

# Geologische Reise zu Erzlagerstätten des Mittleren und Südlichen Ural.

(Mit 12 Abbildungen.)

Von **Gustav Hiessleitner.**

**Einleitung.** Als Teilnehmer der Uralexkursion des XVII. Internationalen Geologenkongresses, Moskau 1937, hatte ich Gelegenheit, eine Reihe interessanter Lagerstättengebiete des Mittleren und Südlichen Ural kennen zu lernen.\*) Das Reiseprogramm war abgestimmt hauptsächlich auf den Besuch der großen magmatischen, hzw. kontaktmetasomatischen bis pneumatolytischen Eisenerzlagerstätten, einiger weniger hydrothermalen Gangvorkommen und insbesondere auf den Lagerstättenzyklus in Abhängigkeit, unmittelbar und mittelbar, von basischen Eruptivmassen.

Ein eingehender „Geologischer Führer zur Uralexkursion“, herausgegeben in englischer und russischer Sprache von Prof. A. N. Zavaritsky, dem unermüden Führer auf der Exkursion selbst, und seinen Mitarbeitern, stand den Exkursionsteilnehmern zur Verfügung. Der „Geologische Führer“ ist mit Karten und Profilen der einzelnen besuchten Lagerstättengebiete ausgestattet und enthält auch die auf neuzeitlichen Stand gebrachten Hinweise auf weiteres Schrifttum.

Zweck des vorliegenden Aufsatzes soll es sein, an Hand des „Geologischen Führers“ auszugsweise eine kurze geologische Kennzeichnung der Vorkommen zu bringen und dabei jene geologischen Bedingungen und während der Exkursionen gewonnenen Einblicke hervorzuheben, die einem mit lagerstättengeologischen Fragen der Alpen und des Balkans bewanderten Geologen am meisten bemerkenswert erschienen. Hinsichtlich geologischer Karten und Profile wird anschließend auf den „Geologischen Führer“ verwiesen; die hier gebrachten Abbildungen stellen nur fallweise Ergänzungen dar, die während der Exkursionen und in den jeweiligen Bergbaumuseen hinzugewonnen wurden.

Eine lagerstättenkundliche Aufsammlung aller besuchten Gebiete ermöglicht auch noch nachfolgende Heimarbeit. Während der Exkursion wurde das Material der Aufsammlung stets noch mit meinem engeren Reisegefährten, Prof. H. Huttenlocher-Bern, durch-

---

\*) Dem Interesse einer englischen Bergbaugesellschaft am Balkan, deren beratender Geologe ich seit Jahren bin, hatte ich es zu danken, daß mir die Reise materiell ermöglicht wurde; meine geologische Erfahrung an Lagerstätten im Verbands basischer Eruptivgesteine des Balkans sollte mir durch den Besuch ähnlich gearteter Lagerstätten des Ural erweitert werden.

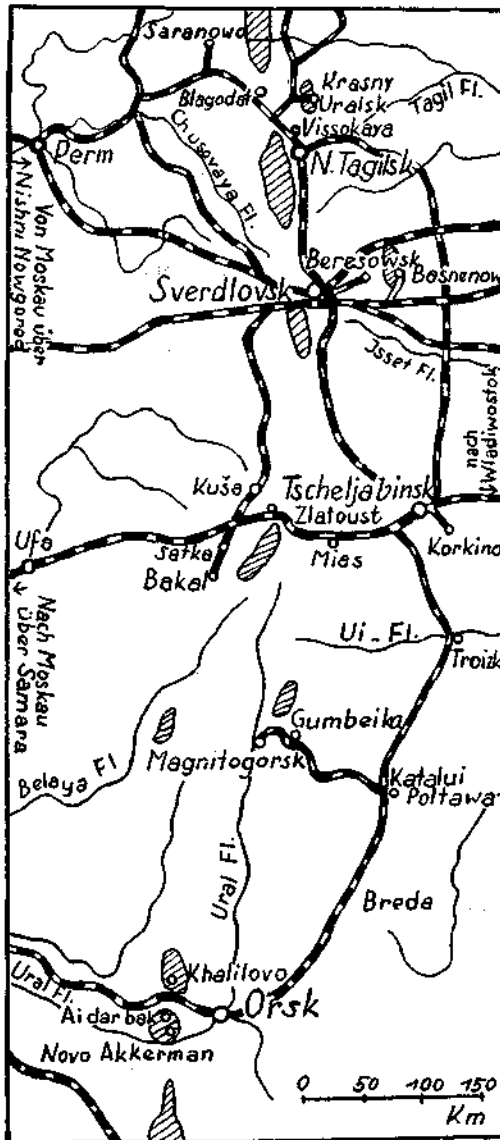


Abb. 1. Übersichtskarte mit den besuchten Örtlichkeiten im Mittleren und Südlichen Ural.  
(Schraffiert: Größere basische Massive.)

besprochen, wobei ich diesem erfahrenen Exkursionsmann manche Anregung zu danken habe.

Die Einzelschilderung wird nicht in der chronologischen Folge des Reisens vorgenommen, sondern folgt der nachstehenden nach genetischen Gesichtspunkten geordneten Übersicht der besuchten Erzlagerrstätten:

- I. Lagerstätten in Abhängigkeit von peridotitischen Intrusivmassen:
  - a) Primärmagmatische Vorkommen:  
 Chromit von Saranowskaya,  
 Cr-Pt von Krasnouralsk.
  - b) Durch Graniteinwirkung auf Peridotite entstandene Asbestlagerstätten: Baschenowo.
  - c) Lagerstätten entstanden durch in-situ-Zersetzung von Peridotitserpentin in Abhängigkeit von alten Landoberflächen:  
 Ni-Erzvorkommen bei Orsk (Aidarbak, Novo Akkerman),  
 Dichter Magnesit bei Orsk.
  - d) Lagerstätten entstanden durch Umlagerung peridotitischer Zersetzungszone in Abhängigkeit von alten Landoberflächen:  
 Fe-Erzlager von Khalilovo bei Orsk.
- II. Eisenerzlager in genetischem Verbands mit basischen Eruptivgesteinen (Gabbro, Amphibolit):  
 Ti-, Vd-hältiger Magnetit von Kusa.
- III. Lagerstätten in weiterer Abhängigkeit von basischen Gesteinsmassen:  
 Kristalline Magnesite von Satka,  
 Spateisen von Bakal.
- IV. Magmatische bis kontaktmetasomatische Typen von Eisenerzlagerstätten:  
 Magneteisen von Blagodat,  
 Magneteisen von Vissokaya.
- V. Magmatisch-pneumatolytische Typen von Eisenerzlagerstätten:  
 Magneteisen von Magnitnaya.
- VI. Hydrothermale Lagerstätten abhängig von sauren Eruptiven:  
 Goldfeld von Beresowsk,  
 Scheelitgänge von Gumbekka.
- VII. Minerallagerstätten seltener Elemente in Pegmatiten innerhalb Alkaligesteinskomplexen:  
 Zirkon, Samarskit, Orthit usw. von Mias.
- VIII. Jurassisches Kohlenfeld von Korkino.

### Allgemeine Bemerkungen zu Uralgeologie und Reiseroute.

Die Bauelemente des Uralgebirges ordnen sich im allgemeinen demselben meridionalen Streichen ein, welches auch ein Grundzug der gegenwärtigen Morphologie ist. Die Gebirgsbildung der Uraliden erfolgte in letzter Phase zeitlich gemeinsam mit jener der Alpen, dort wie hier werden ältere Gebirgsstrukturen überwältigt. Die orogenetische Hauptphase im Ural lag in permischer Zeit mit Auswirkung bis in die Trias und hatte Vorgänger in kaledonischer und preordovizischer Epoche. Eine gewaltige Magmenbewegung, basisch-sauer in mehreren Zyklen, ist insbesondere mit der orogenetischen Hauptphase verknüpft.

