thäler 2970 m⁵⁾.

Auch in diesen Thälern treten Endmoränen des Daunstadiums auf, für die sich die Schneegrenze etwa in der Mitte zwischen der heutigen und der des Gschnitzstadiums ergibt.

Ich führe dieselben unter Benutzung der S. 627 gegebenen Abkürzungen hier auf: Im Gebiet des Nendazthaies der Mont-Fortgletscher (Gerlach, Beiträge XXVII S. 59; SK. 527; Ende in 1900 m, Schn. 2670 m, Depr. 250 m, δ). Im Nikolaithal der Jungenthalgletscher (Gerlach, a. a. O. S. 58; SK. 500; Ende in 2300 m, Schn. 2800 m, Depr. 250 m, δ); ferner nördlich des letztern der Augstbordgletscher (SK. 500, Ende in 2200 m, Schn. 2600 m, Depr. 350 m, δ). Östlich des Saasthaies 3 Endmoränen des Trift-Weissmiesgletschers, die tiefste in 2100 m (E. B., Schn. 2850 m, Depr. 300 m, δ). — Ich habe hier nur die Moränenvorkommnisse erwähnt, die die Gletscherenden sicher erkennen liessen. Ausserdem finden sich noch einzelne Reste von Ufermoränen des Daunstadiums, so am Triftgletscher bei Zermatt (E. B.), am Zinalgletscher auf der Alpe Arpitetta und auf der Alpe de l'Allée, auf der Alp Torrent im Val de Moiry (Gerlach, Beiträge IX S. 132, XXVII S. 59).

Moränen des Gschnitz- und des Daunstadiums im Rhonethal selbst.

Im Rhonethal selbst sind Ablagerungen des Gschnitzstadiums spärlich. Ich möchte die Ufermoränen auf der Terrasse am Südabhang des Eggishornzuges zwischen

1) Von Morlot erwähnt Bull. Soc. Vaud. des Sc. nat. VI, 1859 S. 105.

2) Vergl. ausser Morlot (a. a. O.) auch Gerlach in Beiträge XXVII S. 49. Berühmt sind seit Charpentier (Essai S. 137) die Erdpyramiden von Useigne im Eringer Thal; sie bestehen aus Grundmoräne.

3) Die liegenden Schotter finden sich weiter oberhalb zwischen dem Kalksteinriegel von Portis und Ayer (vergl. Gerlach a. a. O.).

4) Favres Karte giebt in den Visper Thälern, und zwar im Saasthal wie im Nikolaithal, Wallmoränen an der Thalsohle an; ich kann das nicht bestätigen; ausser etwas Grundmoräne finden sich nur zahlreiche Bergstürze.

5) Berechnet mit Hilfe der hypsographischen Kurve; letztere wurde konstruiert nach den Angaben in „Wasserverhältnisse der Schweiz. Rhonegebiet von den Quellen bis zum Genfer See. I. Teil.: Die Flächeninhalte der Einzugsgebiete, der Höhenstufengebiete u. s. w. Bearbeitet von der hydrometrischen Abteilung des eidgen. Oberbauinspektorates.“ Bern 1898.

der Rieder und Laxer Alp in 2000—2230 m Höhe hierher rechnen. Sie liegen etwas über der für die Schneegrenze der Bülhzeit anzusetzenden Höhe, sind also jünger als diese. Wo damals im Rhonethal das Ende des Gletschers lag, lässt sich nicht sagen; es ist jedenfalls unterhalb der Mündung des Visper Thales zu suchen, etwa in der Gegend von Siders. Der Bergsturz hier (S. 624) mag mit dem Gletscherende des Gschnitzstadiums in ursächlicher Beziehung stehen.

1000 m unter den Ufermoränen der Laxer Alp hat der Fiescher Gletscher, von Norden her ins Rhonethal eintretend, eine Endmoränenlandschaft aufgebaut, die das Becken von Fiesch umgibt. Bei Fiesch unterhalb Lax lag in 1000 m Seehöhe sein Ende. Moränen lassen sich von hier am linken Ufer mit 30—40/00 Anstieg bis in die Gegend der heutigen Zunge des Gletschers verfolgen. Die riesige Endmoräne der Gibelegg verbaute das obere Rhonethal, das in einer Stufe zum Becken von Fiesch abfällt. Die Schneegrenze ergibt sich für den 60—70 qkm umfassenden Gletscher zu 2800—2850 m, 300 m unter der heutigen (3130 m), was dem Daunstadium entspricht.

Auch der Aletschgletscher hat Moränen des Daunstadiums hinterlassen. Nähert man sich von Westen her Brig, so fällt auf, wie das hohe südliche Thalgehänge etwa von Gamsen an nach Südosten zurückweicht, um jenseits der vom Simplon herabziehenden Saltineschlucht sich wieder nordwärts zu wenden. Das Rhonethal weist hier geradezu eine kesselförmige Erweiterung auf. Nur im Zentrum ist der Boden dieses Kessels von Rhonealluvionen eingenommen. Nach Norden zum Aletschgletscher, nach Nordosten gegen Mörel und vor allem auch nach Süden und Südosten gegen Ried und Thermen steigt er allmählich an, hier die Terrasse des Briger Berges und die von Thermen aufbauend (800—1000 m). Das Felsgerüste dieser Terrasse ist z. T. dick mit erraticischem Material bedeckt, das mehrfach deutlich Wallform annimmt. Dabei stammt es aus dem Jungfraugebiet; es handelt sich also um Moränen des Grossen Aletschgletschers, der eine breite hammerförmige Zunge ins Rhonethal legte. Sein Zungenende fällt genau mit dem Thalkessel von Brig zusammen. Die Schneegrenze finde ich in 2800 m, also 260 m unter der heutigen. Das Areal des Gletschers ergibt sich für jene Zeit zu 220 qkm; es war also nicht ganz doppelt so gross wie heute. Die grosse Ufermoräne, die vom Bettner Horn an, stets etwa 200 m über der heutigen Eisoberfläche, den Gletscher auf der Südseite begleitet, dürfte in diese Phase gehören. Aletschgletscher wie Fiescher Gletscher, die sich von Norden her quer ins Rhonethal legten, müssen dieses gestaut haben. Venetz brachte mit dieser Stauung die Sand- und Schlammabsätze am Wege nach Mörel oberhalb des Endes des alten Aletschgletschers, das er ganz richtig erkannt hatte, in ursächliche Verbindung (siehe unten). Der Stau des alten Fiescher Gletschers und seiner grossen Moräne, der Gibelegg, dürfte zur Verschüttung des obersten Wallis beigetragen haben.

Der Rhonegletscher selbst hat im obersten Rhonethal Spuren des Daunstadiums hinterlassen; als solche möchte ich die Moränen bei Obergestelen (1370 m) deuten, die Venetz festgestellt hat (a. a. O. S. 23). Sie begrenzen ein stark versumpftes Zungenbecken nach Westen. Die Schneegrenze lag auf dem 34 qkm umfassenden Gletscher in 2600—2650 m, also 250—300 m tiefer als heute am Rhonegletscher. Über die Ablagerungen bei Biel, die Venetz als Moränen des Gletschers des Selkinger Thales deutet, hatte ich nicht Gelegenheit, mir ein Urteil zu bilden.

Auch an einigen kleinen Gletschern der Umgebung des Aletschgletschers sind Daunmoränen

erhalten, so am Triestgletscher südöstlich des Ober-Aletschgletschers (SK. 493, Ende in 2100 m, Schn. 2800 m, Depr. unter der Schneegrenze des heutigen Triestgletschers 300 m), am Unterbächengletscher bei Bellalp (SK. 493, Ende in 2100 m, Schn. 2800 m, Depr. 300 m), am Hochstockgletscher nördlich des Merjelensees (E. B., Ende in 2300 m, Schn. 2800 m, Depr. 300 m).

Historisches über die Rückzugsstadien im Rhonethal.

Schon vor einem halben Jahrhundert hat im Bereich des alten Rhonegletschers M. Venetz erkannt, dass der Rückzug der Vergletscherung nicht nur durch Halte, sondern geradezu durch neue Vorstöße unterbrochen war (*Mémoire sur l'extension des anciens glaciers. Ouvrage posthume rédigé en 1857 et 1858. Neue Denkschr. d. allgem. schweiz. Ges. f. die ges. Nat. XVIII, Zürich 1861. Abhandlung 2, S. 12 ff.*) Er unterschied unter anderem ein Stadium, das im wesentlichen unserem Bühlstadium entspricht, ferner ein solches, das sich zum guten Teil mit unserem Daunstadium deckt. Entgangen ist ihm, dass sich zwischen beide das Gschnitzstadium einschaltet, dessen Moränen er auf die beiden anderen Stadien verteilt.

Rückzugsstadien im Gebiet der Aare.

Am oberen Ende des Thuner Sees, 25 km oberhalb der S. 574 geschilderten Moränen des Bühlstadiums, erscheinen unweit Interlaken Moränen im Bereich des Bödeli, das, im wesentlichen als Delta der Lütchine und des Lombaches entstanden, den Thuner vom Briener See trennt. Sie gewinnen bei Wilderswil am Fuss des Abendberges undeutliche Wallform, desgleichen am Ausgang des Habkernthales, in das sich eine Zunge des Gletschers einige Hundert Meter weit hinein baute. Es handelt sich um Endmoränen des von den Thälern von Grindelwald und Lauterbrunnen gespeisten 350 qkm umfassenden Lütchinengletschers. Sie wurden während des Gschnitzstadiums aufgeworfen; denn die Schneegrenze ergibt sich zu 2200—2300 m, also 500—600 m unter der heutigen bei Grindelwald.

Nicht sonderlich entwickelte Moränen des Aaregletschers selbst treten auf dem Riegel des Kirchet oberhalb Meiringen auf. Die Schneegrenze ergibt sich in 2300 m, also 500 m unter der heutigen im Bereich des Unteraar- und Oberaargletschers, was die Zugehörigkeit der Moränen zum Gschnitzstadium erweist. Demselben Stadium gehört auch die Moräne eines Genthalgletschers unterhalb des Engstlensees westlich vom Titlis in 1850 m Höhe an¹⁾.

Im Kanderthal, das bei Spiez in das Thal des Thuner Sees mündet, verzeichnet I. Bachmann²⁾ oberhalb Frutigen zahlreiche Moränenwälle. Doch handelt es sich hier ausschliesslich um die Schuttmassen eines riesigen, jungen Bergsturzes, der von der Höhe des Fisistockes niederging, und dessen Trümmer fast bis Frutigen flogen.

Die Schuttmassen, die eine deutliche Tomalandschaft aufbauen, zeigen keine Anklänge an Moräne, wie ich 1891 bei einem Strassenbau an vielen frischen Entblössungen konstatieren konnte. Es finden sich ausschliesslich Gesteine der senkrechten Wand, in der der Fisistock nach Norden zu den blinkenden Bibergplatten abfällt; vor allem fehlt Granit aus dem Gasterntal ganz. Am Fisistock liegt in wunderbarer Klarheit die Abrissnische des Bergsturzes vor. Der Bergsturz erfolgte nach Schwinden des Eises im Kanderthal. Ich beobachtete in der Nähe des Restaurants Blauseeli in einer kleinen Schürfung unter dem Schutt Moräne. Nirgends aber liegt Moräne auf demselben. Ich habe seit 1892 wiederholt, wenn auch nur kurz, über den Bergsturz im Kandergebiet berichtet (siehe Mitt. der Berner Nat. Ges. für 1892 S. XV; Gletscherabbruch an der Altels. Himmel und Erde VIII. Nov. 1895, S. 58; Die feste Erdrinde und ihre Formen. Leipzig und Prag, 1897, hier S. 195 eine Abbildung der Abrissnische, S. 236 eine solche eines Stückes des Ab-

1) Mühlberg, Erratische Bildungen im Aargau. Mitt. der Aargauischen nat. Ges. I 1879, S. 12. Schn. 2200 m, Depr. unter die heutige Schneegrenze am Titlis 400—500 m, unter die im Triftgebiet 500—600 m.

2) Die Kander. Bern. 1870, Karte. Bachmanns Angaben sind in Favres Gletscherkarte übergegangen.

lagerungsgebietes); Baltzer bestätigte mein Ergebnis (Beiträge XXX, Bern 1896, S. 14). Eine Beschreibung der Ablagerungen gaben seither von Fellenberg, Kissling und Schardt in ihrer geologischen Expertise für den Lötschberg- und Wildstrubeltunnel (Mitt. d. Berner naturf. Ges. 1900. Bern 1901 S. 107, 114). Schardt und Fellenberg deuten einen grossen Teil des Schuttes als Moräne, während Kissling das ganze als Bergsturzschutt auffasst (S. 121, Anmerkung). Letzteres entspricht durchaus meinen Beobachtungen.

Moränen des Gschnitzstadiums, die etwa im Kanderthal vorhanden waren, hat der Bergsturz zuge deckt. Wohl aber finden sich weiter thalaufwärts gegen die Gemmi zu am unteren Ende des Daubensees und besonders an den Seitengehängen, hier z. T. in deutlicher Wallform, Moränen des Daunstadiums des Lämmerngletschers. Damals stiess der Lämmerngletscher Eismassen über die Passhöhe der Gemmi herab in das Thal von Leuker Bad (siehe S. 606). Als Höhe der Schneegrenze finde ich unter Berücksichtigung des Eisverlustes über die Gemmi 2600 m, 250—300 m weniger als heute.

Das bei Frutigen ins Kanderthal mündende Engstligenthal ist von Adelboden abwärts mit Moränen erfüllt, in deren Liegendem mehrfach horizontaler Kies erscheint, so z. B. am Allenbach südwestlich von Adelboden. Bei der Margelibrücke treten in 1200 m Seehöhe Moränenwälle auf; vor allem zeigen sich solche weiter thalaufwärts, die Thalebene des „Boden“ umschliessend. Letztere erscheint als typisches Zungenbecken. Am Gehänge Adelboden gegenüber lassen sich mehrere Ufermoränen übereinander erkennen, bei Dürrenwald in 1600 m die oberste. Das lehrt uns, dass das Stadium — es handelt sich nach der Depression der Schneegrenze zu urteilen (heutige Schneegrenze 2700 m, frühere 2100 m) um das Gschnitzstadium — sich aus einer Reihe von Phasen zusammensetzte, in denen der Gletscher stationär war. Zeitweise drang eine Ausstülpung der Zunge nach Westen in das Allenbachthal und etwas über Gilbach ins Geilsbachthal aufwärts.

Oberhalb der fast 600 m hohen, in Wänden abfallenden Stufe, über welche die Engstligen in zwei schönen Fällen zur Tiefe stürzt, dehnt sich das weite Becken der Engstligenalp, sichtlich ein zugeschütteter See; geschlossen wird es durch einen auf der Stufe sich erhebenden, über und über geschliffenen Felsriegel. Auf demselben aber, sowie am linken Thalgehänge, liegt mehrfach Moräne des Daunstadiums (Schn. 2400 m, Depr. 300 m, δ). Dem Gschnitzstadium gehören dagegen die Moränen des kleinen Gletschers an, der das Thal westlich der Krinde zwischen Bonderspitz und Nünihorn, östlich von Adelboden, bis zur Alp Laueli erfüllte (E. B., Schneegrenze 2100 m, Depression 600 m, γ).

Auch das östlich des Kanderthales gelegene Simmenthal enthält in seinem untern Teil von Latterbach aufwärts vielfach Anhäufungen von Moränen, z. T. mit gewaschenen Partien und schräg geschichtetem Kies (z. B. bei Weissenbach). Die Simme und ihre Nebenflüsse haben in das verschüttete Thal Schluchten eingeschnitten, meist in Fels, hier und da auch in lockeres Material. Oberhalb der Moränen liegt das Becken von Zweisimmen, das ganz von jungen Alluvionen eingenommen ist und als Zungenbecken eines alten Simmengletschers erscheint. Die Thalsohle bleibt thalaufwärts bis über Lenk eben und z. T. versumpft. Bei der — abgesehen vom Wildstrubel — geringen Höhe des Einzugsgebiets möchte ich jene Moränen unterhalb Zweisimmen dem Bühlstadium zurechnen. Sie dem Gschnitzstadium zuzuzählen, verbietet die grosse Ausdehnung der Vereisung, die diejenige des Engstligengletschers bei Adelboden um ein vielfaches übertrifft. Weiter aufwärts erscheinen im Iffigenthal bei Schwand Endmoränen eines Iffigengletschers (E. B., Schn. 2100 m, Depr. 600 m, also Gschnitzstadium), desgleichen Daunmoränen unterhalb des Wirtshauses Iffigen (E. B., Schn. 2350 m, Depr. 350 m).

Im Bereich der Freiburger Alpen im Westen und Nordwesten des Simmenthales hat Gilliéron¹⁾ lokale Moränen beschrieben; leider aber sind seine Ortsangaben, die

1) Beiträge XVIII S. 270—273.

er alle auf die Dufourkarte 1:100000 bezieht, nicht präzise genug und ohne Höhenzahlen, so dass eine Verwendung seiner Daten zur Bestimmung der Schneegrenze nicht möglich ist. Nur für den vom Ochsen nach Norden ziehenden Gletscher liess sich die Schneegrenze für das Stadium, währenddessen er die Endmoränen beim Schwefelbergbad absetzte, ermitteln; sie lag in 1650 m.

Im anstossenden Gebiet der Kaiseregg und der Brecca hat Walter Hofmann im Sommer 1902 zahlreiche Beobachtungen über lokale alte Gletscher angestellt¹⁾. Sechs kleine Gletscher im Bereich der Kaiseregg ergaben als mittlere Schneegrenze 1710 m (Extreme 1660 m und 1780 m), 5 andere 1910 m (Extreme 1890 m und 1965 m); im Breccagebiet 4 Gletscher 1700 m (Extreme 1700 m und 1690 m) und einer 1900 m. Heute ragen hier keine Gipfel über die Schneegrenze empor. Doch können wir aus der Höhe der Waldgrenze, die sich hier in 1700 m²⁾ befindet, schliessen, dass die Schneegrenze heute etwa in 2500—2600 m zu suchen wäre. Es gehören sonach jene alten Gletscher der Freiburger Alpen, deren Schneegrenze in 1700 m, also 800—900 m unter der heutigen gefunden wurde, dem Bühlstadium, die mit einer Schneegrenze in 1900 m, 600—700 m unter der heutigen, dem Gschnitzstadium an.

Rückzugsstadien im Reussgebiet.

Die Moränen des Bühlstadiums im Reussgebiet haben wir S. 538 f. geschildert. Zu jener Zeit drang eine Ausfüllung des Reussgletschers 4 km weit in den untersten Teil des Schächenthalles ein und setzte hier bis Weiterschwanden hin die schon von Escher von der Linth³⁾ beschriebenen Reussblöcke ab. Oberhalb des Vierwaldstätter Sees fehlen an der Sohle und an den unteren Gehängen des Reusstales Wallmoränen. Nördlich von Silenen liegen Haufen von Schuttmassen, so besonders an der Mündung des Riedthales; sie entstammen Felsabstürzen von den Gehängen. Moränen, und zwar deutliche Reste von Moränenwällen, erscheinen nach Heim⁴⁾ erst oberhalb Amsteg, so vor allem bei Meitschlingen; bei Inschi füllen sie eine alte Reusschlucht; weiter oben bei Wassen fehlen mächtige Moränen wieder. Trotz der Spärlichkeit der Reste glaube ich zwischen Amsteg und Wassen das Ende des Reussgletschers während des Gschnitzstadiums annehmen zu müssen. Die Schneegrenze berechnet sich zu ungefähr 2100 m, also 600 m unter der heutigen. In einigen Seitenthälern des Reusstales treffen wir neben Endmoränen des Gschnitzstadiums auch solche des Daunstadiums; sie weisen auf eine Depression der Schneegrenze gegenüber der heutigen von etwa 300 m hin.

Ich zähle im Nachfolgenden kurz die Vorkommnisse auf:

In dem bei Gurtellen mündenden Felllithal nach Mühlberg (Mitt. d. Aargauer naturf. Ges. I S. 12) und Heim (Beiträge XXV, S. 413) gewaltige Endmoräne des Fellgletschers in 1500 m Höhe zwischen Rhona und Wäldi (Schn. 2200 m, Depr. 500 m, γ), 2 km weiter aufwärts eine solche bei Obermatt in 1840 m und eine am Fuss des Federstocks in 1980 m (Schn. 2400 m, Depr.

1) Die Fortsetzung dieser Untersuchungen kostete meinem früheren Schüler und lieben Freund, zuletzt Pfarrer in Albligen, das Leben. Im Gebiet der Brecca stürzte er, im Nebel verirrt, am 9. Juni 1903 ab. Seine mir in handschriftlichen Notizen vorliegenden Beobachtungen sollen in den Mitteilungen der Berner naturforschenden Gesellschaft erscheinen.

2) Imhof, Waldgrenze in der Schweiz. Gerlands Beiträge zur Geophysik. Bd. IV, Tafel IV und S. 285

3) Verh. der schweiz. Naturf. Ges. 1842 in Altdorf. S. 48.

4) Mechanismus der Gebirgsbildung. I. Basel 1878, S. 252; Beiträge XXV, Bern 1891 S. 417.

300 m, δ). Eine Endmoräne des Etlzligletschers liegt nach Heim (geol. Karte der Schweiz Blatt XIV) bei Müllersmatt südöstlich vom Bristenstock (Schn. 2300 m, Depr. 350 m, δ). Am Ausgang des Brunnithales ins Schächenthal in 1000 m Höhe ein doppelter Moränenwall des Brunnigletschers (Heim, Mechanismus I S. 249, Schn. 2050 m, Depr. 600 m, γ), im Griesthal im Hintergrund des Brunnithales in 1900 m ebenfalls eine solche (Heim a. a. O., Schn. 2200 m, Depr. 350 m, δ). An der Westseite der Hohen Faulen (2518 m) bei Höfi in 1950 m eine Endmoräne (SK. 403, Schn. 2200 m, Depr. 350 m, δ), nordwestlich desselben Berges grosse Endmoräne in 1360 m (SK. 403, Schn. 1600—1700 m, Depr. 900 m, β). — Im Meienthal, das bei Wassen ins Reussthal mündet, deutliche Moränenwälle auf der Sustenalp in 1750 m (E. B., Schn. 2250 m, Depr. 350 m, δ). Im Muotagebiet: Endmoräne in 790 m Höhe im Bisithal bei Seeberg (Heim, geol. Karte der Schweiz Blatt XIV, Schn. 1800, Depr. 700 m, γ), weiter oben eine solche bei Feldmoos in 1150 m Heim a. a. O., Schn. 1900 m, Depr. 600 m, ebenfalls γ); im Hürithal Endmoräne bei Lipplisbühl in 1200 m (Heim a. a. O., Schn. 1900 m, Depr. 600 m, γ); demselben Stadium dürften die Moränen auf der Seenalp angehören (Heim a. a. O., Schn. 1900 m, Depr. 600 m).

Rückzugsstadien im Linthgebiet.

In der Umgebung von Glarus zwischen Netstall und Schwanden erheben sich aus der Sohle des Linththales zahlreiche Hügel. Sie bestehen aus mächtigen Bergsturmassen, die in Beziehung zu Moränen treten. A. Heim¹⁾ und besonders J. Oberholzer²⁾ haben sie eingehend untersucht, nachdem wir im September 1894 gelegentlich der unter Heims Leitung ausgeführten Exkursion des internationalen Geologenkongresses auf die Bergsturnatur der betreffenden, vorher als Moräne gedeuteten Bildungen und die gewaltige Abrissnische der Guppenruns am Glärnisch aufmerksam gemacht hatten. Oberholzer hat gezeigt, dass es sich bei Glarus um mehrere Bergstürze verschiedenen Alters handelt. Von der Nordseite des Glärnisch brach aus der Gleiterschluft ein Bergsturz ins untere Klönthal nieder; er wurde ins Linththal abgelenkt, wo seine Trümmer von Glarus bis über Netstall abwärts reichen. Von der Ostseite des Glärnisch löste sich in der Guppenruns ein Bergsturz ab, dessen Ablagerungsgebiet sich im Linththal von Schwanden bis Glarus erstreckt. Beide Bergstürze ruhen an einigen Stellen auf Moräne des Linthgletschers auf, die sie geradezu aufgepflügt haben (S. 32, 33, 37); andererseits aber liegt auch an verschiedenen Stellen Moräne auf ihnen (S. 57, 145). Diese hangenden Moränen gewinnen auf dem Bergsturz des Glärnisch-Guppen Wallform (S. 145) und enthalten Obermoränenmaterial. Weiter oberhalb, bei Nidfurn, setzt ein Moränenwall fast über das ganze Thal. Er lehnt sich thalabwärts an eine Kiesterrasse an, die in ihren unteren Partien Deltaschichtung, in ihren oberen horizontale Schichtung aufweist. Wallform und Zusammensetzung lassen keinen Zweifel darüber, dass wir es mit Endmoränen des Linthgletschers zu thun haben. Auch an den Gehängen finden sich nach Oberholzer (S. 142) Moränen, 100—200 m über Thal reichend. Die Schneegrenze lag in der Zeit, in der der etwa 200 qkm grosse Linthgletscher diese Endmoränen absetzte, in 1900 m, also 600—700 m unter der heutigen. Auch im Abrissgebiet des Bergsturzes vom Glärnisch-Guppen liegt eine Endmoräne. Sie wurde nach erfolgtem Bergsturz von einem kleinen Guppengletscher abgesetzt, für den sich die Höhe der Schneegrenze zu 2000 m ergibt, 500 m unter der heutigen am Glärnisch. Wir haben es sonach in beiden Fällen mit Endmoränen des Gschnitzstadiums zu thun. Das wirft ein neues Licht auf das Alter der Bergstürze: sie sind nicht

1) Der diluviale Bergsturz vom Glärnisch-Guppen. Vierteljahrsschrift d. Züricher naturf. Ges. XL 1895, S. 1.

2) Die prähistorischen Bergstürze in den Glarneralpen. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. N. F. IX. Bern, 1900.

älter als die Würm-Eiszeit, sondern nur älter als das Gschnitzstadium, das auf ihnen seine Endmoränen abgesetzt hat. Die liegenden Moränen ihrerseits brauchen nicht älter zu sein als das Bühlstadium. Jene Bergstürze fallen also in die Zeit etwas kleineren Gletscherstandes zwischen Bühl- und Gschnitzstadium¹⁾. Sie sind nicht interglacial, wie Heim und Oberholzer annehmen, sondern interstadial.

Oberholzer schreibt S. 57, die Bergstürze seien interglacial oder interstadial, spricht aber weiterhin, so S. 151, nur noch von ihrem interglacialen Alter. Heim verwendet die frischen Formen des Glärnisch-Bergsturzes als Argument gegen die Glacialerosion, doch mit Unrecht. Wie wir gesehen, ist sicher keineswegs eine ganze Vergletscherung über das Schuttgebiet hinweg gegangen, sondern dieses wurde nur vom Ende des Linthgletschers zur Zeit des Gschnitzstadiums erreicht. Da am Gletscherende stets Akkumulation über Erosion überwiegt, kann uns die Erhaltung der Formen der Bergsturzlandschaft nicht wundern.

Oberholzer betont, dass das Moränenmaterial, das beim Hochwald auf dem Schutt des Gleitersturzes liegt, aus dem Klönthal stamme und nicht aus dem Linththal; ebenso findet sich am Bitziberg auf der linken Seite des Linththales kein eigentliches Linththalmaterial. Während die letztere Thatsache sich auf Moränen lokaler Gletscher, die sich von Westen auf den Linthgletscher schoben, zurückführen mag, fehlt mir für die Klönthalmoräne am Hochwald eine Erklärung. Keinesfalls ist es denkbar, dass der Klönthalgletscher noch ins Linththal reichte, als dieses schon vom Linthgletscher verlassen war, wie Oberholzer annimmt. Die Moränen des Gschnitzstadiums des Klönthalgletschers liegen vielmehr in 850 m Höhe hinten im Klönthal bei Vorauen (siehe unten). Die starke Beimengung von Bergschutt bei der Hochwaldmoräne lässt mich an die Möglichkeit denken, dass sie mit dem Bergsturz gefallen und dabei auf seine Oberfläche gekommen ist, wie das Oberholzer S. 200 für eine andere Örtlichkeit ausführt.

Nicht von Moräne bedeckt und daher möglicherweise jünger als das Gschnitzstadium ist der Bergsturz, der von der Deyenstock-Wiggis-Kette nördlich des unteren Klönthales in dieses abstürzte und den Bergsturz vom Glärnisch-Gleiter z. T. überdeckte (Oberholzer, S. 107). Er dämmt zusammen mit dem ältern Bergsturz den Klönthaler See auf, dessen Niveau einst 60 m höher stand als heute (S. 87).

Weiter nördlich unweit Näfels entstanden (Oberholzer S. 165) der Obersee und der Hasensee durch zwei Bergstürze, die sich vom Rautispitz und vom Platten loslösten. Ob sie jünger sind als die Bergstürze vom Glärnisch-Guppen und vom Glärnisch-Gleiter, wie Oberholzer aus dem Fehlen von hangenden Moränen schliesst, sei dahingestellt. Die Moränen in ihrer Umgebung, so an der Oberseealp, die älter sind als die Bergstürze, sind jedenfalls auch weit älter als die Gschnitzmoränen bei Glarus. Denn die Schneegrenze ergibt sich sowohl für den Gletscher im Ahorn-Oberseeethal als auch für den des Schwändibachthales (vergl. Oberholzers Karte, Endmoränen in 1200 m) zu 1400–1500 m, als 1100 m unter der heutigen; sie gehören daher noch einem ersten Rückzugsstadium der Hauptphase der Würm-Vergletscherung an (siehe oben S. 545).

Nachfolgende Rückzugsstadien ergeben sich im Bereich des Linthgebietes (nach den Angaben von Heim auf Blatt XIV der geolog. Karte der Schweiz, so weit nichts anders bemerkt): Bös-bächigletscher am Südrhang des Glärnisch: unteres Ende in 1370 m, Schn. 1900 m, Depr. 600 m, γ ; späteres Stadium mit Ende in 1850 m, Schn. 2160 m, Depr. 340 m, δ . Oberbleigletscher: unteres Ende in 1450 m, Schn. (wegen der grossen Wände unsicher) 2140 m, Depr. 360 m, δ ; über seine Moränen vergl. auch S. Blumer, Glarnerische Alpenseen, *Eclogae* VII Tafel 5. Brächalpgletscher: Ende in 1640 m, Schn. 2000 m, Depr. 500 m, γ . Fätschgletscher: Endmoräne nach Mitteilung von Penck im Urnerboden in 1300 m Höhe an der Kantonsgrenze (Schn. 2000 m, Depr. 600 m, γ); die von Heim auf Blatt XIV in 1390 m angegebenen Endmoränen bei Spitelrüti sind, wie

1) Das Eis braucht damals nur wenig oberhalb Schwanden gestanden zu haben. Vielleicht erklärt sich das Fehlen von ausgedehnten Deltaablagerungen oberhalb des Sturzes (Oberholzer, S. 139) durch die Eisfüllung des Staubeckens. Nach Beobachtungen von Penck aus dem Jahre 1899, die mir derselbe mitteilt, sind die Moränen auf dem Bergsturz in Oberholzers Karte wohl zu ausgedehnt gezeichnet. Penck fand bei Föhnen nördlich von Schwanden keine Moräne auf Bergsturz und beobachtete am Schützenhaus Glarus nur eingeknetetes Moränenmaterial. Die Frische der Formen erregte in ihm Zweifel auch am interstadialen Alter des Bergsturzes.

mir Penck schreibt, Bergsturzmassen; Penck fand an der Klausenstrasse oberhalb des Trogschlusses Moränen. Sandalpgletscher: Ende in 1300 m, Schn. 2500 m, 300 m unter der heutigen am Sand- und Claridenfirn, γ . Die Endmoräne weiter unten in 1250 m ergibt eine 40 m tiefere Schneegrenze. Durnachthalgletscher: Ende in 1250 m, Schn. 2000 m, Depr. 580 m, δ . Mächtige Moränen des Sernfgletschers liegen nach Beobachtungen von A. Penck in etwa 700 m im Sernfthal unterhalb der Thalweitung von Matt und Engi (Schn. 1900 m, Depr. 650 m, γ , Areal ca. 100 qkm). Weiter oben giebt Heim Endmoränen in 1200 m Höhe an (Schn. 2100 m, Depr. 500 m, γ ?); noch weiter oberhalb Moräne des Wichlenmattgletschers in 2040 m, Schn. 2200 m, Depr. 400 m, δ . Klönthalgletscher: Ende 850 m, Schn. 1960 m, Depr. 540 m, γ ; im Hintergrund des Klönthals am Glärnischfirn: Ende in 1250 m, Schn. 2240 m, Depr. 340 m, δ .

Zusammenfassung über die Rückzugsstadien.

An der Hand der zahlreichen Beobachtungen über Moränenwälle, die die geologische Litteratur über die Schweiz birgt, und die wir zum Teil kontrollieren und ergänzen konnten, ist es uns gelungen, die Spuren der drei Stadien, die wir in den Ostalpen kennen gelernt haben, in allen Teilen unseres Gebietes im einzelnen zu verfolgen. Jedes der Stadien ist durch eine ganz bestimmte Depression der Schneegrenze unter die heutige charakterisiert, das Bühlstadium im Mittel durch eine von 900 m, das Gschnitzstadium durch eine von 600 m, das Daunstadium endlich durch eine von 300 m. Dass diese Mittelwerte nicht zufällig sind, sondern zugleich auch die häufigsten Werte darstellen, möge eine kleine Tabelle lehren. Die 65 Gletscher, für die wir die Schneegrenze bestimmen konnten, verteilen sich nach dem Betrag der Depression der Schneegrenze wie folgt:

| Depression der Schneegrenze | Zahl der Gletscher | Depression der Schneegrenze | Zahl der Gletscher | Depression der Schneegrenze | Zahl der Gletscher |
|-----------------------------|--------------------|-----------------------------|--------------------|-----------------------------|--------------------|
| 1000 m | 1 | 700 m | 4 | 400 m | 2 |
| 950 m | 0 | 650 m | 5 | 350 m | 8 |
| 900 m | 4 | 600 m | 11 | 300 m | 12 |
| 850 m | 1 | 550 m | 6 | 250 m | 4 |
| 800 m | 1 | 500 m | 6 | 200 m | 0 |
| 750 m | 0 | 450 m | 0 | 150 m | 0 |

Die Depression der Schneegrenze, die wir an den einzeln Gletschern erhalten haben, ist für ein Stadium nicht überall genau gleich. Zu einem kleinen Teil nur führt sich das auf eine Unsicherheit der Bestimmung der alten Schneegrenze zurück, die, wie wiederholte Bestimmungen am gleichen Gletscher zeigten, kaum 50 m betragen dürfte. Wesentlicher ist, dass der Vergleich der alten mit der heutigen Schneegrenze nur zum Teil streng durchgeführt werden konnte. Auch heute wechselt in ein und derselben Gebirgsgruppe infolge der lokalen Verhältnisse die Höhe der lokalen Schneegrenze von Gletscher zu Gletscher etwas, ganz besonders bei den kleinen Gletschern¹⁾. Nicht anders ist es während der Rückzugsstadien gewesen. Diese lokalen Einflüsse konnten wir nur in den wenigen Fällen zuverlässig in Rücksicht ziehen, wo wir den alten Gletscher mit einem noch vorhandenen möglichst gleich im selben Thal gelegenen vergleichen konnten. Wo ein solcher Gletscher heute fehlt, mussten wir die gegenwärtige Schneegrenze im Gebiet des alten Gletschers nach Jegerlehners Karte unter Berücksichtigung der Exposition schätzen; dabei können Fehler von 50 m in der Bestimmung der Depression leicht vorgekommen sein. Es dürfte aber auch der wahre Betrag der Depression von Gletscher zu Gletscher Differenzen aufgewiesen haben. Denn mit den Dimensionen

1) Vergl. Jegerlehner a. a. O. Tabellen S. 543—566.

der Gletscher änderten sich auch die lokalen Einflüsse, insbesondere der der Exposition, im Vergleich zu heute. Endlich können sich durch die Anwesenheit der Gletscher die klimatischen Unterschiede der verschiedenen Gebirgsgruppen gegeneinander etwas verschoben haben. So möchte ich die geringe Depression der Schneegrenze im oberen Aaregebiet, in den südlichen Walliser Thälern und vor allem im obersten Rhonegebiet (siehe Tabelle S. 637) als Wirkung der Vergletscherung der äusseren Alpenketten betrachten, die die Niederschläge damals in höherem Grade abfingen als heute, so dass die innern Thäler der Alpen relativ trockener waren.

Die Tabelle S. 635 zeigt, dass gleichwohl gewisse Beträge der Depression ganz fehlen (750 m, 450 m) und andere sehr selten sind (700 m, 400 m, 250 m). Dadurch markieren sich deutlich die Intervalle zwischen den drei Stadien. Die Tabelle lehrt ferner, dass es nur drei Stadien giebt, nicht mehr. Das Schwinden des Eises vollzog sich zwischen den drei unterschiedenen Stadien, so viel wir heute wissen, ohne Unterbruch. Wohl aber treten uns innerhalb jedes Stadiums mehrere Phasen entgegen, in denen ein stationärer Zustand erreicht wurde. Das lehren für das Bühlstadium die Moränen des Reuss- und des Aaregletschers, für das Gschnitzstadium die mehrfachen End- und Ufermoränen im Drancethal unterhalb Orsières und die Moränen des Linthgletschers bei Glarus. Die Schwankungen der Schneegrenze, die das verursachten, sind nur unbedeutend gewesen, wie der geringe Abstand der Moränen voneinander zeigt. Das Gschnitzstadium folgte auch nicht einfach als Halt im Rückzug des Bühlstadiums; es entspricht vielmehr einem neuen Vorstoss, dem eine Zeit kleineren Gletscherstandes vorausgegangen war, wie die geschichteten Sande und Kiese im Liegenden der Gschnitzmoränen des Drancegebietes, des Eringer und des Eifischthales, desgleichen die Bergsturzmassen und liegenden Kiese bei Glarus darthun. Ob auch das Daunstadium als neuer Vorstoss zu betrachten ist, lässt sich noch nicht entscheiden. Treten auch an einigen Stellen zwei Endmoränen desselben dicht hintereinander auf, so scheint es doch einfacher zusammengesetzt als das Gschnitzstadium.

Wie heute die Schneegrenze im Bereich der Gebiete grösster Massenerhebungen ihre grösste Höhe erreicht, so war es während jedes der drei Rückzugsstadien. Die nebenstehende Tabelle giebt hierfür eine Übersicht.

Nur die untereinander stehenden Zahlen, also die Zahlen für das gleiche Stadium, sind streng vergleichbar, die in einer Zeile befindlichen für die verschiedenen Stadien dagegen nicht ganz streng, weil sich die Daten für die verschiedenen Stadien in derselben Gruppe oft auf etwas verschiedene Gegenden beziehen, so z. B. im Trientgebiet die Schneegrenze des γ -Stadiums auf ein nördlicheres Gebiet als die für das δ -Stadium, in den östlichen Seitenthälern des Wallis die des γ -Stadiums auf das ganze Gebiet, die des δ -Stadiums aber nur auf den nördlichen Teil. Die Werte für die Gegenwart wurden als Mittel derjenigen Gebietsteile berechnet, für welche die Höhe der Schneegrenze in den verschiedenen Stadien bekannt ist. Die angegebenen Werte der Depression beziehen sich aus dem erwähnten Grund z. T. auf eine etwas andere Höhe der heutigen Schneegrenze, als die in die Tabelle aufgenommene. Die eingeklammerten Zahlen für die heutige Schneegrenze sind nach der Höhe der heutigen Waldgrenze interpoliert.

Die Schneegrenze stieg zu allen Zeiten vom Aussensaum des Gebirges um 600 bis 700 m gegen die Monterosa-Gruppe hin an. Wie sie sich von Stadium zu Stadium durchaus parallel sich selbst verschob, lehrt am besten ein Vergleich der Zahlen für jene beiden Gruppen, für welche wir aus allen Stadien die Höhe der Schneegrenze kennen, für das mittlere Reussthal und für die Walliser Drancethäler; der Anstieg betrug während des Bühlstadiums 480 m, während des Gschnitzstadiums 460 m, während des Daunstadiums 500 m, heute 450 m. Während des Bühlstadiums lag die Schnee-

Höhe und Depression der Schneegrenze.

| | β -Stadium | | γ -Stadium | | δ -Stadium | | heute |
|---|------------------|-------|-------------------|-------|-------------------|-------|--------|
| | Schn. | Depr. | Schn. | Depr. | Schn. | Depr. | |
| Linthgebiet | — | — | 1960 | — 590 | 2250 | —360 | 2570 |
| Rigigruppe u. Emmenthal | 1500 | —950 | 1950 | —600 | — | — | (2500) |
| Mittleres Reussthal | 1650 | —900 | 1980 | —600 | 2270 | —350 | 2580 |
| Freiburger Berge | 1700 | —850 | 1900 | —650 | — | — | 2550 |
| Kandergebiet | — | — | 2190 | —570 | 2440 | —310 | 2750 |
| Oberes Aarethal | — | — | 2270 | —530 | — | — | 2800 |
| Oberstes Rhonegebiet | — | — | — | — | 2620 | —280 | 2900 |
| Rhonegebiet zwischen Brig u. Fiesch | — | — | — | — | 2820 | —300 | 3120 |
| Visper, Eifisch- u. Eringer Thäler | — | — | 2600 | —500 | 2730 | —290 | 3060 |
| Walliser Drancethäler | 2130 | —870 | 2440 | —590 | 2770 | —300 | 3030 |
| Trientgebiet | — | — | 2200 | —700 | 2700 | —320 | 2960 |
| Thal der Drance du Chablais | 1700 | —900 | — | — | — | — | (2600) |
| Mittel | | —900 | | —600 | | —310 | — |
| Schwankung | 630 | 150 | 700 | 200 | 570 | 80 | 620 |

grenze in unserem Gebiet überall in der Höhe, wo wir heute nach Imhof die Waldgrenze treffen ¹⁾).

Die Grössenverhältnisse der Gletscher boten in den drei Stadien charakteristische Unterschiede, die sich auf eine immer weitergehende Verminderung des Stauens des Eises in den Thälern zurückführen. Während des Bühlstadiums waren alle grossen Thäler der Schweizer Alpen bis zu ihrem Austritt ins Alpenvorland von Eis erfüllt. Das Gschnitzstadium charakterisiert sich als Periode der grossen Thalglletscher in den oberen Hauptthälern und in den Seitenthälern, während die unteren Teile der Hauptthäler eisfrei waren. Dabei treffen wir keine allzu grossen Unterschiede zwischen den Gebieten höchster und denen mittlerer Erhebung. Der bei Meiringen endigende Aaregletscher oder der bei Glarus endigende Linthgletscher sind in ihren Dimensionen nicht weit von den Gletschern der südlichen Walliser Thäler entfernt. Nur die Eismassen der Visper Thäler bildeten vereinigt mit denen des oberen Rhonethales einen alle anderen weit übertreffenden zusammenhängenden Gletscher. Das Daunstadium stellt einen Gletscherstand dar, der sich dem heutigen nähert.

Aus verschiedenen Anzeichen hat man, so besonders für das Wallis, auf die Existenz einer trocken-warmen Periode in der jüngsten geologischen Vergangenheit geschlossen. So deutete J. Früh das von ihm beobachtete Auftreten von Löss im Rhonethal (Eclogae VI, 1899, S. 47). Da dieser Löss u. a. von Früh auch bei Naters gefunden wurde, also auf dem vom Aletschgletscher während des Daunstadiums bedeckten Gebiet, so ist er, wenn er überhaupt als einheitliche Bildung betrachtet werden darf, und ebenso die Trockenperiode, in der er entstand, jünger als das Daunstadium. Mit dem interglacialen Löss ausserhalb der Jung-Endmoränen hat er nichts zu thun. Ob in dieselbe Zeit, also nach dem Daunstadium, die von manchen Pflanzen- und Tiergeographen angenommene postglaciale xerothermische Periode zu setzen ist, sei dahingestellt. (Vgl. J. Briquet, Les colonies végétales xerothermiques des Alpes lémaniques. Bull. de la Soc. Muri-thienne XXVIII, 1900, und Otto Stoll, Xerothermische Relikte in der schweizerischen Fauna der Wirbellosen. Festschrift der geogr.-ethnogr. Gesellschaft in Zürich. 1901. S. 145).

1) Waldgrenze in der Schweiz. Gerlands Beiträge zur Geophysik IV. Tafel IV.

Einordnung der prähistorischen Funde unseres Gebietes in die Phasen der Post-Würm-Zeit.

Paläolithische Fundstellen sind im Gebiet des gesamten helvetischen Gletschers nur wenige bekannt¹⁾. Wir haben sie auf dem Kärtchen des nächsten Kapitels eingezeichnet. Diejenigen im Jura im Gebiet der Birs, so die Renntierstation von Liesberg unterhalb Delsberg²⁾, die von Kessiloch bei Grellingen³⁾ und die von Büsserach⁴⁾, die alle dem Magdalénien angehören, liegen schon ausserhalb der äussersten Grenze der Riss-Eiszeit. Ihr Alter ist stratigraphisch nicht zu bestimmen; das gilt auch von der paläolithischen Station bei Bellerive im Birsthal⁵⁾, die G. de Mortillet (a. a. O.) zum Tourassien stellt. Zwei andere aber, die Fundstelle von Veyrier am Salève unweit Genf⁶⁾ und die der Grotte du Scé bei Villeneuve⁷⁾, liegen schon innerhalb der innersten Jung-Endmoränen, sind also jünger als diese; beide befinden sich dabei ausserhalb der Moränen des Bühlstadiums des Rhone- und des Arvegletschers, die Station von Veyrier auch etwas über der ausgedehnten Kiesterrasse, welche die Arve während des Bühlstadiums hier aufwarf. Ob sie der Achenschwankung oder dem Bühlstadium angehören oder noch jünger sind, lässt sich stratigraphisch nicht entscheiden.

Weit jünger als das Bühlstadium sind die sämtlichen Pfahlbauten der Schweiz. Sie sind am Zürichsee wie am Genfersee auf der Uferbank des heutigen Seestandes errichtet. Der Wasserspiegel, der während des Bühlstadiums am Genfer See 30 m, am Zürichsee 10 m höher lag, war also zur Zeit ihrer Anlage schon auf seinen heutigen Stand gesunken und die Seen hatten schon Zeit gefunden ihre diesem Wasserstand entsprechende Uferbank zu modeln.

Im Bereich der während des Gschnitz- und des Daunstadiums von den Gletschern bedeckten Areale sind Funde aus der neolithischen Periode bisher nicht gemacht worden; die Neolithiker sind, wie Heierli bemerkt⁸⁾, ins eigentliche Hochgebirge nicht eingedrungen; wohl aber sind Funde der Bronzeperiode hier nicht selten. Bronzegeräte wurden in Liddes auf den Moränen des Gschnitzstadiums gefunden und bei Brig⁹⁾ auf einem Boden, der während des Daunstadiums vom Aletschgletscher eingenommen war (S. 629). So ergibt sich auch für das Einzugsgebiet des helvetischen Gletschers, dass die Bronzekultur jünger ist als das Daunstadium.

1) Vergl. hierzu G. de Mortillet, *Le préhistorique suisse*. Revue mensuelle de l'école d'Anthropologie de Paris VIII 1898 S. 137—158.

2) Quiquerez in *Anzeiger f. schweiz. Altertumskunde* II 1874 S. 527.

3) Thiessing in *Mitteilungen der Berner naturf. Ges.* für 1885 S. 128.

4) H. Frey ebenda, 1891, S. VI.

5) Quiquerez ebenda, 1876, S. 55.

6) F. Thioly in *Revue Savoisienne* 1868 S. 4, 21; L. Rütimeyer ebenda S. 31; A. Favre in *Archives des Sc. phys. et nat.* (2) XXXI, 1868, S. 246; F. Thioly in *Bull. Inst. Genevois* XV, 1869, S. 341.

7) Henri de Saussure in *Archives des Sc. phys. et nat.* (2) XXXVIII, 1870, S. 105.

8) Heierli, *Urgeschichte der Schweiz*. Zürich 1901. S. 145. Von den problematischen Schalensteinen sehen wir hier ab. Auf seiner prähistorischen Karte des Wallis (in Heierli und Oechsli, *Urgeschichte des Wallis*, Mitt. d. antiquar. Ges. Zürich XXIV 3 (1896) verzeichnete er früher, freilich nur nach Topfscherben (S. 104), einen neolithischen Fund bei Brig auf dem Areal der Daunmoränen, sowie gleichfalls nur nach Topfscherben einen solchen bei Sitten.

9) Heierli, *Urgeschichte der Schweiz*, S. 236; Heierli und Oechsli, *Urgeschichte des Wallis*, S. 114.

III. Kapitel.

Der Rhonegletscher auf französischem Boden und der Isèregletscher.

Von Albrecht Penek.

Die eiszeitliche Gletscherentwicklung der nordwestlichen Alpen wird, wie wir im vorigen Kapitel gesehen haben, ganz wesentlich vom Kettenjura beeinflusst: Er staut die den Alpen entströmenden Eismassen auf und zwingt sie nach Nordosten und Südwesten auszuweichen. Während aber das stauende Hindernis nach Nordosten hin an Höhe abnimmt und schliesslich bequem vom grossen vereinigten helvetischen Gletscher überflossen werden kann, bewahrt es sich gegen Südwesten durchweg eine beträchtliche Kammhöhe und gliedert sich schliesslich den Alpen an. Es stellt sich hier wie ein Wehr den alpinen Eismassen gegenüber und bietet ihnen nur einzelne, allerdings teilweise sehr tief eingeschnittene Pforten als Auslass gegen Westen. Durch die kleineren von ihnen ist das alpine Eis in den südlichen Teil des zusammenhängenden Kettenjura eingedrungen, hat ihn aber nirgends quer bis zur Saôneniederung durchmessen; durch die grösseren ist es bis an den Rand des französischen Zentralplateaus gelangt. Die in den Jura eingedrungenen Äste des alpinen Eises schoben dessen Lokalgletscher, die sich bereits während seines Kommens entwickelt hatten, zur Seite und verwachsen innig mit ihnen. Der Hauptstrang aber wurde von Süden her kräftig aus den Alpen, namentlich aus dem Isèregebiete gespeist. Von der ersten Einschaltung, welche das Betreten des Jura ermöglichte, nämlich dem Thalzuge Bellegarde-Nantua, bis dahin, wo sich der Jura südlich vom Isèrethale im Vercors bereits an die Alpen angegliedert hat, war er auf eine Entfernung von 100 km mit einem dichten Eisstromnetze übersponnen. Daran schloss sich zur Zeit der grössten Eisausbreitung eine grosse fächerförmige Vorlandvergletscherung an, während sich später nur zwei Zungen von verschiedener Grösse in das Vorland erstreckten. Hier kam es zu ausgedehnten Schotterbildungen, die sich auf mehrere einzelne Gebiete verteilen. Dieselben sind aber zusammengefasst durch den Lauf der Rhone und bilden ähnlich wie die einzelnen Schottergebiete des nördlichen Alpenvorlandes Glieder einer grossen Kette. Von ihnen wird unsere Betrachtung ausgehen. Geschichtliches.