Das Kettengebirge des Ural erstreckt sich in meridionaler Richtung über 2500 km Länge; nach Norden streicht es, an der Eismeerküste abknickend, über Nowaya Semlja in das Polarmeer aus; im

Süden verschwindet es, nach Südost abbiegend, unter die Ebene der Kirgisenstepe.

Orographisch wird im Nordural die größte Erhebung mit ca. 2000 m erreicht. Der Mittelural bei Perm steigt aus der Russischen Tafel SH 70 m auf, erreicht in der zentralen Zone flach gewölbte Plateaulandschaften von 600—650 m SH und fällt nach Osten ebenso flach zur Ebene des sibirischen Schildes ca. SH 250 m ab. Die Seen- und Berglandschaft des Südlichen Ural bei Mias bildet ein bewegteres Relief, einzelne Bergketten steigen bis 1600 m SH auf. Im südlichen Abschnitt, bei Orsk, streicht die Uralkette als verflachtes niedriges Bergland des Ural-Tau in die Kirgisenstepe aus.

Die Breite des Gebirges wechselt; von durchschnittlich 60—80 km sinkt die — morphologische — Breite bei Sverdlovsk bis auf 6 km ab. Der Tektonik des Ural liegen Faltungs- und Überschiebungsstrukturen zugrunde, die in eine Reihe von meridional streichenden Zonen aufgelöst werden können. Es liegt kein symmetrischer Bau vor. Die Kernzone des Gebirges wird von alten, z. T. mesokristallinen, z. T. epikristallinen Gesteinen eingenommen: Glimmerschiefer, Gneise, Amphibolite — intrudiert von präkambrischen Graniten. Auf der Westflanke des Mittleren Ural sind die in der russischen Tafel flachgelagerten permokarbonischen Sedimente zu Nord—Süd-streichendem Faltenwurf gestaucht; längs meridional verlaufenden Überschiebungen tauchen ostwärts immer ältere, über die jüngeren aufgeschobene paläozoische Sedimentserien auf, bis herab zum Kambrium. Im Osten der Kernzone des Gebirges treten ebenfalls ältere, paläozoische Sedimentserien mit reichlichem Anteil an Tuffen, Diabasen und Porphyren zutage; Mesozoikum erscheint in beschränktem Ausmaße; hingegen verschwinden die älteren Bauelemente bald unter mächtiger Tertiärverhüllung, derart die östliche tektonische Gebirgsgrenze zur sibirischen Tafel der Einsicht entziehend. Gewaltige Magmenmassen sind entlang der alten Strukturlinien emporgedrungen; ihnen ist der ungeheure Erzreichtum des Uralgebirges zu verdanken.

Die Reiseroute führte von Moskau über Nischni Nowgorod, wo die Wolga zum ersten Male überquert wurde, nach Perm. Aus dem fast sölilig gelagerten, rötlichen Buntsandstein der russischen Ebene windet sich die Bahnlinie in sanfter Steigung an der östlichen Uralabdachung empor; in westwärts gerichteten, ziemlich steil gegen Ost in die Tiefe sinkenden Falten und Überschiebungszonen schälen sich die älteren Baubestandteile des Ural allmählich heraus. Die sanft gewölbte, plateauähnliche Landschaft ist teilweise von hochstämmigen Fichtenwäldern bestanden, Birke und eine Erlen?-art sind häufig zugesellt. Obwohl die Bergrücken und Plateaukuppen des Mittleren Ural nur geringe Höhen (600—650 m SH) aufweisen, umspant das Auge doch gewaltige Weiten. Wie schon in der russischen Tafellandschaft, ist noch mehr im Mittleren als auch Südlichen Ural auffällig, daß an den vielen klaren, sonnigen Tagen auch eine prächtige lockere Wolkenbildung häufig ist, die Farbigkeit der Landschaft ungemein erhöhend.

Erste Bergbaustation auf den Höhen des Mittleren Ural ist die Lagerstätte Saranowskaya (Cr). Von hier nach Osten folgt Gora

Blagodät (Fe), weiter östlich Vissokaya (Fe) am Nordrande der alten Bergstadt Nischni Tagilsk. Von diesem wichtigen Bergbauorte aus wird Krasno-Uralsk (Pt) besucht. Am Ostrand des Ural entlang wird die Fahrt nach Sverdlovsk (Jekaterinenburg) fortgesetzt, von wo aus Beresowsk (Au) und Baschenowo (Asbest) aufgesucht werden. Weiter nach Süden wird Tscheljabinsk erreicht und ein Vorstoß ins sibirische Flachland, nach Korkino (Kohle) gemacht. Den Ural verquerend nach Westen zurück, geht es in die freundliche Berg- und Seelandschaft der Ilmenstation bei Mias, wo ein verdienter Rasttag gehalten wird. Anschließend werden Satka (Magnesit) und Bakal (Fe) besucht. Wieder zurück nach Osten, wird, dem Ostrand des Ural entlang, schon ganz im Bereich der sibirischen Ebene, die Fahrt nach Orsk im Südrail fortgesetzt. Die Landschaft nimmt steppenartigen Charakter an, das Kamel als Zugtier tritt in Erscheinung, Sandsturm und Steppenbrand werden erlebt. Östlich Orsk galt der Besuch den Lagerstätten Khalilovo (Fe), Aidarbak (Ni, Magnesit) und Novo Akkerman (Ni). Ein kurzer Ausflug führt SO von Orsk zu den Jaspisbrüchen (devone Kieselschiefer) am Rande der Kirgisensteppe. Von Orsk zurück geht die Reise in den nördlichen Abschnitt des zentralen Südlichen Ural zu den Lagerstätten Gumbeika (W) und Magnitnaya (Fe). Hier erreicht die Exkursion mit dem Besuche des Magneteisenberges und der Hüttenwerke Magnitogorsk ihren Abschluß. Die Rückreise führt über Tscheljabinsk, Zlatoust Ufa, Samara — wo ein zweites Mal die hier schon viel mächtigere Wolga gekreuzt wird — nach Moskau zurück.

Der Aufenthalt im Ural währte drei Wochen. Dank dem Umstande, daß der bequem eingerichtete Sonderzug in der Regel auch das Nachtquartier abgab, stets bis in unmittelbare Nähe der Lagerstätte fuhr und die oft beträchtlichen Entfernungen von Lagerstätte zu Lagerstätte in Nachtfahrten zurückgelegt wurden, konnte das reichhaltige Exkursionsprogramm fast lückeulos bewältigt werden.

### Die Chromerzlagerstätte Saranowskaya.

Dieses größte Chromerzvorkommen des Urals, wohl zu den größten Chromerzvorkommen dieses Typus in der Welt überhaupt zählend, befindet sich in der westlichen Randzone des Mittleren Ural, an einer Zweigbahn nahe zur Bahnlinie Perm—Nischni Tagil. Das Bergbaugebiet liegt 500 m SH, in einem reich bewaldeten (Fichte) Bergland mit weitgespannten, sanft abfallenden Bergrücken, die sich zu einer Landschaft plateauähnlichen Charakters zusammenfügen.