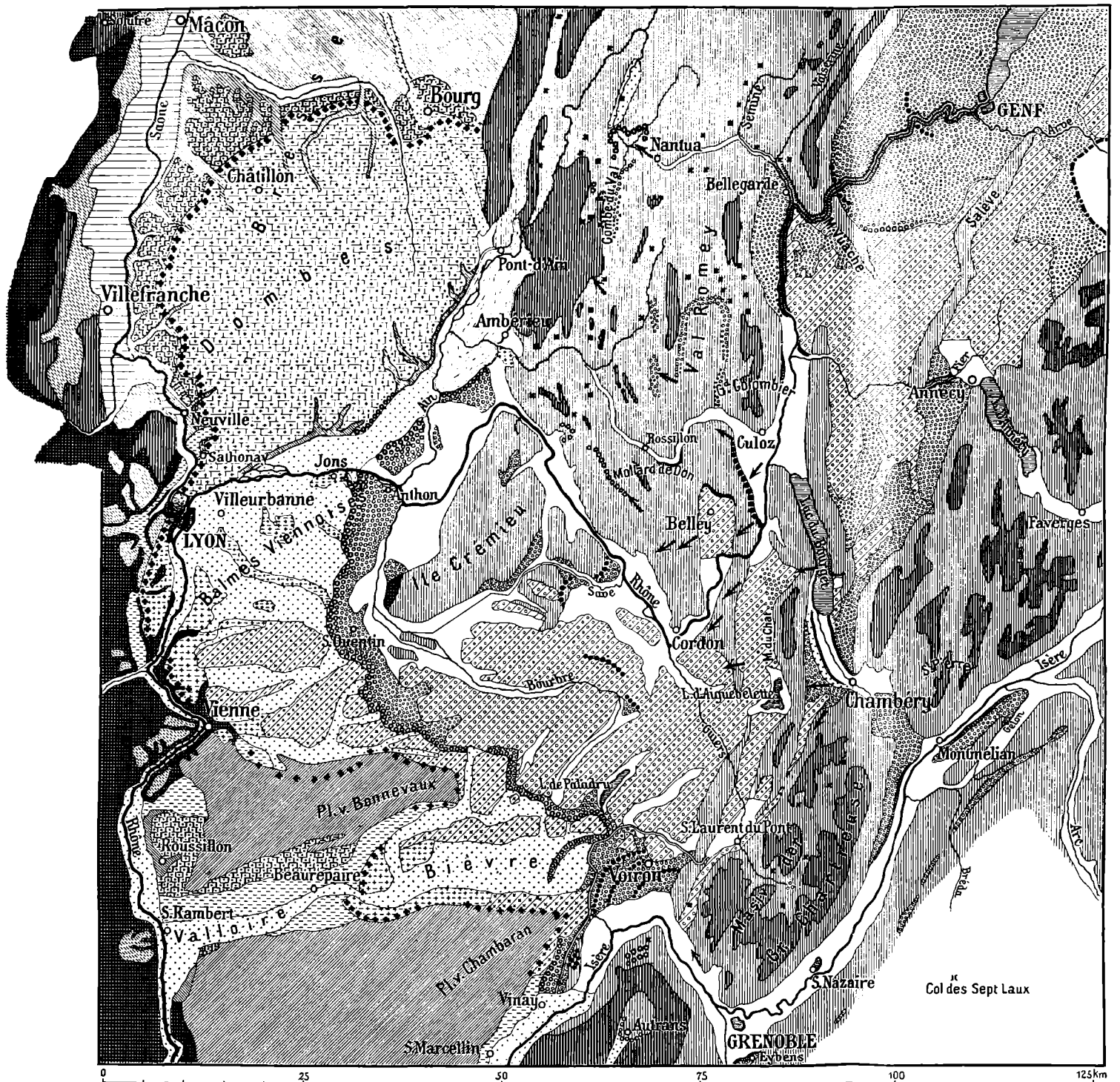
Dank der nachbarlichen Lage der Schweiz wurde die Aufmerksamkeit der französischen Alpengeologen bereits frühzeitig auf die Glacialtheorie gelenkt. Sie wurde schon 1840 auf der Versammlung der französischen Geologischen Gesellschaft zu Grenoble diskutiert (Bull. (1) XI. 399) und bald darauf von Renoir auf den Dauphiné angewendet (Sur les traces des anciens glaciers qui ont comblé les vallées des Alpes du Dauphiné. Ebenda XII. 1841. S. 68). Vier Jahre später wurde sie abermals auf einer Versammlung der genannten Gesellschaft in Chambéry erörtert, und hier sprach sich der Gletscherforscher Bischof Rendu zu ihren Gunsten aus (Ebenda (2) I. 1844. S. 631). Gleichwohl verstrichen noch mehrere Jahre, bis eine systematische Verfolgung der Eiszeitpuren in den Thälern der Rhone und Isère begann. Sie ist im wesentlichen den drei Männern zu danken, die sich der geologischen Erforschung der drei hier gelegenen politischen Einheiten widmeten. A. Favre hat bei seinen geologischen Untersuchungen in Savoien volle Aufmerksamkeit auch dem

Glacialphänomen geschenkt; gleiches that Charles Lory gelegentlich der Arbeiten für seine klassische „Description géologique du Dauphiné“ (Paris 1860), auf deren Seiten wir durch die Zahlen in () bei Nennung Charles Lorys verweisen. Mit den Gletscherspuren des Jura hat sich vorzugsweise der Abbé Benoît beschäftigt. Diese drei Männer haben den Grundstock der Beobachtungen geliefert, an welchen A. Falsan und E. Chantre in ihrer grossen Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône (Lyon I. 1879; II. 1880. Sonderdruck aus Annales de la Société d'agriculture, histoire naturelle et arts utiles de Lyon (4) VII. X. (5) I) anknüpften. Ihr Werk bezeichnet einen gewissen Abschluss in der Erforschung der rhodanischen Eiszeit Spuren: Es verzeichnet die Grenzen, bis zu welchen das Eis vorgedrungen ist, und die Wege die es eingeschlagen hat; es giebt ferner eine gewissenhafte Analyse der bis 1879 vorliegenden Arbeiten. Wir werden in folgendem daher auf letztere nur selten einzugehen, aber um so öfter die genannte Monographie zu nennen haben. Auf ihre Seiten beziehen sich die Zahlen in () hinter den Namen Falsan und Chantre. Seine Beobachtungen über den alten Rhonegletscher hat Falsan später einer Darstellung der Eiszeit (La période glaciaire, Paris 1889) einverleibt. Haben Falsan und Chantre namentlich die geographische Seite des Problems ins Auge gefasst, so haben Spätere dasselbe mehr von der stratigraphischen Seite gepackt. Fontannes begann 1864 die Schotter zu gliedern und schuf damit die Basis für eine ausgezeichnete Monographie, welche Delafond und Depéret auch den Quartärgebilden der Bresse gewidmet haben (Les terrains tertiaires de la Bresse. Paris 1893, in den Études des gîtes minéraux de la France, publiées par le service des topographies souterraines. Ministère des travaux publics. Zitiert als Delafond und Depéret). Das Werk enthält ein reiches Literaturverzeichnis.

Die späteren Arbeiten stehen grösstenteils mit der Aufnahme der geologischen Spezialkarte in Beziehung. Dieselbe beruht auf der Carte de France 1:80000. Alle einschlägigen Blätter, begleitet von sehr kurzen Erläuterungen, sind bereits erschienen. Wir führen sie in folgendem nach ihren Nummern und dem Jahr ihres Erscheinens an und fügen den Namen des aufnehmenden Geologen hinzu, falls sie das Werk eines einzigen sind: Nr. 159 Bourg 1889; Nr. 160 Nantua von Benoît 1887; Nr. 160^{bis} Annecy 1894; Nr. 168 Lyon 1890; Nr. 169 Chambéry 1901; Nr. 169^{bis} Albertville 1897; Nr. 177 St. Etienne 1890; Nr. 178 Grenoble von Charles Lory 1884; Nr. 179 St. Jean de Maurienne 1895; Nr. 187 Valence 1899; Nr. 188 Vizille von Ch. Lory 1884; Nr. 189 Briançon 1900. Bei Blättern, welche von mehreren Geologen aufgenommen sind, werden wir den Anteil der einzelnen Forscher im Texte auseinander zu halten trachten. Hand in Hand mit der Karte gehen einzelne Monographien, welche im Bulletin des services de la carte géologique de la France et des topographies souterraines — wir kürzen im folgenden den Titel ab als Bull. carte géol. — erschienen sind. Sie füllen nunmehr 12 Bände und sind fortlaufend nummeriert. Zahlreiche Einzelangaben namentlich von Delafond, Depéret, Douxami, Kilian und P. Lory enthalten die seit 1894 erscheinenden Comptes rendus des collaborateurs der Campagne der einzelnen Jahre. Wir führen sie in folgendem nach den Jahren an, über welche sie berichten, und geben hier ein für alle Mal die entsprechende Nummer und den Band des Bulletin sowie das Jahr ihres Erscheinens an: Comptes rendus des collaborateurs pour la campagne: de 1893. Bull. 38. Bd. VI. 1894; de 1894. Bull. 44. Bd. VII. 1895—1896; de 1895. Bull. 53. Bd. VIII. 1896—1897; de 1896. Bull. 59. Bd. IX. 1897—1898; de 1897. Bull. 63. Bd. X. 1898—1899; de 1898. Bull. 69. Bd. X. 1898—1899; de 1899. Bull. 73. Bd. XI. 1899—1900; de 1900. Bull. 80. Bd. XII. 1900 bis 1901; de 1901. Bull. 85. Bd. XII. 1900—1901 (1902 erschienen). Zahlreiche einzelne Arbeiten namentlich von Tardy enthält ferner das Bulletin de la Société géologique de France, dessen Bände wir nach dem Jahre ihres Abschlusses zitieren.

Hatte Chantre bereits 1876 die paläolithischen Funde des Gebietes in einer eingehenden Monographie behandelt (Lortet et Chantre, Etudes paléontologiques dans le bassin du Rhône. Archives du Musée de Lyon I. 1876. S. 59) und war er auf sie in dem von ihm mit Falsan gemeinschaftlich bearbeiteten Werke zurückgekommen, so widmete er kürzlich denselben eine neue Monographie: L'homme quaternaire dans le bassin du Rhône (Annales de l'Université de Lyon I. 4. Lyon 1901), auf die wir vielfach als Chantre zu verweisen haben.

Die Seen der französischen Alpen sind von A. Delebecque ausgelotet worden. Wir entlehnen seiner von dem grossen „Atlas des lacs français“ begleiteten Monographie „Les lacs français“ (Paris 1898) alle Tiefenangaben französischer Seen.



- 1 Zentralmassiv 2 Jura u. Kalkalpen oberhalb u. außerhalb 3 innerhalb der Gletschergrenze 4 Einzelne erratische Geschiebe in Jura u. Alpen.
 5 Subalpines Miocän unter Pliocängeröl 6 Älteres Pliocän 7 Pliocäner Quarzschotter
 8 Almoränengrenze 9 Almoränen auf Jungtertiär 10 auf Deckenschotter 11 auf Hochterrassenschotter
 12 Jungmoränengrenze 13 Ausgedehnte Jungmoränenflächen 14 Jungmoränen auf Jungtertiär 15 Jüngere u. Bühl-Endmoränen
 16 Deckenschotter u. Plateauschotter der Dombes 17 Hochterrassenschotter 18 Niederterrassenschotter 19 Schotter unter Jungmoränen
 20 Stausee im Saônebecken 21 Stausee im Aintale 22 Zungenbecken, und Trockentäler 23 Seen 24 Gletscherschiffe / Abflußrinne

Karte des rhodanischen Gletschers. Masstab 1:700000.

I. Die Schottergebiete des französischen Alpenvorlandes.

Die drei Schottergebiete und ihre Altersbeziehungen. Umgebung von Lyon: Balmes Viennoises. Hochterrassen- und Niederterrassenschotter. Fauna. Dombes. Plateauschotter. Postpliocänes

Alter der Plateauschotter, Deckenschotter. Plateau lyonnais, pliocänes Quarzitgeröll.

Enge von Vienne. Bièvre-Valloire. Rhonethal bei Saint-Rambert-d'Albon. Die vier Schotterterrassen. Quarzitschotter von Chambaran. Schiefstellung des Quarzitschotters. Einebnungsfläche von Chambaran. Isèrethal.

Zusammenfassung. Buntes und verarmtes Geröll.

Die drei Schottergebiete und ihre Altersbeziehungen.

Die aus dem Rhone- und Isèrethale herausquellenden Eismassen haben an drei verschiedenen Stellen bedeutenden Schotterablagerungen Ursprung gegeben. Wir finden solche in der Umgebung von Lyon vielfach mit Moränen verknüpft und können sie von hier mit Unterbrechungen an der Rhone abwärts verfolgen; sie vereinigen sich daselbst unweit Saint-Rambert-d'Albon mit Schotterfeldern eines breiten, im wesentlichen ausser Funktion gesetzten Thales, das aus östlicher Richtung von der Nachbarschaft der Isère kommt. Es heisst in seinem unteren Teile Valloire, in den oberen Bièvre; wir werden es in folgendem kurz Bièvre-Valloire nennen; vielfach wird es auch nach der Gemeinde La-Côte-Saint-André bezeichnet. Das dritte Schottergebiet erstreckt sich längs der Isère und folgt ihr abwärts bis zur Rhone in der Gegend von Valence, ist aber vom Schottergebiete bei Saint-Rambert-d'Albon ebenso durch eine Thalenge getrennt wie letzteres vom Schottergebiet bei Lyon.

Die Schotterfelder an der Isère und von Bièvre-Valloire sind tief eingesenkt in die mit Pliocänschottern bedeckten Plateaus des Bas-Dauphiné, weswegen über ihre Zugehörigkeit zum Quartär oder Diluvium nie Zweifel geherrscht hat. Die Schotter von Lyon lagern dagegen deckenförmig auf jüngeren Tertiärschichten auf. Diese Thatsache ist es jedenfalls gewesen, welche Élie de Beaumont¹⁾ bestimmte, sie zu seinem älteren Transportterrain zu verweisen, wobei er die miocänen und pliocänen Gerölllager zusammenfasste, und diese Thatsache ist es auch, welche die neueren Geologen veranlasst, wenigstens einen Teil der dortigen Geröllbildungen zum Pliocän zu stellen. Anfänglich hielt man sie von den hangenden Moränen scharf gesondert, so Benoit²⁾ und Charles Lory (S. 657), obwohl bereits 1844 Blanchet³⁾ ihren fluvioglacialen Ursprung vertreten hatte. Dann aber hat sich mehr und mehr die Erkenntnis Bahn gebrochen, dass sie die Ablagerungen von Gletscherwassern sind. Indem man dabei am pliocänen Alter wenigstens eines grossen Teiles von ihnen festhielt, ist die Lehre einer grossen einheitlichen Vergletscherung erwachsen, welche sich bereits während des Pliocäns entwickelt und bis in das Quartär gedauert habe. Sowohl Falsan und Chantre (II S. 58) als auch Delafond und Depéret (S. 296) sind Vertreter dieser Lehre.

Umgebung von Lyon.

Zwei Ablagerungen sind schon frühzeitig um Lyon unterschieden worden: das alpine Diluvium und darunter die alten Anschwemmungen. Ersteres stellt die Moränen mit ihrer Lössbedeckung dar; die alten Anschwemmungen aber sind ein Komplex von

1) Recherches sur quelques-unes des révolutions de la surface du globe. (Annales des Sciences naturelles XVIII. XIX. 1829 u. 1830, insbesondere XIX. S. 26 u. 37).

2) Esquisse de la carte géologique et agronomique de la Bresse et de la Dombes. Bull. Soc. géol. de France (2) XV. 1858. S. 315.

3) Terrain erratique alluvien du bassin du Léman et de la vallée du Rhône de Lyon à la mer. Lausanne 1844.

verschiedenen Schottern, der erst sehr spät als solcher erkannt worden ist. Falsan und Chantre, wenn sie auch überzeugt waren, dass die Ablagerung der alten Anschwemmungen vom Pliocän bis ins Quartär gedauert habe, belieszen sie als ein unteilbares Ganze beisammen. Fontannes¹⁾ gebührt das Verdienst sie in einzelne Glieder aufgelöst zu haben. Er zerlegte sie in Plateauschotter, die er zum Pliocän stellte, und in präglaciale Schotter, die er als Quartär auffasste. Indem er dazu die Thalschotter gesellte, die bereits Élie de Beaumont zum Quartär gestellt hatte, schuf er die Dreigliederung der Schotter um Lyon, die herrschend geworden ist. In anderer Weise löste Villot²⁾ den Komplex auf. Er zerlegte die Plateauschotter in oberpliocäne der Hochplateaus und quartäre, anteglaciale der Tiefplateaus, die nach ihm die obere Partie der Hochterrassenschotter bilden und gerade die Schotter der Bresse umfassen, die Fontannes aufgelöst hatte. Ausserdem unterschied er postglaciale Niederterrassenschotter. Die Einteilung von Fontannes kehrt bei Delafond und Depéret sowie auf der Carte géologique détaillée wieder, deren Tertiär- und Quartärbildungen auf Blatt Lyon von Fontannes und Delafond unter Mitwirkung von Riche aufgenommen sind. Übereinstimmend wurden unterschieden: p' Plateauschotter, a^{1a} Schotter der herannahenden Vergletscherung oder anteglaciale Schotter der Karte, a^{1b} Schotter der sich zurückziehenden Vergletscherung oder postglaciale Schotter der Karte. Während aber Fontannes und Villot gleich Benoit und Lory keine näheren genetischen Beziehungen zwischen Schottern und Gletschern annahmen, hat Delafond³⁾ solche bereits 1889 für die beiden jüngeren erwiesen und für den älteren wahrscheinlich gemacht.

Die also erzielte Dreigliederung der Schotter um Lyon erinnert lebhaft an die von uns im nördlichen Vorlande der Alpen und in der Schweiz 1882 und 1885 aufgestellte, welche Falsan⁴⁾ bereits mit den von ihm gegliederten Ablagerungen von Lyon in Einklang zu bringen versucht hat. Die Reihe: Deckenschotter, Hochterrassen- und Niederterrassenschotter entspricht der Reihe: Plateauschotter, Schotter der herannahenden und Schotter der schwindenden Vergletscherung nach der Art des Auftretens der einzelnen Glieder, wenn auch nicht nach der genetischen Deutung derselben. Durch diese Analogie ist bereits 1891 Du Pasquier⁵⁾ veranlasst worden, die Ergebnisse der französischen Geologen über das Alter des Plateauschotters auf unseren Deckenschotter zu übertragen und demselben gleichfalls ein pliocänes Alter zuzuschreiben. Im Verein mit Du Pasquier habe ich 1895 die Gegend von Lyon besucht, um hierüber Klarheit zu gewinnen. Unser Vorhaben erfuhr durch unsern Kollegen Depéret die wärmste Förderung; er war unermüdlich, uns die von ihm im Verein mit Delafond beschriebenen Aufschlüsse zu zeigen, und mit lebhaftem Danke für seine Bemühungen beginne ich meine Darlegungen über die Schotter der Gegend um Lyon. Dieselben knüpfen am besten an Einzelbetrachtungen der drei natürlichen Abschnitte an, in welche die

1) Etude sur les alluvions pliocènes et quaternaires du plateau de la Bresse dans les environs de Lyon. Lyon 1884. Note sur les alluvions anciennes des environs de Lyon. Bull. Soc. géol. de France (3) XIII. 1885. S. 59.

2) Sur le classement des alluvions anciennes et le creusement des vallées du bassin du Rhône. Comptes rendus de l'Académie des Sciences. CVI. 1888 I. S. 774.

3) Note sur les terrains d'alluvions des environs de Lyon. Bull. Carte géol. Nr. 2.

4) La période glaciaire. 1889. S. 128.

5) Über die fluvioglacialen Ablagerungen der Nordschweiz. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. XXXI. S. 101.

Umgebung von Lyon zerfällt. Im Knie der Rhone liegt die Niederung des Bas-Dauphiné: weite Schotterfelder, aus denen sich flache Hügel erheben; das sind die Balmes Viennoises. Rechts der Rhone liegt oberhalb Lyon die sanftwellige Hochfläche der Dombes, welche den ganzen Raum zwischen dem Jura und den Ausläufern des Zentralplateaus einnimmt und sich sanft Saône-aufwärts zur weiten Niederung der Bresse abdacht. Rechts der Saône und der Rhone unterhalb Lyon erhebt sich als Ausläufer des Zentralmassivs das Plateau lyonnais, ein hoher Sockel von Urgestein mit wenig ausgedehnter Bedeckung durch tertiäre und quartäre Ablagerungen (vgl. Karte S.641). **Balmes Viennoises.**

Die weiten Schotterfelder des Bas-Dauphiné brechen bei Lyon mit einem Steilrande von 12—15 m Höhe gegen die Rhone ab. Das ist die Schotterterrasse von Villeurbanne (vgl. Fig. 81 u. 82). Sie besteht aus grobem Gerölle, das nach Delafond und Depéret beim Rückzuge der Vergletscherung entstand und auf Blatt Lyon zu den Alluvions postglaciaires a^b gestellt wird. Lehmbedeckung fehlt wie auf den Niederterrassenschottern, deren Habitus auch das Material der Terrasse trägt. Sie steigt nach Osten und namentlich Südosten hin ziemlich steil, mit einem mittleren Gefälle von

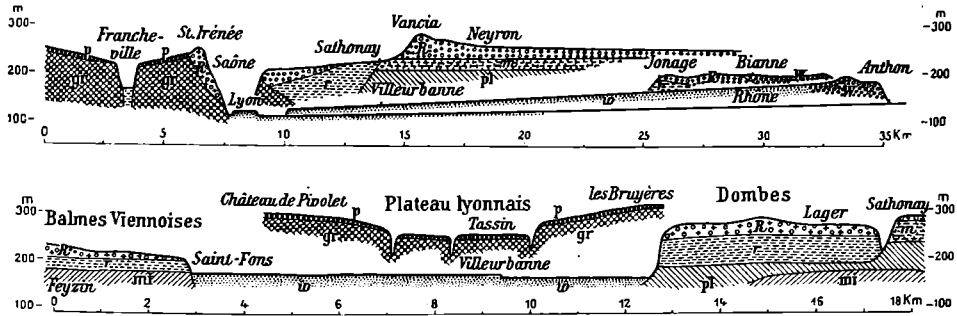


Fig. 81 (oben): Profil vom Plateau lyonnais bis zur Endmoräne Saint-Quentin-Anthon, darüber Profil durch einzelne Hügel der Balmes Viennoises und des rechten Gehänges der Rhone oberhalb Lyon. Fig. 82 (unten): Profil durch die Balmes Viennoises und die Dombes, darüber Profil durch das Plateau lyonnais, in einem Abstände von 8 km gegen Westen.

gr Grundgestein. mi Mioçän. pl Pliocänmergel und Sande. q Quarzitzeröll. m Plateauschotter der Dombes. r Hochterrassenschotter. w Niederterrassenschotter. R Riss-Moräne. W Würm-Moräne.

40/100 an¹⁾ und tritt in drei Ausläufern bei Heyrieu, Colombier und Janneyrias an einen grossen Endmoränenwall, der sich von St.-Quentin bis Anthon an der Mündung des Ain in die Rhone verfolgen lässt. Er überragt unsere Terrasse, die in Gestalt eines Übergangskegels von ihm abfällt, um 20—50 m und trennt sie von einem 20—30 m tiefer gelegenen Gebiete, in welchem die Bourbre der Rhone zufließt. Dasselbe gleicht in grossen Zügen einem Zungenbecken. Wir haben unverkennbar einen Jung-Endmoränengürtel mit abfallendem Niederterrassengürtel vor uns.

Aus der Niederterrasse von Villeurbanne erheben sich die Rücken von Feyzin, St.-Priest, Décines und Jons. Sie haben einen Sockel von Schottern und sind gekrönt von lehmbedeckten Moränen. Delafond und Depéret trennen diese Schotter mit

1) Vgl. das Profil bei Delafond (Bull. Carte géol. I. Nr. 2 1889 Fig. 2) und bei Delafond und Depéret S. 275. Die hier angegebenen Höhenzahlen stimmen nicht zu denen der Carte de l'état major 1:80000 und ergeben ein zu steiles Gefälle der Terrasse.

Recht von denen der tiefer gelegenen Terasse von Villeurbanne, von denen sie mehrfach durch einen Molasse-Ausstrich geschieden sind, und stellen sie zu den bei Herannahen der Vergletscherung abgelagerten Schottern a^{1a} , den präglacialen von Blatt Lyon. Grosse Aufschlüsse bei St. Fons gewähren einen klaren Einblick in den Aufbau des Hügels von Feyzin (vergl. Fig. 82). Ich habe dort dasselbe beobachtet, was die französische geologische Gesellschaft gelegentlich ihres Besuches am 19. August 1894 gesehen hat¹⁾. Über marinen Miocänsanden streichen alpine Schotter aus, die nach oben zu gröber und gröber werden und wenig scharf an die hangenden Moränen grenzen. Letztere sind oben ziemlich stark verwittert; über ihre verwitterte Oberfläche breitet sich Löss mit zahllosen Schalen von *Helix hispida*, *Pupa muscorum* und *Succinea oblonga*; stellenweise zieht er sich auch an den Flanken des Hügels bis zur Niederterrasse herab. Das Ganze erinnert an die Inseln von Altmoränen mit ihrem Sockel von Hochterrassenschottern und ihren Lehmhauben zwischen den Strängen des Niederterrassenschotters im Bereiche der Altmoräne des Isargletschers zwischen Fürstenfeldbruck und Mühlthal an der Würm.

Dass hier in der That ältere Moränen vorliegen als im Endmoränenwalle von Saint-Quentin—Anthon lehrt der Rücken von Jons. Er bricht bei Bianne etwa 50 m hoch gegen die Rhone ab; an seinem Abfalle streicht in einer Mächtigkeit von 25—30 m grober alpiner Schotter (a^{1a}), vielfach zu Nagelfluh verkittet, aus. Darüber lagert graue Grundmoräne, auf ihrer verwitterten Oberfläche Löss. Über diesen Löss nun erstreckt sich im Dorfe Bianne jüngere Moräne²⁾, die der Kreuzweg im Dorfe aufschliesst. Soweit sie den Löss deckt, hat dieser nicht die übliche senkrechte Klüftung, sondern zerfällt in Platten parallel zur Grenze gegen sein Hangendes, wodurch die Gewinnung von unzerbrochenen Exemplaren der auch hier im Löss häufigen Schneckenschalen erschwert wird. Nach Osten nimmt diese hangende Moräne an Mächtigkeit zu und hängt hier mit der des Walles Saint-Quentin—Anthon zusammen.

Hochterrassen- und Niederterrassen-Schotter.

Wir schliessen aus diesen Beobachtungen auf folgenden Gang der Ereignisse:

1. Ablagerung der Schotter a^{1a} ; hierauf allmählich Eintritt einer Vergletscherung, die die Balmes Viennoises ganz bedeckt.
2. Rückzug der Vergletscherung, Verwitterung der Moränen, Thalbildung.
3. Ablagerung des Löss.
4. Neuerliche Vergletscherung, die aber nur bis an den Ostsaum der Balmes Viennoises reicht; davor Ablagerung der Schotter a^{1b} .

Das ist genau derselbe Gang der Ereignisse, den wir bisher allenthalben am Rande der alpinen Vergletscherung wahrgenommen haben. Auf Grund dieser Analogie stellen wir die lössbedeckten Moränen zu den Altmoränen und verweisen sie gleich den liegenden Schottern in die Riss-Eiszeit, die Endmoränen von Saint-Quentin—Anthon aber samt den Schottern a^{1b} in die Würm-Eiszeit. Wie fast regelmässig, bilden auch bei Lyon die w -Schotter eine Niederterrasse, und die r -Schotter eine Hochterrasse.

1) Vgl. Réunion extraordinaire de la Société géologique dans les régions de Lyon et de Bollène. Bull. Soc. géol. de France. (3) XXII. 1894. S. 593. (606).

2) Vgl. Du Pasquier und Penck. Sur le loess préalpin. Bull. Soc. des Sciences nat. de Neuchâtel XXIII. 1895. Bemerkungen über das Alter und die Verbreitung des Lösses. Geographische Zeitschrift. 1896. S. 109.

Unsere Schlussfolgerungen stimmen nur teilweise mit denen von Delafond und Depéret überein. Letztere scheiden auch streng die Schotter a^{1a} und a^{1b} und heben hervor, dass zwischen der Ablagerung beider eine Erosion stattfand; aber sie trennen nicht die zugehörigen Moränen voneinander. Dass sich zwischen dieselben bei Jons Löss einschaltete ist ihnen nicht bekannt; auch beachten sie nicht, dass der Löss auf einen äusseren Moränengürtel beschränkt ist und im innern fehlt. Die Blätter Lyon (168) und Chambéry (169) lassen diese Thatsache klar erkennen. Allerdings verzeichnen dieselben auch dann und wann im Bereiche der inneren Moränen Vorkommnisse mit gleicher Farbe (A) wie die Lössdecke auf den äusseren; aber dieselbe gilt nicht bloss für Löss, sondern auch für Gehängeschutt. So stellt z. B. auf Blatt Lyon das südlich von Jons an die dortigen Jung-Endmoränen gelehnte mit A bezeichnete Gebiet, wie wir uns vergewisserten, auf die Niederterrasse herabgeschwemmtes Material dar, und dasselbe gilt von einer Partie weiter südlich bei der Ferme Montchard unweit Grenay.

Wir pflichten Delafond und Depéret durchaus bei, wenn sie annehmen, dass ihr Schotter a^{1a} , unser Hochterrassenschotter, bei Herannahen einer Vergletscherung abgelagert ist, was zuerst von Delafond in seiner Note sur les terrains d'alluvions (Bull. Carte géol. No. 2. 1889) ausgesprochen worden ist. Seine Verknüpfung mit den hangenden Moränen ist offenbar und seine Benennung als anteglacial in Bezug auf den Ort seiner Bildung vor einer herannahenden Vergletscherung auf Blatt Lyon zutreffend. Dagegen halten wir es für nicht richtig, wenn hier die Schotter a^{1b} als postglacial bezeichnet werden; denn dieselben sind das zeitliche Äquivalent der Endmoränen von Saint-Quentin—Anthon. Delafond und Depéret (S. 275) haben dies mit voller Klarheit erwiesen und zugleich geäußert, dass diese bereits von Ch. Lory (S. 682) als solche erkannten Endmoränen ein ziemlich lang anhaltendes Stadium markieren. Wenn sie gleichwohl die Schotter a^{1b} als solche des Gletscherrückzuges bezeichnen, so geschieht dies, weil sie die genannte Endmoräne lediglich als Werk eines Rückzugsstadiums derselben Vergletscherung erachten, welche die äusseren Moränen abgelagerte. Eine solche Auffassung ist unhaltbar, nicht bloss angesichts des Profiles von Jons, sondern auch weil die Schotter a^{1b} Thäler erfüllen, die in a^{1a} und deren hangende Moränen eingeschnitten sind, wie unser Profil 82 deutlich erkennen lässt. Diese Thäler können nur entstanden sein, als sich der Gletscher weit über die Linie Saint-Quentin—Anthon hinaus zurückgezogen hatte, sodass die Gewässer nicht mehr mit Schotter überladen waren und akkumulieren mussten, sondern zu erodieren vermochten. Überdies setzt diese Erosion einen Zeitaufwand voraus, über den die Hypothese von Delafond und Depéret nicht verfügt. Beide Autoren verschliessen sich denn auch keineswegs der Beweiskraft des letzteren Argumentes; die Annahme, dass die Endmoräne Saint-Quentin—Anthon einem Vorstossstadium entspräche, genügt ihnen auf den ersten Blick mehr als ihre eigene Hypothese. Aber sie glauben, dass vor einer vorrückenden Vergletscherung Schotter abgelagert werden müsste, der dann von Moränen zugedeckt werde. Es müsse sich deswegen falls die Moränen von Saint-Quentin—Anthon einem Vorstosse entsprechen, unter ihnen der Schotter a^{1b} weit thalaufwärts fortsetzen; weil dies nicht der Fall ist, entscheiden sie sich für Annahme eines Rückzugsstadiums. Die Voraussetzung, die Delafond und Depéret hier über die Schotterablagierung vor einem vorstossenden Gletscher ebenso wie Falsan und Chantre (II S. 257) machen, haben wir früher selber geteilt (V. D. A. S. 143) und nunmehr angesichts eines reicheren Beobachtungsschatzes fallen lassen müssen (vergl. S. 315); auch haben wir so viele Beweise für die erodierende Thätigkeit der Gletscher im Zungenbecken kennen gelernt, dass wir uns keineswegs wundern, wenn sich die Schottermassen darin nicht fortsetzen. Der Grund also, welcher den Entschcheid von Delafond und Depéret bestimmt, kann heute nicht mehr als stichhaltig gelten.

Fauna.

Delafond und Depéret (S. 268 u. 279) haben die Fossilfunde aus den Schottern der Gegend von Lyon kritisch zusammengestellt; aus den Hochterrassenschottern (a^{1a}) kennen sie nur *Elephas primigenius* Blum., aus den Niederterrassenschottern (a^{1b}) *Equus caballus* L. kleine Rasse und *Bison prisca* Boj. sowie Zähne von *Elephas*. Dazu gesellen sich aus den Schottern des Rhone-Bettes, die sie gewiss mit Recht auch zu a^{1b} stellen, *Elephas primigenius* Blum. Alle diese Arten sind quartär.

Fontannes hat in seiner grundlegenden Arbeit aus dem Hochterrassenschotter von Sathonay *Equus caballus* L., *Bison prisca* Schl., *Cervus* sp., *Arvicula amphibius* L., *Canis vulpes* L. angeführt. Chantre (S. 68 u. 96) hat bereits 1885 erkannt, dass es sich hier um Funde aus einer Höhle

im Schotter handelt. Das ist jetzt auch die Ansicht von Depéret. Chantre (S. 34) erwähnt aus dem Hochterrassenschotter von Les Échets Hirsch, Ochs und Pferd, teilt jedoch keine näheren Bestimmungen mit.

Nicht selten sind in die Quartärschotter um Lyon Conchylien aus dem Miocän und Pliocän eingeschwemmt, welche eine Zeit lang Veranlassung gaben, die Schotter für tertiär zu halten. Vergl. hierzu Falsan, *Considérations stratigraphiques sur la présence de fossiles miocènes et pliocènes au milieu des alluvions glaciaires et du terrain erratique des environs de Lyon*. Bull. Soc. géol. (3) III 1875. S. 727, sowie Falsan und Chantre II S. 80, ferner Fontannes, *Etudes stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône*. I. 1881. S. 25 und 34.

Dombes.

Das Plateau der Dombes wird von flachwelligen, lössbedeckten Altmoränen eingenommen, die auf Schottern aufruhend; darunter befindet sich ein Sockel von Sanden und Thonen des Pliocän. Die Schotter sind keine einheitliche Bildung wie noch Villot annahm. Wir können mit Fontannes unterscheiden:

1. Höher gelegenes, stark verwittertes, alpines Geröll von vorwiegend gelblicher Farbe (*m* in Fig. 81 u. 82).

2. Tiefer gelegene, graue, gelegentlich konglomeratisch verfestigte Schotter vom Charakter der Hochterrassenschotter links der Rhone, in deren Niveau sie fallen (*r* in Fig. 81 u. 82).

Beide Schotter stossen im Thälchen von Sathonay aneinander, wo sie 1884 von Fontannes getrennt worden sind. Ich habe seinen einschlägigen Beobachtungen nichts hinzuzufügen und genau dasselbe gesehen wie die französische geologische Gesellschaft gelegentlich ihres Besuches am 22. August 1894: Es ist der graue Schotter eingesenkt in den gelben; er reicht bis zu 270 m, der gelbe bis 255 m Höhe.

Delafond¹⁾ hat die engen Beziehungen der grauen Schotter zu den hangenden Moränen erkannt und sie 1889 zu den Schottern *a*¹ gestellt. Dies geschieht auch in dem grossen Werke von Delafond und Depéret (S. 259). Ich pflichte dem bei, obwohl sich die grauen Schotter bei Sathonay nicht unbeträchtlich höher als die bei Saint-Fons erheben; doch möchte ich auf Grund letzterer Thatsache allein noch keine Trennung beider Schotter durchführen, da wir unter den Moränen in der Regel keine bestimmten Schotterniveaus finden. Es ist denkbar, dass vor einem Gletscher, der noch nicht bis zum Abfalle des Plateau lyonnais reichte, die Schotter in geringerer Höhe abgelagert wurden, als vor einem Gletscher, der dasselbe schon berührte. Zwischen Caluire und Fontaines fand ich in den grauen Schottern mehrere Gerölle löcheriger Nagelfluh. Plateauschotter.

Die gelben Schotter von Sathonay gehören der in den Dombes weit verbreiteten Ablagerung an, welche Delafond und Depéret (S. 202) Plateauschotter nennen. Fontannes stellte sie zum oberen Pliocän, indem er glaubte, dass sie sich an die liegenden geröllführenden Sande von Trévoux von unzweifelhaft pliocänem Alter unmittelbar anschlossen. Delafond²⁾ hat diese Meinung zunächst geteilt, ist aber dann¹⁾ gewahr geworden, dass beide Ablagerungen durch eine Erosionsperiode von ein-

1) Note sur les alluvions anciennes de la Bresse et des Dombes. Bull. Soc. géol. (3) XV. 1887. S. 65.

2) Note sur les sables à Mastodon arvernensis de Trévoux. Bull. Soc. géol. (3) XXIII. 1885. S. 161.

ander getrennt sind. In der That sind auch die lediglich aus Quarz bestehenden Schotter in den Sanden von Trévoux verschieden von den Plateauschottern mit anderen alpinen Gesteinen. Zwar durchaus zugestehend, dass das Alter der Plateauschotter noch nicht sicher bestimmt werden könne, war Delafond geneigt, sie als gleichzeitig mit *Elephas meridionalis* anzusehen. Das grosse Werk von Delafond und Depéret weist ihnen dann ein bestimmtes Alter an: sie werden in das Niveau der Sande von Chagny gestellt, welche die jüngere pliocäne Säugetierfauna von Perrier, jedoch mit *Elephas meridionalis* Nesti enthält. Diese Parallelisirung kann aber nicht durch Fossilfunde gestützt werden: Die ausführlichen Listen von Delafond und Deperét verzeichnen nicht einen einzigen aus den Plateauschottern der Dombes. Unter solchen Umständen ist es nötig, die einzelnen Argumente auf ihre Beweiskraft zu prüfen.

Vergegenwärtigen wir uns zunächst, was die Lagerungsverhältnisse lehren. In den Dombes lässt sich lediglich erkennen, dass die Plateauschotter älter sind als die dort herrschenden Altmoränen und jünger als die dortigen Pliocänschichten. Die Moränen gehören wegen ihrer Verknüpfung mit den Schottern a^{1a} der Riss-Eiszeit an; wenn unter ihnen unsere Schotter tiefgründig verwittert sind, so deutet dies nur auf eine erhebliche Zwischenzeit zwischen der Ablagerung beider, aber nicht auf die Zugehörigkeit beider zu verschiedenen geologischen Epochen. Sehen wir doch gar nicht selten die Deckenschotter unter den Moränen der Riss-Eiszeit fast gänzlich verwittert. Die liegenden Pliocänschichten bergen die ältere Pliocänfauna von Montpellier oder Perpignan. Auch zwischen ihnen und unsern Schottern ist, wie wir eben gesehen, kein engerer Zusammenhang feststellbar. Es muss also das Alter der Plateauschotter zwischen dem Pliocän mit der älteren Fauna und der Riss-Eiszeit liegen.

Wir wenden hier absichtlich die Ausdrücke: Pliocän mit der älteren Fauna von Montpellier und Perpignan und Pliocän mit der jüngeren Fauna von Perrier an; denn über die Aueinanderfolge dieser Faunen herrscht kein Zweifel, während über deren Einordnung in das ältere, mittlere und jüngere Pliocän bei zwei ausgezeichneten Kennern des französischen Pliocäns Meinungsverschiedenheiten vorhanden sind. Depéret weist die ältere Fauna dem älteren (a) und mittleren (b) Pliocän (Astien) zu, welche in den Dombes durch die lacustren Mergel der Bresse (a) und die Sande von Trévoux (b) repräsentiert werden, und stellt die Fauna von Perrier samt der von Saint-Prest zum oberen Pliocän. (Note sur la succession stratigraphique des faunes mammifères pliocènes d'Europe. Bull. Soc. géol. [3] XXI. 1893. S. 524). Boule (Réponse à M. Depéret. Ebenda S. 540) rechnet hingegen die Fauna von Perrier zum Mittelpliocän (Astien) und stellt lediglich die von Saint-Prest ohne Mastodonten zum Oberpliocän. Betreffs dieser letzteren Fauna aber sind beide Autoren einig, dass sie so nahe Beziehungen zum Quartär aufweist, dass sie diesem auch zugerechnet werden könnte.

Postpliocänes Alter der Plateauschotter, Deckenschotter.

Nach der von den französischen Geologen angenommenen Aueinanderfolge der Faunen könnten also die Plateauschotter in den Horizont von Perrier oder den jüngeren von Saint-Prest fallen; sie könnten aber auch ausgesprochen altquartär sein, da über ihnen lediglich die jüngere, durch *Elephas primigenius* charakterisierte Quartärfauna nachgewiesen ist. Delafond und Depéret erblicken in ihnen ein Äquivalent der Fauna von Perrier, weil sie in den jüngeren Ablagerungen von Chalon—Saint-Cosme die Fauna von Saint-Prest repräsentiert finden, und weil sie eine fast ununterbrochene Verbindung unserer Plateauschotter mit den Sanden von Chagny annehmen ¹⁾. Beide

1) Vgl. die grösstenteils von Delafond herrührende Darstellung auf den Blättern 112, 113, 125, 126, 137, 138, 148, 149, 159, 160 und 168 der Carte géologique détaillée.

Argumente sind nicht stichhaltig. Wir werden später sehen, dass die Sande von Chalon—Saint-Cosme wenigstens in ihren Ausläufern bei Villefranche jünger sind als die Moränen der Dombes mit der *Elephas primigenius*-Fauna; sie können also keinesfalls in den Horizont von Saint-Prest gehören. Was aber die Verbindung mit den Sanden von Chagny betrifft, so sind diese 100 km von den Dombes entfernt und wir können die Plateauschotter der Dombes kaum halbwegs zu ihnen hin verfolgen; dann treten anders gartete Ablagerungen auf, deren Gleichalterigkeit noch zu erweisen ist. Dagegen werden wir auf dem Plateau lyonnais in den Quarzitschottern Äquivalente der Sande von Chagny erkennen; diese Quarzitschotter (p in Fig. 81 u. 82) unterscheiden sich petrographisch ganz erheblich von den Plateauschottern und steigen, wie unsere Profile lehren, bis zu einem höheren Niveau an; wir müssen sie daher für älter erachten. Demnach sind die Plateauschotter der Dombes bei Lyon jünger als die jüngere Pliocänfauna von Perrier, also jünger als die letzte Pliocänfauna Frankreichs mit Mastodonten. Damit fällt das einzige Argument, welches wir bisher für eine echt pliocäne Vergletscherung der Alpen kennen gelernt haben. Aber für eine genauere Altersbestimmung der Plateauschotter haben wir damit noch keinen Anhalt gewonnen. Wir möchten glauben, dass sie einen Komplex verschiedenartiger Ablagerungen darstellen und dass wenigstens ein Teil von ihnen zu unsern Deckenschottern gehört.

Bei Neyron unweit der Rhone, 8 km oberhalb Lyon, hatte ich den Eindruck eines stark verwitterten Deckenschotters von der Art des schwäbischen Rotkieses (siehe S. 32). Unten sind die Kalke ziemlich frisch, dagegen die Silikate durchweg morsch und mit dem Hammer schneidbar. Ausserordentlich häufig sind die Gerölle von Triasquarzit; sie widerstehen der Verwitterung und bleiben allein in den gänzlich verwitterten obersten Partien des Schotters erhalten, darüber lagert frische Moräne, die ihrerseits in den Dombes oberflächlich allenthalben stark verwittert ist. Gelbe eisenschüssige Partien durchsetzen die ganze Schotterablagerung; eine gelbe Patina überzieht viele Gerölle und bedingt die gelbe Farbe des Ganzen. Ganz ähnlich sind die Schotter 5 km weiter ostwärts bei Bèlignieux in genau gleicher Höhe (260—280 m). Dagegen weicht der Habitus des gelben Schotters von Sathonay etwas ab von dem der nordalpinen Deckenschotter: er ist durch seine ganze, 40 m betragende Mächtigkeit hindurch gleichmässig gelb. Fontannes berichtet auch von Geröllen mit Eindrücken, an die ich mich jedoch nicht erinnern kann. Die weiter ostwärts gelegenen Vorkommnisse kenne ich nicht, so namentlich nicht die am Ausgange des Ainthales unweit Pont-d'Ain. A. Boistel (*Le cailloutis des Dombes dans l'anse du Bugey*. Bull. Soc. géol. (4) II 1902 S. 126) hat nach Satz dieses Bogens (Juni 1903) gute Gründe dafür beigebracht, dass manches von dem, was hier auf Blatt Nantua der Carte géologique détaillée als Plateauschotter (p) bezeichnet ist, nichts anderes als verwitterte Moräne ist, und hat eine von ihm früher den Plateauschottern zugewiesene Ablagerung bei Ambérieu (*Structure de la colline de Saint-Denis-le-Chosson*. Bull. Soc. géol. (3) XXII. 1894. S. 299) zu einem jüngeren Schotter gestellt.

Ich habe leider viel zu wenig von den Plateauschottern der Dombes gesehen, um mir ein Bild von ihren Lagerungsverhältnissen machen zu können. Auffällig ist, dass ziemlich weit voneinander entfernte Vorkommnisse wie die von Neyron und Bèlignieux genau gleiche Höhe haben. Die schematische Darstellung der Lagerung, welche 1887 Delafond erst allein und später im Verein mit Depéret (S. 218 u. 301) gegeben, wonach die Plateauschotter in Serien von horizontal liegenden nach der Bresse und der Saône sich abstuftenden Terrassen abgelagert worden seien, halte ich aber nicht für richtig; Schotterterrassen müssen ursprünglich stets ein Gefälle haben, das auf freiem Felde nicht gering ist; ich könnte mir die Höhenabnahme der Schotteroberfläche gegen Norden und Westen durch die Annahme erklären, dass die Schotter nach der Art eines flachen Übergangskegels abgelagert sind. Damit stimmt auch ihre Verbreitung. Sie reichen, wie bereits Benoit gezeigt, im Norden nicht über die Veyle hinaus.

Plateau lyonnais. Pliocänes Quarzitgeröll.

Die Schotterablagerungen des Plateau lyonnais hat Attale Riche¹⁾ eingehender untersucht. Er teilt sie ihrem Ursprung nach in Lokalschotter, aus den westlich gelegenen Gebieten stammend, und in alpine Schotter. Letztere trennt er nach ihrer Höhenlage und dem Grade ihrer Verwitterung in:

1. hochgelegene Schotter in 260—300 m Höhe, in welchen Kalke völlig fehlen, die Feldspathgesteine stark zersetzt und die bei weitem vorwaltenden Quarzite aussen braun gefärbt sind;

2. tiefer gelegene Schotter, aus frischem alpinen Gerölle bestehend, lediglich oberflächlich 2—3 m tief verwittert.

Die hochgelegenen Schotter, welche Riche 1886 als alpine Plateauschotter, 1888 aber als Hochterrasse bezeichnete, wollen wir nach ihrem herrschenden Bestandteile Quarzitschotter nennen. Riche parallelisiert sie auf Grund ihrer Höhenlage und ihrer Verwitterung mit den Plateauschottern der Dombes. Beide Argumente überzeugen uns nicht. Bis 300 m ansteigend, erheben sich die Quarzitschotter über das Niveau der Plateauschotter die bei Sathonay nur bis 285 m reichen. Ferner ist ihr Aussehen ein ganz anderes. Riche selbst hebt hervor, dass sie viel stärker verwittert seien, als die gelben Schotter der Dombes; er erklärt dies durch das Fehlen der Moränenbedeckung, beachtet aber nicht, dass die Plateauschotter unter den Moränen verwittert sind. Die Feldspathgesteine der Quarzitschotter seien morscher, die Kalke seien ganz verschwunden. Ich glaube nicht, dass letzteres durch Verwitterung der Ablagerung geschehen ist; denn ich sah in derselben keine Kalkskelette; aber da und dort enthält sie Knochenreste. Das Geröll gleicht nicht dem Rotkies, sondern den tertiären Quarzschottern des nördlichen Alpenvorlandes, die ich als Verschwemmungsprodukte von Verwitterungsrückständen ansehe. Ich möchte gleiches umsomehr von den Quarzitschottern des Plateau lyonnais annehmen, als sie nach Riche bis 12 m Tiefe die gleiche Beschaffenheit aufweisen. Das alles sind Momente, die sie von den Plateauschottern unterscheiden. Ich muss sie wegen ihrer durchschnittlich höheren Lage für älter als letztere halten. Ihre Altersbestimmung erschien Riche auf paläontologischem Wege nicht möglich; er kannte keine Fossilien aus ihnen. Seither haben Delafond und Depéret (S. 232) aus den eisenschüssigen Kiesen von Saint-Didier-au-Mont-d'Or und vom Fort Loyasse in Lyon Mastodon Arvernensis Cr. u. Job., von der ersteren Örtlichkeit ferner Elephas meridionalis Nesti, sowie vom Petit Rosey im Thälchen von Rocheardon Mastodon Borsoni Hays erwähnt. Alle diese Funde fallen in das Bereich unserer Quarzitschotter und verweisen sie in das Niveau des jungpliocänen Horizontes von Chagny, beziehentlich Perrier. Dasselbe gilt von den weiter nördlich gelegenen Sanden und Schottern von Saint-Germain-au-Mont d'Or, welche viel tiefer herabreichen und nach Fontannes (S. 25) am dortigen Rangierbahnhofs Mastodon Arvernensis und Elephas meridionalis geliefert haben.

Die Lokalschotter des Lyonnais sind im wesentlichen gleich alt mit den Quarzitschottern; sie werden zwar, wie Riche gezeigt hat, von letzteren überlagert; aber an der Grenze sind beide vermischt: Unverkennbar zog die Ablagerung des Quarzitgerölles die des Lokalgerölles nach sich und griff über letzteres schliesslich hinweg.

1) Etude géologique sur le plateau lyonnais à l'occasion de l'établissement du chemin de fer de Lyon à Vaugneray et à Mornant. Ann. Soc. Linnéenne de Lyon (3) XXXIII. 1886. S. 261. Note sur la constitution géologique du plateau lyonnais et particulièrement sur les dépôts d'alluvions le recouvrant. Bull. Soc. géol. de France (3) XVI. 1888. S. 268.

Das tiefer gelegene alpine Geröll bildet nach Riche zwei Terrassen. Die obere in 240—260 m Höhe ist namentlich nördlich von Lyon an der Saône zwischen Collonges, Saint-Cyr und Saint-Rambert entwickelt; sie entspricht durchaus den grauen Schottern in Caluire am linken Ufer der Saône, welche im Thälchen von Sathonay an die Plateauschotter anstossen. Sie wurde von Riche 1886 als Hochterrasse, 1888 als Mittelterrasse bezeichnet. Die untere Terrasse, die Niederterrasse von Riche in etwa 200 bis 220 m Höhe, liegt weiter südlich etwa gleich hoch mit den Schottern von Saint-Fons; ihr gehören die lössbedeckten Schotter in dem Trockenthal, das sich westlich von Lyon von Vaise über La-Demi-Lune zum Yzeron zieht, sowie die Schotter längs des Garon an. In beiden Thalstrecken, die durch den 220 m Höhe nur sehr wenig überschreitenden Sattel von les Barolles gegeneinander geöffnet sind, haben wir keine Moränen über den Schottern; letztere sind daher bereits ausserhalb des Gletschergebietes abgelagert und stellen den in ein enges Thal gelagerten Hochterrassenschotter des Gletschersaumes dar. Soweit ich sehen konnte, senken sich auch unsere höher gelegenen Hochterrassenschotter von Sathonay rasch zu ihnen herab. Dieselben liegen bei Sathonay noch über 260 m hoch und sind bei Fontaines schon auf 240 m herabgesunken. Ich halte deswegen eine Scheidung der höheren und tieferen Terrassen der alpinen Schotter am Plateau lyonnais noch nicht für gerechtfertigt und pflichte der Auffassung von Blatt Lyon bei, welche die niederen und mittleren Terrassen von Riche zusammenzieht und als a^{1a} zur Darstellung bringt.

Die Bezeichnungen Nieder-, Mittel- und Hochterrasse von Riche sind lediglich von lokaler Bedeutung und bezwecken keine Parallelisirung mit unsern Nieder- und Hochterrassen und den Mittelterrassen Steinmanns. Immerhin möchten wir ausdrücklich hervorheben, dass die Niederterrasse von Riche nicht unsern Niederterrassen der Würm-Eiszeit am linken Ufer der Rhone entspricht; sie unterscheidet sich von ihnen durch ihre Lössbedeckung und ihr höheres Niveau. Durch beide Momente schliesst sie sich unseren Hochterrassenschottern in den Balmes Viennoises an. Diese entsprechen den Hochterrassen Riches von 1886, nicht aber seiner Hochterrasse von 1888, welche wir zum Pliocän stellen.

Enge von Vienne.

Die Schotter, welche wir in der Umgebung von Lyon unterschieden haben, sind noch nicht ununterbrochen Rhoneabwärts verfolgt worden. Blatt Lyon verzeichnet unsere Hochterrassenschotter (a^{1a}) nur bis Givors, wo sie auf etwa 40 m Höhe über den Strom herabgesunken sind; aber noch bis Vienne erblickte ich deutliche Terrassenformen. Auf den benachbarten Höhen giebt die Karte Plateauschotter an; er wird hier nach dem Vorgange Villots unterschieden in Schotter der hohen Plateaus (P_b) und der Plateaus von weniger als 300 m Höhe (p¹). Ersterer ist namentlich am rechten Ufer, letzterer am linken vertreten. Ich konnte ihn hier jedoch in der Umgebung von Vienne nicht auffinden; ich traf hier lediglich verwitterte Moränen.

So gegen St.-Benoit im SO und am Mt. Arnau im NO; so ferner um Mont Plaisir zwischen den Thälern der Gère und der Véga. Auf den Feldern liegt hier allenthalben Quarzgerölle umher, was zur Annahme geführt haben dürfte, dass Schotter ansteht. Aber Einschnitte legen vielfach unter allerdings häufig mächtiger Verwitterungskruste, in der fast nur die Quarze frisch geblieben sind, typische Moräne bloss. Darunter werden auf beiden Seiten der Gère Schotter angetroffen, die mit ihnen verknüpft sind und gleichfalls der Riss-Eiszeit angehören. Dieselben erheben sich auf 210 m Höhe, 60 m über die Rhone. Die Thalsohlen an der Gère und Véga werden von Niederterrassenfeldern eingenommen, die von den Jung-Endmoränen südöstlich Saint-Quentin abfallen und sich bei Pont-Evêque auf 190 m — 40 m über der Rhone — herabsenken. Hier hören sie auf, die vereinten Flüsse treten in eine Enge ein, um in den harten Gesteinen des Zentralmassivs die Rhone zu erreichen. Auch die Schotter P_b traf ich zwischen Gère und Véga nicht in den auf Blat

Lyon angegebenen Grenzen; beim Château de Laye nördlich Estrablin fand ich z. B. nur Molasse, allerdings oberflächlich überstreut mit einzelnen Quarzgeröllen.

Bièvre-Valloire.

Erst unterhalb Vienne, in der Weitung, in welcher das Thal von Bièvre-Valloire mündet, finden sich wieder ausgedehntere Schottermassen. Fontannes verweist sie auf Blatt Saint-Étienne 177 der Carte géologique détaillée grösstenteils zu den alten Anschwemmungen a¹, von denen er lediglich in der Thalsohle von Valloire postglaciale Schotter a^{1b} trennt. Wir gewinnen einen guten Einblick in die Gliederung der Schotter bei Beaurepaire in der Thaleinschnürung, welche die Gebiete der Bièvre und von Valloire trennt. Wir unterscheiden dort (vergl. Profil 83) zunächst Schotter der Thalsohle. Sie nehmen nach Osten hin an Ausdehnung zu und gehen, wie unser Aufriss Tafel II lehrt, in die weite Schotterfläche der Bièvre über. Diese trägt durchaus den Charakter eines breiten Niederterrassenfeldes und lehnt sich bei Rives an junge Moränen, in deren Nähe in ihr gekritzte Geschiebe vorkommen. Wir haben hier typischen Niederterrassenschotter vor uns, welcher jedoch nicht durch spätere Thalbildung zerschnitten ist und nicht in Terrassenform, sondern als unverletztes Feld auftritt.

Über diesen Schottern erheben sich bei Beaurepaire auf beiden Thalseiten Terrassen von 30—40 m Höhe, die rechts bis 300 m, die links bis 290 m (*r* in Fig. 83). Wir können beide thalaufwärts bis zu den äussersten Moränen der Gegend verfolgen, welche

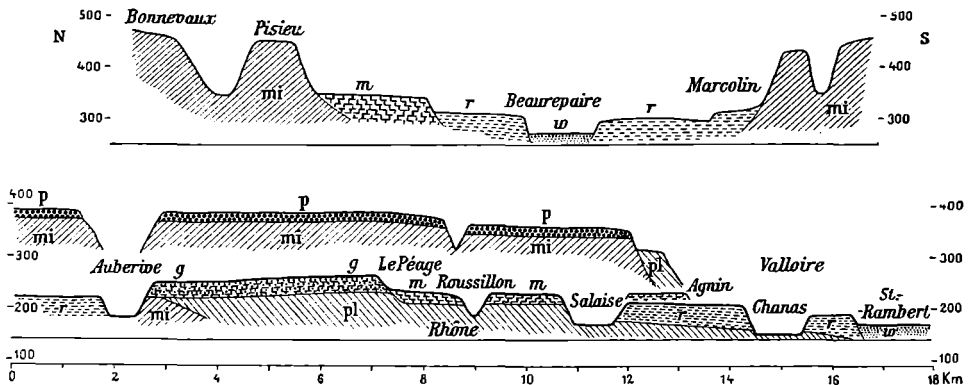


Fig. 83 (oben): Querprofil durch das Thal von Bièvre-Valloire bei Beaurepaire.

Fig. 84 (unten): Profil im Rhonethale oberhalb der Mündung des Thals von Bièvre-Valloire, darüber

Profil durch das linke Rhonethalgehänge in einem Abstände von 5 km gegen Ost
mi Miocän. pl marines und kontinentales Unterpliocän, p Quarzitgeröll. *g* älterer, *m* jüngerer Deckenschotter. *r* Hochterrassen, *w* Niederterrassenschotter.

in Gestalt eines hohen Walles das Thal von Bièvre-Valloire queren. Sie sind 2—3 m tief verwittert und kennzeichnen sich daher als Altmoränen. Das ist der Endmoränenwall von Dantimont (oder d'Antimont) Ch. Lo r y s (S. 683), der von Thodore Falsans und Chantres (II S. 293). Er sitzt den Ausläufern unserer Schotterterrassen auf, die in seiner Nähe, z. B. bei Saint-Barthélemy gekritzte Geschiebe enthalten. Es verknüpft sich also die untere Terrasse von Beaurepaire mit Altmoränen; wir erblicken in ihr daher ein Äquivalent unserer Hochterrasse.

Die rechtsseitige Hochterrasse von Beaurepaire wird von einer weiteren Terrasse überragt, die sich bei les Olivières 70 m über Thal, bis 350 m erhebt (*m* in Fig. 83). Ihr Material ist viel stärker verwittert; ist das der Hochterrasse nur oberflächlich ange-

griffen und in den tieferen Lagen durchaus frisch, weswegen es ganz ähnlich wie der Riss-Schotter bei Biberach in zahlreichen Kiesgruben gewonnen wird, so fanden wir bei La Dietta am Saume der oberen Terrasse ganz morsch gewordenes Geröll von rötlicher Farbe, ähnlich dem italienischen Ferretto. Fontannes stellt es gleichfalls zu den alten Anschwemmungen, und in der Erläuterung zu Blatt Saint-Etienne wird bemerkt, dass die ältesten Ablagerungen derselben häufig rot gefärbt und entkalkt seien. Uns erscheint es nicht möglich, Ablagerungen von so verschiedenem Grade der Verwitterung und so verschiedener Höhenlage in einen Horizont zusammenzufassen, und aus denselben Gründen, aus welchen wir in Schwaben den meist stark verwitterten Deckenschotter von den weniger verwitterten Hochterrassenschottern schieden, trennen wir bei Beaurepaire das Geröll der oberen Terrasse von dem der unteren. Weisen wir letzteres der Hochterrasse zu, so ist es das nächstliegende, in der oberen Terrasse von Beaurepaire einen Deckenschotter zu erblicken; doch können wir diese Annahme hier nicht durch den Hinweis auf eine direkte Verknüpfung mit Moränen stützen: Die Terrasse von les Olivières ist schlecht aufgeschlossen und bricht thalwärts am Suzon unweit Beaurepaire ab. Aber ihre letzte Partie zwischen les Olivières und Simandre steigt so steil mit einem Gefälle von 80/00 an, dass wir hier einen Übergangskegel mutmaßen können.

Rhonethal bei Saint-Rambert-d'Albon.

Verfolgen wir nunmehr die bei Beaurepaire unterschiedenen Schotter zum Rhonethale hin (vergleiche Aufriss Tafel II). Ununterbrochen ist das Feld der Niederterrasse; es bricht unweit Saint-Rambert-d'Albon als eine 25—30 m hohe Terrasse, eine wahre Niederterrasse, an der Rhone ab. Die Hochterrasse wird umso mehr vom Dolon zerschnitten, je mehr wir uns der Rhone nähern; angesichts derselben liegt ihr südlich vom Dolon befindlicher Teil bei Saint-Rambert in 180 m Höhe, während der nördliche sich unweit Chanas auf rund 200 m erhebt, 50—60 m über den Fluss. Bereits Depéret¹⁾ hat diesen Ausläufer als Hochterrasse, das tiefere Feld bei Saint-Rambert als Niederterrasse angesprochen und die Beziehungen beider zu den Moränen bei Thodure bez. bei Rive klar erkannt. Kilian²⁾ hat ferner die höchste Terrasse von Beaurepaire mit dem Deckenschotter verglichen.

Nördlich von der Hochterrasse von Chanas erhebt sich im Rhonethal eine höhere Terrasse (*m* in Fig. 84). Sie bildet das zwischen den Dörfern Agnin und Roussillon gelegene Feld von 220—230 m Höhe; darunter verzeichnet Blatt Saint-Etienne an verschiedenen Stellen Ausstriche von miocänen und pliocänen Schichten, die sich nahezu bis zum Niveau der Hochterrasse erheben. Die Oberfläche des Feldes macht einen unsagbar öden Eindruck: sie ist ganz überdeckt mit grossen Quarzitgeröllen von beinahe ein Fuss Durchmesser; dieselben sind stellenweise zusammengelesen und zu fast haushohen Haufen zusammengetragen. Trotzdem erscheint der Boden noch äusserst steinig. Aufschlüsse fehlen; offenbar liegt ein sehr stark verwitterter Schotter vor, der dem Niveau nach in die obere Terrasse von Beaurepaire gehört.

Das Feld von Agnin—Roussillon ist nicht das höchste im Rhonethale. Es wird weiter nördlich, zwischen Le Péage und Auberive von einem vierten Felde (*g* in Fig. 84)

1) Histoire de la formation de la vallée du Rhône. Annales du géographie IV. 1895. S. 432 (447).

2) Sur une nouvelle terrasse fluvioglaciale dans le Bas-Dauphiné. Bull. Soc. géol. (4) III 1903, S. 296.

überragt, das sich bis auf 265 m Höhe erhebt, also bis beinahe 130 m über den Spiegel der Rhone und 100 m über die Niederterrasse von Saint-Rambert. Seine Oberfläche ist wiederum äusserst steinig; einige kleine Aufschlüsse legen auf seiner Höhe gänzlich verwittertes Gerölle bloss. Nach der Carte de France zu urteilen, senkt sich unser Feld flach nordwärts; es erscheint wie der Nordflügel eines grossen Schuttkegels, der vor der Mündung des Thales von Bièvre-Valloire ins Rhonethal geschüttet ist.

Die sehr knapp zubemessen gewesene Zeit ermöglichte mir nicht, das Feld von Le Péage bis Auberive eingehender zu untersuchen. An seinem Süden bilden die marinen pliocänen Thone von Roussillon das Liegende; Blatt Saint-Etienne verzeichnet ferner bei Auberive einen Sockel von Molasse, lässt aber sonst die Schotter a¹ bis zu den Thalsohlen herabreichen. Ich sah am Terrassenrande bei Clonas Mergel, ähnlich denen von Roussillon, ferner zwischen Colombier und Le Péage schräge geschichtete Sande, welche sich gegen Roussillon mit den dortigen Thonen verzahnen und auch mit alpinen Gerölllagern verbunden sind. Ich erhielt den Eindruck, als ob das ganze mit den marinen Thonen einen untrennbaren Komplex bilde. Diese Auffassung harmoniert mit der Angabe von Fontannes (*Les terrains tertiaires de la région delphino-provençale du bassin du Rhone VII. 1881. S. 63*), wonach die marinen Pliocänschichten an den alten Ufern häufig schräge geschichtet sind. Hiernach hätten wir allenthalben einen sehr hohen Neogensockel unter dem Felde von Le Péage—Auberive und treffen bereits in demselben alpine Gerölle, Kalke und Urgestein. Ich habe diesen mutmasslichen Sockel in Fig. 84 zur Darstellung gebracht; er würde den hangenden Schotter in ein Stockwerk höher rücken, als den benachbarten *m* des Feldes von Agnin—Roussillon.

Ich hatte auch nicht Gelegenheit die Schotter der Terrassen am rechten Ufer der Varèze nördlich Auberive kennen zu lernen, die bis zur Thalsohle herabzureichen scheinen; nach ihrem Niveau dürften sie zu den Hochterrassen zu rechnen sein. Endlich habe ich nicht die Schotter weiter nördlich auf dem Plateau von Chonas in 320 m Höhe besuchen können, die auf Blatt Saint-Etienne auch zu a¹ gestellt werden.

Die vier Schotterterrassen.

Es sind vier deutlich voneinander geschiedene Schotterterrassen, die uns im Rhonethale oberhalb der Mündung des Thales von Bièvre-Valloire entgegentreten. Die beiden unteren sind durch ihre Höhenlage und durch ihr Verhältnis zu den Alt- und Jungmoränen unzweifelhaft als Hoch- und Niederterrassenschotter gekennzeichnet. Die beiden oberen sind noch, wie Fig. 84 zeigte, tief eingesenkt unter das jungpliocäne Quarzgerölle, das die benachbarten Höhen krönt, und müssen deswegen als postpliocän gelten. Ich erachte sie für die fluvioglacialen Gebilde der älteren Eiszeiten, und zwar die Terrasse von Agnin—Roussillon, die in das Niveau der obersten Terrasse von Beaurepaire fällt, für jüngeren, die von Le Péage—Auberive für älteren Deckenschotter.

Unsere Deutung steht mit den Ergebnissen, zu welchen uns die Betrachtung der Umgebung von Lyon geführt hat, im Einklang. Auch dort unterscheiden wir Nieder- und Hochterrassen, die dort ausserhalb des Gletschergebietes bei Villeurbanne und im Thalzuge Vaise—Yzeron—Garon rund 20 m höher liegen als die Nieder- und Hochterrassen von Saint-Rambert; auch dort schalten sich zwischen die Hochterrassen und die pliocänen Quarzschotter Schotter ein, die wir verschiedenen Serien zuweisen müssen, nämlich die Plateauschotter der Dombes. Sie liegen in der Nähe von Lyon genau 20 m höher als das Feld von Le Péage—Auberive. Sollte das ein Hinweis für ihre Zugehörigkeit zum älteren Deckenschotter sein? Neben diesen Analogien finden sich aber auch Verschiedenheiten. Während um Lyon die Hochterrassen- und Plateauschotter von einer mächtigen Lössdecke überzogen sind, fehlt dieselbe im Thale Bièvre-Valloire sowie im angrenzenden Rhonethale. Die älteren Schotter tragen hier nur eine

steinige Kruste von Verwitterungslehmen und keinen Löss oder Lösslehm. Die Verwitterungslehme sind aber von rötlicher Farbe.

Quarzitschotter von Chambaran.

Die Quarzitschotter in der Umgegend von Saint-Rambert sind Ausläufer der ausgedehnten Schotterbedeckung auf den ziemlich steil ansteigenden Plateaus des Bas-Dauphiné. Diese nehmen den ganzen Raum zwischen Rhonethal und Alpenfuss beiderseits des Thales von Bièvre-Valloire ein; ihr Nordflügel trägt den Wald von Bonnevaux, ihr Südflügel den von Chambaran, nach dem sie nicht selten ebenso wie die sie bedeckenden Schotter genannt werden. Fontannes¹⁾ hat gezeigt, dass sich letztere nicht konkordant an die liegende Süßwassermolasse des Obermiocäns mit *Mastodon longirostris* anschliesst, sondern von deren Ablagerung durch eine Zeit kräftiger Erosion getrennt ist. Während derselben wurden tiefe Thäler eingeschnitten, welche dann bis in die Nähe von Lyon unter den Spiegel des pliocänen Meeres untertauchten, sodass sie mit marinen Ablagerungen des Piacenziano erfüllt wurden. Solche lernten wir eben bei Roussillon kennen. Dann wurden sie durch die Mergel von Hauterives und die Sande von Lens-Lestang gänzlich ausgefüllt, welche nach Fontannes den Sanden von Trévoux, nach Delafond und Depéret (S. 83, 169) den lakustren Ablagerungen der Dombes entsprechen. Nunmehr erst kam es zur Ablagerung des Quarzitschotters. Er breitete sich gleichförmig über die alten Pliocänthäler und die sie trennenden Riedel, dabei nach Douxami²⁾ in der Richtung auf das Rhonethal an Mächtigkeit zunehmend. Sein Alter wird übereinstimmend von Fontannes, Delafond und Depéret sowie von Douxami als oberpliocän angenommen. Wiederholt hat er Reste von *Mastodon Arvernensis* geliefert, wie bereits Charles Lory (S. 634) berichtet.

Ich hatte nicht Gelegenheit, typische Vorkommnisse dieses Quarzgerölles kennen zu lernen. Nach den vorliegenden Beschreibungen handelt es sich um ziemlich reines Quarzitgerölle, aus dem keinerlei Kalkskelette erwähnt werden; ich glaube daher nicht, dass wir hier bloss einen verwitterten Schotter vor uns haben, wie in den Dombes, sondern dass ein umgelagerter Verwitterungsrückstand vor uns liegt, wie in den Quarzitschottern des Plateau lyonnais. Diese Muthmassung wird wesentlich dadurch gestützt, dass neben den Schottern auch feuerfeste Thone vorkommen — die glaises de Chambaran et des plateaux viennois von Charles Lory (S. 629) —, wie solche gleichfalls bei der Umlagerung von Verwitterungsrückständen entstehen. Ich halte daher das Quarzitgerölle der Plateaus im Bas-Dauphiné aus gleichen Gründen wie die Quarzitschotter des Plateau lyonnais für etwas wesentlich anderes als den Plateauschotter der Dombes und parallelisiere gleich Villot ihn nicht mit demselben, wie dies bisher in der Regel geschehen ist, sondern mit dem Quarzitschotter des Plateau lyonnais, die mit ihm *Mastodon Arvernensis* gemein haben.

Schiefstellung des Quarzitschotters.

Während nun aber die Oberpliocänschotter der Umgegend von Lyon sich nur 140 m über die Rhone erheben, finden sich die der Umgegend von Saint-Rambert bereits 270 m über dem Strome, nämlich in 400 m Meereshöhe, und steigen ostwärts so rasch gegen die Alpen hin an, dass sie nach kaum 50 km Entfernung in den höchsten Höhen des Forstes von Chambaran nahezu 800 m Höhe erreichen. Ein solcher Anstieg von durchschnittlich 8⁰/₀₀ kann für eine so ausgedehnte Schotterablagerung kein ursprünglicher sein; er weist auf eine relative Hebung des Alpenrandes gegenüber dem Rhonethale in nachpliocäner Zeit, wie eine solche auch von Falsan und Chantre

1) Vergl. *Études stratigraphiques et paléontologiques dans le bassin du Rhône*. Insbesondere VI. 1880. S. 138.

2) *Étude sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale*. Annales de l'Université de Lyon 1896. S. 144.

(II S. 291) und Villot angenommen worden ist. Wir schätzen ihren Betrag auf 300—350 m.

Es reichen nämlich die marinen Pliocänschichten im Osten durchweg höher als im Westen längs der Rhone. Hier erheben sie sich nur wenig über 200 m (Roussillon, Tournon, gegenüber Valence), während sie auf der Carte géologique détaillée bei Hauterives (Blatt Saint-Etienne) 17 km vom Strome und unweit Chabeuil, 15 km östlich von Valence (Blatt Valence), noch in über 300 m Höhe verzeichnet werden. Da nun in beiden Gebieten die hangenden Sande und Mergel kontinentalen Ursprungs sich unmittelbar an die marinen Schichten anschliessen, ist ausgeschlossen, dass diese Niveauverschiedenheiten durch Unregelmässigkeiten in der Gestaltung des Meeresbodens bedingt seien, weswegen wir sie auf Schichtstörungen zurückführen. Sie zeigen eine Schiefstellung der rhodanischen marinen Pliocänschichten von etwa 6—7‰ an. Hiernach ergibt sich der oben angegebene Betrag der postpliocänen Hebung des Alpenrandes an der Isèrethalmündung gegenüber dem Rhonethale.

Einebnungsfläche von Chambaran.

Das Gefälle der marinen Pliocänbildungen harmoniert mit dem der Quarzitschotter; letzteres muss unbedingt grösser sein, da sie notwendigerweise auf geneigter Fläche zur Ablagerung gekommen sind. Dass aber die Gefällsdifferenz gering ist, entspricht unserer Ansicht über die Entstehung des Gerölls durch Umlagerung von Verwitterungsrückständen. Es muss am Schlusse der Pliocänepoche die Kraft der Gewässer klein gewesen sein; sie frachteten aus dem Isèrethale keine frischen Schottermassen auf das Vorland heraus, sondern beschränkten sich, die hier bereits abgelagerten verwitterten Massen umzulagern, wobei die grösseren Gerölle liegen blieben und nur dann und wann Thone zur Ablagerung kamen. Auf diese Weise entstand die grosse Einebnungsfläche von Chambaran, die in den Hochflächen zwischen den Thälern des Bas-Dauphiné so gut erhalten ist. Ihre Bildung erfolgte also unter Verhältnissen, die ihrem Wesen nach denjenigen entsprachen, auf welche wir im nördlichen Vorlande der Alpen während der Prägialzeit geschlossen haben. Hier wie da herrschte vor Eintritt des Eiszeitalters eine Periode der Ruhe in der Abtragung des Gebirges und eine solche der Einebnung des Vorlandes. Letztere geschah allerdings im Donaugebiete ausschliesslich durch Erosion, im Rhonegebiete auch durch Einebnung der umgelagerten Materialien. Dieser Verschiedenheit werden wir aber keine besondere Bedeutung zuerkennen, wenn wir uns erinnern, dass das Rhonegebiet dem Meere benachbart war, an dessen Saum die denudierten Materialien wieder zur Ablagerung kommen mussten. Wesentlicher ist, dass sich im nördlichen Alpenvorlande der ältere Deckenschotter unmittelbar auf die präglaciale Einebnungsfläche legt, während er im Bas-Dauphiné in die pliocäne des dortigen Quarzitschotters eingesenkt ist. Diese Verhältnisse erinnern uns an die des Schweizer Jura. Brückner hat gezeigt, dass hier eine pliocäne Einebnungsfläche vorliegt (vergl. S. 474), die vom älteren Deckenschotter längs des Rheines in einem Thale durchsetzt wird; mit ihr vergleichen wir die Einebnungsfläche von Chambaran und halten dementsprechend unsern Quarzitschotter für gleichalt mit dem Sundgauer Schotter (S. 479). Wollen wir im deutschen Alpenvorlande nach einem Seitenstücke suchen, so müssen wir unsern Blick auf das Tertiärhügelland lenken, das sich nördlich vom Moränen- und Schottergebiete des Inngletschers und Salzachgletschers erhebt (S. 122); auch in ihm erkennen wir eine Rumpffläche (S. 481), welche ebenso wie der Schweizer Jura gegenüber den subalpinen Landschaften gehoben ist. Alle diese gehobenen pliocänen Einebnungsflächen ordnen sich in eine Zone, die, vom Nordrande des deutschen Alpenvorlandes ausgehend, sich den Alpen allmählich nähert und sich ihnen schliesslich im Dauphiné anschaart.

Isèrethal.

In den grossartigen Terrassen des Isèrethales hat Élie de Beaumont¹⁾ vereint die Wirkungen der Phänomene angetroffen, welche längs der Rhone Schotterflächen geschaffen und im Gebirge den Transport grosser erratischer Blöcke bewirkt haben. Er war über die Zugehörigkeit der Terrassen zu seinem jüngeren Transportterrain sicher Charles Lory (S. 688) hat sie zuerst gegliedert; er unterschied: eine erste Terrasse entsprechend der grössten Ausdehnung des Isèregletschers, und eine zweite ähnlich beschaffene, tiefer gelegene Terrasse, unter welcher die Isère beim Rückzuge der Vergletscherung weitere Terrassen in die Molasse einschneidet, die sie mit Schottern bedeckte. Lory kennt ihrer noch mindestens drei. Er hat sie jedoch nicht auf den von ihm bearbeiteten Blättern Grenoble und Vizille der Carte géologique détaillée auseinandergehalten und alle Schotterterrassen des Isèrethales als alte Anschwemmungen (a¹) kartiert. Kilian²⁾ hat ihre Sonderung im Bereiche der genannten Kartenblätter übernommen; Depéret³⁾ hat sie bereits auf Blatt Valence durchgeführt. Meine Orientierung über diese noch im Gange befindlichen Untersuchungen wurde wie im Isèregebiete überhaupt ganz wesentlich durch meinen Freund W. Kilian gefördert, welcher mich bei meinen beiden Besuchen der weiteren Umgebung von Grenoble 1895 und 1902 zu den massgebenden Stellen führte. Vor allem ihm sowie Herrn Kollegen P. Lory danke ich, dass ich in verhältnismässig kurzer Zeit das ausgedehnte und verwickelt gegliederte Moränengebiet des Isère- und Dracgletschers kennen lernen konnte.

Eine Exkursion unter Kilians Führung in die Gegend von Vinay und Saint-Marcellin hat mich mit den beiden von Charles Lory unterschiedenen Terrassen bekannt gemacht. Die obere wird von den Schottern bei Notre-Dame-de-l'Osier (430 m) gebildet, welche hier in der Art eines Übergangskegels ziemlich hoch ansteigen und grössere Blöcke enthalten. Sie sind oberflächlich, so weit ich bei eintretender Dunkelheit erkennen konnte, ziemlich tiefgründig verwittert und werden durchsetzt von einem Thälchen, das von den Jung-Endmoränen beim Schlosse Décumane ausgeht. Ich möchte sie daher zu den Hochterrassen stellen. Die tiefere Terrasse erhebt sich westlich Vinay, wo sie in mehreren grossen Gruben erschlossen ist, und zieht sich gegen Tèche hin. Ich konnte sie nicht besuchen. Lory erblickt ihre Fortsetzung bei Saint-Marcellin in einem kleinen Terrassenabsatze am Mont Joux (328 m); ich kann dem nach den Niveauverhältnissen nicht beipflichten, da unsere Terrasse bereits bei Tèche auf 315 m herabgesunken ist. Ihr entspricht meines Erachtens die grosse und breite Terrasse, auf welcher die Stadt Saint-Marcellin (280 m) liegt (vgl. Fig. 85); dieselbe besteht aus recht frischem Gerölle und macht durchaus den Eindruck einer Niederterrasse. Die etwa 50 m höhere Terrasse aber, auf welcher sich das Schloss Saint-Marcellin befindet, dürfte die Fortsetzung der Hochterrasse von Notre-Dame-de-l'Osier sein; ihr Material ist wiederum oberflächlich ziemlich stark verwittert. Eine Bedeckung mit Löss fehlt; wir vermissen letzteren aber auch auf der Hochterrasse des Thales von Bièvre-Valloire. Möglicherweise gehören die Schotter, welche Charles Lory auf Blatt Vizille am linken Gehänge des Isèrethales bei Saint-Pierre-de-Cherence verzeichnet, auch in diesen Horizont.

1) Recherches sur quelques unes des révolutions etc. Ann. Sc. nat. XIX. 1830 S. 80.

2) Comptes-rendus des collaborateurs 1900 S. 91. 1901. S. 161.

3) Ebenda 1895, S. 115.

Etwa 3 km nordöstlich von dem Ende der Hochterrasse von Notre-Dame-de-l'Osier findet sich eine ziemlich hoch (570 m) gelegene Nagelfluh, welche an die Thalfanke von Vatilheu geklebt erscheint (vgl. Fig. 86). Sie unterscheidet sich durch ihre löcherige Beschaffenheit von der Miocännagelfluh und durch ihre bunte Zusammensetzung vom Quarzschotter der Nachbarschaft. Sie erinnert an so manchen subalpinen Deckenschotter; bei der Unbedeutendheit des Vorkommnisses ist es aber schwer zu sagen, ob hier der Überrest eines älteren Glacialschotters oder eine lokale Geröllbildung am Saume der Altmoränen vorliegt.

Unter der Niederterrasse Têche-Marcellin erstreckt sich bei Vinay ein weites Schotterfeld, das schuttkegelähnlich gegen Vinay ansteigt und sich, wie wir sehen werden, bis in das Gebiet der Jungmoränen hineinzieht. Ich halte es für ein Teilfeld und erblicke seine Fortsetzung in einer der tieferen Terrassen, welche unfern Saint-Marcellin sich an der Isère entlang ziehen. Zum breiten Felde von Saint-Marcellin gehört es nicht. Dasselbe liegt höher.

Thalabwärts an der Mündung der Isère in die Rhone unterscheidet Depéret a. a. O. und auf Blatt Valence (187) drei Terrassen, nämlich 1) die von Valence (a^{1e}) 15—20 m über der Rhone, 2) die Terrasse von Romans (a^{1d}), daselbst 40—50 m über der Isère, 3) die Terrasse des Seminars von Valence (a^{1c}) an der Isère 20—30 m höher als die von Romans. Das weite Feld im Winkel

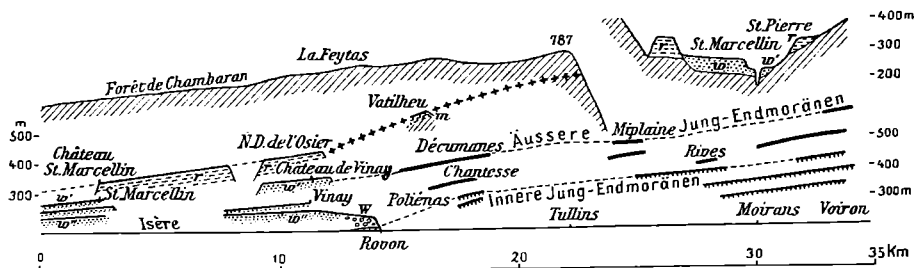


Fig. 85 (rechts oben): Querprofil des Isèrethales bei Saint-Marcellin.

Fig. 86 (unten): Aufriss am rechten Gehänge des Isèrethales zwischen Voiron und Saint-Marcellin. *m* Deckenschotter (?), *r* Hochterraszenschotter. *w* höhere Niederterrassen. *w'* tiefere Niederterrassen. *W* Würm-Moräne.

zwischen Isère und Rhone östlich Valence bildend, senkt sich die Terrasse des Seminars von Valence bei Valence auf 140 m Höhe herab, liegt also hier nur nur 35 m über der Rhone. Sie wird von Depéret mit unserer Niederterrasse von Saint-Marcellin parallelisiert, was den Niveauverhältnissen entspricht. Darnach würde die Niederterrasse der Isère bei Valence die Rhone gleich hoch über deren Spiegel wie die Niederterrasse von Saint-Rambert (a^{1b}) erreichen. Die niedrigeren Terrassen um Valence müssten dann als Erosionsterrassen in der Niederterrasse gelten.

Depéret hält seine Terrasse des Seminars von Valence a^{1c}, also unsere Niederterrasse von Saint-Marcellin, für jünger als das Niederterrassenfeld der Bièvre (a^{1b}). Er verfolgt sie an der Isère aufwärts bis Saint-Marcellin und Vinay; dann sei sie grösstenteils zerstört; aber Überreste erlaubten insbesondere bei Fures festzustellen, dass sie eingesenkt sei in das Niederterrassenfeld der Bièvre, welches deswegen älter sei. Wir können dieser Argumentation nicht beipflichten; die Terrassen von Fures sind nicht fluviatilen Ursprungs, sondern bestehen, wie wir nach Kilian (Comptes rendus des collaborateurs 1901 S. 162) im Aufriss Fig. 86 zeichnen, aus Moränen, die allerdings einen Schottersockel besitzen. Der Umstand, dass diese Moränen zweifellos jünger sind, als die äussersten Jungmoränen und das Niederterrassenfeld der Bièvre, gestattet nicht, gleiches von dem 13 km weiter abwärts gelegenen Hauptfelde der Niederterrassen an der Isère anzunehmen; denn dazwischen fehlt, wie wir uns durch den Besuch der Gegend zwischen Poliémas und Vatilheu über-

zeugten, jedwelche Spur einer zerstörten Niederterrasse. Wir haben an der Zunge des Isère-gletschers, wie nicht selten, zwei in verschiedener Höhe beginnende und sich in verschiedener Richtung fortziehende Niederterrassenfelder.

In den Terrassensanden des kleinen Thälchens von Veaunes, welches in die Isère unweit Curson mündet, kurz bevor diese die Rhone erreicht, hat Chantre (S. 43) 1883 Quarzitstücke gefunden, die er nach einigem Zögern für künstlich bearbeitet ansah; er stellte sie zum Chelléen. Nach seinen Abbildungen handelt es sich nicht um typische Artefakte. Chantre hält die Ablagerung, die einen Schädel von *Elephas intermedius* geliefert hat, für ausgesprochen präglacial; denn das Thal von Veaunes sei in die alten Anschwemmungen vom Niveau der Terrasse des Seminars von Valence eingeschnitten. Wir könnten auf Grund letzterer Thatsache nur schliessen, dass die Ablagerung in die Gruppe des Niederterrassenschotter gehört und keinesfalls präglacial ist.

Zusammenfassung.

Der Überblick, den ich in Vorstehendem von den Glacialschottern des Rhonegebietes zu geben versucht habe, stützt sich nicht in gleichem Umfang auf eigene Beobachtungen wie meine Ausführungen über die Schottergebiete im Bereiche der Donau. Ich musste mich beschränken, über die Ergebnisse oder auch nur über den Eindruck einzelner Exkursionen zu berichten, welche allerdings an die ausgezeichneten Aufnahmen der *Carte géologique détaillée* anknüpfen konnten und durch das freundliche Entgegenkommen meiner französischen Kollegen gefördert worden sind. So mancher Punkt musste offen und so manche Frage unbeantwortet bleiben. Immerhin glaube ich gezeigt zu haben, dass die Schichtfolge der einzelnen Schotterhorizonte in den Rahmen passt, welcher durch genauere Untersuchungen auf der Nordseite der Alpen gewonnen worden ist. Es treten auch im Rhonegebiete vier verschiedene Schotterterrassen entgegen, und diese sind samt und sonders jünger als die jüngsten typischen Pliocänschichten des Gebietes.

Wenn dieses Ergebnis von dem der französischen Geologen abweicht, so ist dies zum guten Teile dem Umstande zuzuschreiben, dass für sie die Umgebung von Lyon der klassische Boden ist. Gerade aber hier liegen die Dinge nicht sonderlich klar. Wir sind hier am Südrande der grossen Geosynklinale des Saônebeckens, deren Ausfüllung mit lacustren Pliocänschichten tief unter das Niveau der gleichaltrigen marinen Ablagerungen des unteren Rhonethales herabreicht, und in welcher das hangende fluviatile Pliocän gleichfalls tief herabgesenkt ist. Es bildet hier vielfach den Boden, auf welchem die fluvioglacialen Ablagerungen des Eiszeitalters ausgebreitet worden sind. Hier ist es schwer, pliocäne und quartäre Ablagerungen zu trennen, und es wird eine ganz befriedigende Scheidung beider vielleicht erst dann möglich sein, wenn genauere topographische Karten vorliegen werden. Anders im Bas-Dauphiné; da ist das Pliocän in das Bereich einer subalpinen Hebung einbezogen; es krönt die Höhen, deren Abfälle durch fluvioglaciale Aufschüttungen des Eiszeitalters abgestuft werden. Hier vereinigen sich Verschiedenheiten in der Höhenlage mit solchen petrographischer Natur, um das pliocäne Gerölle vom eiszeitlichen trennen zu helfen.

Buntes und verarmtes Geröll.

Diese petrographischen Verschiedenheiten sind von derselben Art, wie die zwischen dem Tertiärgeröll des nördlichen Alpenvorlandes und den dortigen fluvioglacialen Schottern. Letztere sind bunt; sie enthalten eine Mischung aller Gesteine eines grösseren Alpenteiles, wenn auch in der Regel nicht eines bestimmten Flussgebietes. Im danu-

bischen Tertiär- wie im rhodanischen Pliocängeröll finden sich hingegen immer nur bestimmte Gesteine eines gewissen Gebietes, nämlich die unlöslichen und schwer verwitterbaren. Es ist verarmt. Quarze stehen in erster Linie, daneben Feldspathgesteine vielfach Serpentine, Hornsteine u. s. w.; Kalk fehlt immer. Verwittern die fluvioglacialen Schotter, so verschwinden aus ihnen die Kalke, die Feldspathgesteine werden morsch und nur die Quarze bleiben frisch; in diesem Zustande werden sie den verarmten Tertiärschottern sehr ähnlich und die Trennung beider wird, falls gute Aufschlüsse fehlen oft recht schwierig. Allein deswegen dürfen wir doch nicht verwittertes buntes Gerölle mit verarmtem identifizieren; zwischen beiden besteht der grosse Unterschied, dass die ersteren noch Verwitterungsüberreste löslicher und verwitterbarer Gesteine enthalten während solche in den verarmten Schottern fehlen, obwohl in denselben Knochenreste vorkommen. Es ist eben das verarmte Gerölle ein umgelagertes verwittertes, ursprünglich buntes.

An bunten Schottern, aus welchen die verarmten Pliocängerölle des Rhonegebietes hervorgegangen sein können, ist im Rhonegebiete kein Mangel. Douxami¹⁾ zeigt in einem lehrreichen Querschnitte wie alle Abteilungen des rhodanischen Miocän eine Geröllfacies besitzen. Während des ganzen Miocän haben die Alpenflüsse in der Nähe des heutigen Isèrethales buntes Gerölle aus den Alpen herausgefrahrt. Bereits Charles Lory (S. 631) hat die geröllführenden Thone von Chambaran auf dessen Verwitterung zurückgeführt; wir gehen nur einen Schritt weiter, indem wir aus den dargelegten Gründen die Umlagerung des verwitterten Materiales betonen und zugleich die geomorphologische Konsequenz auf den Zustand des benachbarten Gebirges ziehen. Seine Thäler müssen sich mindestens in einem Zustande der Reife befunden haben, wenn sie aufhörten frisches Gerölle zu liefern. Erscheint die Ablagerung verarmter Schotter als ein Kennzeichen der morphologischen Reife oder des Alters einer Landschaft, so kann die Bildung eines bunten Gerölls als eine Folge jugendlicher Thalbildung gelten. Die Aufeinanderfolge von buntem und verarmtem Gerölle ist deswegen eine natürliche; sie entspricht aufeinanderfolgenden Phasen der Thalgeschichte. Dass darauf wieder die Ablagerung von buntem Gerölle folgte, ist verursacht durch die Verjüngung, welche der Formenschatz der Gebirge durch glaciale Thätigkeit während des Eiszeitalters erfuhr.

Wir können aus der Ähnlichkeit der jungen bunten fluvioglacialen Schotter mit den älteren bunten Schottern des Miocän nicht die Folgerung auf gleichen Ursprung ziehen, wie es Douxami thut. Er denkt sich die Alpen anhaltend, vom Oligocän an, vergletschert. Die ihren Eismassen entströmenden Wasser sollten Gerölle über die Umgebung verbreiten (a. a. O.). Wir möchten hierzu bemerken, dass wir eine solche Verknüpfung mit Moränen, wie wir sie von den Schottern des Eiszeitalters nachgewiesen haben, von keiner miocänen Geröllablagerung kennen. Sie alle enthalten entweder Pflanzen eines warmen Klimas oder vikarieren für marine Schichten mit entsprechender Fauna. Das spricht nicht für fluvioglacialen Ursprung. Ihre Verknüpfung mit jugendlicher Thalgeschichte erhellt dagegen aus der tektonischen Entwicklung des Gebirges, welches gerade zur Zeit ihrer Entstehung seine stärksten Hebungen erfuhr.

Nur beiläufig wollen wir hier die für die Paläogeographie des Gebietes wichtige Thatsache erwähnen, dass die Miocänschichten in nächster Nähe des Rhonedurchbruches durch den Jura kein alpines Material, sondern nur Juratrümmer enthalten. Erst im unteren Pliocän der Dombes tritt uns nahe seinem Ausgange in den mit den Kalktuffen von Meximieux verbundenen Konglomeraten buntes alpines Gerölle entgegen, dessen Herkunft noch nicht näher aufgeklärt ist.

1) Étude sur les terrains tertiaires du Dauphiné. 1896. S. 134.

II. Das Moränengebiet des rhodanischen Gletschers.

Der rhodanische Gletscher. Alpine Flanke. Das Eisstromnetz im Isèrethale. Juraflanke. Die Thore der zweiten Jurakette. Thalzug Bellegarde-Nantua. Sattel von Riehemond und Rhonethal. Col d'Aiguebelette und Col de Couz. Gefälle des Eises westlich der zweiten Jurakette. Grenzen der Vergletscherung. Form, Alter und Fossilien der äusseren Moränen. Seen im Saônethale. Thone und Sande von Saint-Cosme. Graue Thone an der Saône, Schädel von La Truchère. Fluviale Terrassen, Villefranche. Interglaciales Schotterterrassen. Paläolithische Funde. Gliederung der Riss-Würm-Interglacialzeit. Verbreitung von Löss und Lehm. Lössfauna, Schädel von Toussieux. Alter und Entstehung des Löss. Jungmoränen des Isèregletschers. Zungenbecken an der Isère. Jungmoränen des Rhonethalgletschers. Mutmasslicher Stausee im Ainthale. Zungenbecken an der Rhone. Jungmoränen im südlichen Jura, Höhe der Schneegrenze im Norden. Jungmoränen im Vercors, Höhe der Schneegrenze im Süden.

Der rhodanische Gletscher.

In den gewaltigen Eismassen, welche während der Eiszeit den Raum zwischen Alpen und französischem Jura erfüllten und sich in Form eines dichtmaschigen Netzes über die südlichen Ausläufer des letzteren breiteten, waren die einzelnen Bestandteile im Norden nicht mehr scharf geschieden: Das Eis des Rhonethales bildete mit dem des Arve- und Isèrethales ein einheitliches Ganzes, das wir als rhodanischen Gletscher dem helvetischen gegenüberstellen. Die Grenze zwischen beiden ist natürlich keine scharfe; wie aber der 1111 m hohe Mont de Vuache westlich von Genf eine recht bemerkenswerte Scheidung des Alpenvorlandes in geologischer und morphologischer Hinsicht bewirkt¹⁾, so sonderte er auch im grossen und ganzen die helvetischen von den rhodanischen Eismassen. Allerdings war er selbst vom Eise überflutet; dieses hatte, wie wir S. 483 gesehen haben, nordöstlich von ihm in der Nachbarschaft des Chasseron seinen Scheitel und es strandete noch in der Nähe an der Pointe de Sorgia, am Abfalle der Kette des Reculet, in 1200 m Höhe erratische Blöcke. Aber die Ufer und das Bett dieses Eises werden andere. Im Nordosten ist es die erste Jurakette, welche den helvetischen Gletscher aufdämmt; im Südwesten übernimmt beim rhodanischen Gletscher die zweite Kette die stauende Rolle. Ist im Nordosten der Raum zwischen Alpen und Jura ein offenes Hügelland, so wird er im Südwesten von zahlreichen Ketten, die vom Jura zu den Alpen streben, durchsetzt, und wenn dieselben auch zunächst durchaus unter dem Eise begraben waren, so war dieses doch durch sie bereits in einzelne netzförmig gegliederte Stränge aufgelöst. Bereits Charles Lory hat die Nötigung empfunden, alle diese Stränge mit einem Namen zu belegen. Er spricht (S. 674) von einem delphinosavoischen Gletscher. Falsan und Chantre verwenden jedoch diesen Namen auf ihren Karten in einem weit engeren Sinne bloss für den mittleren Teil des rhodanischen Gletschers; wir vermeiden Unklarheiten, wenn wir diesen neuen Namen wählen.

Alpine Flanke.

Mehr noch als der grosse helvetische Gletscher mahnt der rhodanische durch seine Entwicklung an die des Inngletschers: wie dieser durch die nördlichen Kalkalpen, ist er durch den Jura gestaut. Aber sein Eisstromnetz ist noch viel komplizierter gestaltet; denn es erhält von den Alpen her nicht einfache Zuflüsse, sondern ein wahres Netzwerk von solchen. Die vom Hauptkamme des Gebirges herabkommenden Querthäler — die von der oberen Isère durchflossene Tarentaise, die vom Arc durch-

1) Vergl. H. Schardt. *Études géologiques sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura*. Lausanne 1891.

messene Maurienne sowie das Thalgebiet des Drac — münden insgesamt in das grosse Längsthal der Isère. Dieses seinerseits ist das Endglied des grossen Thalzuges, den wir vom Rhoneknie bei Martigny über den Col des Montets (1445 m) in das Thal von Chamonix und von dort über den 1121 m hohen Sattel von Demi Quartier zum Arly und längs desselben zur Isère verfolgen können. Wie das Längsthal des Inn ist das der Isère durch zahlreiche Übergänge gegen die subalpine Region geöffnet: Der tiefe Thalsattel von Faverges (500 m) führt uns in das Thal von Annecy; daneben bietet der Col de Tamié (908 m) einen kürzeren Übergang; über den Col du Frêne (956 m) gelangen wir in das Thal des Chéran; der Thalsattel von Chambéry (309 m) die „Cluse“, verknüpft den Boden des Isèrethales mit dem der Combe von Savoien, nämlich dem grossen Längsthal zwischen den beiden östlichsten Juraketten, das den See von Le Bourget birgt und weiter im Norden, zwischen Bellegarde und Culoz, von der Rhone durchmessen wird. Die letzte Oeffnung führt die Isère aus der unteren Partie ihres Längsthal, dem Graisivaudan, quer durch die vorgelagerten Kalkalpen samt dem angegliederten Jura hindurch an den Saum des Gebirges.

Das Eißtornetz im Isèrethale.