Der Peridotit als Muttergestein nimmt im Vergleich zu den Ausmaßen der von ihm beherbergten Chromerzlagerstätte eine erstaunlich geringe Fläche ein, als meridional längsgestreckte, 80 bis 150 m breite Gesteinszone. In der Hauptsache ist es Pyroxen-führender Peridotit, Harzburgit, weitgehend in Serpentin verändert, unter Chloritisierung des Pyroxens. Der Peridotit steht in Verband mit gabrodioritischen Gesteinen und intrudiert steilgefaltete, N—S-streichende Quarzglimmerschiefer und Chlorit führende Schiefer einer altpaläozoischen Serie.

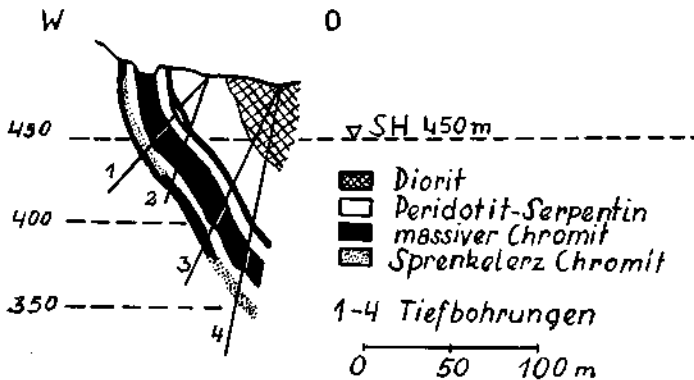


Abb. 2. Querprofil über den Südteil der Saranowo-Chromerzlagerstätte.  
(Abb. aus dem Werke „Chromit in USSR.“, Moskau 1937, S. 121.)

Der Haupterzkörper setzt sich aus drei steil ( $60^{\circ}$ – $80^{\circ}$ ) in die Tiefe setzende Erzplatten zusammen, welche der meridionalen Längserstreckung des Peridotitzuges ungefähr parallel streichen und eine Länge von 760–820 m aufweisen. Die Mächtigkeit der westlichen Erzplatte beträgt durchschnittlich 4,3 m, der mittleren 9,2 m und der östlichen 7,2 m. Die Stärke der heiden tauben Zwischengesteinslagen erreicht 12–15 m. Jüngere Gänge gabbrodioritischer Gesteine durchsetzen die Lagerstätte. Das Ausmaß jüngerer tektonischer Störungen ist gering. Bohrungen haben das Tiefersetzen der Erzplatten mit ungefähr gleicher Mächtigkeit bis auf 150 m nachgewiesen. Profile, in der Moskauer Ausstellung gezeigt, bringen für die weitere Teufe ein Nachlassen der Mächtigkeit, Übergang in Sprenkelerz, bzw. Auskeilen der Lagerstätten zum Ausdruck.

Der westliche Erzkörper, 36%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  im Durchschnitt haltend, weist keine scharfe Grenze zu Serpentin auf, sondern allmähliche Abnahme der Erzkornstreuung. Scharf abgegrenzt ist der mittlere, reichste Erzkörper, mit 38%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  im Durchschnitt. Am ärmsten und derzeit nicht in Abbau genommen ist das östliche Erzlager mit 33,5%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

Gebänderte Strukturen herrschen vor; lockere, zumeist in Ebenen gescharte Erzkornreihen gehen unter dichter Packung in Derberze über. Das Strukturbild ist ähnlich jenem der „Schlierenplatten“ mazedonischer Vorkommen.

Das Erzmolekül zeigt hohen Al-Gehalt, woraus sich auch der verhältnismäßig niedrige  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -Gehalt der Derberze erklärt. Eine Totalanalyse von Derberz dieser Lagerstätte wird angegeben mit:

$\text{SiO}_2$	3,5%	$\text{MgO}$	14,7 %
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	40,5%	$\text{MnO}$	0,15%
$\text{Al}_2\text{O}_3$	17,2%	$\text{CaO}$	1,37%
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	6,8%	S	0,02%
$\text{FeO}$	12,9%	P	Spur

Die Kristallisationsfolge im Peridotit mit akzessorischem Chromit wird angeführt mit: Olivin-Chromit-Pyroxen. Der Chromit des reichen Sprenkelerzes der Lagerstätte nimmt vorzüglich den Raum des Pyroxens in Anspruch. Aus dem Dünnschliff der Derberze werden nur mehr Reste von serpentinisiertem Olivin und chloritisiertem Pyroxen genannt.

Die Bildung der Lagerstätte wird als gleichzeitige Erstarrung mit dem Nebengestein aufgefaßt.

Der gegenwärtige Bergbau arbeitet im Tagbau und Stollenbau auf das mittlere und westliche Lager. Die Längsauffahrung beträgt etwa 300—400 m, die bisherige Tiefenentwicklung etwa 35—50 m. Preßluftbetrieb, Pferdeförderung. Die Jahresproduktion wird mit 50.000 t handgekutteter Erze mit durchschnittlich 32—35%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  angegeben. Im nächsten Jahr soll bereits das Doppelte dieser Förderung erreicht werden. Gegenwärtig werden 20.000 t für die Kaliumbichromaterzeugung, der Rest für Herstellung ff. Steine verwertet. Eine Anreicherung ist aus oben genannten Gründen nicht möglich, es sei denn durch eine „chemische Aufbereitung“, worüber angeblich ein Vorhaben besteht.

Die totalen Erzreserven werden mit 7 Millionen Tonnen ausgewiesen; diese Erzmengung allein würde bei gleichbleibenden Mächtigkeiten keine über 150 m Teufe hinausreichende Erzfortsetzung wahrscheinlich machen. Die Menge des in Sicht gestellten Erzes von 40%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  wird mit 550.000 t bezeichnet.

An mineralogischen Eigentümlichkeiten sei erwähnt: Auftreten von Uwarowit, Klinochlor, von Karbonaten und chromhaltigen Chloriten in Hohlräumen des Erzes als auch die Grundmasse ersetzend. Als Besonderheit chromhaltiger Perowskit.

Ganz allgemein wird angegeben, daß 93% aller uralischen Chromerzvorräte Erze unter 40%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  umfassen.

In diesem Zusammenhang sei auf das umfangreiche Werk „Chromit in USSR.“ hingewiesen, ausgegeben vom Lomonossov-Institut in Moskau, 1937, das neben eingehenden geologischen Darstellungen insbesondere von Fersmann und Betekhtin zahlreiche geologische Karten, Dünnschliffbilder und Analysentabellen enthält; leider besteht keine Übersetzung des in russischer Sprache abgefaßten Textes.

Gelegentlich der Museumsbesuche in Moskau und in Sverdlovsk (Jekaterinenburg) erschien mir für die Mineralogie der Chromitlagerstätten folgendes bemerkenswert: Im Moskauer Lomonossov-Institut, wo die Aufstellung der mineralogischen Sammlung auch nach geochemischen Gesichtspunkten erfolgt ist, findet sich über den Ausstellungsbereich der Geochemie der Chromminerale die in Abb. 3 wiedergegebene Tabelle von Prof. Fersmann. In der Sammlung bemerkenswert: Kämmererit in Drusen; Fuchsit in radialstrahligen Kristallbüscheln; Kotschubeyit (chromhaltiger Klinochlor), Chromvesuvian, Chromdiopsid und Chromgranat aus Chromlagerstätten in Granitnähe; Cr-Turmalin (4,3%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) in Chloritschiefer und in Drusen auf Opal. Als Uwarowit sind bezeichnet auch die grünen,

	Magma- tisch	Epi- magmatisch			Pneumatolitisch				Hydrothermal		
	A	B	C	D	E	F	G	H	J	K	
	>1000°	>800°		600°		500°		400°	300°	100°	
Chromit											
Chromspinell											
Chromdiopsid											
Uwarowit											
Kämmererit											
Košebejt											
Cr-Turmalin											
Fuchsit											
Krokoił											
Bellit											
Wolkonskoit											
Stichtit											
Vauquelinit											

Abb. 3. Bildungstemperaturen der Chromminerale (nach Prof. Fersmann).  
(Schraffiert: Hauptphase.)  
Schaubild im Lomonossov-Museum, Moskau.

feinpolierten Harnische an Störungsflächen, Chromitlager durchsetzend (mylonitisierte Uwarowite!). Chromhaltiger Perowskit.