Alle die genannten Öffnungen waren vergletschert; eine zusammenhängende Eismasse erstreckte sich vom Rhonethale bei Martigny bis zum Knie der Isère bei Grenoble; sie wurde nicht bloss in der Richtung der heutigen Wasserläufe, der Rhone, Arve und Isère, drainiert, sondern floss namentlich auch vom Längsthal der letzteren nach der Gegend von Annecy, in das Thal des Chéran und der Combe von Savoien ab.

Alphons Favre¹⁾ hat gezeigt, dass der Arvegletscher mit dem des Isèregebietes zusammenhing und wie letzterer sich auf doppeltem Wege nach Annecy über Faverges und den Col de Tamié erstreckte. Er bestimmte die obere Gletschergrenze in der Tarentaise bei Chapelle zu 1600 m und gab sie am Semnoz, südlich von Annecy ursprünglich nach Guyot zu 1460 m auf seiner Gletscherkarte der Schweiz (Blatt III) später zu 1400 m an. Wir halten diese runde Zahl für die Eishöhe am Alpenrande bei Annecy fest. Pillet²⁾ und Hollande³⁾ haben ferner erratische Blöcke über den Col du Frêne in das Chéranthal verfolgt und letzterer hat, nach einer Bemerkung von Lugeon⁴⁾; links vom Ausgange des Chéranthales auf den Bauges eine Moräne in 1275 m Höhe gefunden. Etwa gleich hoch suchen wir die obere erratische Grenze in der Cluse von Chambéry; denn wenn auch das alpine Eis von hier aus weder über den Col de Lindard (1192 m) noch über den Col de Planpalais (1180 m) in die Gruppe der Bauges einzudringen vermochte, wo ihm der Eintritt durch lokale Gletscher verwehrt wurde, so konnte es doch auf der andern Seite der Cluse über den dortigen Col du Frêne (1164 m) in die Gruppe der Grande Chartreuse gelangen und sich hier weit verbreiten. Damit harmoniert, dass erratische Blöcke bei Grenoble, wie Charles Lory (S. 666) berichtet, noch auf dem Plateau von Saint-Nizier (1171 m) unter den Wänden der Moucherotte und nach Falsan und Chantre (II S. 280) in der Gegend von Voreppe, also am Ausgange des Isèrethales, noch auf dem Thalsporne von Montaud in 1100 m Höhe angetroffen werden.

1) Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. Paris 1867. I. S. 139, 161.

2) Étude sur les terrains quaternaires de l'arrondissement de Chambéry. Chambéry 1883. S. 46. Mém. Acad. de Savoie IX. 1883. S. 159.

3) Comptes rendus des collaborateurs de 1899 S. 107.

4) Les dislocations des Bauges. Bull. carte géol. Nr. 77 (XI) S. 20.

Ich habe im Massive der Grande Chartreuse erratische Blöcke noch in über 1000 m Höhe südlich von Saint-Pierre-de-Chartreuse gefunden und mich vergewissert, dass sie hierher nicht unmittelbar aus dem Isèrethale gelangt sein können; denn die dahin führenden Pässe liegen hoch über der beiderseitigen erratischen Grenze. Sie müssen entweder von Nordwesten am Guiers aufwärts oder von Nordosten über den Col du Frêne gekommen sein. Für letzteren Weg sprechen die erratischen Blöcke, welche Lory (S. 667) sowie Falsan und Chantre (II. S. 274) auf dem Sattel von Cucheron zwischen Saint-Pierre-d'Entremont und Saint-Pierre-de-Chartreuse kennen. Sie weisen auf ein Eisniveau von nahezu 1100 m inmitten unseres Bergmassivs, welches nur denkbar ist, wenn dieses im Norden von noch höher reichenden Eismassen umlagert war. Ich glaube daher, dass die obere Geschiebegrenze bei Chambéry von Falsan und Chantre, von Pillet und Hollande mit 1200 m etwas zu tief angesetzt wird. Dass sich hier am Abfalle der Bauges die erratischen Blöcke nicht höher erheben, dürfte darin begründet sein, dass der Isèregletscher von diesem Gebirgsstocke Zuflüsse erhalten hat, welche das Niveau der alpinen erratischen Geschiebe am Eingange der Combe von Savoien etwas herabgedrückt haben. Auf das Vorhandensein solcher Lokalgletscher, welche im oberen Thale von Bellevaux sich eine gewisse Selbständigkeit bewahrten, hat Hollande nachdrücklich hingewiesen; die Spuren eines Lokalgletschers auf dem Plateau von les Déserts, nordöstlich vom Col de Planpalais haben Douxami und Révil (Note sur les terrains tertiaires du plateau des Déserts. Bull. carte géol. 65. X. 1898.) verzeichnet.

Juraflanke.

Die zweite Kette des Jura, welche den rhodanischen Gletscher staut, zieht sich quer durch das Bereich der Miocänschichten des Alpenvorlandes hindurch und schmiegt sich den Alpen an der Nordwestseite des Massivs der Grande Chartreuse an. Sie zerfällt in zwei Teile, in die Kette des Grand Colombier, deren Ostfuss von der Rhone bespült wird, und die Kette des Mont du Chat westlich vom Lac du Bourget. Die Kette des Grand Colombier gipfelt im Crêt du Nû (1555 m) und im Grand Colombier (1534 m); dazwischen bleibt sie im Sattel von Richemond noch 1060 m hoch. Im Norden wird sie durch das Thal der Semine begrenzt, das sich zur Rhone zieht und dem Thalzuge Bellegarde-Nantua angehört. Derselbe quert, bis 623 m ansteigend, den ganzen Jura. Im Süden wird sie durch das tiefe Thal der Rhone von der Kette des Mont du Chat getrennt. Diese steigt nahe ihrem Nordende im Mont du Chat auf 1497 m und unfern ihres Südendes in der Chaîne de l'Epine auf 1426 m Höhe an; zwischen beiden sinkt sie im Sattel von Aiguebelette auf 843 m herab. Im Süden wird sie vom Massive der grossen Chartreuse durch den Längssattel von Couz geschieden, der in 612 m Höhe aus der Combe von Savoien in die von Saint-Laurent-de-Pont führt.

Die Thore der zweiten Jurakette.

Wie hoch sich das Eis an der zweiten Kette des Jura gestaut hat, ist im einzelnen noch vielfach festzustellen. Am Grand Colombier hat, wie schon S. 483 erwähnt, Benoît erratische Geschiebe noch in 1200 m Höhe gefunden; Falsan verfolgte solche nur bis 1100 m (Anciens glaciers I. 46). Chantre hat ferner auf dem Sattel von Aiguebelette noch in 1050 m Höhe einzelne Erratika festgestellt. (Ebenda I S. 121) Dass ferner das Eis in stattlicher Höhe den Längssattel von Couz passiert hat, schliessen wir aus der hohen Lage der erratischen Blöcke im Massive der Grande Chartreuse. Falsan und Chantre greifen gewiss nicht zu hoch, wenn sie dem rhodanischen Gletscher bei seiner Passage der zweiten Jurakette durchschnittlich 1200 m Höhe zuschreiben. Sie stellen dies in einem grossen Längsprofile dar, das vom Grand Colombier über das Massiv der Grossen Chartreuse bis zum Moucherotte bei Grenoble verläuft. Dasselbe giebt einen guten Einblick in die einzelnen vom Eise benutzten Thore. Wir geben deren Masse nach eigenen Messungen auf der Carte de France 1 : 200 000,

ebenso wie die des Isèrethales unterhalb Grenoble zwischen Dent du Loup und Rocher de Chalves.

Breite der Gletscherthore in der zweiten Jurakette:

| Höhe | Semine | Richemond | Rhonethal | Aiguebelette | Couz | Grenoble |
|---------------|---------|-----------|-----------|--------------|---------|----------|
| 1200 m | 14.0 km | 6.0 km | 22.5 km | 9.0 km | 5.5 km | 8.0 km |
| 1000 m | 6.5 km | — | 19.0 km | 3.0 km | 4.0 km | 6.5 km |
| 800 m | 1.5 km | — | 14.5 km | — | 1.5 km | 6.0 km |
| 600 m | 0.5 km | — | 11.0 km | — | — | 5.0 km |
| 400 m | — | — | 4.0 km | — | — | 3.5 km |
| 200 m | — | — | — | — | — | 3.0 km |
| Flächeninhalt | 3.1 qkm | 0.6 qkm | 13.2 qkm | 1.4 qkm | 1.6 qkm | 5.3 qkm |

Thalzug Bellegarde-Nantua.

Das Thal der Semine gehört nach vorstehender Tabelle zu den grösseren Gletscherthoren. Der mächtige Strang alpinen Eises, der es betrat, ist an der Semine aufwärts bis Belleydoux vorgedrungen; er hat ferner den Querthalzug Bellegarde-Nantua ganz durchmessen und von hier theils längs des Oignin, teils direkt in westlicher Richtung das Thalgebiet des Ain erreicht. Dasselbst befand sich ein grosser Lokalgletscher; Bourgeat hat dessen lediglich aus Juraschutt bestehende Moränen an zahlreichen Stellen des Blattes Saint-Claude der Carte géologique détaillée verzeichnet. Ihnen gesellen sich, wie derselbe Forscher später feststellt¹⁾, am Ain von Condes an immer zahlreicher werdende alpine Geschiebe bei, welche auch in die rechten Seitenthäler des Ain, an der Valouse bis Chambéria und Sancia (400 m) und am Surand bis Germagnat-sur-Surand (312 m) reichen. Abwärts am Ain finden sie sich, wie es scheint, nicht über die Strasse Nantua—Bourg hinaus, längs welcher sie von Falsan und Chantre bis zur Combe zwischen Ain und Surand bei Hautecour (410 m) verfolgt worden sind. In einer mächtigen, an alpinen Blöcken reichen Ablagerung haben beide Autoren (II. S. 251) und kürzlich wieder Delebecque²⁾ die äusserste Endmoräne des in seinen unteren Partien reichlich von alpinem Eise gespeisten Gletschers des Aingebietes erkannt.

Dass auch das obere Aingebiet über den Sattel von St. Cergues her einen Zufluss von alpinem Eise erhielt, hat bereits Brückner S. 489 mitgeteilt. Dagegen ist der rhodanische Gletscher nicht in das Thal der Valserine (Val Chezery) zwischen der ersten und zweiten Jurakette eingedrungen; er erhielt aus demselben einen beträchtlichen Zufluss.

Sattel von Richemond und Rhonethal.

Dass auch der Sattel von Richemond von alpinem Eise überflossen worden ist, schliessen wir aus der Karte von Falsan und Chantre. Sie verzeichnen zwar auf dem Sattel selbst kein erratisches Material, geben aber solches, unmittelbar westlich von ihm und zwar noch in Höhen von 1100 m im Valromey an. Bedeutend ist jedenfalls der ihn passierende Gletscherstrang nicht gewesen. Ganz anders längs des Rhonethales. Es ist der grösste Auslass für die östlich des Jura hochgestauten Eismassen gewesen; allenthalben finden sich unten beiderseits der Rhone bis hoch hinauf auf den Colombier und über die Ausläufer des Mont du Chat bis an den Fuss der Dent du Chat Spuren des Eises, auf dem Col du Chevelu in Gestalt westwärts weisender Schrammen. Beim Verlassen des Thores zwischen beiden Bergrücken hat sich der Gletscher fächerförmig ausgebreitet. Der Hauptsache nach ist er in der Richtung der Rhone nach Südwesten

1) Bull. Soc. géol. (3) XXIII. 1895. S. 414. Ebenda XXVII. 1899. S. 445.

2) Terrains glaciaires du bassin de l'Ain. C. R. des collab. 1899. S. 128.

geflossen; dies verraten zahlreiche Gletscherschliffe namentlich in der Gegend von Belley; zum Teile ist er aber auch nordwestwärts in den Jura eingedrungen. Er hat das untere Valromey mit alpinen Geschieben überschüttet, und solche auch längs des Thalzuges von les Hospitaux verbreitet, in dem die Eisenbahn von Genf nach Lyon zwischen Culoz und Ambérieu den Jura quert. Auf dem zwischen beiden Thälern gelegenen Land liegt erratisches Material bis hoch hinauf; es findet sich im Walde von Cormaranche zwischen Valromey und dem Gebiete der Albarine bis 1050 m hinauf; es ist reichlich vorhanden auf dem Plateau von Hauteville an der mittleren Albarine; es zieht sich ferner vom Knie der Albarine bei Tenay in die Combe du Val. Am Westgehänge der letzteren steigt es noch bis 800 m an, während sich am Ostgehänge nur die Moränen von Lokalgletschern finden, wie sie allenthalben auf den Höhen südlich des Thalzuges Bellegarde-Nantua zur Entwicklung gekommen zu sein scheinen. Die Chaîne de l'Avocat (1017 m) an der Westseite der Combe du Val und die sich von hier bis zum Mont Luisandre (800 m) bei Ambérieu ziehenden Höhen sind nach Falsan und Chantre nie von dem eben verfolgten Ast alpinen Eises überschritten worden; derselbe traf sich in der Gegend von Nantua mit dem vorher besprochenen und wanderte mit ihm in das Thal des Ain. Der nordwestlich streichende Rücken zwischen dem Thalzuge von les Hospitaux (zwischen Belley und Ambérieu) und dem gleichgerichteten Stücke des Rhonelaufes ist an seinem Südostende fast gänzlich vergletschert gewesen. Die erratischen Spuren reichen hier am Mollard-de-Don (1219 m) bis auf 1100 m; südlich davon findet sich bei Inimond (909 m) noch eine Moränenablagerung auf einem Gletscherschliff. Aber bereits im mittleren Teile des Rückens erheben sich an der Kartause von les Portes die Findlinge nur noch auf 960 m und der Crêt de Pont (1050 m) ist wie der Mollard-de-Don ein Nunatak gewesen. Keinerlei Beobachtung liegt aber bisher dafür vor, dass am Nordwestende des Rückens unfern Ambérieu das Eis höher als bis 700 m gereicht habe. Er scheint die in den Thalzug von les Hospitaux eingedrungenen Eismassen aufgestaut zu haben, sodass sie sich mit steilem Gefälle zum tiefer gelegenen Fächer der Vorlandvergletscherung ergossen.

Col d'Aiguebelette und Col de Couz.

Gletscherschliffe, welche Falsan und Chantre bei St. Sulpice und Vimes westlich von Chambéry, ferner auf dem Col de la Crusille westlich vom See von Aiguebelette verzeichnen, verraten, dass das Eis in rein westlicher Richtung bei Chambéry aus der Combe de Savoie zum Col d'Aiguebelette emporgestiegen ist und sich auch westlich von demselben zunächst in gleicher Richtung weiter bewegt hat, bis es sich mit dem Eisstrom des Rhonethales vereinigt hat. Andere Gletscherschliffe in der Gegend von Chambéry lehren eine südwestliche, gegen den Col de Couz gerichtete Eisbewegung. Es hat also in der Nähe der Hauptstadt Savoiens ein fächerförmiges Auseinandergehen der Eismassen stattgefunden. Der Ast des Col de Couz erfüllte das Becken von Saint-Laurent in grosser Mächtigkeit; wie wir bereits gesehen, staute er im Innern des Massivs der Grande Chartreuse das Eis bis auf 1100 m an; er kam ferner auch über die Nordwestflanke des Beckens, die er bis zum Signal von Baracuchet (964 m) hinauf mit erratischen Blöcken überstreute, mit dem sich vor dem Ausgange des Rhonethales ausbreitenden Eisfächer in Berührung. Nördlich Voreppe mündete er in den Isèregletscher. Am Orte des Zusammentreffens liegen erratische Blöcke im Grand Bois.

Gefälle des Eises westlich der zweiten Jurakette.

Die mächtigen Eismassen, welche sich durch das Rhonethal und über den Col d'Aiguebelette in den Winkel zwischen den Alpen und den anschauenden Ketten des Jura ergossen hatten, haben sich hier zunächst noch weithin über 1000—1100 m Höhe gehalten, wie aus den hohen erratischen Grenzen am Mollard-de-Don und am Signal von Barauchet hervorgeht. Erst weiter westlich begannen sie gleich den weiter südlich gelegenen Eismassen, mit denen sie durchweg in Berührung getreten waren, sich rascher zu senken. Gegenüber dem Ausgange des Isèrethales wurden am Abfalle des Plateaus von Chambaran die erratischen Blöcke nur bis 700 m gestrandet; 28 km westlich vom Signal von Barauchet lag der Gletschersaum am Plateau von Bonnevaux bereits in 600 m Höhe, und wie bereits angeführt, spricht keine Beobachtung bisher dafür, dass das Eis am Nordwestende des Rückens vom Mollard-de-Don bei Ambérieu höher als 700 m gestanden hätte. Wir finden in einer 20—25 km breiten Zone einen Eisfall von 400 m. Dann erst beginnt die fächerförmige Ausbreitung des Gletschers über die Ebenen des Bas-Dauphiné und der Dombes, wo ein Sinken der Eisoberfläche um einen gleichen Betrag sich auf eine Strecke von 30—40 km verbreitet. Es stürzte also das Eis nicht in einem Überfalle über die zweite Kette des Jura, sondern durchfloss sie mit sanftem westwärts gerichteten Gefälle von etwa $7\frac{0}{100}$, fiel dann zwei- bis nahezu dreimal so steil über den unebenen Boden des sich mehr und mehr öffnenden Winkels zwischen Alpen und Jura, um endlich in der Ebene das Gefälle auf rund $10\frac{0}{100}$ zu mindern.

Grenzen der Vergletscherung.

Die äussersten Punkte, bis zu welchen der grosse rhodanische Gletscher gelangt ist, liegen nahezu auf der Peripherie eines Halbkreises von 65 km Radius nördlich, westlich und südlich vom Mollard-de-Don in durchschnittlich 200—300 m Meereshöhe. Doch hat der Gletschersaum selbst keineswegs durchweg den Verlauf einer Kreisperipherie; er wird durch die ihm entgegenstehenden Höhen wesentlich beeinflusst und in einzelne Lappen zerlegt. Im Süden hat das Plateau von Chambaran die dem Isèrethale entquellenden Eismassen in zwei Zungen gespalten; die eine folgte dem Isèrethale bis in die Gegend von Vinay, die andere erstreckte sich in der Bièvre bis zu den Endmoränen von Dantimont. Zwischen beiden Zungen fand Lory die höchsten erratischen Blöcke in nur 700 m Höhe unfern des Signals von Morsonnat (787 m). Das Plateau von Bonnevaux hat die Zunge der Bièvre eine Strecke weit von den nördlichen Eismassen geschieden; an seinem Ostende erheben sich nach Falsan und Chantre die Findlinge nicht auf 600 m Höhe. Bei Vienne treffen wir, von Süden kommend, den Eisrand zum ersten Male an der Rhone; bei Givors tritt er auf deren rechtes Ufer herüber; flach weswärts gekrümmt, zieht er sich nach Lyon, wo er etwas nach Osten zurückbiegt; offenbart hat sich das Eis am Abfalle des Mont d'Or lyonnais etwas gestaut; die Höhe der Endmoränen, bei Vienne bereits unter 300 m gesunken, hebt sich eine kurze Strecke weit bei Lyon wieder darüber. Nunmehr verfolgen wir den Eissaum am linken Ufer der Saône, anfänglich dicht am Flusse, dann sich allmählich von demselben entfernend bis nördlich Chatillon-sur-Chalaronne; hierauf biegt er ostwärts nach Bourg um und krümmt sich etwas südwärts zurück, bis er, nach den Angaben von Falsan und Chantre zu urteilen, bei Ceyzériat den Abfall des Jura erreicht. Die hier längs des Ain befindlichen Gletscherspuren haben wir bereits kennen gelernt.

Form, Alter und Fossilien der äusseren Moränen.

Die äusseren Moränen des Rhonegletschers zeigen nirgends die charakteristischen Formen der Moränenlandschaft. Im Süden ordnen sie sich auf den Plateaus des Bas Dauphiné dem Relief des dortigen Tertiärhügellandes vollständig unter; im Norden, wo sie in den Dombes bestimmenden Einfluss auf die Oberflächengestaltung nehmen, lässt sich allerdings zwischen Châtillon-sur-Chalaronne und Bourg sowie eine Strecke weit am rechten Ufer der Rhone noch der Verlauf von Moränenwällen erkennen; aber dieselben sind bereits durchweg in das Bereich gleichsinniger Abdachung einbezogen; es sind die obersten Verästelungen der Thäler, die hier durch Anlage von Dämmen in Teiche verwandelt worden sind. Alle Wasserspiegel der Dombes sind künstlich; sie werden jetzt mehr und mehr in Ackerland verwandelt. Auch auf dem Plateau lyonnais sowie in den Balmes viennoises schimmert die Wallform in den Altmoränen noch durch, aber nirgends mehr mit den frischen Zügen der Moränenlandschaft.

Bei Lyon und bei Beaurepaire verknüpfen sich die äusseren Moränen mit Hochterrassenschottern; sie gehören also der Riss-Eiszeit an. Späteren Untersuchungen muss überlassen bleiben, festzustellen, ob dies für alle Orte der äussersten Gletscherumrandung, namentlich für das Gebiet der Dombes gilt.

Hier verzeichnet Delafond auf Blatt Bourg der Carte géologique détaillée rings um den Altmoränengürtel herum ausschliesslich Plateauschotter, was den Eindruck eines Übergangskegels erweckt. Hiernach könnte man geneigt sein, die äussersten Moränen der Dombes einer älteren Eiszeit zuzuweisen, oder man könnte auch einen grösseren Teil der hier befindlichen Plateauschotter zum Hochterrassenschotter stellen, als von Delafond geschehen. Dieser rechnet zu a^{1a} nur die Schotter bei Châtillon-sur-Chalaronne, in welchen bereits Scipion Gras gekritzte Geschiebe gefunden hat. (Sur les caractères du terrain de transport connu aux environs de Lyon sous le nom de diluvium alpin ou de conglomérat bressan. Bull. Soc. géol. (2) XVI. 1859, S. 1028).

Fossilien sind in den Altmoränen selten. Falsan und Chantre (II. S. 372) berichten über einen Fund von Gamsenzähnen bei Mas Rilliez, den sie an anderer Stelle (II. S. 427) allerdings auch aus dem Löss erwähnen, Chantre über einen solchen von Rentierzähnen. Bei Vancia kommen miocäne und pliocäne Schalen auch aufgearbeitet in Moränen vor.

Seen im Saônethale.

Als sich der rhodanische Gletscher während der Riss-Eiszeit bis auf den Abfall des Plateau lyonnais erstreckte, konnte der Abfluss des weiten unvergletscherten Saônebeckens nicht längs der Saône erfolgen. Er war auf die Flucht von Thalstücken angewiesen, in welchen die von Moränen nicht bedeckten Hochterrassenschotter zwischen den Thälern der Saône, des Yzeron und des Garon das Gletschergebiet umziehen. Der Boden dieser Flucht steigt, wie wir S. 650 gesehen haben, nur wenig über 220 m Höhe an; er liegt also namhaft höher, als ausgedehnte Strecken des Saônebeckens, das sich erst bei Gray auf diese Meereshöhe erhebt. Solange unsere Furche als Abflussrinne benutzt wurde, musste sich das Saônethal, gleiche Niveauverhältnisse wie heute vorausgesetzt, mit einem grossen See füllen. Ein solcher musste sich auch schon früher bilden als die alpinen Plateauschotter der Dombes abgelagert wurden; denn diese lagern sich quer vor die breite Saônesenke wie ein riesiger Schuttkegel, der an seinem Saume rund 280 m Höhe erreicht. Auch später noch musste es im Saônebecken zu einer allerdings unbedeutenden Aufstauung kommen, als die Rhone ihre Niederterrassen aufschüttete; denn diese haben bei Lyon an der Mündung der Saône eine Höhe, die wir an letzterer flussaufwärts erst im Mündungsgebiete des Doubs erreichen (180 m).

Es fehlt an der Saône nicht an lacustren Bildungen, die auf diese verschiedenen Epochen der Seebildung zurückgeführt werden können. Im mittleren Teile des Saône-

beckens erstrecken sich namentlich in der Umgebung von Châlon-sur-Saône ausgedehnte lacustre mit Sanden verknüpfte Bänderthone, die Thone und Sande von Saint-Cosme. Sie bilden hier eine Terrasse von 190—195 m Höhe; dieselbe lässt sich bis in die Saôneenge unterhalb Neuville verfolgen, und hier haben wir es noch mehrfach bei Villefranche, Neuville und Villevert mit lacustren Ablagerungen zu thun, die vielfach zu den Thonen von Saint-Cosme gestellt worden sind. Endlich treffen wir an der Sohle des Saônethales dicht oberhalb ihrer Enge abermals Thone, denen ein lacustrer Ursprung zugeschrieben werden kann.

Thone und Sande von Saint-Cosme.

Die Thone und Sande von Saint-Cosme sind in ihrer typischen Ausbildung ziemlich weit entlegen vom Plateau der Dombes und treten nirgends mit den Ablagerungen in unmittelbarem Konnex, die wir bisher kennen gelernt haben. An Ort und Stelle konnte Delafond¹⁾ 1891 zeigen, dass sie jünger sind als das um Châlon herrschende lacustre Pliocän. Eine genauere Altersbestimmung ist nur auf paläontologischem Wege möglich. Delafond und Depéret verweisen sie nach ihrer Fauna in den Horizont von Saint-Prest, an der Grenze von Pliocän und Quartär; Chantre (S. 33) hingegen stellt sie in das typische Quartär.

Die beiden ersteren führen aus den Sanden von Saint-Cosme folgende Arten an: *Equus Stenonis* Cocchi, *Elephas* sp., *Cervus megaceros* Hart, kleine Art von *Cervus*, grosse Art von *Bos*, schakalgrosser *Canis*, *Trogontherium* Cuvieri Owen, *Pyrgidium* *Nodoti* Tourn.; *Helix plebeia* Drap., *H. arbustorum* L.; *Succinea putris* L., *S. oblonga* Drap., *S. Canati* Tourn.; *Valvata inflata* Sandb. (Übergang zur recenten *V. piscinalis*), *V. interposita* de Stef., *V. piscinalis* Müll., *V. contorta* Menke; *Bithynia labiata* Neum.; *Limnea palustris* Müll., *L. truncatula* Müll., *L. limosa* Moq.; *Planorbis rotundatus* Poiret; *Pl. marginatus* Drap., *P. spirorbis?* L.; *Corbicula* spec. Unter den Conchylien ist *Pyrgidium Nodoti* eine Art aus dem Unterpliocän der Bresse; sie gilt als eingeschwemmt. Wird aber auch von ihr abgesehen, so behält die Fauna durch das Auftreten von *Equus Stenonis* ein pliocänes Gepräge; das ist für Delafond und Depéret ausschlaggebend. Chantre jedoch hält auch letztgenannte Art für eingeschwemmt und legt einem Funde von *Elephas intermedius* in den Thonen von Sancé entscheidende Bedeutung bei.

Die lacustren Bildungen von Villefranche, Villeneuve und Villevert liegen im Thale der Saône westlich der Dombes und sind entschieden jünger als die benachbarten höher gelegenen Plateauschotter. Bei Villefranche enthalten die Sande nach G. F. Dollfus²⁾ *Paludina Vivipara*, bei Villevert die Thone, wie Chantre mitteilt, *Elephas intermedius* und *Cervus megaceros*. Lagerungsverhältnisse und Fauna machen ihr quartäres Alter zweifellos. Auf Grund ihres morphologischen Auftretens — sie vikarieren für die weiter thalabwärts sich einstellenden Hochterrassenschotter — kann man sie als Sedimente eines während der Riss-Eiszeit entstandenen Stausees im Saônebecken ansehen. Dies würde für den ganzen Horizont von Saint-Cosme gelten, wenn die von Delafond und Depéret, von Chantre und A. Arcelin³⁾ vorgenommene Parallelisierung der Vorkommnisse westlich der Dombes zwischen Villefranche und Neuville mit den typischen von Châlon zutrifft. Diese Parallelisierung stützt sich auf die Kontinuität der Terrasse, in welcher die Ablagerungen vorkommen; doch werden wir sehen, dass sich am Aufbau dieser Terrasse auch fluviatile Ablagerungen beteiligen, weswegen hier die morphologische Altersgleichstellung nicht zwingend ist. Wir möchten

1) Note sur une nouvelle subdivision dans les terrains bressans. Bull. cartgéolog. II. Nr. 12 1891

2) Sur un sondage à Villefranche-sur-Saône. Bull. Soc. géol. (3) XXV. 1897, S. 444.

3) La vallée inférieure de la Saône à l'époque quaternaire. Bull. de la Soc. des Sc. nat. de Saône-et-Loire. 1901.

daher nicht für ganz ausgeschlossen halten, dass die typischen Thone von Saint-Cosme bei Châlon, so wie es nach ihrer Fauna scheint, einem älteren Horizonte angehören, und die Sedimente eines durch Aufschüttung der alpinen Plateauschotter im Saônebecken entstandenen Stausees sind, den bereits Falsan und Chantre (II. S. 358) gemutmasst haben.

Letztere glaubten einen so entstandenen Stausee durch eine von ihnen bei Blacé, 7 km nordwestlich von Villefranche, gefundene Deltabildung in 275 m Höhe erweisen zu können; doch fallen deren Schötter, nach einem schematischen Profile (II. S. 357) zu urteilen, uferwärts; Delafond glaubt, dass hier nur eine lokale, schräge geschichtete Schotterpartie vorliegt, wie sie in torrentiellen Ablagerungen gelegentlich vorkommen. (Bull. Soc. géol. (3) XV. 1887 S. 73.) Es fehlt aber auch nicht an tiefer gelegenen, schräge geschichteten Schottern. Delafond und Depéret (S. 264) erwähnen ein solches Vorkommen von Saint-Bernard dicht oberhalb Trévoux. Es reicht bis 200 m Höhe. Auch Arcelin hat von Stauseen im Saônebecken gesprochen. (Les formations quaternaires aux environs de Mâcon. Matériaux pour l'histoire prim. et nat. de l'homme. (2) VIII 1877 S. 105. La vallée inférieure de la Saône S. 5 u. 12); er hat auch auf die stauenden Wirkungen des Eises hingewiesen.

Ob nun die Stauseebildungen, die wir bisher im Saônethale kennen gelernt haben, eine einheitliche Bildung darstellen oder nicht, sie liegen insgesamt tiefer als die tiefste Stelle des stauenden Dammes, nämlich die Flucht von Thalstücken westlich von Lyon. Bis 190—195 m sich erhebend, bleiben die Thone von Saint-Cosme 30 m darunter, ja sie erstrecken sich im Bohrloche bei Saint-Cosme bis 165 m Seehöhe herab, also bis nahezu in das Niveau des felsigen Saônebettes oberhalb Lyon und in dem Bohrloche von Villefranche, über das Dollfus berichtet, noch darunter, nämlich bis 160 m Meereshöhe herab. Alle diese Erscheinungen weisen auf eine Einsenkung des Saônebeckens noch nach der Riss-Eiszeit, und das aussergewöhnlich geringe Gefälle der Saône oberhalb Trévoux (0,04 ‰) macht deren Fortdauer bis in die Gegenwart wahrscheinlich.

Graue Thone an der Saône. Schädel von La Truchère.

Im Bett des Saônethales treten graue Thone, verbunden mit Torflagern auf, die den Eindruck von Staubbildungen machen. Es sind die Seethone von Falsan und Chantre (II S. 450), deren Conchylienfauna Locard¹⁾ näher studiert hat. Sie enthält ganz wenige (2) ausgestorbene Arten und sieben, die nach Norden ausgewandert sind. Der Hauptsache nach besteht sie aus Bewohnern reinen klaren Wassers (31 Arten) und 5 Landschnecken. Ziemlich zahlreich sind Reste von *Elephas primigenius* Blum., *Rhinoceros tichorhinus* Cuv., *Equus caballus* L., *Sus scrofa* L., *Cervus elaphus* L., *Cervus tarandus* L. Delafond und Depéret stellen die Thone gewiss mit Recht zur Niederterrasse, ihren Schottern a^{1b}, und wir erblicken in ihnen die Staubbildungen, die sich im Thale der Saône bilden mussten, als in dem der Rhone die Niederterrassen aufgeschüttet wurden. Ihr tiefes Niveau steht mit dem Anhalten der Senkung des Saônebeckens, auf das wir eben geschlossen haben, in Einklang.

Zu den grauen Thonen des Saônethales werden auch die Thone gerechnet, welche die Seille dicht oberhalb ihrer Mündung in die Saône bei La Truchère anschneidet. Denselben sind zahlreiche Baumstämme — angeblich Eichen — eingebettet, welche von den Umwohnern ausgebeutet werden. Aus dieser Waldschicht, die nicht gerade für Gleichalterigkeit mit den Niederterrassen spricht, stammen Mammuthzähne und Rentiergeweihe. 1868 wurde bei Gewinnung eines subfossilen Baumstammes ein Menschenschädel von den Arbeitern im Flussbette gefunden. Lortet und

1) Description de la faune malacologique des terrains quaternaires des environs de Lyon. Annales de la Soc. d'agriculture etc. de Lyon (5) I. 1878, S. 145.

Chantre haben den Fundbericht von Le Grand de Mercey und die Beschreibung des Schädels von Pruner Bey abgedruckt (*Études paléontologiques* S. 65). Wir wagen nach dem Fundberichte nicht, den Schädel als würmeiszeitlich zu erachten.

Die auf den grauen Thonen lagernden Schichten enthalten in der Gegend von Mâcon nach Arcelin (*Les formations quaternaires aux environs de Mâcon. Matériaux pour l'histoire primitive et naturelle de l'homme.* (2) VIII 1877 S. 105) bis zu durchschnittlich 1 m Tiefe Funde der gallorömischen, bis 2 m Tiefe solche der neolithischen Zeit. Könnte man eine gleichmässige Sedimentation annehmen, so würde man hiernach das Alter der blauen Thone auf rund 10000 Jahre (Arcelin sagt mindestens 6—7000 Jahre) zurückzudatieren haben.

Fluviatile Terrassen. Villefranche.

Neben lacustren Bildungen haben wir im Saônethale auch fluviatile. Über den Thonen und Sanden von Saint-Cosme liegen nach A. Arcelin¹⁾ unregelmässig geschichtete Sande und Kiese; dieselben haben paläolithische Werkzeuge vom Typus der Chelles-Keile geliefert und werden von braunem Lehm bedeckt, der die Terrassenhöhe von 190 m bildet.

Von ähnlicher Zusammensetzung ist die Terrasse von Villefranche. Sie erhebt sich ungefähr 15—20 m über den Fluss bis auf 180—190 m Meereshöhe. Mehrere Gruben östlich von Villefranche legen ihren Aufbau bloss: Oben sieht man 2—3 m mächtigen braunen Lehm mit der senkrechten Klüftung und der bekannten Conchylienfauna des Löss, darunter in 3—4 m Mächtigkeit feinen Sand mit diskordanter Parallelstruktur, oben mehr gelblich, unten grau; tiefer grobes Geröll. In grösserer Tiefe folgt, wie das schon wiederholt erwähnte Bohrloch von Villefranche lehrt, abermals Sand mit *Vivipara*, den wir oben als Sediment eines Stausees der Riss-Eiszeit im Saônebecken erkannt haben. Die Altersbeziehungen dieser Terrasse sind klar; ihre Bildung fällt zwischen die Riss-Eiszeit und den Absatz des Löss, welcher, wie wir gesehen haben, von den Moränen der Würm-Eiszeit überlagert wird. Hiernach gehört die Terrasse von Villefranche in die Riss-Würm-Interglacialzeit. Sie wurde auch von Delafond und Depéret auf Grund ihrer Fauna als interglacial betrachtet. Seither ist durch Gaillard²⁾ und insbesondere durch die Aufsammlungen von Claudius Savoye³⁾ unsere Kenntnis der Fauna von Villefranche bedeutend bereichert worden.

Wir führen sie unter Angabe der Häufigkeit der einzelnen Arten (h häufig, s selten) und der Autoren, die sie berichten, vollzählig an: *Delafond und Depéret, **Savoye.

Hyaena spelaea* Goldf. ss, **Rhinoceros Mercki* Kaup. s. *Rh. tichorhinus* Cuv. ss, ***Elephas meridionalis* Nesti ss, **El. cf. antiquus* Falc. ss, ***El. primigenius* Blum. h, ****Equus caballus* L. hh, **Sus scrofa* L. ss. ****Bison priscus* Boj., **Cervus megaceros* Hart? ss. ***Cerv. Canadensis* Briss. h, ***Cerv. elaphus* L. hh, ***Cerv. tarandus* L., ***Castor fiber* L. ss; **Bithynia tentaculata* L., **Valvata obtusa* Stud. s, ***Vivipara Burgundina* Tourn., ***Vivip. sp. n.* ss. Chantre (S. 82) gesellt dazu noch einen Hirsch, ähnlich *Cervus Browni* Boyd-Dawkins, den er *Cervus Depéreti* nennt, und führt statt *Elephas antiquus* *Eleph. intermedius* Jourd. an.

Interglaciaie Schotterterrassen.

In morphologischer Hinsicht ist die Terrasse von Villefranche bemerkenswert, weil sie einer Zeit entspricht, die sich im Umkreise der Alpen gewöhnlich nicht durch Schotterablagerungen charakterisiert. Sonst sind es die Eiszeiten, welche sich durch

1) La vallée inférieure de la Saône. S. 18.

2) Sur l'âge des graviers quaternaires de Villefranche (Rhône). *Comptes rend. Ac. Sc. Paris.* 31 I. 1898.

3) Le Beaujolais préhistorique. Lyon 1899. *Bull. Soc. d'anthropologie de Lyon.* XVII 2 1898.

eine Verschüttung der Thäler kennzeichnen; in diesem Falle ist es die Interglacialzeit. Das kann bedingt sein durch die spezielle Entwicklungsgeschichte des Saônebeckens; der während der Riss-Eiszeit aufgedämmte See lief in der folgenden Interglacialzeit ab, und in dem Masse, als er einschrumpfte, rückten die fluviatilen Anschwemmungen vor. Doch können auch andere Momente die Aufschüttung fluviatiler Ablagerungen während einer Interglacialzeit bedingen. Früher hatten wir angenommen¹⁾, dass die Periodizität der Thalbildung in erster Linie durch klimatische Verhältnisse bedingt sei. Die Eiszeiten als Zeiten strengeren Klimas sollten die Flüsse so stark mit Geröllen belasten, dass jene aufschütten mussten. Nunmehr hat uns unsere Betrachtung der fluvioglacialen Aufschüttungen zu einer wesentlich andern Erkenntnis geführt; sie erscheinen uns jetzt als die Beseitigung von Gefällsbrüchen, die zwischen Talsohle und Gletscheroberfläche entstehen (vergl. S. 403). Nicht allenthalben erfolgte während der Eiszeit die Schotterauffüllung, sondern nur in den vom Eise betretenen Thälern (S. 57).

Die fluvioglacialen Aufschüttungen erscheinen also nach Rückzug der Vergletscherung, an deren Saume sie beginnen, als Unterbrechungen des normalen Thalgefälles, und die in sie einschneidenden Flüsse werden an ihrem unteren Ende vielfach neue Aufschüttungen verursachen, so wie ein Wildbach, der in seinen Schuttkegel einschneidet,

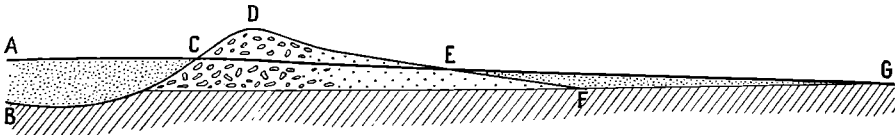


Fig. 87. Bildung interglacialer Schotterterrassen. BCDEFG Querschnitt eines glacialen Zungenbeckens mit Moränengürtel und Schotterfeld. ACEG Interglacialer Gefällskurve des Flusses. ABC Interglacialer Zuschüttung im Zungenbecken. EFG Interglacialer Aufschüttung unterhalb des fluvioglacialen Schotterfeldes. CDE Einschnitt in den Moränengürtel und das Schotterfeld.

an dessen Rande einen neuen kleineren aufschüttet. Andere interglacialer Aufschüttungen finden sich in den Zungenbecken oberhalb der Endmoränengürtel. Fig. 87 stellt die Entstehung beider Typen interglacialer Aufschüttungen dar, die bei fortschreitender Thalbildung Terrassenform annehmen können. Wir müssen uns daher hüten, so wie wir es früher selbst gethan haben, die Schotterterrassen im allgemeinen als Zeugen einer Eiszeit zu betrachten. Inwieweit solche interglacialer Schotterterrassen ausserhalb der Gletschergebiete vorkommen, wird sich erst durch eine genaue Verfolgung der Flussterrassen an unseren grossen Flüssen zeigen; an Donau und Rhein haben wir sie bis Wien und Basel nicht angetroffen; möglicherweise werden sie durch fossilreiche Ablagerungen repräsentiert, die weiter stromabwärts liegen und durch ihre Fauna sich als interglacial erweisen, wie z. B. die Sande von Mosbach. Möglicherweise gehört auch die Terrasse von Villefranche in die Gruppe dieser durch Umlagerung glacialer Terrassen entstandenen fluviatilen Aufschüttungen und zwar speziell des Saônebeckens; denn an der Rhone treffen wir dann wieder von Lyon bis Valence fluvioglacialer Terrassen.

Paläolithische Funde.

Gleich den Schottern im Hangenden der Sande und Thone von Saint-Cosme

1) Über Periodizität der Thalbildung. Verh. Gesellsch. f. Erdk. Berlin 1884. S. 39.

haben die der Terrasse von Villefranche paläolithische Werkzeuge geliefert. Depéret hat sie entdeckt¹⁾; er hat einige in seinem und Delafonds Werke über die Bresse abgebildet. Er weist sie dem Moustérien zu, also einer jüngeren Stufe, als die von Chalon; neuerlich sind sie von Capitan²⁾ für Mesvinien erklärt worden, welche von Rutot ausgeschiedene Stufe dem Chelléen de Mortillet sehr nahe steht.

Die paläolithischen Funde von Villefranche haben zu lebhaften Diskussionen in der Pariser anthropologischen Gesellschaft Veranlassung gegeben (am 13. Februar 1894, am 17. Januar 1895 und 25. Januar 1896). Depéret hatte die Industrie als moustérienne, die sie begleitende Fauna namentlich wegen des Auftretens von *Rhinoceros Mercki* als chelléenne bezeichnet. Letzterem ist G. de Mortillet mit grosser Lebhaftigkeit entgegengetreten (Bull. Soc. d'Anthropologie (4) VII 1896, S. 38. Observations sur la terrasse de Villefranche-sur-Saône. Bull. Soc. géol. (3) XIV. 1896. S. 7). Er erklärte die Funde vom genannten *Rhinoceros* für nicht sicher bestimmt. Boule (Association des silex dites moustériennes avec la faune dite chelléenne. Bull. Soc. géol. (3) XXIII. 1895. S. CLXXIX) glaubt, dass sie zum pliocänen *Rhinoceros leptorhinus* gehören und eingeschwemmt seien. Auch Chantre glaubt, dass sie verschwemmt seien, und stützt sich auf ihre von der übrigen Funde etwas abweichende Beschaffenheit: sie sind gleich denen von *Elephas meridionalis* und *Cervus Depereti* dunkler und schwerer. Er hebt aber zugleich hervor, dass dies von den Funden aus dem liegenden Schotter gelte. Wir haben es daher möglicherweise mit einem für diesen eigentümlichen Erhaltungszustand zu thun. Von Belang ist, dass gerade aus dieser liegenden Schicht die paläolithischen Funde stammen, und wir haben keine Ursache daran zu zweifeln, dass sie dem paläontologischen Horizonte des *Rhinoceros Mercki* angehören.

Boule hält die Terrasse von Villefranche für eine Niederterrasse. In der That hat sie die Höhenlage der Niederterrassen an der Rhone; aber wir haben es im Saônethale, wie wir gesehen haben, durchweg mit einer andern Disposition der Terrassen zu thun, als im benachbarten Rhonethale, und dürfen hier nicht ohne weiteres nach morphologischen Verhältnissen parallelisieren. Wie wir bereits gesehen haben, entsprechen die Seethone des Saônethales den Niederterrassen des Rhonethales; die in einer den letzteren entsprechenden Höhe auftretende Terrasse von Villefranche aber hat vor jenen die Lössbedeckung voraus. Hierauf hat Depéret hingewiesen (Sur l'âge de la terrasse de Villefranche. Bull. Soc. géol. (3) XXIII 1895 S. CXC) und aus dem Löss neben der üblichen Conchylienfauna Reste von Pferd und Rentier erwähnt. Ich habe die Ablagerung unter Depérets Führung besucht; so auffällig ist die Lössbedeckung, dass ich anfänglich meinte, eine Hochterrasse vor mir zu haben.

Die Beziehungen der Schotter von Villefranche zu den liegenden Sanden, die wir auf eine Stauseebildung zurückführten, ist nicht direkt aufgeschlossen, und man könnte daher an einer Überlagerung zweifeln. Aber damit wären die gegenseitigen Altersbeziehungen nicht in Frage gestellt. Wir treffen abwärts an der Saône die Thone von Villevert und Neuville in höherem Niveau als die Terrasse von Villefranche; auf dieser aber befinden sich nicht lacustre Ablagerungen; sie ist eingeschachtelt in die Sedimente des Stausees der Riss-Eiszeit.

Gliederung der Riss-Würm-Interglacialzeit.

Mit ihrem aus den Lagerungsverhältnissen erhellenden interglacialen Alter steht die Fauna der Terrasse von Villefranche in Einklang. Wir treffen in ihr *Rhinoceros Mercki*, wie im interglacialen Kalktuffe von Flurlingen (S. 422) und in den interglacialen Schieferkohlen von Dürnten (S. 582), und mit letzteren haben sie auch *Elephas antiquus* gemein. Diese Arten bestimmten Depéret und Delafond, der Ablagerung ein interglaciales Alter zuzuweisen. Aber seither sind durch die Aufsammlungen von Savoye Arten gefunden worden, durch deren Fehlen Delafond und Depéret in der Annahme eines interglacialen Alters bestärkt wurden, nämlich *Rhinoceros tichorhinus*, *Elephas*

1) Sur la découverte de silex taillés dans les alluvions quaternaires à *Rhinoceros Mercki* de la vallée de la Saône à Villefranche. Compt. rend. Acad. Sc. Paris, 8. Aug. 1892.

2) Revue de l'école d'anthropologie. XIII. 1903. S. 68.

primigenius und *Cervus tarandus*. Diese Arten gelten im allgemeinen als glaciale. Aber wir kennen sie auch aus dem Löss, dessen interglaciales Alter wir gerade bei Lyon neuerlich feststellen konnten. Er hat allein hier mit der Terrasse von Villefranche 9 Säugetierarten, mehr als die Hälfte aller beobachteten, gemein. Mit Ausnahme von *Elephas meridionalis*, dessen Zähne in abgerolltem Zustande vorkommen und sich daher wahrscheinlich auf sekundärer Lagerstätte befinden, und der aus dem Oberpliocän stammenden *Vivipara Burgundina*, weist die Terrasse von Villefranche keine Art auf, die in den interglacialen Schichten im Umkreise der Alpen nicht auch vorkäme oder mit ihrem interglacialen Alter unvereinbar wäre. Bemerkenswert ist aber, dass wir bei Villefranche Arten zusammenfinden, die sonst getrennt vorkommen, nämlich die der interglacialen pflanzenführenden Schichten der Schweiz im Verein mit denen des Löss.

Dies Zusammenvorkommen wirft Licht auf die gegenseitigen Beziehungen der zwei Gruppen von interglacialen Ablagerungen, welche wir bisher kennen gelernt haben. Auf der einen Seite erscheint auf der ganzen Nordseite der Alpen der Löss stratigraphisch als interglaciale Ablagerung; er ist gekennzeichnet durch eine Herbivorenfauna und die Molluskenfauna von Grasfluren, was beides unvereinbar ist mit einem reichen Waldkleide des Landes. Reste eines solchen finden wir in den andern interglacialen Bildungen, in dem Kalktuffe von Flurlingen und in den Schieferkohlen von Dürnten, und ersterer enthält eine ganz andere Schneckenfauna als der von ihm nur wenige Kilometer entfernte Löss. Nur 4 von seinen 20 Arten kehren in dem von Gutzwiller¹⁾ näher untersuchten Löss von Basel wieder. Es ist undenkbar, dass die Bildung dieser pflanzenführenden Ablagerungen gleichzeitig mit der Ablagerung des Löss erfolgte. Die Funde von *Rhinoceros Mercki* bei Villefranche zeigen, dass beide Gruppen interglacialer Ablagerungen verschieden alt sind; denn wenn sie auch neben den Elementen der Lössfauna vorkommen, so gehören sie doch dem Liegenden des Lösses an. Der Horizont der Schweizer pflanzenführenden Schichten ist älter als der des Löss²⁾. Die Lössbildung folgte auf eine Zeit mit ausgedehntem Waldkleide, die sich im allgemeinen als eine Epoche der Erosion und Verwitterung offenbart. Letzterer Zeit muss aber die Einebnung der durch die vorhergegangene Riss-Eiszeit geschaffenen Unebenheiten vorausgegangen sein, deren Werke uns in der Ausfüllung alter Zungenbecken, in den Deltaschottern von Salzburg, Brannenburg usw. ebenso vorliegen, wie teilweise in den Thonen und Sanden des alten Stausees im Saônebecken unterhalb Villefranche, deren Bildung das Maximum der Post-Risszeit jedenfalls überdauert hat.

Es ist eine Reihe verschiedenartiger Vorgänge, welche in der Riss-Würm-Interglacialzeit stattgefunden haben. Sie vergewissern uns, dass es sich um eine Zeit von sehr langer Dauer handelt; sie bezeugen eine Änderung des Pflanzenkleides und damit zugleich einen Klimawechsel während der Interglacialzeit. Es folgte auf ein oceanisches Waldklima ein kontinentales Steppenklima. Wir bringen diese Ereignisse mit den entsprechenden Ablagerungen in folgender Tabelle zur Darstellung:

1) Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel. Verh. naturf. Ges. Basel. X 3. 1894. S. 512 (679).

2) Lehmerfüllte Verwitterungstaschen im Kalktuffe von Flurlingen, die von den dortigen Moränen bedeckt werden, zeigten an, dass die Würm-Vergletscherung durch eine längere Zwischenpause von der Ablagerung des Flurlinger Kalktuffes getrennt war. In den Verwitterungssäcken fand Wehrli Knochen von Rind und Hirsch. (Über den Kalktuff von Flurlingen. Vierteljahrsschrift d. nat. Gesell. Zürich 1894.)

| Vorgänge: | Ablagerungen: | | Flora u. Fauna | Klima |
|---|---|--|---|--------------|
| | Saônethal | Nordseite der Alpen | | |
| Zerstörung der während der Riss-Eiszeit geschaffenen Unebenheiten durch Erosion und Akkumulation. | Thone und Sande von Saint-Cosme unterhalb Villefranche. | Interglaciale Deltas. | | |
| Erosion und Verwitterung, Umlagerung der fluvioglacialen Schotter. | Terrasse von Villefranche. | Schieferkohlen von Dürnten, Tuff von Flurlingen. | Wald und Hirsche, Rhinoceros Mercki, Elephas antiquus. | oceanisch. |
| Lössbildung. | Löss. | Löss, Lehmsäcke im Tuffe von Flurlingen. | Steppe und Pferde, Rhinocerotichorhin, Elephas primigenius. | kontinental. |

Verbreitung von Löss und Lehm.

Die verwitterten Altmoränen der Umgebung von Lyon sind mit einer ausgedehnten Lössdecke überzogen, welche im Osten bis an die Jung-Endmoränen von Saint-Quentin—Anthon heranreicht und unter einen Ausläufer derselben bei Bianne einschiesst, welche aber im Süden nicht das ganze Moränengebiet einnimmt. Sie reicht nicht auf die Plateaus des Bas-Dauphiné herauf; sie fehlt zwischen denselben auf den Altmoränen von Bièvre-Valloire und den zugehörigen Schottern. Rhoneabwärts sind die Lössvorkommnisse bis Vienne noch häufig; Blatt Valence der Carte géologique détaillée verzeichnet noch einige in der Gegend von Valences; dann hört der Löss gänzlich auf. Die Südgrenze seines reichlicheren Auftretens bezeichnet etwa das Thal der Véga. Weiter südlich treten die älteren glacialen und fluvioglacialen Ablagerungen mit ihren rötlichen Verwitterungsprodukten direkt zu Tage. Die Farbe des Bodens wird rot; um Lyon ist sie noch braun. Die Westgrenze des Löss verläuft in 300—350 m Höhe am Abfalle des Plateau lyonnais; nach Norden erstreckt er sich weit in das Saônebecken hinein; doch ist er hier auf der Carte géologique détaillée nicht ausgeschieden. Der Mantel thonigen Lehms, welcher nach Arcelin¹⁾ den Abfall des Mâconnais bis 270 m Höhe bekleidet, dürfte eine Lössbildung sein.

Wir haben um Lyon sowohl typischen Löss mit einer reichen Conchylienfauna, als auch Lehm. Letzterer herrscht namentlich im Bereiche der Dombes; die Schilderung, welche Benoît²⁾ von dem dortigen „braunen Lehm“ und dem aus ihm hervorgehenden grauen Thon (terrain blanc gouteux) entwirft, erinnert lebhaft an die braunen und grauen Lehme auf den Deckenschotterfeldern Schwabens. Wir halten diese Lehme für verwitterten Löss; dieser ist auch dort, wo er frisch ansteht, oberflächlich in Lehm verwandelt; es hat eine „Rubefikation“ stattgefunden, die bereits Fournet als Verwitterungserscheinung erkannt hat, während spätere den dabei entstandenen roten Lehm als eigene Ablagerung deuteten³⁾.

Lössfauna. Schädel von Toussieux.

Ungemein reich ist die Conchylienfauna des Löss um Lyon. Sie ist von Lo-

1) Les formations quaternaires aux environs de Mâcon. Matériaux pour l'histoire primitive et naturelle de l'homme (2) VII, 1877 S. 105.

2) Esquisse de la carte géologique et agronomique de la Bresse et de la Dombes. Bull. Soc. géol. (2) XV 1858 S. 339.

3) Vergl. hierzu Falsan und Chantre II S. 410.

card¹⁾ eingehend beschrieben. Er unterscheidet drei Gebiete: Am Mont d'Or lyonnais enthält der Löss eine typische alpine Fauna, welcher in den Alpen heute eine solche in 2000—2500 m Höhe entspricht. In der Bresse weist die Lössfauna auf ein etwas milderes Klima, im Dauphiné endlich weicht sie von der heutigen nur wenig ab. Reich ist ferner die Säugetierfauna. Delafond und Depéret (S. 291) unterscheiden Lehm des Plateaus und hochgelegener Gebiete, charakterisiert durch *Elephas intermedius* Jourd. (eine zwischen *Elephas antiquus* und *Elephas primigenius* stehende Art), sowie Lehm der Gehänge mit *Elephas primigenius*. Aus dem Plateaulehm vom Mont d'Or und der Gegend von Sathonay führen sie an: *Elephas intermedius* Jourdan, *Elephas primigenius* Blum., *Ursus spelaeus* Blum., *Sus scrofa* L., *Cervus megaceros* Hart., *Bos primigenius* Boj.; aus den tiefer gelegenen Gebieten des Saône- und Rhonethales nennen sie: *Elephas primigenius* Blum., *Rhinoceros Jourdani* Lortet et Chantre, *Equus caballus* L., *Bos primigenius* Boj., *Bison priscus* Boj., *Cervus tarandus* L., *Areomys primigenia* Kaup. Falsan und Chantre erwähnen ausserdem — abgesehen von unsicher bestimmten Arten: *Rhinoceros tichorhinus* Cuv., *Cervus elaphus* L., *Nyctea nivea* Daud., sowie einen Menschenschädel, den Chantre 1868 bei Toussieux, südöstlich Lyon gefunden²⁾.

Chantre (S. 135) ist auf diesen Fund neuerdings zurückgekommen. Er ist ganz isoliert gemacht worden, ohne begleitende Fauna oder Geräte; auch ist nicht sicher, ob er in anstehendem oder verschwemmtem Löss gemacht ist. Wir können ihn daher prähistorisch nicht verwerten.

Alter und Entstehung des Löss.

Der Löss der Umgebung von Lyon gehört stratigraphisch der Riss-Würm-Interglacialzeit an; er bedeckt nur die Moränen der Riss-Vergletscherung und meidet die der Würm-Vergletscherung; bei Bianne lagert er zwischen beiden. Ob ausserdem auch ein älterer Löss vorkommt, wissen wir nicht. Delafond und Depéret unterscheiden zwar, wie oben erwähnt, einen älteren Plateau- von einem jüngeren Gehängelöss; aber ihr typischer Plateaulöss der Gegend von Sathonay liegt auf den Riss-Moränen, und ihr Gehängelöss greift nirgends auf die Niederterrassenschotter und Jungmoränen über, ist daher entschieden älter als diese. Es fallen also der Plateau- und der Gehängelöss in die stratigraphischen Altersgrenzen, die wir eben für den rhodanischen Löss angegeben haben. Das schliesst aber, wie wir später sehen werden, nicht aus, dass die Bildung des Löss noch während des Herannahens der Würm-Vergletscherung stattfand. Ist seine scharfe Grenze gegen Osten durch sein Alter gegenüber den dort herrschenden Jungmoränen bestimmt, so lehrt uns sein Abbrechen gegen Süden, dass seine Bildung in dieser Richtung aussetzte. Er fehlt in den mediterranen Gebieten Frankreichs und begleitet die fluvioglacialen Schotter nicht bis zum Meere. Er bleibt im Rhonegebiete ebenso hinter ihrer Verbreitung zurück, wie er im Donaugebiete (vergl. S. 111) darüber weit hinausgreift. Die Lössbildung ist also auch hier kein notwendiger Begleiter der eiszeitlichen Ablagerungen. Wir müssen sie auf einen eigenen Akt bez. eigene Akte in der Geschichte des Eiszeitalters zurückführen, die mit den Vergletscherungen nichts zu thun haben. Die staubartige Beschaffenheit seines Materiales, seine Grassteppenfauna, seine deckenförmige, nach Osten an Ausdehnung zunehmende Verbreitung kennzeichnen ihn als die Staubbildung eines kontinentalen Klimas, und seine wieder-

1) Description de la faune malacologique des terrains quaternaires des environs de Lyon Annales de la Soc. d'agriculture, histoire naturelle et arts utiles de Lyon (5) I 1878. S. 145—358.

2) Vergl. Lortet et Chantre. Études paléontologiques. S. 79.

holten Einschaltungen in die Serien der glacialen Ablagerungen neben den anderen interglacialen Ablagerungen lehren uns, dass das Klima des Eiszeitalters zwischen glacialen, gemässigten und kontinentalen Zuständen schwankte.

Dass der Löss der Gegend von Lyon zwischen zwei verschiedenen Vergletscherungen entstanden ist, hat bereits 1856 Scipion Gras ausgesprochen (Sur la période quaternaire dans la vallée du Rhone et sa division en cinq époques distinctes. Bull. Soc. géol. (2) XIV. 1856/1857 S. 207. Vergl. auch die Bemerkung ebenda XV. S. 344). Seine einschlägigen Beobachtungen decken sich aber nicht mit den unsern. Gras trennt die erraticen Blöcke von den eigentlichen Moränen und behauptet, dass erstere auf Löss aufruhten, während er die letzteren, die Ablagerungen mit gekritzten Geschieben, in das Liegende der Molassenkonglomerate des Plateaus von Chambaran verweist. Die Irrigkeit seiner Beobachtungen haben Falsan und Chantre (I. S. 498) eingehend nachgewiesen.

Delafond und Depéret (S. 292) weisen einem Teile des Löss, ihrem Plateaulöss, ein interglaciales Alter zu. Sie stützen sich dabei in erster Linie auf paläontologische Argumente, nämlich die Reste grosser Herbivoren; sie fixieren jedoch seine Bildungszeit auch stratigraphisch zwischen der grössten Ausdehnung der Gletscher und der Ablagerung der Thalschotter, die sie mit den Niederterrassenschottern zu ihren Schottern a^b zusammenfassen. Aus paläontologischen Gründen, nämlich wegen der Mammuthfunde, halten sie ihren Gehängelöss hingegen für eiszeitlich und erachten ihn für gleichzeitig mit ihrer zweiten Gletscherausdehnung, derjenigen bis zur Endmoräne Saint-Quentin—Anthon. Wir würden erwarten, dass in diesem Falle der Gehängelöss sich auch auf die Niederterrassen erstreckte, was nicht der Fall ist. Aber wenn er auch diese meidet, so kann seine Bildung nichts desstoweniger in die Würm-Eiszeit fallen, nur muss sie beim Maximum von deren Vergletscherung abgeschlossen gewesen sein. Mit dieser Beschränkung können wir der Annahme Delafond's und Depérets über das eiszeitliche Alter des Gehängelöss beipflichten. Chantre steht auf dem Boden von Delafond und Depéret und teilt ausführliche Tabellen über die Funde von Elephas intermedius und Elephas primigenius mit, in denen er jedoch die Funde aus dem Löss mit denen aus den Schottern zusammenwirft und deswegen den von Elephas primigenius aus den Hochterrassenschottern von La-Demi-Lune in die Epoche des Gletscherrückzuges verweist (S. 129).

Den genetischen Ansichten von Delafond und Depéret können wir nicht beipflichten. Der Plateaulehm ist nach ihnen durch Verwitterung der die Landoberfläche bildenden Ablagerungen, der Gehängelöss durch das Herabrieseln feinerer Bestandteile an den Gehängen entstanden. Der Umstand, dass sie selbst aus dem Lehm der Plateaus nicht wenige Fossilreste anführen, widerspricht der Auffassung, dass in ihm ein Verwitterungsgebilde vorliegt. Auch habe ich mich auf dem Hügel südlich von Saint-Fons vergewissern können, dass hier auf der Höhe echter Löss liegt. Das Herabrieseln von Material spielt in allen Lössgebieten eine grosse Rolle, und es sind dadurch auch bei Lyon am Fusse von Gehängen jugendliche Ablagerungen entstanden. Darauf hat bereits Fournet hingewiesen (Note sur les phénomènes du lehm. Bull. Soc. géol. (2) XVI 1859, S. 1049), welcher ähnlich wie später Delafond und Depéret, ausführte, dass durch das Herabrieseln feinerer Bestandteile aus Verwitterungslehm ein reiner Lehm entstände: Er fand römische Backöfen im Lehm begraben, und ebenso fanden Falsan und Chantre die Reste einer römischen Villa unter 3 m Lehm (II. S. 416). Aber bei solchem Herabrieseln der erdigen Bestandteile eines naturgemäss kalkfreien Verwitterungslehmes kann niemals kalkreicher, lockerer Löss entstehen; solcher kann sich beim Herabrieseln immer nur auf Kosten von Löss bilden. Der Gehängelöss setzt bereits vorhandenen, höher gelegenen Löss voraus, dessen Vorhandensein durch die Annahmen von Delafond und Depéret sowie von Fournet nicht erklärt wird.

Die strenge Scheidung von Löss und Lehm auf der einen Seite und von Verwitterungslehm auf der anderen ist in der Umgebung von Lyon bereits von Falsan und Chantre (II S. 410) durchgeführt worden. Sie bringen den Löss mit der Vergletscherung in Beziehung und deuten ihn als Gletscherschlamm, abgelagert in Gewässern, die vom Eise bis 300 m aufgestaut waren; doch hat Chantre später (L'homme quaternaire S. 64) von der Annahme einer solch grossartigen Aufstauung abgesehen und den Löss als eine in der Peripherie der Gletscher entstandene Schlammablagerung gedeutet, die in ihren höchsten Lagen zur Zeit der Altmoränen, in den tieferen zur Zeit der Jungmoränen entstanden sei. Ist zwar durchaus nicht unwahrscheinlich, dass der Lehm

der Dombes stellenweise durch Verwitterung lacustrer Thone hervorgegangen ist, die in flachen Lachen vor dem Eise abgelagert wurden, so kann dies nicht vom Lehm und Löss unseres Gebietes im allgemeinen gelten; denn deren Verbreitung ist, wie wir gesehen haben, vom Glacialphänomen unabhängig. Vor allem aber widersprechen die Landconchylien im Löss jedwelcher Hypothese lacustrer Entstehung.

Jungmoränen des Isèregletschers.

Während sich die Altmoränen des rhodanischen Gletschers in einem grossen, nur wenig gelappten Bogen um den Ausgang des Rhonethales krümmen, welcher einen einheitlichen Eisfächer begrenzt, verraten die Jungmoränen das Vorhandensein von getrennten Gletscherzungen am Ausgange des Gebirges, also ein Zerfallen des rhodanischen Gletschers in seine Bestandteile. Die eine Zunge kam aus dem Isèrethale, die andere aus dem Durchbruche der Rhone und seinen Seitenthoren.

Die Zunge des Isèregletschers hat sich thalabwärts bis in die Gegend von Vinay erstreckt. Bei Rovon endet ihr stattliches Zungenbecken, und unvermittelt setzt das breite Schotterfeld von Vinay ein (vergl. Fig. 86 S. 657); eine Stirnmoränenlandschaft fehlt; die äussersten bei Rovon in 200 m Höhe auftretenden Moränen sind Grundmoränen. An der rechten Thalflanke ziehen sich deutliche Ufermoränen entlang, die sich in der Gegend von Chantesse bis zum Schlosse Décumane in einzelnen Absätzen bis 440 m Höhe erheben. Ihre gut kenntliche Wallform und der geringe Grad ihrer Verwitterung charakterisieren sie als Jungmoränen; sie lassen auf einen etwas weiter reichenden Gletscherstand schliessen, als die äusserste Grundmoräne bei Rovon. Genau ebenso wie am Gmundener See (vergl. S. 209) ist im Isèrethale die Endmoräne durch Niederterrassenschotter ersetzt, von denen aber nur ein Teilfeld bis an den Rand des Zungenbeckens reicht.

Auch am Thale von Bièvre-Valloire bricht das grosse Niederterrassenfeld der Bièvre gegen das 250 m tiefer gelegene Zungenbecken des Isèregletschers jäh ab und wird nicht durch Moränenwälle von ihm getrennt (vergleiche Aufriss Tafel II). Aber unweit seines Abbruches ragen aus ihm einzelne niedere Moräneuhügel heraus, z. B. bei Miplaine bis auf 476 m, und stellen sich Terrassierungen ein, wie z. B. bei Beaucroissant, wo Kilian eine Terrasse von etwa 455 m Höhe fand. Unter seinen Schottern verzeichnet Charles Lory auf Blatt Grenoble einen bis etwa 350 m Höhe reichenden Miocänsockel, an welchen sich ostwärts die schon S. 657 erwähnten deutlich terrassierten Moränen lehnen. Sie dürften einem neuerlichen Gletschervorstoss angehören; denn sie breiten sich, obwohl bereits im Zungenbecken des Isèregletschers gelegen, über Schotter, denen an der Kirche von Rives ein Kalktufflager eingeschaltet ist. Sie treten namentlich in der Umgebung von Voiron auf. Thalaufwärts schmiegen sich die einzelnen Wälle nacheinander an das rechte Thalgehänge an; thalabwärts lässt sich nur der äusserste von ihnen in Spuren über Tullins hinaus bis Poliéas verfolgen; er senkt sich, wie Fig. 86 (S. 657) zeigt, dermassen, dass er bei Rovon gerade das Niveau des Teilfeldes von Vinay erreichen würde, welches man deswegen als sein fluvioglaciales Äquivalent ansehen kann. Die inneren Wälle dagegen brechen zwischen Moirans und Tullins gegen die ebene Sohle des Zungenbeckens ab; dies erweckt den Eindruck, als ob sie hier vielleicht durch die Isère, deren Mäander durch die ebene Thalsole noch durchschimmern, erodiert seien.

Der innere Kranz von Jung-Endmoränen des Isèregletschers bei Voiron wird von dem Zuge der äusseren bei Miplaine durch den Lauf des Fures getrennt, welcher vorwiegend ein peripherischer Fluss ist und erst in seiner untersten Strecke in das Zungenbecken abschwemmt. Weiter südlich ist es das Thal von Chantesse, welches

beide Endmoränenkränze scheidet; offenbar ist es von der Fures durchflossen gewesen, solange als das Zungenbecken noch vom Eise eingenommen war. Damals kann auch die heutige Morges nicht vorhanden gewesen sein, welche, bei Voiron vorbeifliessend, dem Zungenbecken Wasser von Norden her zuführt. Sie dürfte sich über Saint-Nicolas-de-Macherin der Fures zugewendet haben, die Gletscherzunge von Voiron umziehend. Mächtige von Kilian¹⁾ erwähnte Deltaschotter in der Gegend von Saint-Etienne-de-Crossey verraten, dass dieser alten Morges, dort wo sie den Gletschersaum erreichte, durch die Enge von Le Crossey ein Zufluss aus dem Becken von Saint-Laurent-de-Pont tributär wurde, und hier zeigen sehr mächtige, am Guiers mort gelegene Schotter das ehemalige Vorhandensein eines bis über 500 m Höhe gespannten Stausees an. Es muss also damals auch dem Guiers sein heutiger, zur Rhone gerichteter Lauf versperrt gewesen sein, sodass er gezwungen war, zur Isère überzuströmen. Dies ist mutmasslich durch Eismassen verursacht gewesen, welche das Zungenbecken von Cordon erfüllten und ihre Endmoränen bei Morestel aufbauten. Wir erachten sie daher als gleich alt mit den äussersten des inneren Kranzes von Voiron.

Bei Passieren der mächtigen Deltaschotter von Saint-Laurent-de-Pont hatte ich vom Wege zur grossen Chartreuse aus den Eindruck, als ob ihnen bei Provenches Moränen eines aus dem Massiv der Grande Chartreuse gekommenen Gletschers aufgelagert seien; doch hatte ich nicht Gelegenheit, diese Ablagerung zu untersuchen.

Der aus dem Isèrethale kommende Gletscher hatte ein sehr steiles Gefälle. Die Stellen, wo wir seine Grenzen beim Schlosse Décumane und Miplaine in 440 m bez. 476 m Höhe festlegen konnten, liegen nur 17 km von der Mündung des Isèrethales bei Voreppe, wo jugendliche erratische Spuren noch bis 1000 m Höhe reichen; das weist auf ein Zungengefälle von über 30 ‰. War es unterhalb Décumane nicht steiler, so reichte das Eis gerade bis Vinay und hielt sich genau in den Grenzen, welche Charles Lory für die erratischen Blöcke auf Blatt Grenoble angiebt.

Zungenbecken an der Isère.

Das Zungenbecken an der Isère knüpft sich an eine Molassemulde zwischen den Ketten des Vercors im Osten und einer Aufwölbung von älteren Kreidekalken zwischen Tullins und Rovon im Westen. Es ist ringsum von Aufragungen älteren Gesteines umgeben. Wir treffen nicht bloss einen Molassesockel unter dem Niederterrassenfelde der Bièvre, sondern auch die Isère schneidet einen solchen unter ihren Niederterrassen an. Unmittelbar nach Rückzug der letzten Vergletscherung muss unser Becken einen See enthalten haben, dessen Spiegelhöhe durch die Höhe des Teilfeldes der Niederterrasse bei Rovon (230 m) bestimmt war. Seine Tiefe und Erstreckung dürfte beträchtlich gewesen sein. Zwei Bohrlöcher von 63 und 75 m Tiefe haben bei Grenoble nur Sand und Lehm erschlossen und bei 150 m Meereshöhe noch keinen Fels angetroffen.

Bereits Delebecque hat einen solchen See im Isèrethale gemutmasst (Sur l'âge du lac du Bourget. Comptes rendus de l'académie des Sc. 26. Nov. 1894. Comptes rendus des collaborateurs. 1894. S. 83. Les lacs français 1898. S. 308). Ich trage gleich Lugeon (Les dislocations des Bauges. Bull. serv. carte géol. 77. XI. 1900 S. 22) Bedenken, Deltaschotter, die man unweit des Bahnhofes Cruet oberhalb Montmélian sieht, auf diesen See zurückzuführen. Wir sind hier mindestens 50 m über dem Niveau des Niederterrassendamms von Rovon.

Die Möglichkeit, dass der untere Teil unseres Zungenbeckens von der Fortsetzung der Moränen von Voiron erfüllt war, haben wir oben angedeutet. Ihre Ausräumung dürfte wesentlich

1) Comptes rendus des collaborateurs 1897. S. 143.

durch den Riegel von Urgonkalken gefördert gewesen sein, den die Isère beim Verlassen des Zungenbeckens passiert, und der eine Erosionsbasis für die aufwärts gelegenen Partien abgab.

Jungmoränen des Rhonethalglatschers.

Die Gletscherzunge, welche den Jung-Endmoränenwall von Saint-Quentin—Anthon aufgebaut hat, ist der äusseren Moränengrenze von Lyon auf 25 km, der von den Dombes aber nur auf 35 km nahe gekommen. Der südliche Teil ihres Endmoränengürtels ist bisher noch nicht näher untersucht worden; wir nehmen an, dass er im wesentlichen auf der Wasserscheide zwischen Bourbre und den in westlicher Richtung der Rhone zufließenden Rinnalen gelegen ist; denn im Bereiche der Bourbre verzeichnet Douxami auf Blatt Chambéry der Carte géologique détaillée zahlreiche Moränenvorkommnisse, während die westwärts gerichteten Flüsse von Schotterfeldern begleitet werden. Ist diese Annahme richtig, so hebt sich die Jung-Endmoräne des Rhonethalglatschers gegen Südosten zu allmählich auf über 570 m Meereshöhe und kommt am unteren Ende des 36 m tiefen Lac de Paladru dem Austritte der Rhone aus dem Kettenjura bei Cordon auf 25 km nahe, während der rund bis 300 m ansteigende Endmoränenwall St.-Quentin—Anthon 40—45 km weit davon entfernt ist. Das weist auf ein Oberflächengefälle des Gletschers von 13 ‰ und auf eine Höhe desselben bei Cordon von 900 m.

Bei Lagnieu schmiegt sich unser Endmoränengürtel unmittelbar an den Jura an; mutmasslich setzt er sich am Südabfalle des im Mollard-de-Don gipfelnden Rückens, an demselben aufsteigend, fort. Riche und Douxami verzeichnen auf Blatt Chambéry der Carte géologique détaillée zwischen Villebois, Benonces, Lompnaz, Marchamp und Inimond ausgedehnte Moränenbildungen, welche möglicherweise die rechte Ufermoräne vom Rhonethalglatscher der Würm-Eiszeit darstellen. Im Südosten schmiegt sich die mutmassliche Fortsetzung unseres Moränengürtels südlich vom Lac de Paladru an die Jungmoränen des Isèregletschers um Moirans an; Isère und Rhonethalglatscher sind hier wohl zusammengestossen, aber nicht zu einem einheitlichen Strome verwachsen gewesen.

Mutmasslicher Stausee im Ainthale.

Aus dem Moränenwall Saint-Quentin—Anthon greifen die Jungmoränen stellenweise noch etwas heraus. Die Überlagerung des Löss durch solche bei Bianne liegt etwa 4 km westwärts von unserem Walle, auf einem ihm vorgelagerten Rücken. Diesem entspricht am rechten Rhoneufer der von Depéret¹⁾ beschriebene Rücken von Bèlignieux (279 m), welcher gleichfalls nach meinen Beobachtungen aus wenig verwitterter Jungmoräne besteht. Aufgesetzt ist dem Hügel eine Deltabildung, die in einem glacialen Stausee abgesetzt sein dürfte. Ein solcher See musste im unteren Ainthale solange bestehen, als der Rhonethalglatscher, wie die Moränen von Bèlignieux anzeigen, bis unmittelbar an das Plateau der Dombes heranreichte. Ein Auslass bot sich ihm im Norden; hier beginnt bei Pont-d'Ain in weniger als 280 m Höhe fast 40 m über dem Ain ein verlassenes Flussthal, das sich über Bourg zur Reyssouze zieht. Nach Delafond und Depérets Karte besteht sein Boden aus Niederterrassenschottern (a^{1b}).

Der See im Ainthale ist ein würmeiszeitliches Seitenstück zum viel grösseren See im Saône-thale der Riss-Eiszeit. Jedenfalls ist er von viel kürzerem Bestande gewesen. Er konnte nur

1) Note sur les terrains de transport alluvial et glaciaire des vallées du Rhône et de l'Ain. Bull. Soc. géol. (3) XIV. 1886. S. 122. — Den liegenden Schotter, auf Blatt Lyon als a^{1a} bezeichnet, stelle ich zur Niederterrasse.

so lange existieren, als der Gletscher bis an die Dombes reichte; sobald sich derselbe zurückzog, brach der See aus, und an seinem Boden wurden grobe Ain-Schotter abgelagert; sie verwachsen mit dem Teilfelde der Niederterrassenschotter an der Rhone, das bei Valbonne die äussersten Vorkommenisse der Jungmoränen durchbricht und etwas tiefer liegt als die Terrasse von Villeurbanne.

Zungenbecken an der Rhone.

Der von der grossen Jung-Endmoräne Saint-Quentin—Anthon umschlossene Raum zeigt eine andere Anordnung als die gewöhnlichen Zungenbecken. Zwar erstreckt sich unmittelbar hinter den Endmoränen tieferes Land, in welchem sich Bourbre und Rhone begegnen; aber aus demselben steigt alsbald eine Erhebung auf, welche den Endmoränenwall um rund 150 m überragt. Es ist die Ile Crémieu, ein Stück Tafeljura, welches sich vor die sich nach Südosten zurückbiegenden Falten legt und an einen äussersten Vorposten des Zentralplateaus bei Chamagnieu stützt. Haben wir aber die Höhen der Ile Crémieu erstiegen, dann liegt ein typisches Zungenbecken vor uns. Die Juratafel dacht sich gegen den Austritt der Rhone aus dem Jura bei Cordon ab; in gleicher Richtung senken sich die südlich von ihr befindlichen Molassehügel der Terres Froides, und beide Landschaften werden von Furchen durchzogen, die ganz nach der Art von Zweigbecken vom Ausgange des Rhonethales ausstrahlen und grösserenteils zentripetal entwässert werden. Während die Rhone der nördlichsten mit nordwestlich gerichtetem Laufe folgt, fliesst in der nächsten die Save zentripetal von Westen nach Osten der Rhone zu. Zentripetal wird weiter das Becken von Biol durch den Hien, das von Virieu durch die obere Bourbre, das von Saint-Geoire durch den Ainan entwässert; nur eines noch hat einen zentrifugalen Ausfluss: das des Sees von Paladru, welcher die Fures zur Isère sendet. Wir glauben, dass Delebecque¹⁾ durchaus das Richtige trifft, wenn er dieses Zweigbecken auf glaciale Erosion zurückführt und zugleich auch offen hält, ob es nicht durch eine Moräne im Thale der Fures abgedämmt sei.

Alle die genannten Zweigbecken gruppieren sich um ein grosses Stammbecken vor dem Austritte der Rhone aus dem Faltenjura bei Cordon. Es reicht gegen Westen bis Morestel und hat in dieser Richtung zwei Öffnungen: der einen folgt die Rhone, die andere wird durch einen Thalzug bezeichnet, der durch die Save zentripetal, durch die obere Bourbre zentrifugal entwässert wird; die Wasserscheide liegt hier kaum 25 m über der tiefsten Stelle des Stammbeckens. Das ist die Tiefenlinie der Terres basses. Zwischen ihr, der Rhone und der unteren, an den Endmoränen entlang fliessenden Bourbre erhebt sich inselähnlich die Juratafel der Ile Crémieu. Wir haben es also genau genommen mit einem grossen Zungenbecken zu thun, aus dem insel förmig mit alpenwärts gerichteter Abdachung ein Stück Tafeljura aufragt, während es sich sonst über die subalpine Molasse erstreckt. Es ist der petrographische Gegensatz zwischen leicht erodierbaren Molasseschichten und schwerer zerstörbaren Jurakalken, welcher die eigenartige Gliederung des Zungenbeckens am Ausgange des Rhonethales bestimmt. Inwieweit sie überdies noch durch eine jugendliche Hebung der Ile Crémieu, an die man denken könnte, verursacht ist, entzieht sich vorläufig noch unserer Kenntnis.

Jungmoränen im südlichen Jura. Höhe der Schneegrenze im Norden.

Wenn der Rhonethalgletscher beim Verlassen des Jura unweit Cordon aller Wahrscheinlichkeit nach bis 900 m Höhe reichte, dürfte er weiter oberhalb beim Passieren der zweiten Jurakette nicht viel geringere Höhe gehabt haben, als der grosse rhodanische Gletscher zur Zeit seiner grössten Ausdehnung. Er hat daher gleich diesem

1) Les lacs français. Paris 1898. S. 339.

sich im südlichen Jura verbreiten können; doch ist es zur Zeit noch nicht möglich, hier die Spuren beider mit Sicherheit von einander zu trennen. Nur an einer Stelle sind bisher Jung-Endmoränen nachgewiesen worden: Delebecque¹⁾ fand solche unterhalb des Sees von Nantua bei Brion; an sie schliesst sich das breite Niederterrassenfeld von Saint-Germain-de-Béard bis Condamine, in das der Oignin sein Bett 35 m tief eingegraben hat, wobei er Glacialbildungen blosslegte. Das Gletscherende, von welchem der 43 m tiefe See von Nantua durch eine Schotterfläche getrennt ist, lag hier 480 m hoch. Wie auch sonst im Jura, sind die Zungenbecken der letzten eiszeitlichen Gletscher noch teilweise Seen.

Der benachbarte 22 m tiefe See von Sylans, gleichfalls im Thalzuge Bellegarde-Nantua gelegen, ist hingegen nach Delebecque (Les lacs français S. 245) durch einen Bergsturz aufgedämmt.

Die stattliche Vergletscherung im Jura weist auf eine sehr tiefe Lage der eiszeitlichen Schneegrenze; doch ist deren schärfere Bestimmung überall dort, wo alpines Eis in unser Gebirge eingedrungen ist, nicht möglich. Anders im Gebiete des Ain, wo, wie wir gesehen haben, noch zur Würm-Eiszeit einzelne Lokalgletscher bis in die Combe de l'Ain (500 m) herabgereicht haben. Sie konnten nur bestehen, wenn das ganze obere Gebiet des Ain mit einer ziemlich zusammenhängenden Eismasse bedeckt war, die vom Mont Risoux (1379 m) ausging, wenn also eine nahe bis zur Combe de l'Ain reichende Plateauvergletscherung vorhanden war. Bei einer Mittelhöhe des Plateaus von kaum 900 m glauben wir bereits hoch zu greifen, wenn wir die Höhe der zugehörigen Schneegrenze auf 1000 m schätzen. Auf höchstens 900 m aber dürfen wir sie für die Riss-Eiszeit ansetzen, während welcher das Jura-Eis zwischen Lons-le-Saunier und Poligny bis an das Vorland des Jura heranreichte. Die eiszeitliche Schneegrenze lag im Winkel zwischen dem helvetischen und rhodanischen Gletscher nicht höher als einen Breitengrad weiter nördlich am Nordsaume der Ostalpen (vergl. S. 255).

Eine nicht unerheblich tiefere Lage ergibt sich für die Schneegrenze der Riss-Eiszeit im Ain-Gebiete. Delebecque hat kürzlich eine Karte der hier vorhandenen Moränenvorkommnisse zusammengestellt (Bull. serv. carte géol. XIII. No. 90) und in den erläuternden Bemerkungen ausgesprochen, dass manche Vorkommnisse in grosser Höhe über dem Ain und im Thale der Valouse von Lokalgletschern herrühren könnten, die sich an Berge von 700—800 m, ja nur von 600 m Höhe lehnten. Trifft diese Mutmassung zu, so würde die Schneegrenze der Riss-Eiszeit hier auf unter 600 m anzusetzen sein. Dann aber könnte es sich nicht um Lokalgletscher, sondern müsste es sich um eine Vergletscherung von ganz riesigen Dimensionen handeln. Delebecque's Argumente bestehen im wesentlichen darin, dass der Ainthalgletscher an den in Rede stehenden Stellen nicht die erforderliche Mächtigkeit gehabt habe. Wir sind bei Saint-Maurice d'Echazaux 18 km vom Gletscherende bei Hautecour entfernt; bei einem Gefälle von nur 15‰ würde seine Oberfläche hier schon in 570 m Höhe, also erheblich über den Moränen der Gegend zu liegen kommen. Wir glauben daher, dass die Nötigung entfällt, sie als Ablagerungen von Lokalgletschern aufzufassen, und betrachten sie ebenso wie die des Surandthales gleich denen des Plateaus westlich der Combe d'Ain als die Werke von Ausläufern einer allgemeinen Vergletscherung des Jura, die bis 300 m Höhe herabreichte; darnach ist auf eine Schneegrenze während der Riss-Eiszeit in etwa 800 m Höhe zu schliessen. Unsere auf unserem Kärtchen S. 702 gezogenen Grenzen dieser allgemeinen Vergletscherung sind durch Verbindung der äussersten auf der Carte géologique détaillée angegebenen Moränenvorkommnisse erhalten, wobei wir im Gegensatz zu Delebecque die von A. Girardot beim Congrès des Sociétés savantes à la Sorbonne 1897 erwähnten mit einbezogen haben. Wir heben aber hervor, dass wir nicht Gelegenheit hatten, die Moränen des Aingebietes

1) Comptes rendus des collaborateurs 1895, S. 197. Contribution à l'étude des terrains glaciaires des vallées de l'Ain et de ses principaux affluents. Bull. serv. carte géol. 90. XIII 1902 S. 10.

selbst zu sehen, und uns über ihre richtige Deutung nicht vergewissern konnten. Auch Girardot's Mitteilungen waren uns nicht zugänglich.

Jungmoränen im Vercors. Höhe der Schneegrenze im Süden.

Ganz anders liegen die Dinge, wenn wir kaum zwei Grade nach Süden, an die linke Flanke des rhodanischen Gletschers gehen. Trotz seiner beträchtlichen 1600 m überschreitenden Höhe hat der Vercors im Westen keine Gletscher ins Isèrethal hinab gesendet. Weit erstrecken sich, wie Kilian¹⁾ gezeigt, an der Bourne Schotterterrassen aufwärts, und Moränen findet man erst in ihrem Quellgebiete hoch oben auf den Höhen des Vercors. Charles Lory verzeichnet solche auf Blatt Grenoble der Carte géologique détaillée hier im Norden bei Autrans in über 1000 m Höhe; und bemerkt in der Note explicative dazu: „Die Bildung von Lokalgletschern scheint in den Alpen des Dauphiné nur in Gebieten stattgefunden zu haben, die auf eine gewisse Ausdehnung von Gipfeln mit mindestens 1600 m Höhe beherrscht sind.“ In der That erhebt sich die Umräumung des alten Gletschers von Autrans auf 1600 Höhe; bei einer Höhe des Zungenendes von über 1000 m kann man darnach auf eine Höhe der Schneegrenze von höchstens 1400 m schliessen. Dem entspricht, dass Charles Lory auch im südlichen Vercors nur hochgelegene Moränen z. B. bei la Chapelle in 860 m, bei Saint-Agnan-en-Vercors in 800 m Höhe verzeichnet. Es stieg die eiszeitliche Schneegrenze am Alpenrande im Bereiche des rhodanischen Gletschers rasch an und lag an dessen Südflanke 300—400 m höher als an der Nordflanke

Im Einklange hiermit steht, dass die aus dem Isèrethale gekommenen Eismassen von den aus dem Rhonethale sich ergießenden so leicht zur Seite geschoben werden konnten, dass ferner rhodanisches Eis in das Massiv der Grossen Chartreuse eindringen konnte, ohne daran von Lokalgletschern gehindert zu werden.

III. Inneralpine Glacialbildungen des rhodanischen Gletschergebietes.

Obere Gletschergrenze und Kare. Übertiefung des Rhonethales. Riegeldurchbrüche. Aussetzen der Übertiefung zwischen Genfer See und Seyssel. Isèrethal, pliocäner Thalboden. Lac du Bourget. Lac d'Annecy.

Moränen. Terrassen des Isèrethales, Kohlen von Chambéry. Schichten von Eybens bei Grenoble. Ähnlichkeit der Isèrethalterrasse mit der Innthalterrasse. Moränen von Sassenage. Schwankung der Würm-Eiszeit. Interglacialer Kalktuff. Schotter im Rhonethale. Schotter am Fier, Gorge du Fier, Epigenetische Schluchten.

Dracthalgletscher. Übertiefung des Thales der Romanche. Moränen im Romanchethale. Verbauung des Dracthales. Zerfall des Dracthalgletschers. Schwäche des Dracthalgletschers.

Obere Gletschergrenze und Kare.

Die obere eiszeitliche Gletschergrenze, welche wir in den Ostalpen und in der Schweiz bis in die innersten Winkel des Gebirges hinein verfolgen konnten, ist in den französischen Alpen noch wenig bekannt. Wir haben sie für das Rhone- und Isèregebiet bereits S. 661 angegeben, soweit es nach der vorliegenden Literatur möglich ist und gezeigt, dass sie sich den dortigen Jung-Endmoränen eng anschliesst, weswegen wir sie der Würm-Eiszeit zuweisen. Für die oberen Verzweigungen des Isèregebietes haben wir keine Daten beibringen können. Hier ist eine Lücke in unserer Kenntnis über die obere Gletschergrenze in den Alpen, die uns hindert, den Formenschatz des dortigen Gebirges in den Kreis unserer Betrachtung zu ziehen.

1) Nouvelles observations géologiques dans les Alpes Delphino-Provençales. Bull. serv. carte géol. 75 XI. 1900 S. 13. Comptes rendus des collaborateurs 1900. S. 87.

Kare.

Bekannt ist hier lediglich das Vorhandensein der Kare. P. Lory hat auf ihr Dasein hingewiesen (Les cirques de montagne. Revue des Alpes Dauphinoises III. 1901 März.) Für ihre weitere Untersuchung bietet die Chaîne de Belledonne an der linken Seite des Graisivaudan ein ergiebiges Feld. Unser Vollbild S. 684 lässt die obere Gletschergrenze deutlich erkennen; sie verläuft dort, wo sich die sanften breiten Formen gegen das steiler ansteigende Gebirge absetzen, und deckt sich ziemlich genau mit der Grenze zwischen den weichen Liasschiefern und dem Urgebirge. Letzteres trägt, wie vielfach sonst, den Karlingtypus in ausgeprägter Weise. Wir erkennen Kare unter den Hauptgipfeln der Belledonne und der Grande Lance; sie knüpfen sich ausschliesslich an Erhebungen von 2300—2500 m Höhe; von den zahlreichen Hochseen reichen wenige unter 2000 m Höhe herab, so im Hochthale zwischen der Grande Lance de Domène und Le Colon; hier der Lac Crozet (1968 m hoch, 37 m tief), dann der Lac du Petit-Doménon (etwa 2400 m hoch, 27 m tief) und der benachbarte Lac du Grand-Doménon (etwa 2400 m hoch, 11,5 m tief); unter den prallen Wänden der Belledonne ferner der Lac Blanc (etwa 2000 m hoch).

Auffällig ist die Verschiedenheit der Höhe dieser Karseen von der Höhe der Schneegrenze, die wir im benachbarten Vercors zu höchstens 1400 m bestimmten; sie liegen zugleich auch hoch über der oberen Grenze des Thalglatschers. Wie weit die aus ihnen kommenden Gletscher gereicht haben, ist noch nicht untersucht.

Neben den Karseen birgt die Belledonnekette noch eine Gruppe anderer Seen, die Sieben Seen oder Sept-Laux. Sie knüpfen sich an den 2234 m hohen Col des Sept-Laux, welcher die Belledonnekette quer durchsetzt und das obere Thal der Bréda mit dem der Odole verbindet; sie scheinen insgesamt Felswannen zu sein; der Lac de Cotepeu besitzt die aussergewöhnliche Tiefe von 70,5 m. Haben wir es vielleicht hier und bei Serre Montgaut (vergl. S. 695) ähnlich wie am Arlberge (S. 275) mit Felswannen zu thun, die ein über den Pass fliessender Gletscherast ausgefurcht hat?

Übertiefung des Rhonethales.

Das an das Zungenbecken des Rhonegletschers sich anschliessende Stück des Rhonethales ist nicht in so einheitlicher Weise übertieft, wie die meisten in die subalpinen Zungenbecken mündenden Thäler. Es zerfällt in eine Reihe übertiefter Weitungen, welche durch Engen von einander getrennt sind. Die ersteren knüpfen sich an Synklinale der Molasse, welche zwischen Juraantiklinalen eingesenkt sind, und letztere werden durch die Rhone in Engen durchmessen. So treffen wir unmittelbar oberhalb des Stammbeckens von Morestel-Cordon eine Enge am Abfalle des Faltenjura, durch die wir in das Molassebecken von Belley gelangen. Von hier treten wir durch die Enge von Pierre-Châtel in die Molassenmulde, in welcher sich die grossen Sümpfe von Lavours erstrecken, und diese hängen über eine Einsenkung der zweiten Jurakette mit den Sümpfen von Chatagne zusammen, die im Bereiche einer dritten Molassenmulde liegen. Letztere bezeichnen die oberste übertiefte Partie des Rhonethales in Frankreich: Stumpf endet sie bei Seyssel und hängt nicht mit der übertieften Wanne des Genfersees und dem übertieften Thale des Wallis zusammen; dafür aber erstreckt sie sich in der Molassenmulde am Ostfusse der zweiten Jurakette über den See von Le Bourget und die Cluse von Chambéry südwärts bis zum Isèrethale.

Die Riegel zwischen den einzelnen übertieften Thalstrecken sind nun keineswegs einfache Antiklinalen, sondern stellen meist Ebenheiten dar, welche die Schichten quer abschneiden und einen mutmasslich präglacialen Thalboden quer durch den Jura hindurch zu verfolgen gestatten.

Als erste dieser Ebenheiten können wir die Ile Crémieu betrachten, welche wir im Zungenbecken des Rhonegletschers kennen gelernt haben. Sie erreicht in ihren höchsten Partien ein Niveau von rund 400 m. Weiter ist das Becken von Belley in eine Ebenheit eingesenkt. Diese ist durch eine ganz aussergewöhnlich stark entwickelte Rippung ausgezeichnet, die dem Lande im einzelnen einen äusserst unebenen Charakter verleiht. Mögen sie aber aus Bathonien oder Rauracien,

aus Valanginien- oder Urgonkalken bestehen, die einzelnen Rippen halten sich in Höhen von rund 500 m und bilden gegenüber ihrer höheren Umgebung ein ganz bestimmtes Niveau. Sie knüpfen sich an ein Gebiet sehr enger Faltung; doch zeigen keineswegs alle so struieren Teile des Jura das Phänomen der Rippung in gleicher Grossartigkeit. Die breite Bodenfläche des stufenförmig mündenden Val Romey setzt das Niveau der gerippten Ebenheit von Belley nach Norden in den Jura hinein fort; es mündet in rund 500 m Höhe, steigt aber bald auf 700 m an. Im Becken von Seyssel, an der Einmündung der Usses, endet das übertiefte in die Länge gezogene Zungenbecken des Rhonethales stumpf; im Winkel zwischen der zweiten Jurakette und dem Vuache treffen wir abermals auf eine Ebenheit von 500–600 m Höhe. Die Rhone fliesst hier nicht, wie weiter unterhalb in breitem versumpftem Thale, sondern in einen Cañon, dem G. Bourdon eine sehr ausführliche Darstellung gewidmet hat (Le Cañon du Rhône. Bull. Soc. de géographie (7) XV. 1894, S. 70. (7) XV. 1895, S. 75 und 219). Weiter Rhone aufwärts hat Brückner im Bereich des Genfer Sees die präglaciale Landoberfläche in 700–800 m Höhe festgestellt, was gut mit meinen Ergebnissen im Jura stimmt (Gefälle $4\frac{0}{100}$).

Den Wechsel zwischen Weitungen in weichen Molasseschichten und Engen in abradierten Jurariegeln können wir unmöglich als unmittelbare Folge der Faltung des Jura ansehen. Die Höhen der Jurariegel weisen durch ihr allmähliches Ansteigen darauf hin, dass sie Überreste eines alten Thalbodens darstellen, aus welchem die weicheren Schichten ausgeräumt sind, und zwar, wie der übertiefte Charakter jener Weitungen anzeigt, durch glaciäre Erosion. Es liegt uns in dem den Jura querenden Rhonethale ein hervorragendes Beispiel jener selektiven glacialen Erosion vor, welche wir bereits so oft, besonders im subalpinen Molassegebiete Oberbayerns, kennen gelernt haben.

Riegeldurchbrüche.

Natürlich stellen uns die Riegelhöhen nicht mehr die unveränderte präglaciale Oberfläche dar; die starke Rippung, die sie erfahren haben, weist auf eine starke auch auf sie ausgeübte selektive Erosion. Auch haben sie während des Rückzuges der Vergletscherung mannigfache Veränderungen erfahren. Als das Eis nicht mehr das ganze Thal bis hoch hinauf erfüllte, sondern über den Riegeln endete, wurden letztere durch die beiderseits an ihm entlang fliessenden Wasser passiert, welche mehr oder weniger tiefe Furchen quer über sie hinweg einschnitten, wie wir dies bereits S. 435 in den zerschnittenen Thalspornen des Rheinthaales gesehen haben. In gedachter Weise dürfte zu erklären sein, dass die äusserste Jurakette bei Cordon neben der Rhone von dem kleinen Flüschen Gland durchbrochen wird, dass ferner der Sporn, den jene Kette in der Richtung nach St. Genix erstreckt, als Mont de Cordon (413 m) von ihr abgetrennt ist. Die gleiche Erwägung dürfte angesichts der verschiedenen Durchbrüche durch die Jurakette zwischen dem Sumpfe von Lavours und dem Becken von Belley am Platze sein. Im einen liegt der 14,5 m tiefe Lac de Barterand, im andern der Lac de Bare, den dritten durchmisst die Rhone. Mächtige Moränenmassen deuten hier bei Massignieu einen längeren Gletscherhalt an, den Benoît, Falsan und Chantre (II. S. 263), Hollande¹⁾ und Douxami²⁾ bereits als solchen erkannt haben.

Aussetzen der Übertiefung zwischen Genfer See und Seyssel.

Schwer begreiflich erscheint die grosse Unterbrechung der Übertiefung des Rhonethales zwischen dem am Vuache endenden Becken des Genfer Sees und Seyssel. Auf den ersten Blick möchte man hierin ein schwerwiegendes Argument gegen die Annahme einer starken glacialen Erosion erblicken. Eine nähere Betrachtung fördert aber Momente, welche die Sache verständlich machen. Der am Schweizer Jura gestaute

1) Comptes rendus des collaborateurs 1899 S. 107.

2) Etude sur la vallée du Rhône. Bull. serv. carte géol. 81 XII 1900/1901.

Rhonegletscher konnte während des Maximums der Eiszeit nicht nach beiden Seiten hin gleich leicht ausweichen. Nach Nordosten hin stand ihm das schweizerische Hügelland offen, nach Westen war ihm samt dem ihm zufließenden Arvegletscher durch den Vuache, den in das Alpenvorland einspringenden südlichen Ausläufer der ersten Jurakette, sowie durch die isoliert aus dem Alpenvorlande auftauchende Kette des Salève der Ausweg erschwert. Die auf S. 483 und 550 mitgeteilten Tabellen über das Gefälle des Rhonegletschers lassen in der That erkennen, dass dasselbe nach Nordosten ein viel steileres war, als nach Südwesten. In letzterer Richtung war es längs des Jura vom Eisscheitel bis zum Grand Crêdo ein ganz minimales. Hier muss sich ein toter Winkel des Gletschers mit sehr geringer Bewegung befunden haben, wo die Übertiefung naturgemäss gering war, während sie bei Seyssel, wo die südlich vom Salève abgeschwenkten Massen des Arvegletschers das Rhonethal erreichten und sich hier alsbald zwischen den Ketten des Grand Colombier und des Gros Foug zusammensprengten, stark einsetzen musste.

Dass sich die Übertiefung des Genfer Seebeckens bis zum Ostfusse des Vuache bemerkbar macht und dass sich der untere Teil des Genfer Sees, der Petit Lac, den wir S. 567 als Zweigbecken kennen gelernt haben, gerade in der Richtung erstreckt, in welcher das Stagnieren der Eismassen stattgefunden hat, widerspricht nicht der hier entwickelten Erklärung. Die Übertiefung folgt dem Laufe der Rhone, welcher während der Würm-Eiszeit durch Schotter angezeigt wird. Dieses Flussthal wurde im Bereiche der leicht zerstörbaren Molasseschichten vom Eise umgestaltet, als letzteres hier vor und nach dem Maximum der Würm-Eiszeit längere Zeit endete.