Das sogenannte Leopardierz Mazedoniens ("grape ore" in Quebec, Kanada) ist auch im Ural häufig; ebenso ist das „negative Leopardierz“ Mazedoniens mit von Chromerz umflossenen Serpentinoiden wie aus Quebec so auch aus dem Ural bekannt. Leopardierz mit zweiter Erzschele, das ich aus dem Radoschabezirk in Südserbien beschrieb (Berg- u. Hüttenm. Jahrb. 1931, S. 53), von W. D. Johnston von einer kalifornischen Lagerstätte abgebildet wurde (Econ. Geology 1936, S. 319), findet sich von der Chromerzlagerstätte Dohetigara (Süduural) im Sverdlovsker Museum ausgestellt.

### Die Platin-Lagerstätte Krasny Uralsk im Nischni Tagilsk Dunitmassiv.

Dieses altbebaute Vorkommen, ca. 50 km nördlich des bekannten Bergbauortes Nischni Tagilsk gelegen, ist durch Schmalspurbahn an die Hauptlinie angeschlossen.

Das Dunitgebiet von Krasny Uralsk gehört einer Zone von Eruptivgesteinen an, die, bis in den Süduural sich erstreckend, in ihren basischen Gliedern hauptsächlich aus Gabbro und meridional gestreckten Stöcken von Peridotit bestehen und stets in Begleitung mittelsaurer bis saurer Eruptivgesteine, Diorite, Quarzdiorite, Syenite und Granite auftreten. Basische wie saure Gesteine, beide paläozoischen Alters, werden einem Eruptionszyklus zugeordnet.

Der Dunitstock von Krasny Uralsk mißt etwa 10 km in meridionaler Länge, 2–6 km in der Breite, und ist ringartig von einer 0,2–2 km starken Zone von Pyroxeniten umgeben, an deren inneren Kontakten vielfach ein Streifen Antigoritserpentin zwischengeschaltet



ist. Der hochbasische Stock und seine Randzone werden von weniger basischen Gesteinen eingeschlossen, von mehr oder weniger verändertem, amphibolitisiertem Gabbro, Gabbrodiorit, die nach außen an Glimmerschiefer, Tonschiefer und Kalke angrenzen. Es ist bezeichnend, daß auftretende Bandstruktur im Gabbro den Umrißlinien des Dunitmassivs konform verläuft. Die Stockform des Nischni-Tagilsk-Dunits scheint mehr ein Sonderfall gegenüber der mehr verbreiteten fladen- oder lagerähnlichen Ausbreitung der Peridotitmassen zu sein.

Der Dunit ist weitgehend serpentinisiert. Im Pt-führenden Dunit ist das Vorhandensein miarolithischer Hohlräume nachgewiesen worden, die mit amorphem Serpentin erfüllt sind. Wände dieser Hohlräume sind mitunter von Kristallen von Uwarowit, Chromglimmer, Chromvesuvian und Chromdiopsid bedeckt.

Bohrungen haben noch in 600 m Tiefe Dunit festgestellt; im allgemeinen wurde der Tiefgang uralischer Peridotitmassen mit Hilfe von Schweremessungen als gering erkannt, 1,5 km nicht überschreitend.

Aus einem Bohrloch im Dunit von Nischni Tagilsk fand bei 600 m Tiefe ein vorübergehender Gas- und Wasserausbruch statt. Die Zusammensetzung des Gases war: 66,5%  $H_2$ , 20,74%  $N_2$  und Edelgase, 9,5%  $CH_4$ , 3,8%  $O_2$ ; Gesamtmenge der Edelgase 0,22%, jedoch kein He enthaltend.

Der petrographische Aufbau des Dunitstockes von Nischni Tagilsk, seine pyroxenitische Randfazies, die Zugehörigkeit zu einem auch saure Gesteinsglieder umfassenden Magmenzyklus ist bezeichnend nicht nur für die betreffende Uralzone; ähnliche Verhältnisse finden sich auch in basischen Gesteinszonen des Balkans und Kleinasiens und reihen sich in weltweit verbreitete Erscheinungen ein.

Die primäre Pt-Führung des Dunits von Krasny Uralsk: Das Überraschendste bei dem Besuche der Pt-Erzvorkommen ist, daß es sich eigentlich um Bergbaue auf Chromerz handelt, dessen Gehalt an gediegenem Pt dem unbewaffneten Auge in der Regel verborgen bleibt. Die Pt-führenden Chromerzvorkommen sind ohne Regel einzeln oder in Gruppen innerhalb des Dunitmassivs verstreut. Es handelt sich hinsichtlich Chromerzinhalt um kleine bis kleinste Vorkommen: isolierte Nester, Streifen, unregelmäßige Bänder, Schwärme von gesprenkeltem Erz, sträbniges Chromerz mit Typen ähnlich negativem Leopardertz, aber auch gangähnliche Vorkommen. Mächtigkeiten schwanken von einigen Zentimetern bis zu mehreren Dezimetern; Teufe und Längerstreckung bis zu einigen 10 m. Ausnahmsweise wurde eine Teufe von 150 m erreicht, die schachtmäßig verfolgt wurde.

Kennzeichnend für die Pt-führenden Chromerzvorkommen ist das bereits erwähnte Auftreten miarolithischer Hohlräume in Lagerstätte und Nebengestein. Neben den genannten Silikaten erscheinen hier noch Sulfide, Pentlandit, Magnetkies, ein dem Kubanit ähnlicher Cu-Kies. Außer gediegen Pt treten auf Pt-Fe, Pt-Ir-Fe und Os-Ir. Alle diese Erze sind nach der Chromitausscheidung, doch vor den Silikaten der Hohlräume entstanden.

Die endgültige Lagerstättenbildung scheint in der spätmagmatischen Phase vor sich gegangen zu sein, wo bereits Teile des Nebengesteins etwas verfestigt waren. Die von der üblichen Serpentinbildung etwas abweichende Beschaffenheit der Serpentinränder an den Pt-führenden Chromitbändern ist sicherlich keine Erscheinung, die auf die Pt-Cr-Vorkommen beschränkt bleibt.

Über die Leistungsfähigkeit, Produktionsgröße des Bergbaues auf primäres Pt wurden keine Mitteilungen ausgegeben, ähnlich wie auch mit den wirtschaftlichen Daten über die Goldproduktion zurückgehalten wurde. Die Bauwürdigkeitsgrenze für den Pt-führenden Chromit liegt angeblich bei 5 g Pt/t.

Gewaltige Überreste alter Seifenabbau sind in der sanft gewellten, waldigen Plateaulandschaft um Krasny Uralsk verstreut. In Nähe der Bergbaustation arbeitet derzeit ein großer amerikanischer Schwimmbagger mit Eimerketten, 50 m<sup>3</sup>/h, auf alten Seifenhalden. Der niedrigste Halt ausbeutbaren Seifenmaterials wird mit 1,5 g Pt/m<sup>3</sup> angegeben, er steigt bis auf 30 g Pt/m<sup>3</sup>.