Bourdon erblickt in der Rhoneenge von Bellegarde eine junge, in Hebung begriffene Falte, die der Fluss während ihrer Aufwölbung durchschneidet. Der Umstand, dass die obere erratische Grenze im Bereiche der vermeintlichen Hebung keine Störung erfährt und dass das Niveau der Ebenheit nördlich von Seyssel zwischen das der von Belley und das der Ebenheiten fällt, die Brückner S. 472 am unteren Genfer See, bei La Côte am rechten Ufer und bei Allinges und Douvaine am linken Ufer in 700–800 m Höhe notiert, dass ferner unsere Ebenheiten zusammengenommen sich in eine ziemlich regelmässig bis zur Mitte des Genfer Sees mit einem Gefälle von $2-3\text{‰}$ ansteigende Kurve ordnen, widerspricht der Annahme einer jugendlichen Störung. Die Rhoneenge zwischen dem Fuss des Vuache und Seyssel erscheint als ein Flussdurchbruch zwischen zwei übertieften Thalstrecken, die in einen ungestörten präglacialen Thalboden eingeschritten sind. Wenn, wie wohl denkbar, jugendliche Hebungen im Bereiche des Rhonedurchbruches durch den Jura vorgekommen sind, so entziehen sie sich gegenwärtig noch dem sicheren Nachweise.

Isèrethal. Pliocäner Thalboden.

An das Zungenbecken des Isèregletschers knüpft sich eine weit aufwärts reichende übertiefte Thalstrecke. Unser gegenüberstehendes Vollbild zeigt uns deren untere Partie, das übertiefte Graisivaudan. Bis zu einer Höhe von 500 m senkt sich sein linkes Gehänge oberhalb Grenoble sanft herab; dann fällt es steil zur Thalsole ab. Wir erkennen einen deutlichen Trogrand. Sein steiler Abfall ist von zahlreichen kleinen Wasserrissen angegriffen, die sich offenbar als typische Nachfolgeformen von per Thalsole aus in ihn hineingefressen haben und keine Beziehung zu den Thälern haben, die von der Belledonnekette herabkommen. Diese münden stufenförmig. Ihre Klammern werden von den Wegen gemieden. Man steigt zunächst am Gehänge des Isèrethales in großen Windungen aufwärts, um dann erst in der Höhe des Trograndes in die Thäler einzubiegen. Es ist genau so, wie im Unterinntale (S. 290). In grossartiger Weise ist ferner das rechte Thalgehänge dicht oberhalb Grenoble zwischen Corenc und Saint-Ismier unterschritten, sodass es hier teils zu Bergstürzen, teils zur Entwicklung von starken Wildbächen gekommen ist. Hiernach möchten wir um Grenoble einen alten Thalboden in etwa 400–500 m Höhe annehmen. Ihm dürften

Le Ferrouillet

Les Trois Pics de Belledonne

Grande Lance de Domène



Die linke Flanke des Graisivaudan mit der Belledonnekette.

Von Tour d'Ars oberhalb Grenoble gesehen.

pp Pliocäner Thalboden. ss Schulter des übertiefen Thales.

500 m Höhe hervor. Ihm entspricht auf der anderen Seite die Stufenmündung des Thales der Leisse, in welche der Fluss, wie gewöhnlich, eine enge Klamm eingeschnitten hat. Es setzt sich in den Miocänhöhen fort, die den Südwinkel der Combe erfüllen. Gegen die Chaîne de l'Épine hin allmählich ansteigend, haben sie eine mittlere Höhe von gleichfalls 500 m (vergl. Fig. 88 S. 688). Mit ihrer sanft verlaufenden Oberfläche steht ihr geologischer Bau nicht im Einklang: überall herrscht an den Rändern steile Schichtstellung vor; wir haben nicht den Boden der grossen Schichtmulde vor uns, in welcher der See von Le Bourget gelegen ist, sondern eine durch Abtragung stark gestörter Schichten geschaffene Ebenheit. Ihr Vorhandensein weist auf eine Zeit der Einebnung in der Thalgeschichte unseres Gebietes, während welcher die Thalsole in rund 500 m Höhe, 250 m über der heutigen gelegen war; das entspricht im Niveau den präglacialen Thalböden im benachbarten Isère- und im Rhonethale.

Weiter nördlich tritt dieses aus Miocän gebildete Mittelgebirge zurück, und der See von Le Bourget erfüllt die Combe fast in ihrer ganzen Breite; nur kleine Molassenpartien finden sich an seinen Ufern, so südlich Aix-les-Bains und bei Brison an einer auf Blatt Chambéry der Carte géologique nicht verzeichneten Stelle am östlichen, ferner an der Haute Combe am westlichen Ufer. Hier bildet die Oberfläche der steil gestellten Schichten kleine, ziemlich horizontal verlaufende Terrassen, die aber wesentlich tiefer liegen als die bei Chambéry. Höher liegt die Terrasse von Villard (605 m) am Westufer. Sie wird durch eine Rippe von Urgonkalken begrenzt, welche un- gemein steil, sichtlich unterschritten, seewärts abfällt.

Die Thatsache, dass das übertiefte Seethal von Le Bourget durch die übertiefte Cluse von Chambéry mit dem übertiefen Isèrethale zusammenhängt, lässt uns erkennen, dass seine Übertiefung das Werk eines Astes des Isèregletschers ist, und hellt uns die Richtung der Eisbewegung im Osten der zweiten Jurakette auf. Dieselbe muss östlich des Mont du Chat bis zum Rhonethale hin nach Norden gerichtet gewesen sein. Dem widersprechen nicht die erratischen Gesteine des Montblancgebietes, welche Delebecque¹⁾ in der Gegend von Chambéry gefunden hat. Sie können, wie Révil und Viviers²⁾ bereits ausgesprochen haben, aus dem Arvethale über den Sattel von Demi Quartier in das Isèregebiet gelangt sein.

Der Lac du Bourget ist nach diesen Ausführungen ein Seitenstück zu dem grossen See, der sich im Zungenbecken des Isèrethales erstreckt hat. Der Isèrethalsee ist erloschen infolge des Einschneidens der Isère unterhalb ihres Zungenbeckens und namentlich der mächtigen Anschwemmungen, die sie ablagerte. Der See von Le Bourget hat keinen Zufluss von Belang; ausserordentlich langsam baut die Leisse ihr Delta in ihn hinein; das im XII. Jahrhundert am Seeufer erbaute Schloss von Le Bourget ist heute nur 200 m von demselben entfernt; der Seeabfluss aber kann nicht einschneiden, da er die Rhone dort erreicht, wo diese aufschüttet. So erscheint denn der 146 m tiefe See von Le Bourget gleich dem Zeller See des Pinzgaus neben der Salzach und dem Walensee neben dem Rheinthal als ein Stück übertiefen Thales, das wegen seiner Lage zwischen grösseren Flüssen in seiner Übertiefung erhalten geblieben ist; gleich beiden knüpft er sich an eine Thalbifurkation, welche auch eine Bifurkation des Gletschers bedingte, und hat sich erhalten in dem hydrographisch ausser Funktion gesetzten Thalstücke.

Die Tiefe des Lac du Bourget giebt uns nur annähernd eine Vorstellung von der Mächtigkeit der Alluvionen im benachbarten Rhonethale. Dieses muss nicht in gleichem Masse übertieft ge-

1) Comptes rendus des collaborateurs 1894 S. 85.

2) Le Pleistocène de la vallée de Chambéry. Comptes rendus Acad. Sc. CXX. 1895 I. S. 116.

wesen sein, wie er, da kleine Verschiedenheiten in der Widerstandsfähigkeit des Gesteins, hier der ziemlich wechselnden Molasseschichten, für die Entfaltung der glacialen Erosion sehr massgebend sind. Zur Bodenhöhe des Lac du Bourget (90 m) gelangt die Rhone erst unterhalb Valence nach Passierung zahlreicher Engen mit felsigem Boden.

Lac d'Anney.

Während sich die vom Nordaste des Isèregletschers ausgeübte Übertiefung durch die Cluse von Chambéry und die Combe von Savoien bis zum Rhonethale verfolgen lässt, endet die Übertiefung der Bahn eines anderen Zweiges, den er östlich der Bauges von Albertville in der Richtung auf Anney entsandte, stumpf im Molassenlande. Dies geschieht in der Wanne des Sees von Anney, die sich mit ihrer flachen Sohle auf 65 m, an der Stelle eines aufsteigenden Quells, des Boubioz, aber auf 81 m Tiefe herabsenkt. Der See selbst liegt noch in den Alpen; seine Hohlform erstreckt sich eine Strecke weit in das Alpenvorland hinein fort und endet hier angesichts der von einem nunmehr ausser Funktion gesetzten Thale durchbrochenen Urgonaufwölbung der Montagne de la Balme; sie wird vom Laufe des Fier quer durchmessen. Dieser hat einen riesigen Schuttkegel¹⁾ quer über das Seethal geschüttet. Oberhalb des Sees von Anney ist die Übertiefung noch weithin deutlich ausgesprochen. In stattlicher Breite zieht sich der Thalgrund bis Faverges, begleitet von vielfach steilen Trogwänden, die zwischen 700 und 1000 m Höhe, je nach dem Charakter des herrschenden Gesteins sanfteren Böschungen weichen. Die Stufenmündungen sind aber meist ziemlich verwischt. Die Seitenthäler folgen dem Schichtstreichen und knüpfen sich an leicht zerstörbare Gesteine; ihr Stufenabfall gegen das Hauptthal konnte leicht zerschnitten werden, sodass die Strassen der Seitenthäler mehrfach dem Flusse, anfänglich aber mit steilerem Anstiege als später folgen. Die Verschmälerung des östlich Faverges zur Isère hin entwässerten Stückes unseres Thalzuges Anney—Albertville führen wir darauf zurück, dass es von einem kleineren Aste des Isèregletschers benutzt wurde; bei Faverges vereinigten sich die dem erwähnten Thalzuge folgenden Eismassen mit den vom Col de Tamié gekommenen; hier ist die Stelle, wo die Übertiefung stärker werden muss.

Moränen.

Das Gebiet des rhodanischen Gletschers weist zwischen Alpen und Jura eine ähnlich starke Moränenbedeckung auf, wie sie Brückner (S. 558) aus dem Bereiche des helvetischen Gletschers geschildert hat. Sie ist namentlich auf den Hochflächen des Genevois zwischen den stumpf endenden übertieften Thalstrecken des Genfer Sees, des Sees von Anney und der Chatagne entwickelt. Daneben haben wir auch in den übertieften Thalstrecken selbst Moränen. Letztere haben vielfach ausgesprochene Wallform und erscheinen als Endmoränen der sich zurückziehenden Vergletscherung. Den Moränendecken fehlen bezeichnende Formen; sie sind Ablagerungen, über welche die Eisausbreitung hinweggegangen ist; sie sind entweder während derselben unter dem Gletscher abgelagert worden oder stellen Endmoränen früherer Halte dar, welche durch das über sie hinwegschreitende Eis modelliert worden sind. Sie stoßen gelegentlich unmittelbar an übertiefte Thalstrecken an, in ähnlicher Weise, wie die von Moränen überkleideten Flächen der subalpinen Eisfächer an den zwischen ihnen gelegenen Zweigbecken

1) Dele becque spricht von einem Delta torrentiel (Comptes rendus des collaborateurs 1895 S. 199); ich konnte keine Deltaschichtung erkennen.

absetzen. Eine strenge Scheidung beider Typen von Moränen ist bisher noch nicht durchführbar gewesen. Unter beiden treffen wir Schotterablagerungen.

Terrasse des Isèrethales. Kohlen von Chambéry.

Unter den Wallmoränen der übertieften Thäler der Isère und Rhone finden sich mächtige Geröllmassen, und beide zusammen bilden ansehnliche Terrassen. Am bedeutendsten sind diese im Längsthale der Isère oberhalb des Graisivaudan entwickelt. Sie erstrecken sich von hier, allerdings mit Unterbrechungen, quer durch die Cluse von Chambéry bis in die Combe von Savoien hinein, allenthalben mit derselben Schichtfolge: oben Moränen (M_2), darunter grobe Schotter (S), und unter diesen feinere Sande und Thone (T) mit organischen Resten; als Liegendes hat Kilian ¹⁾ sowohl im Isèrethale bei Pontcharra, als auch im Verein mit Depéret und Revil ²⁾ bei Chambéry Moränen (M_1) entdeckt. Hier auch enthalten die Thone ein Lager von Schieferkohlen welches zeitweilig ausgebeutet worden ist.

Herr J. Révil hatte die Freundlichkeit, mir die einschlägigen von ihm und J. Vivien (Comptes rendus de l'Académie des Sc. CXX. 1895 S. 116) beschriebenen Ablagerungen der Gegend von Chambéry zu zeigen. Die Terrasse nördlich Chambéry zeigt oben (vergl. Fig. 89) Moränen (M_2), welche den liegenden Isèreschotter (S) schräg abschneiden. Dieser wird in mehreren Gruben unfern

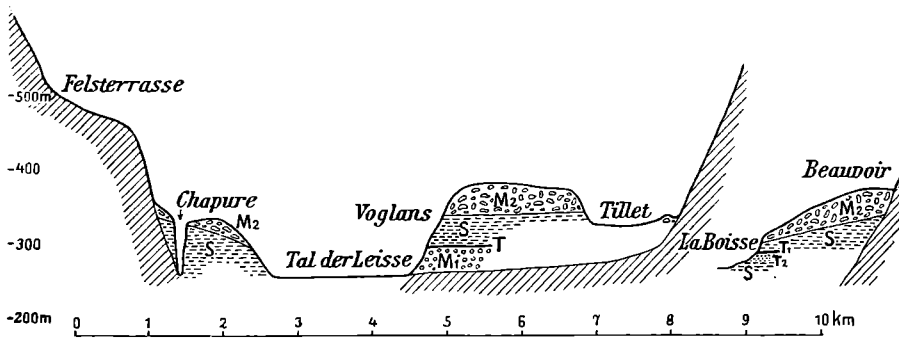


Fig. 88 links: Querprofil durch die Combe von Savoien oberhalb des Sees von Le Bourget.

Fig. 89 rechts: Querprofil durch die Schotterterrasse bei Chambéry. (Erläuterung im Text.)

Beauvoir ausgebeutet. An seiner Sohle liegt in wenig über 300 m Höhe bei La Boisse Mergel (T_1) mit Schnecken- und Schalen, auf dem ein Quell hervortritt, darunter feiner Sand (T_2), der seinerseits wieder auf Schotter (S) aufliegt. Im Museum von Chambéry werden aus diesen Mergeln von La Boisse aufbewahrt: *Clausilia laminata* Mont., *Cl. ventricosa* L., *Helix* sp. und *Bithynia* aus der Gruppe *tentaculata* L.; aus einer weiter nördlich gelegenen Ablagerung gleichen Niveaus bei Sonnaz *Valvata* aus der Gruppe *piscinalis*, *Valvata cristata*, sowie von Saint-Innocent *Helix strigella* Drap. Aus den entsprechenden Schichten des Isèrethales erwähnt ferner Ch. Lory (S. 630) nach den Bestimmungen von Albin Gras *Helix nemoralis* und *Helix rotundata*.

Bei Voglans tritt in wenig geringerer Meereshöhe als der Mergel von Chambéry ein 2–3 m mächtiges, horizontal gelagertes, an seinem Ausgehenden etwas gerutschtes Schieferkohlenflötz (T Fig. 88) auf, unter welchem der Bergbau Moräne (M_1) angefahren hat. Ich selbst habe aus dem Liegenden der Kohle typische gekritzte Geschiebe herausgegriffen. Die Schieferkohlen enthalten grosse plattgedrückte Baumstämme, unter denen namentlich solche der Birke auffallen. O. Heer (Urwelt der Schweiz, 2. Aufl. 1879 S. 532) bestimmte an Hölzern: *Betula alba* L., *Pinus silvestris* L., *Abies excelsa* L., sowie an Blattresten: *Salix cinerea* L., *Salix repens* (?) L. Pillet nennt noch Buchsbaum, sowie Wachholder, ohne ersichtlich zu machen, von wem die Bestimmung her-

1) Comptes rendus des collaborateurs 1895 S. 174; 1896 S. 134.

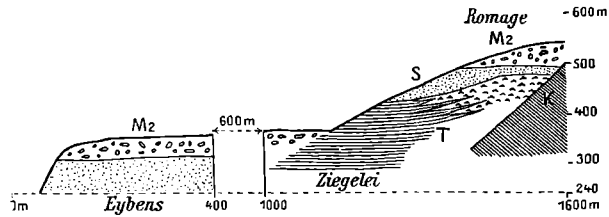
2) Lignites interglaciaires de Chambéry. Bull. Soc. géol. (3) XXIV 1896 S. 90.

rührt (Terrains quaternaires de Chambéry S. 23). Er erwähnt ferner, dass die Lignite der Gegend von Chambéry in einer Schicht des Plateaus von Croix Rouge Zähne und Geweihstücke von Hirsch geliefert haben. Zahlreiche Insektenreste kommen sowohl in der Kohle selbst als auch in den benachbarten Schlammlagern vor. G. de Mortillet hält sie in einer mir nicht zugänglichen Arbeit (Bull. Soc. histoire naturelle de Savoie I S. 205), allesamt für neue Arten, die er *Carabus Billieti*, *Agonum Sismondae*, *Donacia Albin Gras*, *Donacia Scipion Gras*, *Chrysomela Costa* nennt. Nach Heer sind die beiden neuen Arten von *Donacia* identisch mit *Donacia meyanthidis*. Über der Kohle lagert Schotter (S), bedeckt von Moräne (M₂).

Nördlich von Voglans hört die Lignite führende Terrasse der Gegend von Chambéry auf; am Ostufer des Sees von Le Bourget zieht sich zunächst bis Aix-les-Bains ein Molasserücken entlang; ihm sind bei Divet äusserst unregelmässig geschichtete, mit Thonen wechselnde Schotter angelagert, die mich einigermaßen an das Vorkommnis von Au am Inn erinnerten (S. 131); darüber Moränen. Die nördlich von Aix-les-Bains in den See einspringende Halbinsel von Brison-Saint-Innocent besteht vornehmlich aus Moränen; darunter treten südlich Brison am Seeufer und bei Ménard Schotter mit Deltaschichten auf, die bei Ménard schräge von ihnen abgeschnitten werden. Ein ähnliches Delta schneidet der Sierros wenig oberhalb Les Murguets an; es wird gleichfalls von Moränen bedeckt und dürfte sich etwa 20 m hoch über den Spiegel des Sees von Le Bourget erheben. Am Nordende der Halbinsel von Saint-Innocent endlich fand Pillet am Eisenbahntunnel unter den Moränen etwa 15 m über dem See ein unbedeutendes Lignitlager mit Tannenzapfen und verschiedenen Land- und Süsswassermollusken, mit einem Worte mit Repräsentanten der gegenwärtigen Flora und Fauna.

Schichten von Eybens bei Grenoble.

Im Isèrethale hört die Terrasse bald unterhalb der Abzweigung der Cluse von Chambéry in der Gegend von Sainte-Marie d'Alloix auf¹⁾; weiter abwärts findet sich zwischen Saint-Nazaire und Bernin oberhalb Grenoble ein kleines Vorkommnis mitten im Thale²⁾; ausgedehntere Ablagerungen stellen sich dann südlich Grenoble unweit der Mündung des Dracthales ein. Sie sind von Pierre Lory³⁾ beschrieben worden.



Ich hatte das Vergnügen, in seiner Begleitung von Professor Kilian dahin geführt zu werden.

Wie uns Fig. 90 zeigt, beutet östlich Eybens eine Ziegelei grauen Bänderthon (T) aus, welcher in die tiefsten Partien der Terrasse Bresson-Champignier gehört. Steigt man in der südlichen der beiden Schluchten, die oberhalb der Ziegelei von der Strasse sich gegen Romage ziehen, aufwärts, so begegnet man zunächst dem Bänderthone; je höher man steigt, desto häufiger werden in ihm Einschaltungen von Gehängeschutt (K), bis dann dieser den Thon völlig ersetzt. Hier und da sieht man in ihm Schalen von Landschnecken, von *Clausilia* und *Helix*. Darüber folgt Dracschotter (S), der seinerseits von Moränen bedeckt wird. Die nördliche Schlucht offenbart eine ärmere Schichtreihe. Unter den hangenden Moränen begegnen wir mächtigem Gerölle, der Isère entstammend, und darunter wieder dem Bänderthon. Mächtiges Gerölle mit einigen Sandlagen treffen wir ferner am Fusse der Terrasse in Eybens. Es knüpft sich sichtlich nicht an ein bestimmtes Niveau und begleitet das Thalgehänge; es ist an der letztgenannten Stelle, sowie in einer südlich davon gelegenen Grube frei von Glacialspuren — die wenigen vorgefundenen gekritzten

1) Vergl. Lory S. 649. Pillet, Terrains quaternaires de Chambéry S. 39.
 2) Kilian, Comptes rendus des collaborateurs 1896 S. 134.
 3) Quelques observations sur le pleistocène de la région Grenobloise. Annales de l'Université de Grenoble XV. 1 1903.

Geschiebe stammen sichtlich aus dem Hangenden, mutmasslich Moräne —; dagegen haben die Grabungen am Polygone du Génie östlich von Eybens Schotter in Verknüpfung mit Moränen erschlossen. Diese Ablagerung bildet einen Teil der Überkleidung des Thalgehänges mit Glacialgebilden und erweckte in mir den Eindruck einer Ufermoräne.

Möglicherweise gehören die fluviatilen Sande und Thone, die Kilian weiter thalabwärts bei l'Échaillon gegenüber Voreppe 4 m über der Isère in einer Balm von Jurakalken gefunden hat, in den Horizont der Thone von Eybens. (Sur les dépôts anciens de l'Isère observés à l'Échaillon et à la Buisse. Bull. Soc. stat. de l'Isère 1892.)

Ähnlichkeit der Isèrèthalterrasse mit der Innthalterrasse.

Der Aufbau der Terrasse des Isèrethales und ihres Ausläufers in die Combe von Savoien erinnert lebhaft an die des Innthales (vergl. S. 325). Wir haben in ihrem Liegenden an mehreren Stellen Moränen (M_1); darüber finden wir fossilführende Thone und Sande (T), denen bei Voglans ein Kohlenflötz eingeschaltet ist, und die bei Eybens in einen Schuttkegel übergehen (K) oder am Ufer des Sees von Le Bourget durch Deltaschotter (D) ersetzt werden; hierauf kommen grobe Schotter (S), die durch die hangenden Moränen (M_2) diskordant abgeschnitten werden. Dabei handelt es sich hier wie da um eine Bildung von lokaler Erstreckung; unsere Isèrèterrasse misst mit ihrem Ausläufer in der Combe von Savoien nur 40 km Länge und wird von den weiter thalabwärts gelegenen Schotterablagerungen allenthalben durch eine namhafte Entfernung geschieden. Ihre Analogie mit der Innthalterrasse führt uns zur Annahme, dass sie eine interstadiale Ablagerung ist, entstanden während einer Schwankung des Isèregletschers; derselbe war bis zur Mündung des Archthales zurückgegangen, worauf er neuerdings vorstieß. In der Zwischenzeit waren das Isèrethal und die Combe von Savoien von Seen und Sümpfen eingenommen; erstere wurden von den Schottern, die vor dem herannahenden Eise abgelagert wurden, nur teilweise zugeschüttet, so dass dieses seine Moränen teils auf typische fluvioglaciale Schotter, teils auf Deltaschotter, teils endlich auf schlammigen Seegrund breitete.

Moräne von Sassenage.

Zur Beurteilung des Alters dieser Schwankung ist eine Thatsache von Wichtigkeit: Unterhalb Grenoble liegt am Fusse der Stufenmündung des Furonthales bei Sassenage eine Schutttablagerung, bestehend aus mächtigen Trümmern von Neokomikalken. Dieselben sind vornehmlich eckig, daneben aber finden sich auch gekritzte Geschiebe; die Unterlage trägt deutliche Schrammen, die nicht in der Richtung des Isèrethales, sondern senkrecht dazu verlaufen. Bereits Charles Lory (S. 692) hat in dieser Ablagerung die Endmoräne eines Lokalgletschers erblickt, welcher aus dem Furonthale herabkam; ich muss ihm nach einem Besuche der Örtlichkeit, zu der mich P. Lory führte, beipflichten. Dieser Lokalgletscher kann in das Isèrethal erst hinabgestiegen sein, als letzteres von seinem Gletscher verlassen worden war; denn nicht nur ist das Blockwerk von Sassenage die letzte Aufschüttung im Isèrethale, sondern es ist auch Kilian¹⁾ gelungen, unter ihr Reste der Moränen des Isèregletschers nachzuweisen. Nun erhebt sich zwar in der Umgebung des Furonthales der Mouche-rotte auf 1906 m und an der Dent du Loup erstrecken sich ausgedehnte Flächen in über 1500 m Höhe; aber unsere Ablagerung liegt nur 250 m über dem Meere, und wenn sie sich auch am Fusse eines Abfalles mit 650 m Kantenhöhe befindet, über den der Gletscher nur in einer schmalen Zunge herabgegangen hat, so setzt das doch unter allen Umständen eine sehr tiefe Lage der Schneegrenze voraus. Wir

1) Comptes rendus des collaborateurs 1896 S. 135.

können dieselbe, allerdings bei ausgesprochener Nordexposition, auf höchstens 1400 m ansetzen. Das ist die Höhe der Schneegrenze, die wir für die Würm-Eiszeit gleichfalls im Vercors gewonnen haben.

Schwankung der Würm-Eiszeit.

Wir entnehmen hieraus, dass die Gegend von Grenoble schon vom Eise verlassen war, als die Schneegrenze noch eine hocheiszeitliche Lage besass. Das untere Isèrethal fällt in das Schwankungsbereich der Würm-Vergletscherung. Wir wagen daher nicht, die benachbarten interstadialen Terrassen in die Post-Würmzeit zu verlegen, sondern verweisen sie in eine Schwankung der Würm-Eiszeit selbst, wie wir eine solche in der Laufschwankung bereits kennen gelernt haben. Bestärkt werden wir in dieser Auffassung, wenn wir nach dem Ende des Gletschervorstosses suchen, der der Terrassenbildung folgte. Es wird im Isèrethale das Ende der Terrassen wie im Innthale bei Kirchbichl nicht durch eine grosse Endmoränenlandschaft bezeichnet, sondern wir müssen weit thalabwärts gehen, bis wir auf Endmoränen stossen. Die ersten, die wir im Isèrethale selbst begegnen, sind die wiederholt erwähnten um Voiron. Die dortigen Jung-Endmoränen des inneren Kranzes bieten die einzige Möglichkeit, das Ende des Gletschervorstosses festzulegen, der auf die Terrassenbildung des Isèrethales folgte; letztere erweist daher eine Schwankung des Isèrethalgletschers während der Würm-Eiszeit um 80—90 km.

Folgen wir dem durch die Combe von Savoien ergossenen Aste des Isère-gletschers abwärts, so sehen wir allerdings unterhalb Chambéry bereits eine Anordnung, wie sie uns nahe dem Ende der Innthalterrasse entgegentritt. Die Moränen bilden breite Längsrücken im Thale und veranlassen die Chapure und den Tillet parallel zur Seille dem Lac du Bourget zuzufliessen (vergl. Fig. 88); aber es fehlen Stirnwall und davor gelagerte Schotterfläche. Hat mich ferner der Augenschein nicht getäuscht, so ziehen sich am Westufer des Sees von Le Bourget Ufermoränen zu dessen Ende herab; an diesem aber finden sich nur ganz unbedeutende Moränen, kein Stirnwall. Erst im Rhonethale treffen wir am unteren Ende des Beckens von Lavours die schon S. 683 erwähnte Moräne von Massignieu. Ich habe sie nicht besuchen können. Mutmasslich bezeichnet sie einen längeren Gletscherhalt, ob aber die Grenze des den Moränen von Voiron entsprechenden Vorstosses, ist mir angesichts der gleichzeitig mit deren Ablagerung erfolgten Versperrung des Guierstales (vergl. S. 677) nicht wahrscheinlich. Ich suche jene Grenze am Saume des Zungenbeckens vor dem Austritte der Rhone aus dem Jura in der Gegend von Morestel.

Hier verzeichnet Blatt Chambéry der Carte géologique détaillée ziemlich ausgedehnte Moränen, denen niedere Schotterterrassen (a^{1c}) vorgelagert sind. Allerdings wird nicht zur Darstellung gebracht, dass beide zusammengehören. Nach der Ansicht von Hollande (Comptes rendus des collaborateurs 1899 S. 107), welche in der Kartierung zum Ausdrucke kommt, reichte der auf die Terrassenbildung folgende Gletschervorstoss nur bis zur Endmoräne von Massignieu und es werden unterschieden bis dahin reichende innere Moränen (a^{1c}), äussere Moränen (a^{1gl²}), sowie Glacialgebilde einer ältesten, mutmasslich pliocänen Eisausdehnung (a^{1gl¹}). Diese drei Moränen werden namentlich nach ihrer Höhenlage geschieden; die inneren sollen bei Chambéry bis 320 bis 350 m, die äusseren zwischen 500 und 700 m, die ältesten höher liegen. Ich zweifle an der Durchführbarkeit einer solchen Trennung nach bestimmten Meereshöhen; die Gletscheroberflächen haben notwendigerweise ein bestimmtes Gefälle, und wir müssen daher ihre Grenzen an verschiedenen Orten in verschiedenen Meereshöhen erwarten. Hollande selbst bemerkt, dass man keine That sache fände, die Ablagerungen a^{1gl²} und a^{1gl¹} verschiedenen Vergletscherungen zuzuweisen. Nach

unseren Ausführungen handelt es sich vielleicht mit Ausnahme einiger hoch gelegener erraticer Blöcke um Gebilde der Würm-Eiszeit.

Die ziemlich reiche Flora und Fauna der Terrassenbildungen stehen mit deren Einordnung in die Würm-Eiszeit im Einklang. Alle fachmännisch bestimmten Arten tragen ein mitteleuropäisches Gepräge; die von Heer in den Kohlen von Voglans nachgewiesenen Birken, Weiden und Nadelhölzer, alle die Schneckenarten der thonigen Ablagerungen kommen heute im deutschen Alpenvorlande noch bis in 1000 m Meereshöhe vor, also in einem Abstände von etwa 1300 m unter der jetzigen Schneegrenze. In eben solchem Abstände befindet sich die Terrasse des Isèrethales von der eiszeitlichen Schneegrenze, deren Höhe wir, wenn wir dem allenthalben beobachtbaren Ansteigen der Schneegrenze gegen das Innere des Gebirges hin Rechnung tragen, über der Gegend von Chambéry zu etwa 1500—1600 m veranschlagen. Dagegen fehlen alle Arten von mediterranem Gepräge, wie sie heute nur einen Breitengrad südlicher im Durancethale vorkommen. Sie müssten erwartet werden, wenn die Ablagerung in strengem Sinne interglacial wäre.

Als solche ist sie von Kilian, Depéret und Hollande angesprochen worden; doch fassen diese den Begriff interglacial sichtlich weiter, als hier geschieht, und wollen damit nur die Lagerung der Terrassengebilde zwischen Moränen andeuten. Früher galten jene als präglacial, so bei Ch. Lory (S. 649) und bei Pillet; Delebecque verglich sie mit dem Deckenschotter (Comptes rendus des collaborateurs 1899 S. 107).

Interglacialer Kalktuff.

Unter anderm Gesichtspunkte als die interstadialen Schichten des Isèrethales möchten wir eine Kalktuffbildung betrachten, die tief im Innern des Gebirges gleichfalls unter Moränen auftritt, aber die Flora eines milderen Klimas als das ihrer Umgebung aufweist. Das Vorkommen liegt im Bereiche des bei Saint-Jean-de Maurienne in das Arcthal mündenden Arvanthales, dort wo diesem der Arvellaz tributär wird. Hier verzeichnet beim Dorfe Entraigues in ungefähr 1200 m Höhe Kilian auf Blatt Saint-Jean-de Maurienne Kalktuff mit Moränenbedeckung, dem er in den Erläuterungen interglaciales Alter zuschreibt.

Ich danke meinem Freunde W. Kilian die Mitteilung der von Fliche näher untersuchten Flora des Tuffes. Sie umfasst folgende Arten: *Acer pseudoplatanus* L., *A. platanoides* L., *Mespilus germanica* L., *Crataegus oxyacantha* L., *Sorbus aria* (L.) Crantz, *S. aucuparia* L., *S. torminalis* (L.) Crantz?, *Hedera helix* L.?, *Viburnum lantana* L., *Corylus avellana* L., *Carpinus betulus* L., *Alnus incana* D. C., *Betula alba* L., *Salix amygdalina* L., *S. cinerea* L., *Populus tremula* L., *Abies pectinata* D. C., *Pinus montana* Mützel. Es handelt sich vornehmlich um Arten, die heute noch dem Gebirge in gleicher Meereshöhe angehören, mit Ausnahme von *Mespilus germanica* und *Carpinus betulus*, die nicht mehr bis 1200 m Höhe ansteigen; letztere bezeichnen einen südlichen Einschlag in der Flora und charakterisieren sie als die eines milderen Klimas. Die hangenden Moränen des Kalktuffes aber setzen eine recht erhebliche Depression der Schneegrenze voraus; denn wenn wir auch in der Umrahmung des Arvanthales noch heute Gletscher haben, so ist doch das über 2000 m Höhe gelegene Gebiet kleiner als das der darunter befindlichen Thaleinschnitte, und es bedürfte einer Senkung der Schneegrenze auf weniger als 2100 m um das Thal bis Entraigues mit Eis zu füllen. Dies würde angesichts der gegenwärtigen Lage der Schneegrenze in 3000 m Höhe eine Depression um mindestens 900 m bezeichnen; die Hangendmoränen von Entraigues können daher nicht jünger als das Bülstadium sein. Wir halten daher im Sinne unserer Ausführungen über das Alter des alten Deltas am Biberhügel bei Brannenbourg (S. 149) Kilians Annahme eines interglacialen Alters des Tuffes solange für zutreffend, als die Riss-Würm-Interglacialzeit als der letzte Zeitabschnitt mit milderem Klima vor dem Bülstadium ist, den wir kennen. Allerdings fehlt in Entraigues *Rhododendron ponticum*; aber man darf diese für die Höttinger Breccie so bezeichnende Art nicht unbedingt in allen interglacialen Ablagerungen der Alpen erwarten, da jenes *Rhododendron* nicht durch die ganzen Alpen verbreitet gewesen sein muss. Wir

haben es auch in Flurlingen nicht gefunden. Der Gesamtcharakter der Flora von Entraigues entspricht jedoch nach der Ansicht meines Kollegen R. v. Wettstein, dem ich über die gegenwärtigen Höhengrenzen der hier vorkommenden Arten nähere Mitteilungen danke, genau dem von Höttingen, das in gleicher Meereshöhe, aber $1\frac{1}{2}^{\circ}$ nördlicher liegt. Dabei sind wir aber dem wasserscheidenden Kamme der Alpen in Entraigues noch näher als in Höttingen, wir sind nur 23 km von demselben unweit des Col de Fréjus entfernt.

Schotter im Rhonethale.

Die Schotter unter den Moränen des Rhonethales treten nicht, wie die des Isèrethales in Form zusammenhängender Terrassen auf. Die Schotter am unteren Ende des Genfer Sees setzen beim Eintritte der Rhone in den Jura aus, und hier folgen dann die höher gelegenen von Bellegarde (vergl. S. 561). Tiefer befindliche Vorkommnisse stellen sich dort ein, wo die Übertiefung des Rhonethales in der Chatagne neuerlich einsetzt. Hier liegen bei Motz und Anglefort Deltaschotter des Fier. Wir sind nicht darüber unterrichtet, ob sie auch, gleich den weiter südlich am See von Le Bourget gelegenen Deltaschottern von Moränen bedeckt werden. Horizontal geschichtete Schotter endlich werden unter den Moränen des Beckens von Belley, am Westabfalle der Chaîne de l'Epine bei Billième und bei Virieu-le-Grand am oberen Eingange des von Culoz nach Ambérieu führenden Trockenthales erwähnt.

Ich habe diese von Falsan und Chantre (II S. 257), Douxami (Etude sur la vallée du Rhône Bull. serv. carte géol. XII No. 81 S. 17, Comptes rendus des collaborateurs 1897 S. 121) und Depéret (Comptes rendus des collaborateurs 1898 S. 70) beschriebenen Schottervorkommnisse des Rhonethales nicht besucht, äussere daher mit aller Reserve lediglich als Mutmassung, dass sie älter als die Terrassenschotter des Isèrethales sind, da sie von ihnen durch Deltabildungen getrennt sind. Vielleicht gehören sie in die Zeit des Herannahens der Würm-Vergletscherung.

Auf Blatt Chambéry werden die ausserhalb der Moränen von Massignieu gelegenen in Übereinstimmung mit der hier entwickelten Anschauung nicht zu den interglacialen, d. h. interstadialen Ablagerungen gestellt, sondern entweder den „äusseren Moränen“ untergeordnet oder als präglacial bezeichnet. Dies ist besonders die Anschauung von Depéret über die Schotter von Virieu-le-Grand, die ihn zur Annahme eines präglacialen Rhonelaufes durch das Trockenthal Culoz-Ambérieu führten. Wir pflichten dem Ausdrucke präglacial bei, wenn man ihn in Bezug auf die Würm-Eiszeit gebraucht; in Bezug auf das gesamte Eiszeitalter können unsere Schotter keinesfalls als präglacial gelten, da sie tief unter das Niveau des präglacialen Thalbodens eingesenkt sind.

Schotter am Fier. Gorge du Fier. Epigenetische Schluchten.

Unter den Moränen, welche das Zungenbecken des Lac d'Annecy umgürten, treten Schotter auf, die sich von den bisher betrachteten dadurch unterscheiden, dass sie nicht in einer übertieften Thalstrecke, sondern neben einer solchen liegen. Sie gehören unter die deckenförmig ausgebreiteten Moränen des Genevois und werden durch dieselben abgeschnitten. Nicht ausgeschlossen ist daher, dass auch sie beim Herannahen der Würm-Vergletscherung abgelagert wurden. Westlich Annecy erfüllen sie (vergl. Fig. 91) ein altes, an der Grenze zwischen der Juraaufwölbung der Montagne de la Balme und Molasseschichten verlaufendes Fierthal, das der Fluss nach der Eiszeit nur streckenweise wieder gefunden hat. Wo dies nicht geschehen ist, schnitt er in die harten Urgonkalke ein und hat hier nur eine enge Schlucht einzudrechseln vermocht. Das ist die berühmte Gorge du Fier, eines der prächtigsten Beispiele

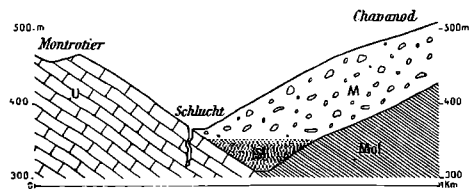


Fig 91. Epigenetische Schlucht des Fier. U. Urgonkalk. Mol. Molasseschichten. S Schotter. M. Moräne.

epigenetischer Thalbildung aus den Alpen. Es steht in der Gegend nicht allein; wenig weiter südwärts treffen wir am Chéran, dort, wo er die Kette von Semnoz durchbricht, abermals auf eine epigenetische Schlucht¹⁾.

Dracthalgletscher.

Im Schwankungsbereiche der Würm-Vergletscherung wird dem Isèrethal das Dracthal tributär. Es führt ihm die Wasser der Pelvouxgruppe zu, und die Gleichsichtigkeit seiner Mündung südlich von Grenoble weist darauf, dass dem Isèregletscher beträchtliche Eismassen zufließen. Doch hat das Dracthal keinen einheitlichen großen Thal-gletscher enthalten. Das erhellt aus der oberen Geschiebegrenze, welche Charles Lory auf Blatt Vizille der Carte géologique détaillée an der linken Flanke des Dracthales, am Ostabfalle des Vercors verzeichnet. Sie steigt von Grenoble zunächst südwärts an und erreicht unfern des Col de l'Arc ihren höchsten Punkt bei Höhenzahl 1334 m; dann senkt sie sich wieder allmählich herab und hat um Clelles nur noch rund 1100 m Höhe. Nichts spricht dafür, dass von hier aus der Dracgletscher während der Würm-Eiszeit über den wichtigen Sattel von La Croix Haute (1167 m), den die Eisenbahn von Grenoble nach Marseille benutzt, in das Durancegebiet übergeflossen sei; wenn jenseits desselben einzelne Geschiebe krystalliner Gesteine im Gebiete des oberen Buech gefunden werden, so sind sie während einer früheren Eiszeit dahin gelangt (vergl. S. 686). Es erreichte hier also die würm-eiszeitliche Gletschergrenze Höhen nicht, die der Isèregletscher bei Grenoble überschritt. Wir treffen am Ostabfalle des Vercors einen ebensolchen Eisscheitel, wie wir ihn am Ostabfalle des schwäbischen und des schweizerischen Jura kennen gelernt haben. Seine höchste Stelle liegt gerade gegenüber der Mündung des aus der Pelvouxgruppe kommenden Thales der Romanche; dieses erscheint hiernach als der eigentliche Nährer des Dracthalgletschers, der sich bei Grenoble mit dem Isèregletscher vereinigte.

Übertiefung des Thales der Romanche.

Die morphologischen Verhältnisse stehen hiermit im Einklang. Das Dracthal ist nur bis zur Mündung der Romanche übertieft; weiter oberhalb setzt die Übertiefung aus; es stellen sich weite Hochflächen ein, die dem Niveau des pliocänen Thalbodens angehören; in sie ist der Drac in engem Thale tief eingeschnitten. In grossen Schlingen führt südlich Saint-Georges-de-Comiers die Eisenbahn aus dem übertieften auf den pliocänen Thalboden hinauf, dabei den steilwandigen Einschnitt des Drac vermeidend. Aber auch längs der Romanche setzt sich die Übertiefung nicht ununterbrochen fort; wir haben es vielmehr mit einem auffälligen Wechsel von übertieften Weitungen und steilwandigen Engen zu thun. Schon in der übertieften Mündung des Dracthales stellen sich im Schichtstreichen verlaufende Rippen ein. Die unterste Enge an der Romanche, die sie dicht oberhalb ihrer Mündung in den Drac durchmisst, trägt den Charakter eines Rippendurchbruches, oberhalb dessen sich bei Vizille eine nordöstlich verlaufende Weitung erstreckt, die wieder dem Schichtstreichen folgt und sich an der Grenze zwischen Urgebirge und Lias hält. Ein Ausläufer von ihr zieht sich an der Romanche aufwärts in das krystalline Gebirge hinein und verschmälert sich bei Séchilienne zu der Enge von Livet, in welcher unser Fluss den südlichen Ausläufer der Belledonnekette quert. Oberhalb dieser Enge

1) Vergleich Lugeon, Sur la fréquence dans les Alpes de gorges épigénétiques. Bull. des Laboratoires de géologie etc. de l'Université de Lausanne No. 2 1901 S. 8.

öffnet sich das trogförmige Thalbecken von Oisans, das sich vornehmlich im Bereiche von Liasschiefern erstreckt. Stufenförmig mündet hier das zum Col de Lautaret führende Thal der oberen Romanche, während das Thal des mitten aus der Pelvouxgruppe kommenden Venéon als eigentliche Fortsetzung der Trogweiteung erscheint. Es trägt in seinen oberen Verzweigungen den Trogcharakter typisch zur Schau.

Es tritt uns im Romanchethale die schon oft bemerkte Abhängigkeit der Übertiefung vom Gesteinscharakter entgegen. Sie entfaltet sich am kräftigsten im Schiefer und ist im Urgestein geringer; doch dürfte ihr Aussetzen in der Weitung von Oisans auch durch andere Verhältnisse mit bedingt sein. Bei Bourg-d'Oisans zweigt sich der Übergang des Col d'Ornon (1330 m) in das Gebiet der Bonne ab; wahrscheinlich bot er den Eismassen von Oisans einen Ausweg nach Süden. Möglicherweise ist von hier auch Eis nördlich des Grand Taillefer bei Serre Montgaudi direkt zum Becken von Vizille übergeflossen; die Carte de France zeigt hier in 2000 m Höhe eine Gruppe von bisher nicht näher erforschten Seen, die eine Gletscherpassage mutmassen lassen. Wenn aber den Eismassen des Oisans seitliche Auswege offen standen, musste ihre erodierende Kraft in der Thalrichtung abnehmen.

Moränen im Romanchethale.

In den übertiefsten Strecken des unteren Drac- und des Romanchethales treffen wir hier und da Moränen. Unmittelbar südlich von Grenoble wird die breite Mündung des Dracthales von recht ansehnlichen glacialen Aufschüttungen teilweise eingenommen. Ihre Ausläufer haben wir bereits bei Eybens kennen gelernt, wo unter ihnen interstadiale Thone lagern. Wahrscheinlich haben wir hier Ablagerungen einer späteren Phase der Würm-Eiszeit vor uns, entstanden im Winkel zwischen den sich zurückziehenden Gletschern des Isère- und Dracthales. Am Nordende des dem Schichtstreichen folgenden Beckens von Vizille zeigen Endmoränen an, dass eine Zeit lang der Romanchegletscher gerade noch jenes Becken zu füllen vermochte¹⁾. Die von ihnen ausgehenden Schotter ziehen sich durch das Thal von Uriage direkt zur Isère. Sie sind hier in ein mächtiges, moränenbedecktes Schottervorkommen tief eingeschnitten, dessen Material, wie Kilian²⁾ gezeigt hat, gleichfalls aus dem Oisans herrührt, und das an seiner Basis grosse Blöcke führt. Ein Glied der Terrassenschotter des Isèrethales ist hier ausgesprochen älter als unsere Moränen im Becken von Vizille, die wir deswegen kaum noch zur Würm-Eiszeit rechnen können; sie gehören einem Stadium der Post-Würmzeit, mutmasslich dem Bühlstadium an. Deltaschotter um Vizille verraten, dass sie hier eine Zeit lang einen See umschlossen haben.

Aus dem in das krystalline Gebiet sich hinein erstreckenden Teile des Beckens von Vizille ist der Romanchegletscher, wie gleichfalls von Kilian³⁾ dargethan, südwärts in die Hochfläche der Mateysine eingedrungen, welche sich bis zum Dracthale zieht, und hat letzteres beinahe erreicht. Die hier in der „Dépression des lacs“ gelegenen Seen: Lac Mort (939 m hoch, 24,5 m tief), Grand Lac de Laffrey (911 m hoch, 39,3 m tief), Lac de Petit Chat (930 hoch, 19,2 m tief), Lac de Pierre Châtel (934 m hoch, 11 m tief), werden von Stirnmoränen dieses Astes des Romancheglet-

1) Vergl. P. Lory, Quelques observations sur le pléistocène de la région grenobloise. Annal. Univers. Grenoble XV Nr. 1 1903.

2) Comptes rendus des collaborateurs 1895 S. 174.

3) Nouvelles observations géologiques dans les Alpes delphino-provençales. Bull. carte géol. No. 75. XI. 1900 S. 14.

schers umspannt, deren südlichster eine Schotterfläche vorgelagert ist. Diese Stirn-
moränen sind älter als die im Becken von Vizille in kaum 400 m Höhe befindlichen;
denn sie setzen dort, wo der Romanchegletscher den oberen Ausläufer jenes Beckens
erreichte, ein Eisniveau in etwa 1100 m Höhe voraus. Die dazu gehörige Gletscher-
zunge müsste aus dem Becken von Vizille weit herausreichen und sich aus der über-
tiefen Drachthalmündung bis in das Isèrethtal erstrecken. Hier aber treffen wir die
ersten Endmoränen bei Voiron. Mit ihnen parallelisieren wir daher — ganz im Ein-
klang mit P. Lory — die Moränen der Mateysine, die wir deswegen auch der Würm-
Eiszeit zuweisen; doch gehören sie entschieden nicht in deren Maximum; denn viel
höher als sie reicht die Moränenauskleidung der Mateysine und verrät uns, dass
während des Maximums der Würm-Eiszeit Romanche- und Drachthalgletscher hier in
mindestens 1300 m Höhe zusammenhängen. Dass später, als die Vereinigung beider
Gletscher gelöst war, der Romanchegletscher den grösseren Teil des Mateysine über-
deckte, ist ein neuerlicher Beweis für seine Überlegenheit über den Drachthalgletscher.

Verbauung des Dräethales.

Diese Überlegenheit erhellt auch aus der Thatsache, dass das Drachthal neben
dem übertiefen Romanchethal nicht bloss als ein Hängethal entgegentritt, sondern
auch eine wahrhaft grossartige Verbauung aufweist. Letztere beginnt unmittelbar
oberhalb der Mündung der Romanche; in der engen Schlucht, welche der Drac in
den pliocänen Thalboden eingeschnitten hat, treffen wir zahlreiche Terrassenreste;
mit Schottern und Moränen ist die Fläche jenes Bodens im Trièves, in der Gegend
von Cielles und Mens, überdeckt; vor allem aber ist das Drachthal zwischen der Gegend
von La Mure und Le Bonnet, dort, wo es sich zwischen der Pelvouxgruppe und den
Bergen des Dévoluy erstreckt, mit 300—400 m mächtigen Schotter- und Moränen-
massen erfüllt, in die der Fluss eine enge Schlucht eingeschnitten hat. Dabei hat
er des öfteren nicht wieder genau sein älteres Thal getroffen sondern sich
daneben eingefurcht. Zahlreich sind die epigenetischen Strecken seines Laufes¹⁾,
wo er zwischen steilen Felswänden, bei La Mure zwischen solchen schwarzen Lias-
schiefers fliesst, während sich im Bereiche der Schotter und Moränen das Thal
namentlich durch die Entwicklung seitlicher Wildbäche etwas erweitert, deren
Sammeltrichter weit in die Thalzusüttung hineingefressen sind und die Strassen zu
weiten Umwegen nötigen. Bei nassem Wetter entstehen hier grosse Rutschungen,
und es wälzen sich ganze Schlammströme zu Thal. Ich danke meinem Freunde
Kilian in Grenoble die Möglichkeit, diese grossartigen Szenerien durch zwei Bilder
illustrieren zu können.

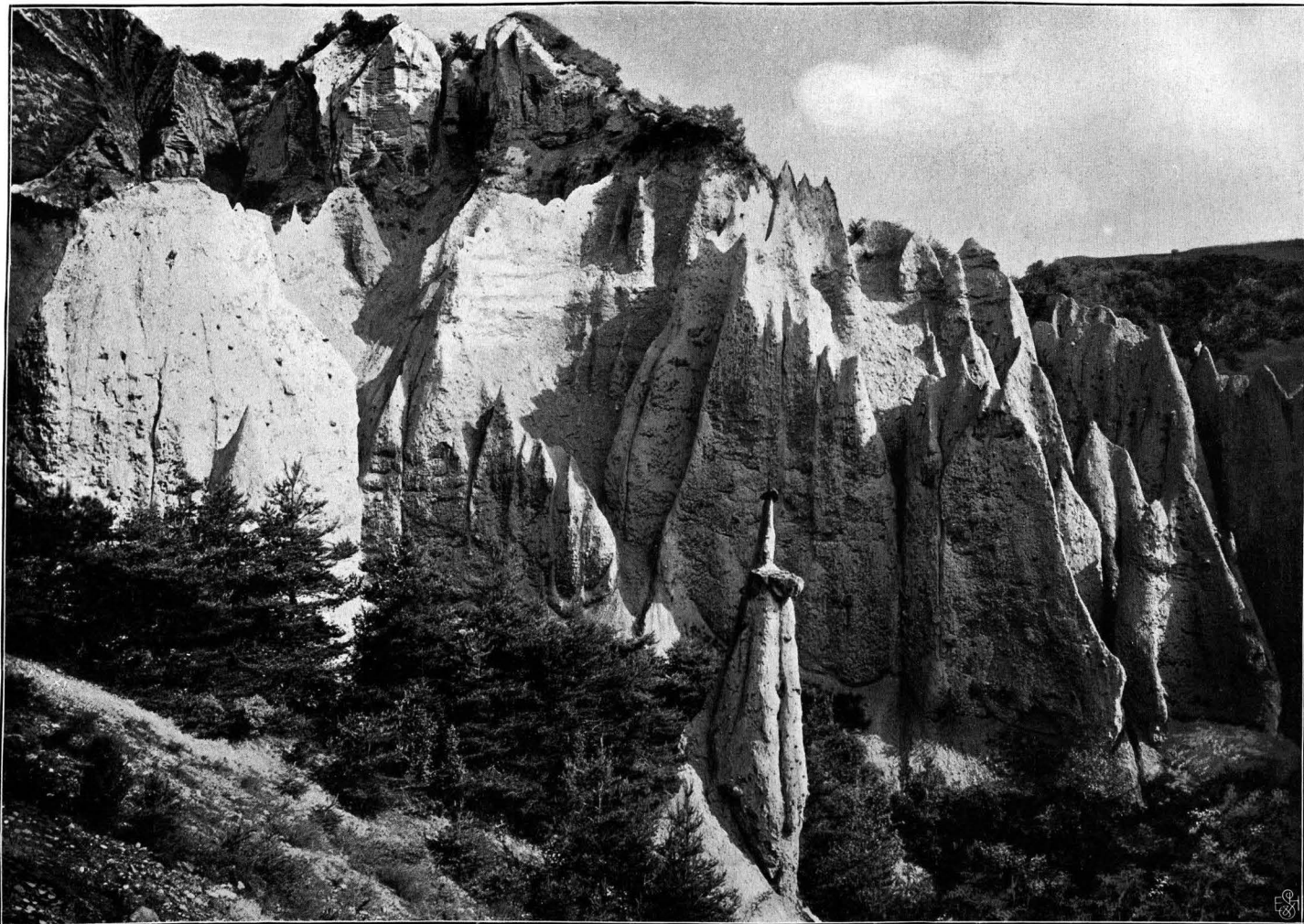
Bereits Charles Lory (S. 639—646) hat sich eingehender mit der Verbauung
des Drachthals beschäftigt; neuere Beobachtungen sind namentlich von Kilian²⁾,
Pierre Lory³⁾ und David Martin⁴⁾ anlässlich der Aufnahme der Carte géologique

1) Vergl. Pierre Lory, Sur un cas remarquable d'épigénie glaciaire. *Compte rendu des travaux de la Soc. helv. des Sc. nat.* 1902 S. 95 (Arch. d. Sc. phys. et nat. de Genève. 4s. XIV oct. nov.)

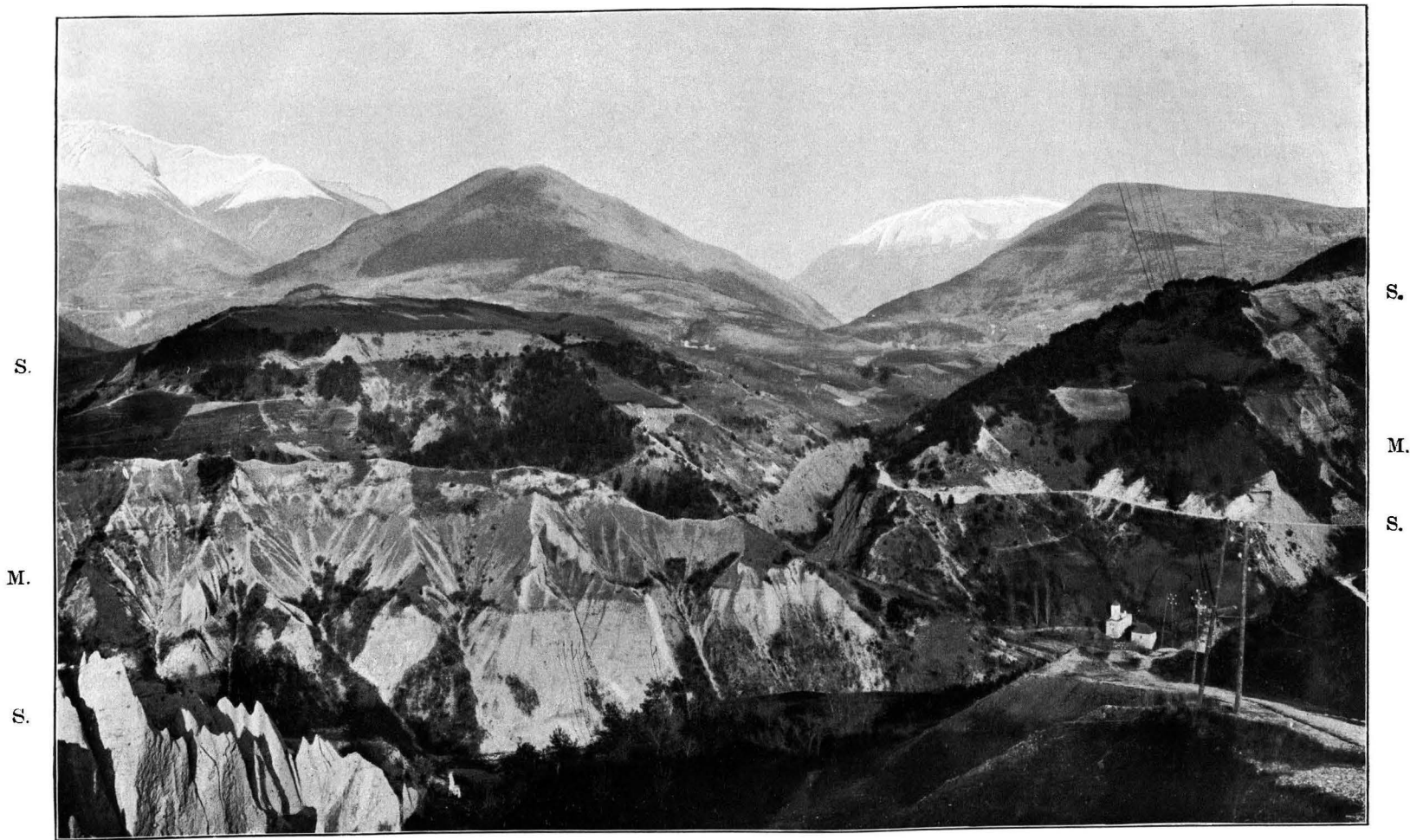
2) *Comptes-rendus des collaborateurs* 1897 S. 143. *Nouvelles observations etc.* Bull. Carte géol. XI No. 75 1900 S. 14.

3) *Comptes-rendus des collaborateurs* 1897 S. 130, 1898 S. 115, 1899 S. 114, 1901 S. 168. — *Histoire de la vallée moyenne du Drac pendant le quaternaire.* Bull. Soc. statist. de l'Isère 4. April 1898. — *Quelques observations sur le pléistocène de la région grenobloise.* *Annales de l'Université de Grenoble* XV No. 1 1903.

4) *Comptes rendus des collaborateurs* 1900 S. 114.



Erdpyramiden (Demoiselles) bei La Mure in der Schlucht von Pont-Haut.
(Nach einer Photographie von Professor W. Kilian in Grenoble.)



Verbauung des Dracthales unweit La Mure. Ausblick auf Pont-Haut.
(Nach einer Photographie von Professor W. Kilian in Grenoble.)

detaillée gewonnen worden; doch liegen darüber meist nur sehr kurze Mitteilungen vor welche für eine eingehende Darstellung nicht hinreichen. Ich kann hier eine solche, um so weniger bieten, als ich lediglich in der Umgebung von La Mure unter ungünstigen Witterungsverhältnissen, allerdings unter der Führung der besten Kenner der Gegend, W. Kilian und Pierre Lory, einen Einblick in die verwickelte Schichtfolge gewinnen konnte.

Dieselbe beginnt in der Regel mit mächtigen Schottern, welche an ihrer Basis häufig grobblockig sind. An einer Stelle, bei Avignonet, hat Scipion Gras¹⁾ unter ihnen Moränen wahrzunehmen gemeint; nach Charles Lory (S. 646) handelt es sich hier aber um eine lokale Geröllbildung. Über die Schotter breiten sich mächtige Moränen. Unfern La Mure sind sie sehr schlammig; auf ihnen folgen hier in bunter Wechsellagerung Bänderthone und Mehlsande, stellenweise aber auch Schotter; zuoberst kommen dann wieder Moränen und zwar in Wallform. Das Ganze machte auf mich den Eindruck einer zusammengehörigen Ablagerung, so etwa wie die Schotter, Sande und Bänderthone im grossen Profile von Wasserburg am Inn (S. 131), an dessen Schichtfolge mich die an den Ufern des Drac lebhaft erinnerte. Dabei ist aber die Physiognomie der Ablagerung eine wesentlich andere, wie aus dem Vergleiche unseres gegenüberstehenden Vollbildes mit dem auf S. 130 erhellt. Dieselben Schichten, die im regenreichen nördlichen Alpenvorlande breit abgeböschet sind, sind hier an der Grenze des mediterranen Klimas in Säulen und Pfeiler aufgelöst, die nicht selten von Blöcken gekrönt sind. Das sind die Feenschornsteine (Cheminés de fées) von La Mure. An andern Stellen aber decken Schotterfelder die Moränen, so z. B. bei Saint-Jean-d'Hérens. Kilian glaubt einen Schotterhorizont in den Moränen verfolgen zu können und unterscheidet darnach zwei Gletschervorstösse. Pierre Lory äussert hingegen in seiner letzterschienenen Arbeit, dass nur die Bildungen eines einzigen glacialen und fluvioglacialen Cyklus vorliegen.

Zerfall des Dracthalgletschers.

In Bezug auf die Oberflächengestalt sondern sich im Dracgebiete ausgedehnte, bis an den Fuss des Vercors reichende Moränendecken und typische Moränenwälle. Ein solcher erstreckt sich bei La Mure. Er bildet den Calvarienberg (949 m) nördlich des Städtchens und den Rücken westlich Saint-Sébastien am linken Ufer des Drac; auf seiner Innenseite liegen die grossen Aufschlüsse von La Mure, und wie ein Übergangskegel ist ihm die Schotterfläche von Saint-Jean d'Hérens vorgelegt. Andere Moränenwälle umspannen typische Zungenbecken an den Mündungen der aus der Pelvouxgruppe kommenden Thäler; wir begegnen einem im oberen Dracthal, dem Champsaur; ein zweites erstreckt sich im unteren Thale der Severaisse, dem Valgodemar, und reicht bis ins Dracthal hinein; ein drittes liegt im Thal der Bonne (Valbonne); seine Endmoränen reichen bis östlich von La Mure. Aus dem Dargelegten erhellt, dass der Dracthalgletscher, nachdem er sich im Maximum der Würm-Eiszeit bis an den Abfall des Vercors erstreckt hatte, beim Rückzuge unfern La Mure, dort wo das Dracthal aus dem Gebirge austritt, einen längeren Halt machte, worauf er in drei Einzelgletscher zerfiel, die längere Zeit am Ausgange der aus der Pelvouxgruppe kommenden Thäler endeten. Inwieweit diese Halte mit Vorstössen verbunden waren, wagen wir nach den vorliegenden Beobachtungen nicht zu

1) Bull. Soc. géol. (2) XVI 1858/59 S. 1033.

entscheiden. Ihre Parallelisierung mit den von uns bisher unterschiedenen Stadien versuchen wir wie folgt: Der grosse Endmoränenkranz von La Mure erscheint als ein Gegenstück zu den Endmoränen, welche der in die Mateysine eingedrungene Ast des Romancheгляtschers ihm gegenüber aufschüttete; wir verweisen ihn daher gleichfalls in die Phase der Würm-Eiszeit, welche der Bildung der Isèrethalterrasse folgte. Dagegen glauben wir, dass die Endmoränen der grossen Thalglätscher dem Bühlstadium angehören; denn letztere setzen, wie für jeden einzelnen durchgeführte Schätzungen übereinstimmend ergaben, Schneegrenzen in rund 2100 m Höhe voraus, verlangen also eine Depression der heutigen Schneegrenze um 900 m. Wenn der Dracthalglätscher bei La Mure endete, als sich der Romancheгляtscher noch mit dem Isèreglätscher vereinigte, muss das unterhalb La Mure gelegene Dracthal durch den Romancheгляtscher verschlossen gewesen sein. Deltaschotter, welche die Eisenbahn bei Saint-Michel-les Portes und bei Clelles in 800 m anschneidet, verraten in der That, dass sich zeitweilig am Fusse des Vercors ein Stausee erstreckt hat. Die Schotter der Dracthalverbauung würden nach dieser Auffassung gleichfalls in die Würm-Eiszeit gehören.

Für ihre nähere Altersbestimmung wird wichtig sein, zu ermitteln, ob alle im Liegenden der Dracthalmoränen auftretenden Schotter einem einheitlichen Horizonte angehören oder nicht. Im ersteren Falle müssten sie, da sie weit über das Gebiet der Endmoränen von La Mure herausgreifen, in die Zeit der herannahenden Würm-Vergletscherung verwiesen werden und älter sein, als die Terrassenschotter des Isèrethales. Letzteren hätten wir die oberen Schotter (D) gleichzustellen, welche nach Kilian unter den Endmoränen von La Mure durchsetzen und von den Endmoränen des Romancheгляtschers in der Mateysine ausgehen. Klarheit hierüber wird erst eine ins Einzelne gehende Untersuchung der Verbauung des Dracthales bringen.

Schwäche des Dracthalglätschers.

Die Entwicklung des Dracthalglätschers seit der Würm-Eiszeit zeigt manche Ähnlichkeiten mit der des Innthalglätschers. Hier wie da haben wir grosse Zuflüsse nur von der einen Seite des Thalgebietes, die andere verhält sich wie ein stauendes Hindernis; hier wie da zerfällt die Vergletscherung in eine Serie einzelner in den Nebenthälern gelegener Eisströme; nur geschieht dies im Inngebiete erst während des Gschnitzstadiums, im Dracgebiete schon im Bühlstadium, wie denn auch die Verbauung hier eine würmeiszeitliche ist, wogegen sie im Innthale der Post-Würmzeit angehört. Es ist die glaciale Entwicklung des Dracgebietes seit der Würm-Eiszeit stets um ein Stadium gegenüber der des Innthales voraus. Dies hängt damit zusammen, dass der Dracthalglätscher niemals eine so grosse Entwicklung genommen hat, wie der Innglätscher; während dieser sich in die nördlichen Kalkalpen ergoss, vermochte jener die Pässe des Vercors nicht zu überschreiten und drang lediglich in die Thäler des Devoluy ein. Während der Innglätscher das grosse tiefe Längsthal bis zum Überfließen füllte und seine Nachbarn zur Seite drängte, breitete sich der Dracglätscher auf einer breiten Hochfläche zwischen der alpinen und subalpinen Zone weit aus, und zwei mächtigere Nachbarn, im Norden der Romanche- und im Süden der Duranceglätscher, wehrten ihm den Ausfluss; ersterer verdrängte ihn, bis über 1300 m anschwellend, im unteren Dracthale, letzterer im oberen, wohin er sich, wie wir sehen werden, bis etwa 1600 m angeschwollen, über den Col Bayard ergoss. Es ist eben das eigentliche alpine Einzugsgebiet des Drac, sobald wir von der Romanche absehen, viel kleiner als das der letzteren und jenes der Durance, und diese Kleinheit wird durch die Höhe seiner Umrahmung nicht wett gemacht.

Die Gletscherentwicklung im Dévoluy hat ziemlich ausgedehnte Moränen hinterlassen, welche P. Lory auf Blatt Die der Carte géologique détaillée dargestellt hat. Nach den kurzen Mitteilungen Lorys (Comptes rendus des collaborateurs 1898 S. 115) handelt es sich vorwiegend um Lokal-gletscher, die häufig die krystallinen Blöcke einer früheren alpinen Vergletscherung zurückgefrachtet haben. Nachdem Lory dies ausdrücklich nicht bloss vom Becken von Dévoluy, sondern auch vom oberen Gebiete des grossen Buech (Beauchaine) und vom Bereiche des kleinen Buech ausserhalb der dortigen Jung-Endmoränen (les Sauvas) erwähnt, dürfte die Gruppe des Dévoluy während der Riss-Eiszeit ziemlich weit von alpinen Gletschern bedeckt gewesen sein. Die ziemlich ansehnliche Verbreitung der Lokalmoränen hier selbst weist unseres Erachtens auf eine wesentlich tiefere Lage der würmeiszeitlichen Schneegrenze, als von P. Lory auf Grund der Kare des Gebirges geschlossen wurde (2000 m; vergl. Les cirques de montagne. Revue des Alpes dauphinoises III 1901). Wir können ihre Höhe nicht über 1700 m ansetzen; denn weite Thalbecken mit einer Höhe von 1000—1200 m und einer Umrahmung von 2300 m Höhe, sind von lokalem Eise erfüllt gewesen.

Das Überfliessen des Duranegletschers in das obere Dracthal hat, wie wir sehen werden, nur während der Würm-Eiszeit stattgefunden. Ausdrücklich erwähnt P. Lory (Comptes rendus des collaborateurs 1901 S. 168), dass die Moränen mit Durancegesteinen im oberen Dracthale von Lokalmoränen bedeckt werden; das entspricht unserer Annahme, dass letztere dem Bühlstadium angehören.

IV. Quartärfaunen und paläolithischer Mensch im rhodanischen Gebiete und auf der Nordseite der Alpen.

Übersicht der Gliederungen des rhodanischen Quartärs. Verbreitung der paläolithischen Funde. Jungpaläolithische Funde: Reine Rentierzeit und Hirschzeit. Mammutzeit. Altpaläolithische Funde im Verein mit arktalpiner Fauna. Altpaläolithische Funde mit interglacialer Fauna. Solutré. Alter der Schichten von Solutré. Altersumfang der jüngeren arktalpiner Fauna. Beziehungen zwischen Löss und Eiszeit. Gliederung der jüngeren arktalpiner Fauna. Die ältere arktalpine Fauna. Faunenübersicht.

Übersicht der Gliederungen des rhodanischen Quartärs.

Einheitlich ist die Entwicklung der eiszeitlichen Glacialablagerungen auf der gesamten Nordseite der Alpen. Die Ablagerungen im rhodanischen Gletschergebiete gliedern sich in derselben Weise wie die auf der Nordseite der Ostalpen und in der Schweiz befindlichen. Unsere bereits 1888 ausgesprochene Mutmassung¹⁾, dass sich auch hier Altmoränen von Jungmoränen scheiden liessen, hat sich bestätigt; die von den französischen Geologen durchgeführte Gliederung der Schotter bei Lyon hat bereits zur Trennung von Nieder- und Hochterrassenschottern, sowie eines Plateauschotters von der Art der Ausbreitung unseres Deckenschotters geführt, und unterhalb Lyon konnten wir im Rhonethale unsere ganze Reihe fluvioglacialer Schotter erkennen. Der Löss tritt um Lyon ebenso auf wie im Salzachgebiete und schaltet sich zwischen Moränen ein; seine beschränkte Verbreitung erweist neuerlich seine Unabhängigkeit von den eigentlichen glacialen und fluvioglacialen Bildungen; seine Lagerung ist wiederum interglacial. Mächtige, mit den Jungmoränen verknüpfte Schotterablagerungen führen zum erneuten Nachweise einer grossen Schwankung der Vergletscherung während des Maximums der Würm-Eiszeit.

1) Vergl. Revue d'Anthropologie (3) III 1888 S. 386.

Bei allen z. T. recht auffälligen Parallelen fehlt es aber auch nicht an Besonderheiten. Der Umstand, dass sich der Rhonegletscher bei Lyon quer vor die grosse in Fortbildung begriffene Geosynklinale des Saônebeckens legte, hat hier zur Entwicklung eigenartiger Staubbildungen geführt; wir treffen Ablagerungen aus einer Interglacialzeit, die sich sonst als eine Zeit der fortschreitenden Thalbildung erweist; eine eingehende Untersuchung der diesem Gebiete eigentümlichen Ablagerungen unter steter Bezugnahme auf den Gang der Ereignisse bei Lyon verspricht noch mancherlei Aufschlüsse für die Geschichte des Eiszeitalters. Der Umstand ferner, dass sich die Gletscher des rhodanischen Gebietes, besonders der Isère gletscher, weniger weit aus den Alpen heraus erstreckten als die meisten der Nordseite des Gebirges hat zur Folge, dass die Laufschwankung, die sich dort auf dem Vorlande abspielte, hier in den Thälern stattfand, und dass wir im Isèrethal derselben Schichtentwicklung begegnen, wie im Innthal aus erheblich späterer Zeit.

Wir müssen auf Grund der durchgeführten Gliederung der Schotter und Moränen des rhodanischen Gebietes hier auf die Wiederkehr eben derselben vier Eiszeiten schliessen, die wir auf der Nordseite der Ostalpen und in der Schweiz unterscheiden konnten. Die Annahme einer Wiederholung der Vergletscherungen liegt den Geologen, welche die Umgebung von Lyon und das Isèrethal erforscht haben, jetzt weniger fern als früher. Während Falsan und Chantre nur von einer einzigen grossen Vergletscherung sprachen und gar nicht den Versuch unternahmen, die „alluvions anciennes“ und Moränen zu gliedern, haben die einschlägigen Untersuchungen namentlich von Delafond und Depéret um Lyon bereits zur Trennung von Ablagerungen geführt, die als glacial und interglacial bezeichnet worden sind; wir begegnen nunmehr auch bei Chantre und bei Arcelin diesen Ausdrücken. Aber alle genannten Forscher verstehen unter „interglacial“ nur eine Phase, keinen länger anhaltenden Abschnitt des Eiszeitalters und denken sich den Gletscherrückgang während dieser interglacialen Phase, die unserer Riss-Würm-Interglacialzeit entspricht, nicht allzuweit, nur etwa bis zum Jura. Eine solche Auffassung ist angesichts des Zurücktretens interglacialer Ablagerungen innerhalb des rhodanischen Gletschergebietes durchaus begreiflich; aber sie ist nicht haltbar, sobald wir den Blick auf die Aufschlüsse in anderen Gletschergebieten lenken, auf die der nördlichen Ostalpen und die der Schweiz. Allerdings haben sich die Erforscher der Quartärbildungen im Isèrethal, nachdem erkannt war, dass die dortige Schotterterrasse sich zwischen Moränen einschaltet, wiederholt der Bezeichnung interglacial zur Kennzeichnung ihrer Lagerung bedient; allein gerade in diesem Falle würde die Auffassung, dass es sich nur um eine Phase handelt, zutreffen; wir konnten zeigen, dass die Isèrterrasse eine interstadiale Ablagerung von weit jüngerem Alter ist, als die interglacialen der Umgebung von Lyon und vermochten nur eine Ablagerung des Isèregebietes, nämlich den Kalktuff von Entraigues, als interglacial anzusprechen.

Wir stellen in gegenüberstehender Tabelle die von uns durchgeführte Gliederung der rhodanischen Quartärbildungen mit den neueren unserer französischen Kollegen übersichtlich zusammen. Sie lässt eine weitgehende Übereinstimmung in der Ausscheidung einzelner Schichtglieder und vielfaches Zusammenfallen der Begrenzung von Zeitabschnitten erkennen; sie bringt ferner die verschiedene Abgrenzung der Quartärbildungen gegenüber dem Pliocän zum Ausdruck. Wir heben die jeweils gewählte Grenze durch einen starken Strich hervor.

| Zeitabschnitte | Ablagerungen | Bezeichnungen auf der Carte géologique dét. | | Delafond u. Depéret 1893 | Chantre 1901 | Arcelin 1901 |
|-------------------------------|--|--|--------------------------------------|--------------------------------|--------------------|---------------------------------|
| | | Bl. Lyon | Bl. Chambéry | | | |
| Würm- Eiszeit | Innere Jungmoränen . . . | a ^{1g1} | a ^{1g2} u. a ^{1g3} | Ober- Quartär | Ober- Quartär | Letzte Verglet- sicherung |
| | Isèrthalterrasse . . . | | a ^{1b} | | | |
| | Äussere Jungmoränen . . | a ^{1g1} | a ^{1g2} u. a ^{1g1} | | | |
| | Niederterrassenschotter . | a ^{1b} | | | | |
| Riss-Würm- Intergl.-Zeit | Löss | A | | Mittel- Quartär | Mittel- Quartär | II Intergl.- Zeit |
| | Terrasse v. Villefranche | | | | | |
| Riss-Eiszeit | Altmoränen | a ^{1g1} | | Unter- Quartär | | II Verglet- sicherung |
| | Hochterrassenschotter . | a ^{1a} | | | | |
| Mindel-Riss- Intergl.-Zeit | Thone u. Sande bei Saint- Cosme (?) | | | II Ober- Pliocän | Unter- Quartär | I Intergl.- Zeit |
| Mindel-Eiszeit | Jüngerer Deckenschotter | p ¹ | | I Ober- Pliocän | | I Verglet- sicherung |
| Günz-Eiszeit | Älterer Deckenschotter . | p ¹ | | | | |
| Jung-Pliocän | Quarzsotter | p ¹ u. P ^b | | | | |

Verbreitung der paläolithischen Funde.

Reicher als sonst im Umkreise der Alpen sind an der Peripherie des rhodanischen Gletschergebietes paläolithische Funde. Was an solchen in glacialen und interglacialen Ablagerungen gemacht worden ist, haben wir bereits gewürdigt; es erübrigt noch jener weit zahlreicheren Vorkommnisse zu gedenken, die isoliert auftreten, nämlich der vielen Höhlenfunde im Bereiche des Jura und der Kalkgebirge des Mâconnais und Beaujolais sowie der zahlreichen Einzelfunde. Darüber liegt eine umfangreiche, aber vielfach sehr schwer zugängliche Litteratur vor, die jedoch erfreulicherweise zu mehreren monographischen Bearbeitungen Veranlassung gegeben hat. Diese ermöglichen eine übersichtliche Orientierung und sind uns um so wichtiger, als sie die archäologische Stellung der einzelnen Funde fachmännisch festlegen. In erster Linie kommt E. Chantres wiederholt erwähntes Werk über den quartären Menschen des Rhonebeckens in Betracht. Daneben benutzen wir für das Beaujolais das wenig ältere Werk von Claudius Savoye¹⁾. Für die nördlich angrenzenden Gebiete haben wir die Zusammenstellungen von Maurice Piroutet²⁾ und G. de Mortillet³⁾. Zu welchen Schlussfolgerungen die also verarbeiteten Funde im Verein mit den anderen auf der Nordseite der Alpen für die prähistorische Archäologie führen, habe ich an anderer Stelle zu zeigen versucht⁴⁾; es erübrigt hier darzuthun, inwieweit sie die Geschichte des Eiszeitalters ergänzen.

1) Le Beaujolais préhistorique. Lyon 1898 aus Bull. Soc. d'anthrop. de Lyon. XVII. 2. 1898.

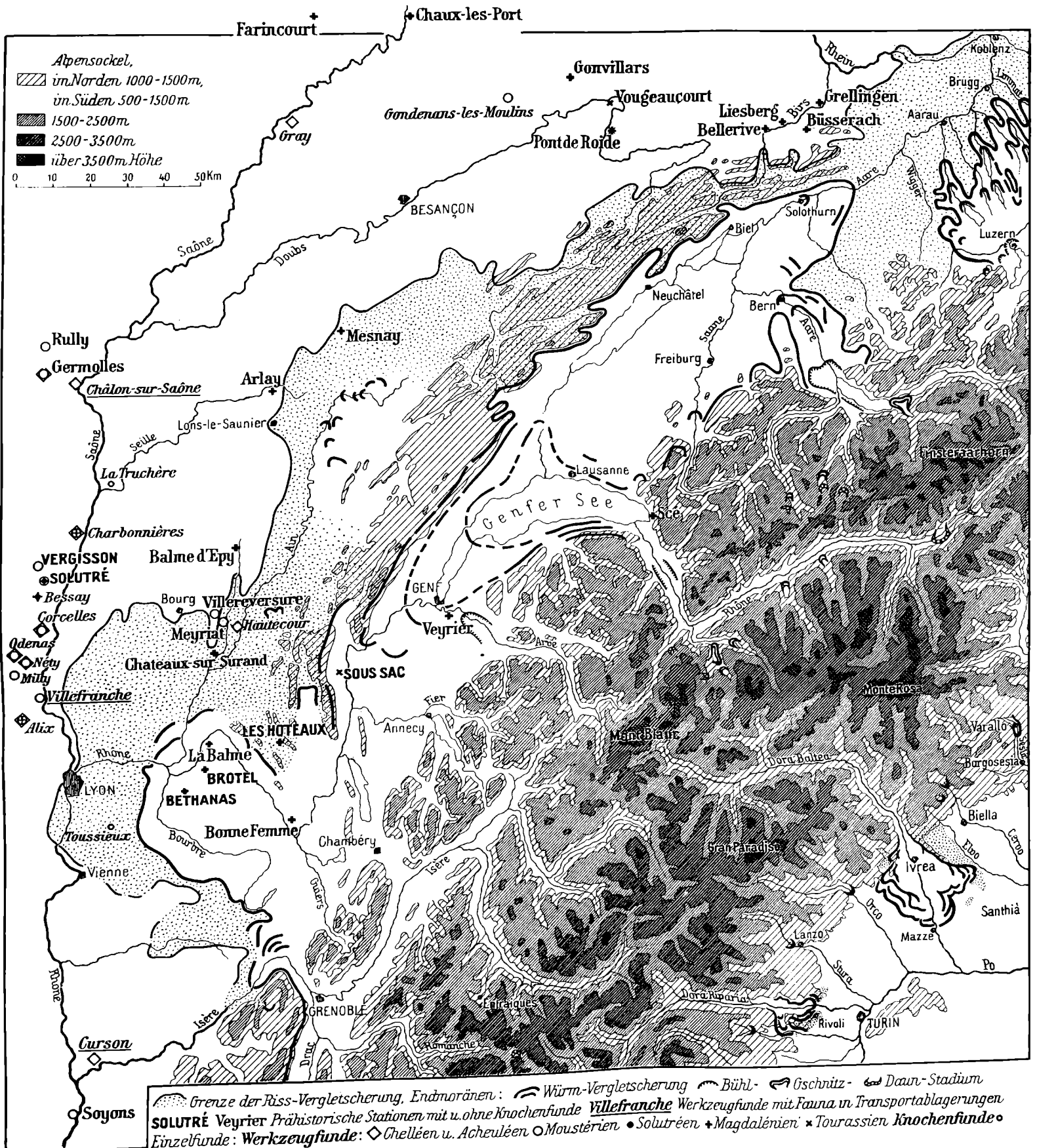
2) Coup d'oeil sommaire sur le préhistorique en Franche-Comté. L'Anthropologie. XIV. 1903, S. 437.

3) Le préhistorique en Suisse. Revue mensuelle de l'école d'anthropologie. VIII. 1898, S. 137.

4) Die alpinen Eiszeitbildungen und der prähistorische Mensch. Archiv f. Anthropologie. N. F. I. 1903, S. 78.

| | | Chelléen | Achenléen | Moustérien | Solutréen | Magda- léen | Tourassien | |
|--|-------|----------|-----------|------------|-----------|----------------|------------|-------------------|
| A. Mâconnais, Beaujolais, Mont d'Or, Ardèche. | | | | | | | | |
| Rully | St. | — | — | + | — | — | — | Chantre S. 116. |
| Germolles | St. | + | — | + | — | — | — | „ S. 34. 117. |
| Charbonnières u. Umgeb | W. | + | + | + | — | + | — | „ S. 36. |
| Vergisson | St.K. | — | — | + | — | — | — | „ „ 116. |
| Solutré | St.K. | — | — | + | + | + | — | „ „ 143. |
| Bessay | W. | — | — | — | + | + | — | Savoie S. 61. |
| Corcelles | W. | + | — | + | — | — | — | „ „ 28. 53. |
| Odenas | W. | + | — | + | — | — | — | „ „ 32. 45. |
| Néty | W. | + | — | + | — | — | — | „ „ 27. 54. |
| Milly | W. | — | — | + | — | — | — | „ „ 54. |
| Alix | W. | — | + | + | + | + | — | „ „ 58. |
| Soyons | St. | — | — | + | — | — | — | Chantre S. 117. |
| B. Jura. | | | | | | | | |
| Liesberg | St. | — | — | — | — | + | — | Brückner S. 638. |
| Gréllingen | St. | — | — | — | — | + | — | „ „ 638. |
| Büsserach | St. | — | — | — | — | + | — | „ „ 638. |
| Bellerive | St. | — | — | — | — | — | + | „ „ 638. |
| Chaux-les-Ports | St. | — | — | — | — | + | — | Piroutet S. 439. |
| Farinecourt | St. | — | — | — | — | + | — | „ „ 439. |
| Gonvillars | St. | — | — | — | — | + | — | „ „ 439. |
| Rochedane b. Pont de Roide | St. | — | — | — | — | + | + | „ „ 439. |
| Chataillon b. Vougeaucourt | St. | — | — | — | — | — | + | „ „ 439. |
| Gondenans-les-Moulins | St. | — | — | + | — | — | — | Chantre S. 93. |
| Mesnay bei Arbois | St. | — | — | — | — | + | — | Piroutet S. 440. |
| Balme d'Epy | St. | — | — | — | — | — | + | „ „ 440. |
| Arlay | St. | — | — | — | — | + | — | Chantre S. 166. |
| Villereversure | St. | — | — | + | — | — | — | „ „ 99. |
| Meyriat u. Noblens | W. | — | — | + | — | — | — | „ „ 123. |
| Hautecour | W. | + | — | — | — | — | — | „ „ 35. |
| Chateaux-les-Suran | St. | — | — | — | — | + | — | „ „ 159. |
| La Balme | St. | — | — | — | — | + | — | „ „ 161. |
| Brotel | St.K. | — | — | — | — | + | — | „ „ 164. |
| Béthanas | St.K. | — | — | — | — | + | — | „ „ 161. |
| Les Hoteaux | St.K. | — | — | — | — | + | + | vergl. u. S. 704. |
| Bonne Femme | St. | — | — | — | — | + | — | „ „ „ 705. |
| Sous-Sac | St. | — | — | — | — | — | + | „ S. 706. |
| Veyrier | St. | — | — | — | — | + | — | Brückner S. 638. |
| C. Alpen. | | | | | | | | |
| Scé | St. | — | — | — | — | + | — | Brückner S. 638. |
| D. Vorland. | | | | | | | | |
| Gray | W. | + | — | — | — | — | — | Piroutet S. 438. |
| Chalon-sur-Saône | W.F. | + | — | — | — | — | — | Chantre S. 32. |
| La Truchère | K. | — | — | — | — | — | — | vergl. S. 668. |
| Villefranche | W.F. | — | — | + | — | — | — | „ „ 669. |
| Toussieux | K. | — | — | — | — | — | — | „ „ 673. |
| Curson | W.F. | + | — | — | — | — | — | „ „ 658. |

W.: Werkzeugfund. K.: Knochenfund. W.F.: Werkzeugfund und Quartärfauna in Transportab-
lagerungen. St.: Funde an bewohnt gewesenen Stationen mit Werkzeugen und Quartärfauna. St.K.:
Solche Funde mit Menschenknochen.



Paläolithische Fundstellen am Saum der helvetischen und rhodanischen Vergletscherung.

Maßstab 1 : 1 400 000.

Wir stellen zu dem Ende in unserm Kärtchen S. 702 ihre geographische Verbreitung dar und erläutern dasselbe zunächst durch nebenstehende Übersichtstabelle, in der wir die archäologische Stellung der einzelnen Vorkommnisse angeben.

Wir folgen dabei der von G. de Mortillet aufgestellten Klassifikation; dieselbe wird von unsern Gewährsmännern benutzt. In ihrer Befolgung wenden wir auch die Mortilletsche Benennung Tourassien trotz der von Marcellin Boule dagegen erhobenen Einwände (*L'Anthropologie* VIII, S. 684) an. Sie ist für uns synonym mit dem Masdazilien Piroutets.

Die einzelnen auf unserm Kärtchen verzeichneten und in unserer Tabelle angeführten paläolithischen Funde haben verschiedenen Wert. Ausschlaggebend sind die Stationen, die uns vergewissern, dass sich der Mensch an der betreffenden Stelle länger aufgehalten hat, die uns zahlreiche Reste seiner Tätigkeit und gelegentlich seiner selbst, sowie der ihn umgebenden Fauna darbieten. Mit ihnen vereinigen wir auch die Höhlen- und Spaltenfunde (Gondenans, Villereversure), die zwar keine Beweise für einen menschlichen Wohnplatz, aber wenigstens solche für das Zusammenleben des Menschen und der betreffenden Fauna enthalten. Weniger massgebend sind die Funde menschlicher Artefakte in Transportablagerungen, namentlich in Flussschottern; denn sie sind schwerlich auf primärer Lagerstätte, und wenn es auch das wahrscheinlichste ist, dass sie bei zahlreicherem Auftreten aus der Zeit der Ablagerung des Schotter datieren, so können bei der häufigen Umlagerung von Flussgeröllen auch leicht einmal Werkzeuge aus einer älteren Ablagerung in eine jüngere gelangen. Wir würden daher aus dem Auftreten von einzelnen, von Chantre dem Chelléen zugewiesenen Artefakten in einer in das Niveau der Niederterrasse fallenden Ablagerung bei Curzón (S. 658) auch dann nicht wagen, auf das geologische Alter des Chelléen Schlüsse zu machen, wenn uns die Funde minder problematisch vorkämen. Noch geringere Bedeutung kommt endlich einzelnen an der Oberfläche gemachten Werkzeugfunden zu; denn der Gedanke an nachträgliche Verschleppung ist nie ganz ausgeschlossen. Auch ihre archäologische Würdigung stösst auf grössere Schwierigkeiten, und angesichts einzelner Vorkommnisse gehen in unserm Gebiete die Meinungen so weit auseinander, dass die einen die Fundstücke für neolithisch erachten, die die andern für paläolithisch erklären. Wir haben daher nicht alle der namentlich im Beaujolais äusserst zahlreichen Einzelfunde in das Kärtchen aufgenommen. Nur der Orientierung halber verzeichnen wir die beiden Örtlichkeiten, an denen Menschenreste in Verbindung mit Quartärbildungen gefunden worden sind, wenngleich wir uns nicht vergewissern konnten, dass bei Toussieux und bei La Truchère Gebeine des eiszeitlichen Menschen vorliegen.

Jungpaläolithische Funde: Reine Rentierzeit und Hirschzeit.

Ein Blick auf unser Kärtchen zeigt uns, dass im Bereich der rhodanischen und helvetischen Vergletscherung die paläolithischen Stationen in das Gebiet der ehemaligen Vereisung tief eindringen. Wir verfolgen sie an der Rhone aufwärts bis an das obere Ende des Genfer Sees; viele von ihnen liegen im Bereiche der Jungmoränen. Alle diese Stationen gehören ausnahmslos in die jüngste Phase der paläolithischen Zeit; die Steinindustrie ist die des Magdalénien, aber die grossen Dickhäuter fehlen; der quartäre Charakter der Fauna wird in erster Linie durch das Rentier, in zweiter durch hochalpine Arten, wie den Steinbock, bestimmt; aber das Rentier wird allmählich durch den Hirsch ersetzt und stellenweise vergesellschaftet sich typisch paläolithische Werkzeuge mit der heutigen Fauna. Wir haben es mit

Stationen einer reinen Rentier- und einer Hirschzeit zu thun. Sie alle sind jünger als die letzte Vergletscherung, und es lässt sich erkennen, dass zwischen dieser und der Ankunft des Menschen ein Zeitraum von einiger Dauer verstrich. So zeigt sich auch im rhodanischen Gebiete, ebenso wie in der Gegend von Schaffhausen, wo die Station des Schweizersbild mit der Rentierzeit beginnt (vergl. S. 422), dass die reine Rentierzeit wesentlich jünger als die Würneiszeit ist.

Bereits Falsan und Chantre (II S. 475) haben das rhodanische Magdalénien an das Ende des Quartärs versetzt. Sie würdigten dabei die Grotten von *Soé*, *Veyrier*, *Balme*, *Brotel* und *Bethanas*. Seither haben *Tournier* und *Guillon* die Höhlen von *Les Hoteaux* und *Bonne Femme*, sowie das Vorkommen von *Sous-Sac* erforscht (*Les hommes préhistoriques dans l'Ain*. Bourg. 1895. *Les abris de Sous-Sac et les Grottes de l'Ain à l'époque néolithique* Bourg. 1903) und hier genaue Schichtfolgen festgestellt, über die wir kurz berichten.

Die Grotte von *Les Hoteaux* liegt im Thalzuge *Culoz-Ambérieu*, 1 km nordwestlich *Rosillon* (Blatt *Chambéry* 1:80 000). Sie öffnet sich hier in 350 m Höhe am nördlichen Thalgehänge in einiger Höhe über der Thalsohle; die Funde wurden auf einer Terrasse am Eingang der Höhle, nicht in deren Innern, gemacht. Von oben nach unten stellten *Tournier* und *Guillon* folgende Schichten fest:

0,9 m gelber Höhlenlehm, an der Basis mit zwei Kulturschichten (die Verfasser schreiben: *foyers*, doch handelt es sich nach der Beschreibung nicht um Herde).

0,9 m sandiges Erdreich, stellenweise in reinen Kalksand übergehend, nach oben und unten durch Kulturschichten begrenzt, und zwei weitere Kulturschichten (*foyers*) enthaltend.

0,2 m gelber Höhlenlehm mit Felsbruchstücken und alpinen Geschieben.

Die sechs nachgewiesenen Kulturschichten haben im ganzen 5000 Feuersteinwerkzeuge geliefert, gefertigt aus den Feuersteinen des benachbarten *Bajocien* und oberen *Malm*. Sie gehören dem Formenkreise des typischen *Magdalénien* an, das auch durch *Beinartefakte* vertreten ist. Die von *M. Boule* bestimmten *Säugetierreste* verteilen sich, geordnet nach ihrer Häufigkeit, auf folgende Arten: *Cervus tarandus* L., *Capra ibex* L., *Cervus elaphus* L., *Sus scrofa* L., *Arctomys marmotta* L., *Castor fiber* L., *Lepus timidus* L., *Cervus alces* L.?, *Hyaena spelaea* Goldf., *Meles taxus* Pall.; *Milne Edwards* bestimmte ferner folgende Vogelreste: *Tetrao tetrix* L., *Tetrao albus* Vieill., *Corvus pica* L., *Stryx athene* (?). In der dritten Kulturschicht, an der Grenze zwischen dem oberen Höhlenlehm und dem sandigen Erdreich, wird der Hirsch besonders häufig und das Ren seltener; die beiden obersten sind ärmer an Resten. In der untersten, sechsten Kulturschicht wurde ein menschliches Skelett gefunden, dessen rote Färbung und unordentliche Lagerung auf eine zweimalige Bestattung hinweisen. Die Grabbeilagen — darunter ein Kommandostab — sowie die ausdrückliche Erklärung unserer Autoren, dass über dem Grabe die Schichtfolge nicht gestört gewesen sei, entkräftet die Bedenken, welche *G. de Mortillet* im Gegensatz zu *Acy* gegen das paläolithische Alter der Bestattung erhoben hat (*Bull. Soc. d'anthropologie* 1895 S. 388 u. 419, vergl. auch *G.* und *A. de Mortillet* *Le Préhistorique* 3. Aufl. 1900, S. 312). In einem Referate von *M. Boule* in *L'Anthropologie* (VI. 1895, S. 314) wird angegeben, dass die Masse des Skelettes, das von einem etwa 16jährigen Individuum herrühren dürfte, auf eine Körperlänge von 135 cm hinweisen. Wir haben es daher hier, wie am *Schweizersbilde*, mit der Grabstelle einer Zwergrasse zu thun, nur dass hier das Grab noch in die Rentierzeit gehört, während die Gräber des *Schweizersbildes* in die Hirschzeit fallen. Hier wie da aber vollzieht sich der Übergang zwischen den beiden genannten Zeiten ganz allmählich ohne Wechsel der lithischen Industrie, und das bestimmt uns, sie beide als paläolithisch zu erachten.

Nüesch hält die graue Kulturschicht vom *Schweizersbilde*, welche die Hirschfauna enthält, gleich den dortigen Gräbern für altneolithisch und weist auch in seiner kürzlich erschienenen Arbeit: *Der Dachsenbühl*, eine Höhle aus frühneolithischer Zeit bei *Herblingen*, *Kanton Schaffhausen* (*Neue Denkschriften d. allgem. schweiz. Gesellsch. f. d. ges. Naturw.* XXXIX 1903), die Grabstelle im benachbarten *Dachsenbüel* in das Frühneolithische, wenn er auch hervorhebt, dass sich hier wie da keine geschliffenen, fertigen Steinwerkzeuge, keine Steinäxte, auch keine Topfscherben und keine Bronzegegenstände in den Gräbern als Beilage finden. Die Topfscherben und z. T. ganz rezenten Reste von Haustieren des *Dachsenbüel* wurden ausserhalb der Grabkiste angetroffen. Ich möchte so lange am jungpaläolithischen Alter der Gräber und der ungestörten grauen

Kulturschicht des Schweizersbildes festhalten, als nicht ihr neolithisches Alter durch spezifische Funde, sei es von geschliffenen Steinwerkzeugen oder durch Reste von Töpferei festgestellt werden kann; denn es widerstrebt mir, Ablagerungen als neolithisch zu bezeichnen, deren Steinartefakte ausschliesslich dem paläolithischen Formenkreise angehören. M. Hoernes hat gegen meine Zuweisung der Hirschzeit des Schweizersbildes zum Tourassien G. de Mortillet's das Bedenken geäussert, dass die charakteristischen Typen dieser Stufe, die Hoernes mit dem Asylien Piettes identifiziert, nämlich Hirschhornharpunen, bemalte Kiesel und die Bestattung à deux degrés mit Rotfärbung der Knochen, so wie wir sie oben bei les Hoteaux kennen gelernt haben, am Schweizersbilde fehlen (Der diluviale Mensch in Europa, Braunschweig 1903, S. 211). Ich möchte erwähnen, dass sich G. de Mortillet selbst nicht an das Fehlen dieser Typen gestossen hat, als er die Funde von Bellerive an der Birs zum Tourassien stellte (Le préhistorique suisse. Revue mensuelle de l'école d'anthropologie VIII 1898. S. 138, vergl. S. 150). Auch Pirouet verweist Funde, in denen die Harpunen keine besondere Rolle spielen, in das Tourassien bez. in das Masdasilien.

Die Ausgrabungen von Tournier und Guillon in der Grotte von Bonne Femme unfern Cordon an der Rhone führten zum Nachweise zweier ausgedehnter Kulturschichten der Magdalénienzeit, die von tuffigem Höhlenlehm mit Steinen überlagert waren. Darunter wurde ein „Cailloutis imprégné d'argile rouge“ angetroffen, in dem sich in 1,5 m Tiefe, im Niveau der benachbarten Moränen des Rhonegletschers, alpine Geschiebe einstellten. Dieses „cailloutis“, imprägniert mit dem roten Lehme, welcher die Spalten des Jura so häufig erfüllt, dürfte wohl ein brecciöser Höhlenlehm sein; er markiert den Verlauf einer gewissen Zeit zwischen dem Rückzug der Würm-Vergletscherung und dem Auftreten der Rentierkultur. Diese ist hier lediglich, da alle Knochen verwittert sind, durch die bekannten Feuersteinartefakte repräsentiert; sie ist begleitet von folgenden Säugetieren, die lediglich durch Zähne nachgewiesen wurden: *Capra ibex* L., *Cervus alces* L., *Arctomys marmotta* L., *Cervus elaphus* L., *Hyaena spelaea* Goldf., *Cervus tarandus* L., *Equus* (kleine Art), *Ursus* sp.

Mammutzeit.