#### Die Baschenovo-Chrysotilasbestlagerstätte.

Die Vorkommen liegen am Ostabfall des Mittleren Ural, 85 km nördlich von Sverdovsk (Jekaterinenburg).

Pyroxenführende Peridotite (Harzburgite) bilden steilstehende, meridional streichende, linsenförmige Körper. Außerhalb des Lagerstättengebietes sind die Peridotite mit Massen pyroxenitischer und gabbroider Gesteine verknüpft.

Im Lagerstättenbereich treten mittelsaure bis saure Gesteine, Diorite, Hornblendegranite mit aplitischer Randfazies, in Erscheinung, die jüngere Ablager in die basischen Gesteine entsenden, diese auch in der Tiefe ablösen und an deren Gesteinsgrenzen Umwandlungen in Talk-Quarz-Karbonatfelse bewirken. Unzweifelhaft gehört auch die Asbestbildung zu den Metamorphoseerscheinungen der Granitintrusion.

Ganggesteine von Plagioklasaplit, Hornblendepegmatit, Mikro-gabbro und fein- bis grobkörnige Pyroxenite durchsetzen den asbestführenden Peridotit. Ein weiteres Ganggefüge stellen Diabase und Diabasporphyrite dar. Als gangähnliche Schlieren treten Granat-Pyroxenfelse, Granat-Vesuvianfelse und Granat-Chloritfelse auf.

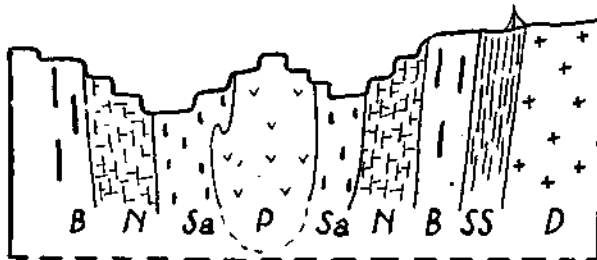


Abb. 4. Querprofil durch die Asbeststeinbrüche von Baschenovo. P = Peridotit, Sa = Salbandzone, N = Netzwerkasbestzone, B = Bänderasbestzone, SS = Serpentin-schiefer, D = Diorit.

Basische und saure Gesteinsgesellschaft werden als Glied eines und desselben Magmenzyklus aufgefaßt.

**Störungszonen**, das Peridotitmassiv durchsetzend, sind durch schieferige Serpentinstreifen gekennzeichnet.

Die **Asbestführung** — Querfaserasbest, hauptsächlich in Netzwerkform — geht mit der Serpentinisierung des Peridotits Hand in Hand, ist dort reichlich, wo die Serpentinisierung weit vorgeschritten ist, fehlt aber auch im frischen Peridotit und in den Pyroxenitonen nicht gänzlich. Im großen bilden die Reste des frischen Peridotits rundliche Schollen, die zwiebelschalenartig von Zonen verschieden ausgebildeter Asbestführung eingesäumt werden. Die Zone des Netzwerkasbestes mit 15—20% Asbestanteil ist praktisch die wichtigste.

In **genetischer** Hinsicht findet sich folgende Auffassung vor: Die Serpentinbildung und teilweise auch Asbestbildung ist bereits automorph eingeleitet und wird verstärkt durch hydrothermalen Lösungsdurchsatz im Gefolge der Granitintrusion.  $\text{SiO}_2$  und  $\text{CO}_2$  bilden hierbei ein wesentliches Agens für metasomatische Vorgänge. Bei der Spaltenbildung handle es sich in der Hauptsache um Abkühlungsspalten, weniger um tektonische Klüfte. Asbestbildung ist Kristallwachstum in den Spalten. Das Verhältnis erreichter Serpentinbreite zur Asbestmächtigkeit in einem und demselben Lösungskanal wurde mit 5,5 : 1 erkannt.

Die Asbestführung wurde durch Bohrungen bis in 150 m Teufe nachgewiesen. Die Vorräte werden mit 7,5 Millionen Tonnen Langfaserasbest (0,7—80 mm) und 15 Millionen Tonnen Kurzfaserasbest (0,2—0,7 mm) angegeben. Der Abbau erfolgt in großen Tagbrüchen, die mit mehreren Etagen in die flache Landschaft eingesenkt sind. Die Jahreserzeugung beträgt 80—100.000 Tonnen.

### **Die Nickel-, Magnesit- und Eisenerzlagerstätten der Serpentine bei Orsk, Südural.**

Der Zug peridotitischer Intrusivmassen setzt mit annähernd meridionalen Streichen vom Mittelural über 600 km Länge bis in den Südural fort und reicht hier noch in den südlichsten Ausläufer des Ural, den Ural-Tau, hinein, der südlich des Uralflusses als niedriges Bergland in die Kirgisensteppe vorspringt.

Das **Anfdringen** der Peridotite erfolgte in unter- bis mittelkarboner Zeit, im allgemeinen längs Schwächelinien, bzw. Störungszonen, welche die kristallinen Gesteine der Zentralzone von den vulkanogenen und sedimentären Gesteinen des Ost- und Westabfalles trennen; der Ostabfall ist hierbei bevorzugt.

Die Peridotite sind vielfach mit Gabbro verknüpft, so auch bei Orsk im Südural. Hier ist an einzelnen Punkten auch Chromerzführung von wirtschaftlicher Bedeutung bekannt. Die basischen Gesteine bei Orsk stoßen an untersilurische Sandsteine, Schiefer und Tuffschichten und mitteldevonische Kieselschiefer.

Das **Uralgebirge** bei Orsk ist tief eingeebnet, zu flachhügeligem Steppenland erniedrigt, das mit scharfen, buchtigen Linien in die vollständig flache Kirgisensteppe hineinreicht.

Bereits vor der Jurazeit bestand ein weitgehend abgetragener Gebirgsrumpf, über den eine mächtige terrestrische Verwitterungskruste gebreitet war, vermutlich unter aridem bis semiaridem Klima entstanden. Über den basischen Gesteinen ist diese Verwitterungskruste heute z. T. noch in situ vorhanden, z. T. aber noch in präjurassischer Zeit umgeschwemmt und von jurassischen Tonen überlagert worden.

Die Zersetzungsvorgänge an peridotitischen Gesteinen in Abhängigkeit zur präjurassischen Landoberfläche sind auch mit Lagerstättenbildung verbunden gewesen; es entstanden

a) Metallanhäufungen im in situ zersetzten Muttergestein selbst.

Dichter Magnesit in Gängen und Nestern.

Ni-Co-Silikate und -Hydrosilikate, entweder in flachen Zonen ausgebreitet oder in Verbindung mit Störungssystemen.

b) Metallanhäufungen umgelagert und über kurze Wege transportiert:

Limonitische oolithische Eisenerze.

Wie weit bei der Ni-Erzführung entlang Störungszonen nicht auch hydrothermale Vorgänge beteiligt waren, bedarf noch weiterer Forschung.

#### Die Magnesitführung.

Der dichte Magnesit kommt in Nähe der Nickelerzlagerstätte Aidarbak, ca. 30 km West Orsk, u. a. a. O. in Form von Gängen, Gangnetzwerken, und Nestern vor; auch Knollen von blumenkohlähnlichen Formen sind verbreitet. Die Magnesitzone liegt annähernd konform auch zur heutigen Fastverebnung in SH 400 m. Kleine Tagbaue schließen die Zone bis in 15—20 m Teufe auf, der begleitende Peridotitserpentin ist kieselsäurehaltig, mäßig zersetzt. In weiterer Teufe nimmt Magnesitführung als auch Zersetzung des Muttergesteins anscheinend rasch ab.