Der Zeitraum zwischen dem Maximum der Würm-Eiszeit und den Stationen der Rentierzeit, der uns in den Grotten von Les Hoteaux und Bonne Femme, ebenso wie im Schweizersbilde (S. 423) entgegentritt, dürfte teilweise wenigstens durch die Funde aus den älteren Schichten des Kesslerloches bei Thaingen repräsentiert werden. Wir haben bereits gesehen, dass auch diese Station postglacial sein muss. Die neueren Ausgrabungen von Nüesch¹⁾ führten hier zum Nachweise ziemlich zahlreicher Mammutreste, von denen einige angekohlt waren und offenbar Speiseabfälle sind. Das Mammut aber tritt am Schweizersbilde nur in einer Umrisszeichnung, in den Stationen des rhodanischen Gletschergebietes gar nicht entgegen; seine Existenz zur Postwürmzeit ist uns aus der Schweiz durch den Fund der Mammutherde bei Niederweningen (S. 580) bezeugt. Ferner kennen wir vom Kesslerloche nicht gerade selten Rhinocerosreste, die beim Schweizersbilde sehr selten sind, im rhodanischen Gebiete aber völlig fehlen. Auch die Kunstwerke vom Kesslerloche weisen, wie Schoetensack gezeigt, auf ein etwas höheres Alter. Die Steinindustrie des Magdalénien beginnt also im Bereiche der rheinischen Jungmoränen bereits zur Mammutzeit, als die grossen Dickhäuter noch reichlich existierten; sie hat deren Aussterben, und den Rückzug des Rentiers nach dem hohen Norden überdauert. Ihre lange Dauer offenbart sich in einem Wechsel des Materials, das zu den Beinartefakten verwendet wurde: beim Kesslerloch noch Elfenbein, beim Schweizersbilde in den unteren Schichten lediglich Ren, wie auch bei Schussenried, in den oberen mehr und mehr Hirsch. Schliesslich haben wir nur Hirsche in der Umgebung des paläolithischen

1) Das Kesslerloch, eine Höhle aus paläolithischer Zeit. Mit Beiträgen von Th. Studer und O. Schoetensack. Neue Denkschr. allgem. schweiz. Gesellsch. f. d. ges. Naturw. XXXIX 2, 1904.

Menschen, und zugleich geht die Steinmanufaktur auffällig zurück: wir stehen an der Grenze des Neolithischen oder schon in demselben.

Dies letztere Stadium wird uns durch den Unterschluß von Sous-Sac repräsentiert, den Tournier und Guillon am Ostfusse des Sattels von Richemond in der Gemeinde Craz unweit der Rhone ausgebeutet haben. Sie trafen hier Menschenreste und zahlreiche zubeahene Steinartefakte in der Gesellschaft von *Cervus elaphus* L., *Cervus capreolus* L., *Sus scrofa* L., *Meles taxus* L., *Bos* sp., *Capra* sp., *Lutra vulgaris* Erxl., *Mustela foina* Briss., sowie von Unionen, *Limnaea stagnalis* L. und Helixarten, was an Piettes Etage coquillier, das Arisien, erinnert. Dabei zeigen die Steinartefakte sichtlichen Verfall gegenüber dem Magdalénien und neue Typen. Nur mit Vorbehalt stellen wir in unserer Tabelle S. 702 die Station noch zum Tourassien.

Wenn die Mammutzeit des Kesslerloch älter ist, als die Rentierzeit des Schweizersbild, die wir in das Bühlstadium verlegen, und zugleich jünger als das Maximum der Würm-Eiszeit, so kann sie nur in die Achenschwankung fallen. Damit harmoniert, dass die gleichfalls postglacialen Mammutfunde von Niederwenigen in der Gesellschaft einer Pflanze gemacht worden sind (*Potamogeton acutifolius* Lk.)¹⁾, deren heutige Verbreitung auf das niedere Land vor den Alpen und die tieferen Alpenthäler beschränkt ist, und weder mit der niederen Lage der Schneegrenze zur Würm-Eiszeit noch mit der des Bühlstadiums, wohl aber mit einer milderen Zwischenzeit vereinbar ist. Alles vereint sich, die postglaciale Mammutzeit in die Achenschwankung festzulegen. Bis in diese reicht das Magdalénien zurück.

Nichts deutet darauf, dass nach unserer reinen Rentier- und Hirschzeit noch eine Eiszeit gefolgt sei, wie M. Hoernes annimmt (Der diluviale Mensch in Europa. Braunschweig 1904 S. 9), was er allerdings selbst später (S. 210) als hypothetisch bezeichnet und in einem Versuche, die prähistorischen Stufen mit unserer Einteilung des Eiszeitalters in Beziehung zu bringen, fallen lässt. Aber auch für Einordnung einer heissen Periode, wie August Schulz deren zwei für die Postwürmzeit annimmt, in die oben aufgestellte Reihe fehlen alle Anhaltspunkte, und Schulz muss zu einer Reihe recht willkürlicher Annahmen greifen, um wenigstens eine derselben in dem Gange der Ereignisse unterzubringen, welche die Schichtfolge des Schweizersbildes darbietet (Die Wandlungen des Klimas, der Flora und der Bevölkerung der Alpen und ihrer Umgebung vom Beginne der letzten Eiszeit bis zur jüngeren Steinzeit (Zeitschr. f. Naturw. LXXVII. S. 41, besonders S. 50—55). Da sollen Unterbrechungen in der Ablagerung erfolgt sein; sie soll Risse bekommen haben, in welche Tierreste fielen, usw. Ich habe bei wiederholten Besuchen des Schweizersbildes stets den Eindruck einer kontinuierlich erfolgten Bildung erhalten, deren nur stellenweise durch Menschenhand bewirkte Umlagerungen bei den Ausgrabungen von Nüesch festgestellt worden sind. Für die von Schulz gemutmassten Umlagerungen, Abtragungen, Spalten usw. hat die Beobachtung der Schichtfolge keine Anhaltspunkte ergeben. Das Zusammenvorkommen von kleinen Steppen-tieren mit Tundratieren, das Schulz durch Annahme späteren Eindringens der ersteren in eine Ablagerung von glacialem Charakter erklären möchte, ist aber nicht bloss für das Schweizersbild, sondern auch sonst noch mehrfach, zuletzt noch für das Kesslerloch festgestellt worden, weswegen wir keinen Grund haben, am einstigen Zusammenleben beider Faunen zu zweifeln.

Altpaläolithische Funde im Verein mit arкто-alpiner Fauna.

Viel reicher als im Bereiche der alten Gletscher ist die Entwicklung der paläolithischen Funde ausserhalb desselben. Hier treffen wir nicht bloss solche aus dem Magdalénien und Tourassien, sondern auch aus den älteren Stufen, dem Chelléen, Achenléen und Moustérien, welche von A. de Mortillet²⁾ als altpaläolithische jenen gegenüber gestellt worden sind. Falsan und Chantre haben bemerkt

1) *Iris Pseudacorus* L., die wir S. 580 erwähnten, hat sich nachträglich, wie uns Professor Schröter mitteilt, als *Polygonum bistorta* Tourn. herausgestellt; diese Pflanze gehört wie die meisten von Niederwenigen, der Montanflora an; die Gesamtvegetation von Niederwenigen stimmt nach Schröter sehr wohl mit der von Uznach überein (S. 532).

2) G. u. A. Mortillet, *Le préhistorique* 3. Aufl. 1900, S. 347.

(II S. 475), dass sie sich an die Peripherie der alten Vergletscherung halten, und G. de Mortillet¹⁾ hat ihre Verbreitung bereits mit der Thatsache in Verbindung gebracht, dass sie älter oder höchstens gleichzeitig mit der maximalen Eisausdehnung seien, welche letztere, wie wir zeigen konnten, der Riss-Eiszeit angehört. Auch ich kann in diesem Auftreten nur einen entschiedenen Beweis für das verschiedene Alter der alt- und jungpaläolithischen Stufe erblicken; denn wären beide gleichzeitig, so wäre durchaus nicht einzusehen, warum die Magdalénienleute der sich zurückziehenden Würm-Vergletscherung bis zum Genfer See folgten, die Moustérienleute aber am Saume der Altmoränen halt machten.

Ein grosser Teil unserer altpaläolithischen Funde ist mit einer Fauna von ganz denselben Charakteren vergesellschaftet, wie wir sie als arкто-alpin bezeichnet haben (S. 424). Es mischen sich in ihr hochalpine mit nordischen und subarktisch-kontinentalen Arten, weswegen wir von einer arкто-alpin-kontinentalen Fauna sprechen können. Sie ist durch Murmeltier, Rentier und Pferd gekennzeichnet, enthält stets Reste von Mammut und wollhaarigem Rhinoceros und bekommt nur stellenweise ein bestimmtes Gepräge durch das massenhafte Auftreten des Höhlenbären. Es ist schwer, manchmal kaum möglich, diese arктоalpine Fauna von der des Magdalénien zu trennen, wenn Silexartefakte fehlen. Diesen kommt daher hohe geologische Bedeutung zur Unterscheidung zweier überaus ähnlicher Faunen zu. Es sind in der Regel die primitiven Werkzeuge vom Moustérientypus, die mit der älteren arктоalpiner Fauna zusammen vorkommen; von der Grotte von Germolles wird aber von E. Chantre (S. 117) betont, dass sich in ihr auch die amygdaloiden Keile des Chelléen darunter mischen. Wir legen daher vor der Hand auf eine genaue Scheidung von Chelléen- und Moustérienfunden in unserem Gebiete kein Gewicht und begnügen uns hervorzuheben, dass kein altpaläolithischer Fund mit arктоalpiner Fauna im alten Gletschergebiete gemacht worden ist; alle liegen ausserhalb der Altmoränen; wir erachten daher die arктоalpine Fauna der älteren paläolithischen Zeit für gleichalt mit der Riss-Eiszeit.

Eine Fundstelle liegt allerdings hart an der Grenze der Altmoränen. Es ist die von Bérout ausgebeutete Spaltenausfüllung der Grotte des Balmes bei Villereversure (La grotte des Balmes. Matériaux pour l'histoire prim. 3s. III. 1886 S. 241). Sie befindet sich am Süden des Rückens, welcher die Combe von Ramasse vom Suranthale bei Villereversure trennt, in welcher letzterem Benoit auf Blatt Nantua (160) der Carte géologique détaillée noch Moränen angiebt, während die S. 663 erwähnte Endmoräne von Hautecour weiter östlich liegt. Ausserordentlich reich ist die Fauna dieser Spaltenausfüllung. E. Chantre (S. 102) führt folgende Arten an, von denen die mit einem * bezeichneten auch im Magdalénien vom Schweizersbild und Kesslerloch vorkommen: *Canis vulpes L., Hyæna crocuta Zimm., Ursus spelæus Blum., Meles taxus Pall., *Gulo borealis Briss., *Felis leo L., Felis pardus L., *Elephas primigenius Blum., Elephas intermedius Jourd., *Rhinoceros tichorhinus Cuv., *Equus caballus L., Sus scrofa L., *Cervus elaphus L., Cervus megaceros Hart., *Cervus tarandus L., *Bos primigenius Boj., Lepus cuniculus L., Lepus vulgaris L., Arvicola terrestris L., *Arvicola amphibius L., *Arctomys marmotta Schreb., Talpa sp., Aquila sp., Pyrrhocorax sp.

In einer Seitennische wurden Bruchstücke von Zähnen von *Elephas meridionalis* gefunden, die wegen ihrer isolierten Lage ausser Betracht bleiben müssen. Aus der knochenführenden Kluffablagerung erwähnt Bérout drei faustgrosse Gerölle von alpinen Quarziten. Ihr glacialer Ursprung bleibt angesichts der Ausführungen Brückners über den Transport von alpinem Pliocängeröll quer über den Jura (S. 479) noch zu erweisen; keinesfalls sprechen sie gegen ein hohes Alter der Ablagerung.

In der Nachbarschaft von Villereversure sind bei Meyriat und Noblens im Bereiche der von Benoit kartierten Moränen einige isolierte Moustérienwerkzeuge gefunden worden. Arcelin ferner

1) Le préhistorique 1. Aufl. 1883, S. 314.

hält an der Richtigkeit des Fundes von einem Chelleskeile bei Hautecour, also auf der S. 663 erwähnten Alt-Endmoräne, durch Tardy gegenüber Chantrefest (La vallée inférieure de la Saône 1901 S. 36), weswegen wir diesen Fund in unser Kärtchen aufgenommen haben. Wir wagen um so weniger aus solchen Einzelfunden von Werkzeugen Schlüsse zu ziehen, als in frühneolithischer Zeit vielfach den Chelleskeilen sehr ähnliche Werkzeuge gefertigt worden sind.

Altpaläolithische Funde im Verein mit interglacialer Fauna.

An einer Stelle haben wir Artefakte des Moustérien in einer Ablagerung gefunden, die nach ihren Lagerungsverhältnissen jünger ist, als die Moränen der Riss-Eiszeit. Es ist die Terrasse von Villefranche. Wir haben S. 669 die Gründe auseinandergesetzt, warum wir sie für interglacial halten, und sie in die Riss-Würm-Interglacialzeit verwiesen. Darnach hat die Moustérienzeit die Riss-Eiszeit überdauert und sich bis in den warmen Abschnitt der nächstfolgenden Interglacialzeit hinein erstreckt. Unsere stratigraphischen Beobachtungen stehen mit der Fauna von Villefranche in Einklang. Wir haben hier dasselbe *Rhinoceros Mercki* begegnet, das wir in interglacialen Ablagerungen der Schweiz, im Kalktuffe von Flurlingen (S. 422) und in den Schieferkohlen von Dürnten (S. 582), kennen gelernt haben. Diese Fauna schaltet sich zwischen die arktio-alpine Fauna der älteren paläolithischen Zeit und die des jüngeren Paläolithikum ein. Gleiches ist auch in der Schweiz der Fall. Wir kennen sowohl aus den Hochterrassenschottern als auch aus den Niederterrassenschottern der Schweiz die charakteristischen Elemente der arktioalpinen Fauna, nämlich Mammut, wollhaariges *Rhinoceros* und Ren (S. 465).

Dieser Nachweis widerspricht der Annahme zahlreicher französischer Forscher, wonach die Fauna des Mammut und Ren stets jünger sei, als die von *Elephas antiquus* und *Rhinoceros Mercki*. Diese Annahme liegt dem System von G. de Mortillet zu Grunde (Le préhistorique 1. Aufl. 1883 S. 195 u. 203). Er erachtet beide Arten als charakteristisch für das Chelléen und stellt sie mit diesem in die Präglacialzeit; dementsprechend rückt er alle interglacialen Bildungen mit den genannten Dickhäutern ins Präglaciale. Dem ist zwar Marcellin Boule entgegengetreten; er hat gezeigt, dass das Chelléen de Mortillet's in eine Interglacialzeit gehört (Essai de paléontologie stratigraphique de l'homme. Revue d'anthropologie (3) III 1888 S. 129 ff.). Aber auch er ist bei der angenommenen Aufeinanderfolge beider Faunen stehen geblieben; er vereinigt alle Ablagerungen mit arktioalpiner Fauna in sein oberes Quartär und parallelisiert sohin das Moustérien mit der letzten Vergletscherung, unserer Würm-Eiszeit, während er die Ablagerungen mit *Elephas antiquus* und *Rhinoceros Mercki* in sein mittleres Quartär, zwischen die beiden letzten der von ihm angenommenen drei Eiszeiten, einreicht. Noch die jüngste der Gliederungen der paläolithischen Industrien, A. Rutots Préhistorique de l'Europe centrale, Coup d'oeil sur l'état des connaissances relatives aux industries de la pierre etc. (Compte rendu du Congrès d'Archéologie et d'Histoire Dinant 1903; Namur 1904) verweist die Fauna mit *Elephas antiquus* in den Anfang des Quartärs. Ich erachte *Elephas antiquus* ebensowenig wie das Mammut als den Repräsentanten einer bestimmten Zeit, sondern als den eines bestimmten interglacialen Klimas, und wie sich die arktioalpine Fauna mit dem Mammut während der Eiszeiten wiederholt am Nordfusse der Alpen ausgebreitet hat, so dürfte gleiches mit *Elephas antiquus* und seinem Gefährten, dem *Rhinoceros Mercki*, in den Interglacialzeiten der Fall gewesen sein. Ich halte es dabei keineswegs für ausgeschlossen, dass die Fauna des *Elephas antiquus* auch in dem Niveau aufgefunden werden wird, in das sie bisher gewöhnlich eingereiht wird; doch ist sie daselbst im Umkreise der Alpen noch nicht nachgewiesen worden.

Solutré.

Einer der zahlreichen ausserhalb des Gletschergebietes gelegenen prähistorischen Stationen des rhodanischen Gebietes haben wir näher zu gedenken. Es ist die von Solutré, nach welcher G. de Mortillet eine seiner paläolithischen Epochen benannt hat. Wir haben es hier mit einer Gehängeschuttbildung zu thun, in etwa 350 m Höhe am Fusse einer Oolithstufe gelegen, die 8,5 km westlich Mâcon am Abfalle des Zentral-

plateaus auf beinahe 500 m ansteigt. Dem Gehängeschutte ist an einer Stelle ein ziemlich mächtiges Lager von Pferdeknochen eingeschaltet, welche so häufig sind, dass die Örtlichkeit den Namen Crot-du-Charnier, Beinhausgrube, erhalten hat. Hier hat Arcelin 1866 seine Ausgrabungen begonnen. Umrahmt von diesem muldenförmig eingesenkten Knochenlager treten im Schutte zahlreiche Feuerstätten oder Herde auf, welche als die einer „Rentierzeit“ bezeichnet wurden. Sie wurden bald nach dem Beginne von Arcelins Arbeiten durch de Ferry erschlossen. Dank den Bemühungen von Ducrost und Arcelin ist dann das gegenseitige Verhältnis beider Schichten klar gestellt worden. Das Lager von Pferdeknochen liegt diskordant unter der Schicht mit Herden der „Rentierzeit“; es enthält Feuersteinartefakte, die dem Moustérien zugewiesen werden; daneben kommen aber auch bearbeitete Knochen vor. Die Schicht der Rentierzeit birgt den typischen Formenschatz der Stein- und Beinwerkzeuge des Magdalénien; aber neben ersteren kommen die Typen von G. de Mortillet's Solutréen häufig vor, wie die Abbildungen Ferrys überzeugend lehren; auch finden sich Schnitzereien. Echtes Magdalénien ist endlich durch die neuesten Ausgrabungen von Guillon und Capitan hier in den hangendsten Partien festgestellt worden¹⁾.

Erst schrittweise haben die durch lange Jahre fortgesetzten Untersuchungen das Bild ergeben, das wir eben skizziert haben. Die älteren Werke: De Ferry und Arcelin, *L'âge du renne en Mâconnais* (Transact. III. intern. congress of prehist. arch. 1868. London 1869. S. 319), Ferry, *Le Mâconnais préhistorique*. Paris 1870, sowie Ducrost und Lortet, *Etude sur la station préhistorique de Solutré* (Arch. du Muséum de Lyon I. 1876 1.), haben namentlich das archäologische Material der „Rentierzeit“ behandelt. Die Schichtfolge ist erst durch die späteren Ausgrabungen von Ducrost und Arcelin festgestellt worden, worüber beide (*La stratigraphie de Péboulis de Solutré. Matériaux pour l'histoire prim. et nat. de l'homme* 2 s. VII. 1876 S. 496) und letzterer allein (*Les nouvelles fouilles de Solutré. L'Anthropologie* I. 1890 S. 295) berichtet haben. Dabei sind auch die Tierreste und die Artefakte aus den einzelnen Schichten genau gesondert worden; aber die Artefakte werden nur beschrieben, nicht auch abgebildet, weswegen eine Kontrolle ihrer archäologischen Klassifikation erschwert ist. Von den zusammenfassenden Darstellungen konnte die kritische von Reinach (*Antiquités nationales*. I. Paris 1889, S. 196) noch nicht die neueren Ausgrabungen von Arcelin und Ducrost benutzen; aber auch die von E. Chantre (S. 143), welche meine Ausführungen im Archiv für Anthropologie (NF. I 2 1903, S. 86) beeinflusst hat, geht darauf nicht ein. In Anbetracht der Wichtigkeit der Stelle geben wir die Schichtfolge nach den letzterwähnten Arbeiten von Arcelin und Ducrost hier näher an. Am Crot-du-Charnier treffen wir von oben nach unten:

- E) Hangenschutt.
- D) Die Zone der Herde aus der „Rentierzeit“ mit zahlreichen Tierresten und paläolithischen Werkzeugen.
- C) Mittlerer rötlicher Gehängeschutt mit sehr wenigen Knochenresten und Artefakten, stellenweise über 2 m mächtig, stellenweise aussetzend, so dass unmittelbar D auf B folgt.
- B) Pferdeknochenlager, 0,5—2,3 m mächtig, mit Feuersteinartefakten.
- A) 3—4 m liegender rötlicher Gehängeschutt mit Streifen von Asche und sehr primitiven Silexgeräten.

Im Hangenschutt finden sich herabreichend bis in die Schicht D zahlreiche Gräber. Einige sind sicher neolithisch und rezent; andere werden von Ducrost und Arcelin in das Niveau von D verwiesen. Darüber hat sich eine lebhafte Diskussion erhoben. G. de Mortillet bestreitet auf das entschiedenste ihre Zugehörigkeit in einen paläolithischen Horizont (*Les sépultures de Solutré. Bull. Soc. d'anthrop. de Lyon* VII. 1888, S. 76. G. und A. de Mortillet: *Le Préhistorique* 3. Aufl. 1900 S. 307). Cartailhac hält diese Zugehörigkeit für möglich, aber unerweisbar (*La France préhistorique* Paris 1889, S. 97). Chantre (S. 153) glaubt, dass etwa ein Dutzend Gräber paläolithisch sei, während Arcelin 42 dafür hält.

1) Vergl. *Revue de l'école d'anthropologie* IX 1899, S. 23.

Der ganze Schichtenkomplex ist am Gehänge gerutscht und weist Stauchungen auf, die aber nach den sorgfältigen Aufnahmen Arcelins nicht in solchen Überschiebungen bestehen, wie sie G. de Mortillet angenommen hat. Man hat es am Crot-du-Charnier mit einer Mulde von A, B und C zu thun, in welcher D ziemlich flach, und zwar auf B übergreifend, gelagert ist. Die Stauchungen sind hiernach teilweise wenigstens bereits vor der Rentierzeit entstanden, und wir haben es mit einer Diskordanz in der Ablagerung zu thun.

Im Umkreise des Knochenlagers, das etwa 3000—4000 qm deckt, finden sich im Gehängeschutt, und zwar bis auf dessen Basis herabreichend, einzelne Herde (B'), welche sich durch ungeheuer zahlreiche Pferdereste auszeichnen. Ihr stratigraphischer Konnex mit der Ablagerung am Crot-du-Charnier ist nicht deutlich erschlossen. Nach Fauna und Artefakten entsprechen sie aber dem dortigen Pferdeknochenlager B, welches wohl den zu ihnen gehörigen Abfallhaufen darstellt. Arcelin hält es ferner für denkbar, dass die Aschenstreifen in A von den Herden der Pferdezeit herabgeschwemmt worden sein könnten. Darnach halten wir A, B und B' für zusammengehörig.

Die archäologischen Reste im liegenden Gehängeschutt sind arm; es gibt nur kleine Feuersteinsplitter; reich dagegen sind sie in den Herden der Pferdezeit B'; hier finden sich wie in dem Pferdeknochenlager Moustérientypen: Spitzen, Schaber, Diske und Kratzer, Nuclei; auch Chelleskeile kommen vor. Damit vergesellschaftet sich bearbeitete Knochen: Pflriemen, durchbohrte Rentiergeweihe, Elfenbeinanhängsel u. s. w., alles Dinge, die wir bisher in keiner Ablagerung der älteren paläolithischen Zeit begegnet haben. Ganz anders das Inventar der Herde aus der Rentierzeit zwischen dem mittleren und hangenden Gehängeschutt. Ausnahmsweise trifft man auch hier Chelleskeile; sie machen 2% der Spitzen aus; auch Moustierformen kommen noch gelegentlich vor. Im allgemeinen aber herrschen die kleinen Klängen des Magdalénien sowie rautenförmige Spitzen, darunter die lorbeerblattförmigen, die G. de Mortillet als charakteristisch für sein Solutréen ansieht. Daneben gibt es nicht wenige Knochenartefakte, Pflriemen, Glätter usw. Der sogenannte Kommandostab fehlt nicht, den G. de Mortillet als eine typische Form des Magdalénien auffasst. Es gibt Pfeifen aus Rentierphalangen, durchbohrte Muscheln, sowie einige plastische Werke, kurz zahlreiche für das Magdalénien bezeichnende Arbeiten.

In Bezug auf die Fauna haben wir es in den unteren Partien der Ablagerung von Solutré mit einem ebenso entschiedenen Vorwalten des Pferdes wie oben mit dem des Rentiers zu thun; aber dieses fehlt nicht unten und jenes nicht oben, und wenn wir die Gesamtheit der vorgefundenen Arten überblicken, so haben wir im liegenden Gehängeschutt (A), in den Herden (B') der Pferdezeit und in denen der Rentierzeit (D) dieselbe arktisch-alpin-kontinentale Fauna. Dies lehrt folgende Zusammenstellung, in welcher wir zugleich angeben, welche Arten auch in der Rentierschicht des Schweizersbild (S), in der Mammutschicht des Kesslerloch (K) und im Löss von Předmost in Mähren (L) vorkommen:

| | | | | |
|-----------------------|-------------------------------------|---|----------------------------|----------------------------|
| Ursus spelaeus Blumb. | A B' D | L | Arctomys primigenia | A B' K ^{c)} |
| Ursus arctos L. | A D S K | | Lepus timidus L. | A B' D K |
| Meles taxus Pall. | A D | | Elephas primigenius Blumb. | A B' D S ^{d)} K L |
| Canis lupus L. | A B' D S K L | | Equus caballus L. | A B' D S K L |
| Canis vulpes L. | A B' D S K L | | Cervus tarandus L. | A B' D S K L |
| Gulo borealis L. | B ^{a)} S K L | | Cervus canadensis Briss. | A B' D S ^{e)} |
| Mustela putorius L. | A D | | Cervus alces L. | B' |
| Hyaena spelaea Goldf. | A B' D | L | Antilope Saiga Wagn. | B' |
| Felis spelaea Goldf. | A B ¹⁾ K L ^{b)} | | Bos primigenius Boj. | A D S K L |
| Felix lynx L. | A B' | | | |

^{a)} Von Chantre entdeckt, nach Arcelin mutmasslich hier einzureihen. ^{b)} Felis leo L.
^{c)} Arctomys marmotta L. ^{d)} Nur in Abbildung. ^{e)} Cervus maral Ogilb.

Das subarktische Rentier vergesellschaftet sich in allen Schichten mit dem kontinentalen Pferd; dazu gesellt sich in den unteren noch der Vorläufer des alpinen Murmeltiers. Der hochnordische Vielfraß und die streng kontinentale (nicht nordische, wie Chantre S. 147 irrthümlich annimmt) Saigaantilope bringen diesen Mischungscharakter in der Schicht der Herde aus der Pferdezeit noch verschärft zum Ausdruck.

Alter der Schichten von Solutré.

Mit Recht hat bereits Arcelin¹⁾ betont, dass das Inventar der Schichten von Solutré schwer mit der von G. de Mortillet aufgestellten prähistorischen Klassifikation in Einklang zu bringen ist. Beinartefakte, wie sie für das jüngere Paläolithische de Mortillets charakteristisch sind, vergesellschaften sich in den Herden der Pferdezeit mit altpaläolithischen Feuersteinwerkzeugen. Schon 1883 hat G. de Mortillet²⁾ dies gewürdigt und erwähnt, dass hier eine Übergangsbildung vorliege. In den Herden der Rentierzeit von Solutré liegen ferner die charakteristischen Silexartefakte von G. de Mortillets Solutréen neben den Knochenschnitzereien des Magdalénien; wir hätten also auch hier eine Übergangsbildung vor uns. Die Dinge liegen hier so, wie nach Piette und de la Porterie³⁾ im Brassempouy am Nordwestende der Pyrenäen. Die von G. de Mortillet gegebene Charakteristik des Solutréen erweist sich als nicht hinreichend, und die von ihm vorgenommene Altersbestimmung desselben ist für uns deswegen unverwendbar. Wir müssen versuchen, sie in Solutré direkt zu gewinnen.

Wir sind in Solutré ausserhalb des alten Gletschergebietes; wir vermögen daher die dortige Schichtfolge nicht unmittelbar mit glacialen Ablagerungen zu parallelisieren und sind deshalb ausschliesslich auf den archäologisch-paläontologischen Weg angewiesen. Die in Solutré vertretene „Rentierzeit“ weicht durch das Vorkommen von Mammuten von den unserer reinen Rentierzeit ab, die wir im Bereiche der rhodanischen Jungmoränen unterscheiden konnten, und schliesst sich dadurch unserer Mammutzeit vom Kesslerloch bei Thaingen an. Aber archäologisch stimmt sie damit nicht völlig überein. Wir haben neben den typischen Messern und Klingen des Magdalénien aus ihr noch lorbeerblattförmige Spitzen, wie wir sie bisher in keiner Station des Magdalénien kennen gelernt haben. Sind ferner zwar Beinartefakte vorhanden, so fehlen doch die vollkommeneren Formen, wie Nadeln und Harpunen. Die Schnitzereien endlich gehören vornehmlich der Rundplastik an, während im Kesslerloche Umrisszeichnungen vorliegen. Die Entwicklung der Rundplastik aber geht nach den Ausführungen von E. Piette⁴⁾ und M. Hoernes⁵⁾ der der Umrisszeichnung voraus. Nach alledem müssen wir die „Rentierzeit“ von Solutré nicht bloss von unserer Rentierzeit trennen und zur Mammutzeit verweisen, sondern dieselben auch den Funden aus dem Kesslerloch voranstellen, die wir in die Achenschwankung verlegten. Sie gehört demnach sei es in das Maximum der Würm-Eiszeit, das ja im rhodanischen Gebiete durch eine besonders gut ausgeprägte Laufenschwankung charakterisiert ist, sei es in eine späte Phase der Prae-Würmzeit.

Anders die Pferdeschicht von Solutré. Sie schliesst sich archäologisch an das Moustérien an, steht aber industriell wegen des Vorhandenseins von Beinartefakten auf höherer Stufe der Entwicklung und wird daher jünger sein. Nachdem wir nun das Moustérien bis in die Waldphase der Riss-Würm-Interglacialzeit verfolgt haben, können wir die Pferdeschicht von Solutré frühestens in die Steppenphase jener Inter-

1) La vallée inférieure de la Saône S. 27.

2) Le préhistorique 1. Aufl. S. 364.

3) Etudes d'ethnographie préhistorique. Fouilles à Brassempouy. L'Anthropologie IX. 1898 S. 531.

4) Notes pour servir à l'histoire de l'art primitif. L'Anthropologie V. 1894. S. 129.

5) Urgeschichte der bildenden Kunst in Europa. Wien 1898. S. 46.

glacialzeit festlegen. Dies wird durch ihre Fauna gerechtfertigt. Ein typisches Steppentier, das Pferd, ist fast ausschliessliches Jagdwild; ungemein zahlreiche Reste von ihm liegen vor, herrührend von 40 000, nach andern Schätzungen von 100 000 Individuen. Das deutet auf das Vorhandensein ausgedehnter Grasfluren und auf längeres Anhalten derselben, sowie wir es für die Steppenphase der Riss-Würm-Interglacialzeit verlangen müssen. In sie reihen wir daher die Pferdeschicht von Solutré ein: sie erscheint als ein Altersäquivalent des Löss.

Ohne scharf zwischen einer Pferde- und „Rentierschicht“ bei Solutré zu scheiden, hat E. Chantre (S. 146) die dortige Ablagerung mit dem von ihm zum Oberquartär gerechneten Gänge-Löss bei Lyon parallelisiert. Seinen Angaben folgend, habe ich angenommen (Die alpinen Eiszeitbildungen u. s. w. 1903 S. 86), dass die Schichtfolge von Solutré schon mit dem Moustérien beginne und ununterbrochen bis ins Magdalénien reiche. Angesichts der genauen Feststellung der Lagerungsverhältnisse durch Ducrost und Arcein kann ich heute von einer solchen Kontinuität nicht mehr sprechen; auch wage ich im Hinblick auf die Beziehungen, welche die genannten Autoren zwischen der Schicht A und den Herden aus der Pferdezeit B' wahrscheinlich gemacht haben, nicht mehr, A als Moustérien zu betrachten; denn wir haben es in B' schon mit einer wohlentwickelten Beinindustrie zu thun.

Arcein hält die gesamte Ablagerung von Solutré für wesentlich jünger als den Löss und die letzte Eiszeit (La vallée inférieure de la Saône 1901, S. 24). Er macht darauf aufmerksam, dass zwei für den Löss charakteristische Arten, *Elephas intermedius* und *Rhinoceros Jourdani*, bei Solutré fehlen. Beide Arten sind aber im Löss um Lyon keineswegs allgemein verbreitet; Delafond und Depéret führen die erstere nur aus ihrem Plateaulehm, die letztere nur aus dem Gängelehm an.

Altersumfang der jüngeren arko-alpinen Fauna.

Die Schichtfolge von Solutré bietet uns also Schichten aus der Lössphase der Riss-Würm-Interglacialzeit und der Würm-Eiszeit selbst. Zwischen beiden aber klafft, wie uns die diskordante Lagerung anzeigt, eine Lücke. Sie kann nicht sehr bedeutend sein; denn wie verschieden auch die lithische Industrie beider Schichten ist, so stehen sie doch durch ihre Beinartefakte einander archäologisch ziemlich nahe. Auch paläontologisch ist der Gegensatz nicht gross. Erhält zwar die eine Schicht durch das Vorwalten des Pferdes und die andere durch das des Rentiers das charakteristische Gepräge, so tritt uns doch in beiden dieselbe arko-alpin-kontinentale Tiergesellschaft entgegen, und es ändert sich lediglich die Häufigkeit einzelner Arten. Kein Anhaltspunkt spricht bisher dafür, in ähnlicher Weise zwischen beide Schichten eine fremde Fauna einzuschalten, so wie wir sie zwischen die arko-alpinen des Moustérien und des Magdalénien einfügen mussten. Hiernach haben wir es im rhodanischen Gebiete von der Lössphase der Riss-Würm-Interglacialzeit bis in das Bühlstadium der Post-Würmzeit mit derselben arko-alpin-kontinentalen Fauna zu tun.

Dies trifft auch sonst für den Norden der Alpen zu. Allenthalben erscheint im jüngsten Löss eine Mischfauna von arko-alpin-kontinentalem Gepräge, die sich von der des Magdalénien der Postwürmzeit kaum unterscheidet. Das zeigen für die Schweiz die von Brückner (S. 466) mitgeteilten Fossilisten; das lehren die jüngst von M. Hoernes¹⁾ monographisch bearbeiteten prähistorischen Stationen von Niederösterreich und Mähren. Die einen gehören dem Löss an, die andern den Höhlen. Die Fauna der Lössfunde ist der der Höhlenfunde so ähnlich, dass man beide anfänglich für gleich gehalten und die einen auf Bewohner der Ebene, die anderen auf solche des Mittelgebirges zurückgeführt hat. Aber archäologisch sind sie ver-

1) Der diluviale Mensch in Europa. Braunschweig 1903 S. 5.

schieden. M. Hoernes verweist die Lössfunde sammt und sonders ins Solutréen, das er in etwas anderer Weise auffasst, als de Mortillet und als den Anfang der glyptischen Periode Piettes bezeichnet. Die Höhlenfunde aber gehören nach ihm grösstenteils zum typischen Magdalénien mit seiner reich entwickelten Beinindustrie, in einigen Fällen zum Moustérien; wieder verhilft die Archäologie zur Unterscheidung von älterer und jüngerer arкто-alpiner Fauna; wieder fehlt aber jeder Anhaltspunkt, eine fremde Fauna zwischen die des Löss und die des postglacialen Magdalénien einzuschalten; vielmehr nimmt an einzelnen Orten die Lössfauna ein auffällig arktisches Gepräge an.

Das gilt insbesondere von der Fauna der sehr reichen Lössstation von Předmost bei Prerau. Kříž (Beiträge zur Kenntnis der Quartärzeit in Mähren. Steinitz 1903. S. 91—182) führt aus ihr folgende Arten an, von denen die mit einem * bezeichneten auch an den beiden typischen Magdalénienstationen vom Kesslerloch und Schweizersbild auftreten: **Canis lupus* L., **Canis vulpes* L., **Canis lagopus* L., **Gulo borealis* Nilss., *Ursus spelaeus* Goldf., **Felis spelaea* Goldf., *Hyaena spelaea* Goldf., *Felis pardus* L., **Myodes torquatus* Pall., **Lepus variabilis* Pall., **Cervus tarandus* L., *Cervus alces* L., **Capra ibex* L., *Ovibos moschatus* Blainv., **Bos primigenius* Boj., **Bison priscus* Boj., **Equus caballus* L., **Elephas primigenius* Blumb., *Rhinoceros tichorhinus* Cuv., **Lagopus alpinus* Nilss., **Lagopus albus* Leach, *Vultur fulvus* Gm., **Corvus corax* L. Die ungeheuer zahlreichen Mammutfunde geben der Station ebenso ein bestimmtes Gepräge, wie die Pferdereste der unteren Schichten von Solutré; das Rentier waltet in Předmost vor dem Pferde vor; dieses tritt hingegen an anderen Stellen, z. B. in Krems, stark in den Vordergrund.

Beziehungen zwischen Löss und Eiszeit.

Nicht bloss durch seine Fauna, sondern auch in archäologischer Beziehung hängt der Löss recht eng mit dem Magdalénien der Post-Würmzeit zusammen. In ihm beginnt die Verwendung der Knochen zu Artefakten, die im Magdalénien ihre Blüte erreicht; wir kennen aus ihm bei Joslowitz¹⁾ in Mähren, ebenso wie bei Munzingen²⁾ in Baden Rentiergeweihe, die in derselben Weise bearbeitet sind, wie die vom Schweizersbild bei Schaffhausen. Vor allem aber stehen die in ihm vertretenen Steinartefakten denen des Magdalénien recht nahe, und zwar ebenso nahe, wie die der oberen sogenannten Rentierschicht von Solutré; die hier vorkommenden auffälligen lorbeerblattförmigen Spitzen kehren z. B. im Löss von Předmost wieder; hier wie da endlich giebt es Werke der Rundplastik: kurz die Lössfunde, insbesondere Niederösterreichs und Mährens sowie Badens, entsprechen bis in Einzelheiten hinein dem oberen Horizonte von Solutré, dessen enge Beziehungen zur postglacialen Magdalénienzeit wir oben dargethan haben. Damit rücken Lössbildungen und Würm-Eiszeit einander sehr nahe, wir verlieren die Möglichkeit, zwischen beide eine längere, entwicklungsreiche Prae-Würmzeit einzuschalten, und müssen vielmehr angesichts des ausgesprochen glacialen Charakters einzelner Lössfaunen annehmen, dass die Lössbildung noch während des Herannahens der Würm-Vergletscherung fortgedauert habe, also teilweise noch in die Prae-Würmzeit fällt⁴⁾.

1) Graf G. Wurmbbrand, Über die Anwesenheit der Menschen zur Zeit der Lössbildung. Denkschr. d. math. nat. Cl. Akad. Wien. XXXIX. 1879. S. 165 (171).

2) Schoetensack, Über die Gleichzeitigkeit der menschlichen Niederlassung aus der Rentierzeit im Löss bei Munzingen unweit Freiburg i. B. und der paläolithischen Schicht von Thaingen und Schweizersbild bei Schaffhausen. Archiv. f. Anthrop. NF. = I. S. 69. 1903.

3) Hugue Obermaier, Le quaternaire des Alpes. L'Anthropologie XV. 1904. S. 25.

4) Für seine gegenteilige Behauptung, dass die Steppenzeit des Löss wahrscheinlich von der Würm-Eiszeit durch einen ziemlich langen Zeitabschnitt mit gemässigtem Klima und Wäldern im Umkreise der Alpen getrennt sei, hat Aug. Schulz (Die Wandlungen des Klimas a. a. O. S. 49) keine Gründe mitgeteilt.

Dem widerspricht nicht das, was wir wiederholt, zuletzt S. 674 über das interglaciale Alter des Löss gesagt haben. Dieses ist lediglich stratigraphisch festgestellt wir sehen den Löss auf Altmoränen und nie in seiner typischen Entwicklung auf Jungmoränen. Wo er mit solchen in Berührung kommt, sinkt er unter sie ein. Das schliesst ebensowenig aus, dass er beim Herannahen der Würm-Vergletscherung gebildet worden ist, wie das Auftreten von Magdalénienfunden auf den Jungmoränen ihre Einreihung in die Post-Würmzeit hindert. Auch dürfen wir nicht annehmen, dass Steppenzeit und Gletscherentwicklung einander unbedingt ausschliessen, sehen wir doch inmitten der Steppen Zentral-Asiens Gebirge, welche Gletscher tragen. Die Schwankungen der letzteren spielen sich mitten in einem Steppenklima ab; ihr Anwachsen geschieht gleichzeitig mit der Lössbildung der Umgebung. Erst wenn sie über ein bestimmtes Mass hinaus wachsen sollen, muss sich hier das Klima ändern. Wie weit die Würm-Vergletscherung während der jüngeren Lössbildung anwuchs, können wir gegenwärtig nicht sagen. Wir müssen uns begnügen festzustellen, dass diese auf der Nordseite der Alpen vor Eintritt des Maximums jener Eiszeit vollendet war, aber stattfand zu einer Zeit, als alle Elemente einer Fauna bereits eingewandert waren, die während der Post-Würmzeit bei einer tiefen Lage der Schneegrenze existierte. Wir können auch nicht angeben, wie sich der Löss der Riss-Würm-Interglacialzeit von dem der Prae-Würmzeit unterscheidet; nicht unwahrscheinlich ist uns jedoch, dass die von Delafond und Depéret (S. 675) um Lyon erkannte Verschiedenheit des Plateau- und Gehängelöss in dieser Richtung das Richtige trifft. Jedenfalls können wir von der genauen Erforschung der Lössgebiete nördlich der Alpen noch reiche Aufschlüsse über die Geschichte des Eiszeitalters erwarten.

Gliederung der jüngeren arкто-alpinen Fauna.

Einstweilen muss uns die Erkenntnis genügen, dass sich die letzte Eiszeit einzustellen begann, als im nördlichen und westlichen Vorlande der Alpen noch ein Steppenklima herrschte. Diese Thatsache wirft einiges Licht auf die seltsame Mischung von Arten, die uns in der jüngeren arкто-alpinen Fauna entgegentritt. Ihre kontinentalen Elemente erscheinen als Abkömmlinge von Einwanderern aus der Steppenzeit; zu ihnen haben sich arktische und alpine in dem Masse gesellt, als sich das eiszeitliche Klima entwickelte, dem sie sich anpassten. In der That sehen wir, dass die arкто-alpine Fauna von der Lösszeit bis zum Bühlstadium nicht vollkommen stabil bleibt. Sie erhält von Zeit zu Zeit durch das Vorwalten bestimmter Arten ein bestimmtes Kolorit. Erst kommt eine Pferdezeit, dann eine Mammutzeit, schliesslich die Rentierzeit. Jede dieser Zeiten ist aber nur durch das Vorwalten, nicht durch das ausschliessliche Herrschen bestimmter Arten gekennzeichnet. Nirgends fehlen Pferd und Rentier; aber erst ist es die eine und später die andere Art, die zur Herrschaft gelangt. Das Mammut ist gewöhnlich mit beiden vergesellschaftet, aber es stirbt aus, noch bevor diese die subalpinen Landschaften verlassen. Neben ihnen existiert der Mensch; er hat jede der genannten drei Arten gejagt und sie alle überdauert. Seine industrielle Bethätigung hing von ihnen ab; während der Pferde- und Mammutzeit verarbeitete er namentlich Elfenbein zu groben Werkzeugen, später schnitzte er feinere ausschliesslich aus Rentiergeweih. Diese letzteren — Harpunen und Nadeln — kennen wir nur aus der Post-Würmzeit; sie helfen uns schärfer das Magdalénien vom Solutréen scheiden, als es mit Hilfe der Steinwerkzeuge möglich ist. Geben wir ferner dem Solutréen die weitere Fassung, die M. Hoernes vorge-

schlagen hat, so umfasst es den ganzen Schichtkomplex von Solutré, die Pferdeschicht einer Steppenzeit und die sogenannte Rentierschicht, die den prähistorischen Stationen aus dem niederösterreichisch-mährischen Lössgebiete so nahe steht, insgesamt also die Funde der bis in die Prae-Würmzeit reichenden Steppenbildungen. In dieser Abgrenzung stellen sich Solutréen und Magdalénien als zwei Pole einer Entwicklungsreihe der jungpaläolithischen arкто-alpinen Fauna dar. Das Solutréen beginnt mit dem Vorherrschen des Pferdes, das Magdalénien endet mit dem fast ausschliesslichen Herrschen des Ren. Dazwischen liegt die Zeit, welche ihr Gepräge durch das Mammut erhielt: Wir kennen letzteres ebenso aus der Prae-Würmzeit wie aus dem Beginne der Post-Würmzeit; es ist das charakteristische Tier des Maximums der Würm-Eiszeit.

Es ist die fortschreitende Vervollkommnung menschlicher Artefakte, die uns zu einer Orientierung in der jüngeren arкто-alpinen Fauna verhilft. Fassen wir die paläolithischen Epochen, welche sich durch Knochenindustrie neben der Steinindustrie auszeichnen, mit A. de Mortillet als jüngere paläolithische Periode zusammen, so kann unsere jüngere arкто-alpine Fauna ebenso nach letzterer benannt werden, wie die ältere arктоalpine Fauna nach der älteren paläolithischen Zeit. Dabei ist aber zu beachten, dass sich unsere jüngere paläolithische Zeit gleich der mit ihr sich deckenden glyptischen Periode von Piette¹⁾ zeitlich über die Grenzen der arкто-alpinen Fauna hinaus erstreckt; sie umfasst noch die Hirschzeit, welche im Rhone- und Rheingebiet sich ganz allmählich aus der Rentierzeit entwickelt. Hier erst stossen wir auf den Verfall der paläolithischen Industrie.

Die Aufeinanderfolge von Faunentypen, welche wir für die jüngere paläolithische Zeit festgestellt haben, deckt sich in wesentlichen Zügen mit der von Piette für seine glyptische Periode angenommenen. Er zerlegt diese in equidische und cervidische Zeiten; die ersteren teilt er in eine elephantische und in eine hippische, die letztere in eine rangiferische und in eine elaphische Epoche. Piettes Einteilung weicht von der von uns entwickelten nur darin ab, dass die Mammutzeit der Pferdezeit vorangestellt wird. Die von uns zur Scheidung von Solutréen und Magdalénien benutzten Argumente kommen ferner denjenigen recht nahe, die Ruto t vor kurzem zur Trennung seines Eburnéen und Tarandien benutzt hat (*Le préhistorique dans l'Europe centrale* S. 197); doch legt er den entscheidenden Schnitt nicht wie wir nach archäologischen Gesichtspunkten, sondern ausschliesslich nach paläontologischen; sein Tarandien deckt sich auch mit unserer Rentierzeit. Völlig stimmt die angenommene Folge prähistorischer Stationen überein. Ruto t unterscheidet, Dupont folgend, nach einander folgende Typen: Montaigne, Pont-à-Lesse, Goyet, Chaleux. Diesen entsprechen genau: Pferdeschicht Solutré, sog. Rentierschicht Solutré, Kesslerloch, Schweizersbild. Dass man an so weit von einander entlegenen Orten zur Feststellung ganz oder nahezu gleicher Altersfolgen gekommen ist, ist uns eine Bürge für ihre Richtigkeit.

Die ältere arкто-alpine Fauna. Faunenübersicht.

Die grosse Analogie der beiden arкто-alpinen Faunen legt uns die Mutmassung nahe, für die Erklärung des Artengemenges der älteren dieselbe Erklärung heranzuziehen, die sich uns für die Deutung des Nebeneinandervorkommens arktischer und kontinentaler Arten in der jüngeren geboten hat, zumal da der Löss der Mindel-Riss-Interglacialzeit für letztere auch eine Steppenphase andeutet. Jene Analogie geht ja soweit, dass es öfters schwer wird, beide arкто-alpinen Faunen von einander zu trennen. Wohl erhält die ältere häufig durch das massenhafte Auftreten des Höhlenbären ein charakteristisches Kolorit; aber dieses Kennzeichen ist nicht immer vorhanden. Sicher orientieren dann nur die archäologischen Funde. Die charakteristischen

1) Notes pour servir à l'histoire de l'art primitif. *L'Anthropologie* V. 1894 S. 129.

der älteren paläolithischen Zeit greifen aber ebenso zeitlich über die Altersgrenzen der älteren arкто-alpinen Fauna hinaus, wie die der jüngeren über die der jüngeren Fauna. Es hinkt der Wechsel der Kultur jeweils dem der Fauna nach.

Häufig wird von einem südlichen Elemente in den beiden arкто-alpinen Faunen gesprochen. Als dessen Vertreter werden in der Regel Löwe, Hyäne und Leopard genannt. Es sind dies Raubtiere, deren Verbreitungsgebiet weniger von klimatischen Verhältnissen, als vom Wildreichtum einer Gegend abhängt. Wir haben sie daher bei der Charakteristik der Faunen ausgeschlossen, und dieselbe lediglich auf die Pflanzenfresser gestützt.

Wir stellen in folgender Tabelle die Faunen des Eiszeitalters auf der Nordseite der Alpen in ihren Beziehungen zur eiszeitlichen und prähistorischen Chronologie zusammen.

| Zeiten | | Fauna | Herrschende Tiere | Steinindustrie | Beinindustrie | Paläolithische Funde | Prähistor. Epochen |
|-----------|----------------|--------------------|----------------------------------|----------------------------|-----------------|---|--------------------|
| | Post-Bühl " | mittel-europäisch. | Hirsch " | In Verfall Madelinetyp. | Hirschhorn " | Sous-Sac Schweizersbild ob. Les Hôteaux ob. | Tourassien |
| <i>W</i> | Bühlstad. | arkt. alp. | Rentier | " | Ren-geweih | Schweizersb. unt. Les Hôteaux unt. Schussenried | Magdalénien |
| " | Achenschw. | " " | Mammut | " | Elfenbein | Kesslerloch | " |
| " | Maximum | " " | " | " | " | Solutré oben? | |
| " | Prae-Würm | " " | " | " | " | Solutré oben Lössfunde | Solutréen |
| <i>RW</i> | Steppenphase | " " | Pferd | Moustierstyp. | " | Solutré unten | " |
| " | Waldphase | mittel-europäisch. | Eleph. antiqu. Rhinoc. Mercki | " | " | Villefranche | Moustérien |
| | Eiszeit | arkt. alp. | Höhlenbär | Altpaläolith. | " | Villereversure | " |