#### Die Nickelerzführung.

Das Nickelerzvorkommen Aidarbak bei Orsk ist über ungefähr 1 km<sup>2</sup> einer welligen Hochfläche durch Tagbaue erschlossen.

Das Profil durch die zonare Anordnung der in situ-Zersetzung ist folgendes:

1. Tiefste Zone, mit Karbonaten, Magnesit, Dolomit und Aragonit in mäßig zersetztem Serpentin.

2. Ausgelaugte, kieselsäurehaltige Serpentinzone; nur teilweise Mg-Abfuhr; MgO 10—12%; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 10%; SiO<sub>2</sub> bis 72%. Ni als Garnierit und Redvinkit in kleinen Gängchen oder mit Co-Opal zusammen.

3. Ni-reiche, nontronitisierte Serpentinzone; hell- und dunkelstreifig, wobei die dunklen Gesteinsstreifen Ni-reicher sind, jedoch ohne eine bestimmte Mineralart erkennen zu lassen. Magnesia fast vollständig ausgelaugt, nur mehr 3—4% MgO; hingegen eisenreicher wie 2; auch Manganengehalt (Asbolan) und Ni-Co-Opal. Vereinzelt Harnischflächen und Ni-Erzanreicherungen in Taschen.

4. Rote Zone; Eisen angereichert, ohne nennenswerten Ni-Gehalt.

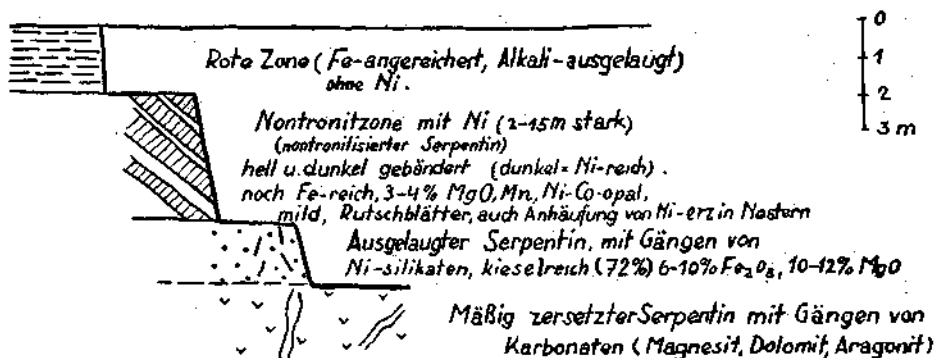


Abb. 5. Profil durch die Aidarbak-Ni-Erzlagerstätte bei Orsk (nach den Angaben der Exkursionsführung).

Das Nickelerzvorkommen Novo Akkerman befindet sich südlich des vorgenannten. Der Peridotit-Serpentin, in Begleitung von Olivinabbro und Gabbronorit bildet einen schmalen, meridional streichenden Gesteinszug mit gleichlaufenden Störungskontakten zu mitteldevonen bis unterkarbonen Schichten. Auch hier sind ähnliche Zersetzungsprodukte des Serpentin im Oberflächenbereich vorhanden wie um Aidarbak, doch tritt keine horizontale Zonenanordnung derselben in Erscheinung, sondern die stark veränderten Serpentin-zonen und die silikatische Nickelerzführung stehen in Abhängigkeit von meridional streichenden, steil Ost-fallenden Störungen.

Die mineralisierte Störungszone von Novo Akkerman erstreckt sich im Serpentin über 3 km Länge, über 50—80 m Breite und wurde

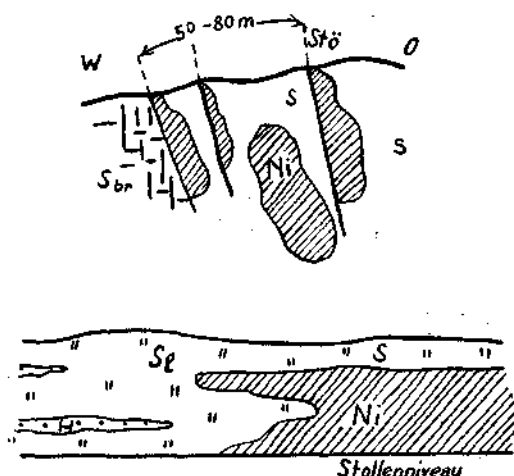


Abb. 6. Quer- und Längsschnitt durch die Ni-Erzzone der Novo-Akkerman-Lagerstätte bei Orsk (nach Wandbildern im Bergbaumuseum).

S = Serpentin, Sl = limonitischer S, Sbr = brecciöser S, H = Hornstein, Ni = Ni-Silikate führender, sandig verwitterter Serpentin, Stö = Störungen.

durch Stollen und Bohrungen bis auf 50—120 m Tiefe nachgewiesen. Unbauwürdige Ni-Spuren reichen bis 150 m unter die Tagfläche, letztere SH 350 m gelegen. Im Bereich der Störungszone ist Verkiezelung häufig, als Knollen und Streifen roten Hornsteins oder als Blöcke von dichtem, eisenschüssigem Quarz in limonitischem Serpentin. In dieser quarzreichen, limonitischen Zone treten Gängchen von Nickelhydrosilikaten auf; geschlossene Nickelerzkörper dieser Minerale finden sich mehr im Hangend der Störungen in Form von stockwerksartigen Gangnetzen, bestehend aus Garnierit und Nickelchalzedon. Das Nebengestein Serpentin ist hier Fe-ärmer, Mg-reicher, von Quarz- und Kalzitgängchen durchsetzt. In weiterem Abstände folgt wenig veränderter, doch brecciöser Serpentin mit Dolomit- und Magnesitgäader.

Beide Nickelyorkommen, Aidarbak und Novo Akkerman, wurden erst nach dem Weltkriege aufgedeckt und sind noch im Zustande der Untersuchung. Es scheint Aussicht auf große Vorräte zu bestehen. Im Bergbaumuseum Novo Akkerman deuten Schaubilder von Bohrproben einen Ni-Gehalt von 0,5—3% an, der Durchschnitt würde etwa 1—1,2% Ni entsprechen. Eine Verhüttungsanlage als Kombinat mit anderen Industrien zusammen ist in Orsk im Bau.

### Die Eisenerzführung.

Die Eisenerzlagerstätte Khalilovo befindet sich ca. 50 km West von Orsk, nördlich des Uralflusses, an der Bahnlinie Orsk—Orenburg.

Diese geschichtete Eisenerzanhäufungen entstanden durch Umlagerung der präjurassischen Verwitterungskruste der basischen Gesteine; während und wohl auch nach der Verfrachtung auf kurze Weglängen fand eine neuerliche chemisch-physikalische Veränderung, bzw. Aufbereitung der Zersetzungsprodukte des Serpentin statt, und zwar im Sinne einer Eisenanreicherung.

Es sind zwei übereinander lagernde Eisenerzschichten zu unterscheiden:

Der untere Horizont ist entweder die unmittelbare Fortsetzung der Verwitterungskruste oder aber ist von weniger verwittertem Serpentin durch eine scharfe Erosionsgrenze geschieden. Das Erz dieses Horizontes ist gelbbraun, zerreiblich, porös, feingeschichtet; es besteht hauptsächlich aus Hydrogöthit, Hydrohämatit, mit Beimengungen von Chlorit, Magnetit, Chromit in Körnern. Mächtigkeit steigt bis zu 4 m.

Darüber lagert der oolithische, bzw. pisolithische Eisenerzhorizont, 2—5 m stark. Das Erz ist Limonit, kompakt, rötlichbraun, grobschichtig, fein- bis groboolithisch (5—10 mm Durchmesser der Ooide) mit konzentrisch-schaliger Struktur. In den Kernen der Ooide wurden zuweilen Chromit oder Magnetit nachgewiesen. Vereinzelt werden aus diesem Horizont auch Vorkommen von Leptosiderit gemeldet. In den höheren Lagen der Oolithie erscheinen Tone und eisenschüssige Sande eingebettet.

Über dem oberen Eisenhorizont folgen sandige Juratone mit Geröllen und Pflanzenresten.

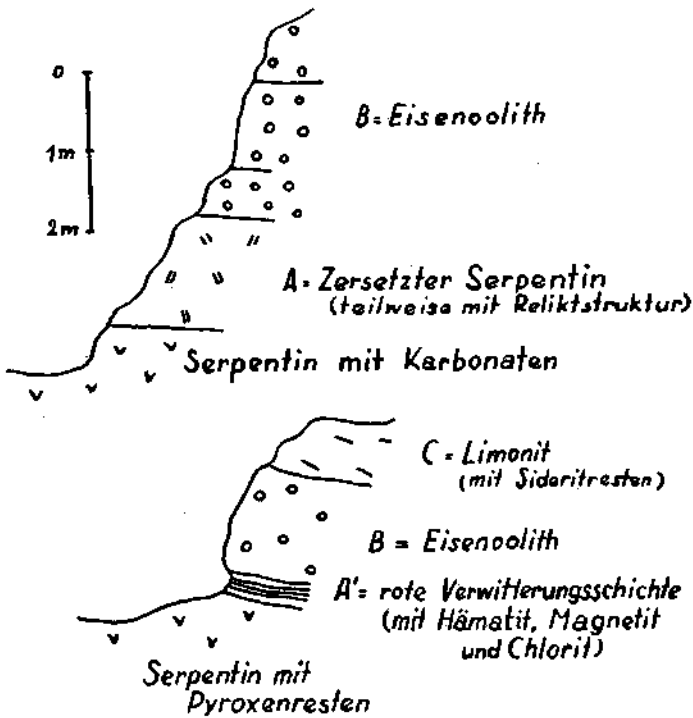


Abb. 7. Profile von der Eisenerzlagerstätte Khalilovo bei Orsk.

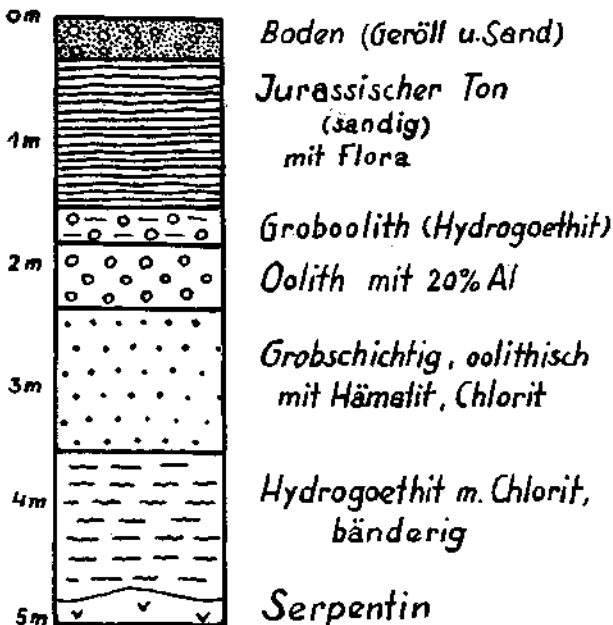


Abb. 8. Detailprofil der jurassischen Verwitterungskruste.  
Eisenerzlagerstätte Khalilovo bei Orsk.  
(Schaubild der Bergbansammlung Khalilovo.)

In beiden Erzhorizonten werden röhrenartige Gebilde als Wurzelreste gedeutet.

Mitunter ist der untere Horizont auf eine kaum dezimeterstarke, feinschichtige rote Kruste beschränkt, die unmittelbar vom oolithischen Erz überlagert wird. Bemerkenswert ist die örtliche Bildung einer dünnen, zentimetermächtigen Kruste von kristallinem Magnetit über Serpentin an der Basis der sekundären Schichtbildungen.

Ein mit Analysen und Proben belegtes Profil der Verwitterungsschichten wurde den Exkursionsteilnehmern auf der Grube vorgezeigt (Abb. 8).

Der Fe-Gehalt der Erze schwankt zwischen 53–64%, beträgt im Durchschnitt 40%;  $\text{SiO}_2$  1–22%, Al 12–15% (–38%), P 0,015 bis 0,8%, S bis 0,1%, Cr 0,6–1,8%, Ni 0,7%. Mit steigendem Fe-Gehalt sinken  $\text{SiO}_2$ - und Al-Gehalt.

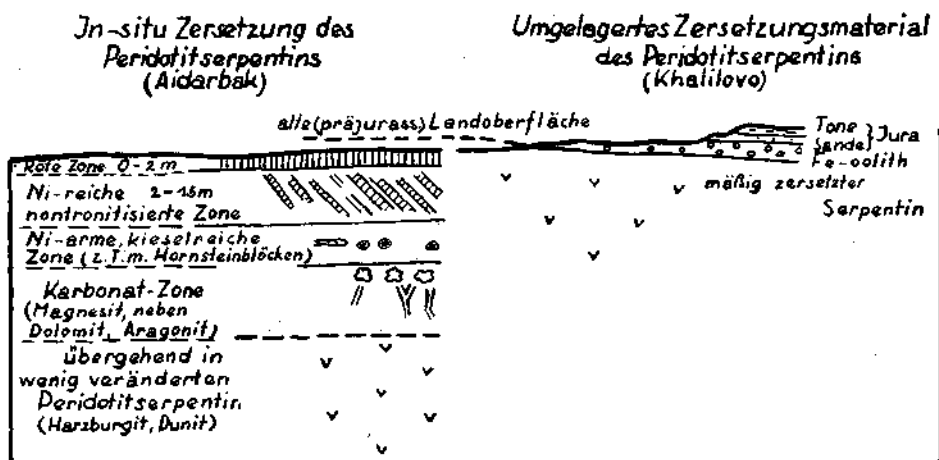


Abb. 9. Übersicht der Zersetzungszone des Peridotitserpentin im Südurale (in situ und umgelegert), entstanden in Abhängigkeit von der präjurassischen Landoberfläche.

Ähnlich wie die Nickelerzvorkommen sind auch die Eisenerzvorkommen erst in Aufschließung begriffen.

In diesem Zusammenhang ist erwähnenswert, daß für die dichten Magnesite der Balkanhalbinsel und Anatoliens Beziehungen zu tertiären Landoberflächen und jungvulkanischen Außerungen bestehen; oolithische Eisenerzbildungen, chromhaltig, liegen dort gewöhnlich an der Basis der Oberkreide. Ni-Cr-reiche Eisenoolithe werden bei Larimna an der griechischen Festlandsküste gegenüber Euböa abgebaut.

### Die Titanomagnetit-Lagerstätten von Kusa.

Diese Vorkommen im nördlichen Abschnitt des Südurale liegen 18 km von der alten Bergstadt Zlatoust entfernt. Innerhalb eines langgestreckten, N–O-streichenden Gabbromassives treten gang-



ähnliche Lagerstätten von Magnetit gemengt mit Titanomagnetit auf. Gangdurchbrüche und größere Intrusivkörper von Granit verändern örtlich den Gabbro in Hornblende-Biotit-Chlorit-Felsen.

Die Eisenerzlagerstätten erscheinen in fünf steil einfallenden Hauptgängen im Kerne der Gabbrozone, im Streichen gleichlaufend zu deren Längsrichtung. Zwei der Gänge sind über 2,5 km Länge zu verfolgen. Der gegenseitige Gangabstand beträgt 30–40 m, die durchschnittliche Mächtigkeit 3 m. Außer den Hauptgängen bestehen noch kleinere Gänge, Schlieren und Imprägnationszonen von Titanomagnetit.

Muttergestein und Lagerstätte zeigen beträchtliche Metamorphose. Gabbro und Gabbrodiorite wurden größtenteils in Amphibolite umgewandelt. Die meist scharfen Begrenzungen der Erzgänge weisen Reaktionssäume von Granat-Biotit-Chlorit-Fels auf.

Die ursprüngliche Bildung der Lagerstätte wird von den russischen Geologen aufgefaßt als Eindringen von Erzschnmelze in Ablösungsfugen des erkaltenden Gabbromagmas.

Der Titanomagnetit hat angeblich einen nutzbaren Vd-Gehalt.

### Die Lagerstätten kristalliner Magnesite von Satka.

Im zentralen Teil des Südural bei Satka, an der westlichen Gebirgsabdachung des Ural gelegen, bergen die feinkristallinen, schichtigen Dolomite einer präkambrischen Gesteinsserie, N–O-streichend und 25–45° fallend, mehrere Lagerstättenzüge von kristallinem Magnesit.

Die Magnesitvorräte des Satkagebietes werden auf 145 Millionen Tonnen geschätzt. Die Längsausdehnung der einzelnen Vorkommen steigt von einigen 100 m bis auf 1,5–2 km, die Mächtigkeit von 20 m bis auf 110 m, die Erstreckung im Fallen der Schichten von 60 m bis auf 250 m.

Auf der Karagai-Lagerstätte bei Satka sind die Grenzen von Magnesit zum Dolomit, der Hangend und Liegend bildet, zwar in der Regel ziemlich scharf und gehen mit den Schichtflächen; es bestehen aber auch unregelmäßige Aus- und Einbuchtungen von Magnesit in den Dolomit hinein, sowie Einschlüsse von Dolomit in Magnesit. Jüngere Diabasgänge durchsetzen Dolomit als auch Magnesit — sehr schön im großen Steinbruch der Karagai-Lagerstätte aufgeschlossen.

Der Magnesit ist mittelkörnig kristallin, manchmal auch grobkörnig, spätig, gewöhnlich blaugrau, nur unter dem Einfluß der Oberflächenverwitterung gelblich. Neben richtungslos körniger Struktur erscheint auch gerichtete, gebänderte. In allen Typen gibt sich Rekristallisation zu erkennen; kristalloblastisches Wachstum in Gegenwart kohlig-toniger Substanz des Nebengesteins führt zu Typen ähnlich dem alpinen Pinolitmagnesit. Der mit gewundenen Grenzlinien vorschreitende Ersatz des Dolomits durch Magnesit führte, schön zu sehen im Tagbau Vicigorski, 7 km von Karagai entfernt, zu metasomatischen Verdrängungsbildern, die völlig jenen der alpinen

Vorkommen gleichen. Auch die Mineralvergesellschaftung stimmt weitgehend mit jener der alpinen Magnesite überein: spätiger Dolomit, z. T. jünger als Magnesit; die stets jüngeren Minerale Kalzit, Aragonit, Hydromagnesit, Quarz, Opal, Talk, Bruzit, Chlorit, aber auch Pyrit, Malachit, Göthit, Limonit, Zinkblende, Magnetit und Bleiglanz. Z. T. stehen die jüngeren Mineralbildungen in nachweisbarem Zusammenhang mit dem Eindringen der postmagnetischen Diabasgänge.

Im chemischen Aufbau ist der Uralmagnesit bemerkenswert durch seine große Reinheit, seinen geringen Eisengehalt. Analyse von Karagai-Magnesit lautet: 45,5% MgO, 1,00% CaO, 1,00% SiO<sub>2</sub>, 1,5% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 50,90% CO<sub>2</sub>.

Die Lagerstättenbildung wird von A. Zavaritsky aufgefaßt als metasomatische Verdrängung des Dolomits durch hydrothermal zugeführte Magnesia. M. Garan hält an einer ähnlichen Entstehung fest, sieht jedoch die Magnesiaquelle im Dolomit selbst, aus welchem sie hydrothermal mobilisiert wurde.

Die Jahreserzeugung in Satka beträgt 800—900.000 Tonnen Magnesit. Die Ausbeutung erfolgt in großen Tagbaubetrieben mit anschließender Fabrikation von Magnesitziegeln, auch Chrom-Magnesitziegeln.

### Die Eisenerzlagerstätten von Bakal.

Unweit von Satka, ebenfalls am Westabfall des Südlichen Ural gelegen, bilden diese Eisenerzvorkommen seit zwei Jahrhunderten die Grundlage einer ausgedehnten Bergbau- und Hüttenindustrie.

Sandige und tonige Schiefer, Quarzsandsteine, Dolomite und Kalke setzen die präkambrische bis kambrische Bakalserie zusammen. Die Gesteine sind in NO—SW-streichende steile Falten gelegt. Die Eisenerze sind z. T. innerhalb der Kalk-Dolomit-Gesteine, z. T. an deren Grenze zu den Schiefen, aber auch in letzteren selbst als mächtige Lager eingebettet, die bis zu 1,5 km im Streichen anhalten und 60—70 m Mächtigkeit erreichen. Jüngere Diabasgänge durchsetzen Erz und Neugestein.

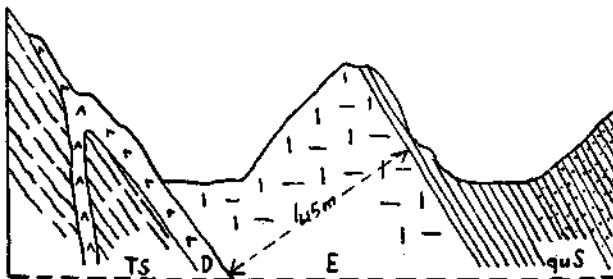


Abb. 10. Obyedissenny-Eisenerzbergbau, Bakalgebiet.  
Ts = toniger Schiefer, D = Diabas, E = teilweise limonitisierter Siderit,  
quS = mehr weniger quarzige Schiefer.

Das ursprüngliche Erz ist Siderit (0,5—2% Mn, 10% Mg, 36—38% Fe), der tiefreichend in limonitisch-turgitische Oxydationserze umgewandelt ist.

Das sideritische Erz ist fein- bis grobkörnig, vereinzelt mit Hohlräumen und Gangstreifen, die mit Sulfiden, Quarz, Hämatit oder selten mit Baryt erfüllt sind.

In den oxydischen Erzen sind gewöhnlich Limonit und Turgit (= dehydratisierter Limonit mit kirschrotem Strich) innig miteinander vergesellschaftet, sei es in unregelmäßiger Verwachsung oder unter Bildung bänderiger Strukturen sich einander ablösend. Die Erze sind kompakt, erdig, porös, mit erstaunlich hohem Porenvolumen (35 bis 40%) und bis zu 90%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalt. Auch eine pulverige Ausbildungsart ist verbreitet. Die Analysen kompakter Turgite laufen: 0,6—5,5%  $\text{SiO}_2$ , 1,4—0,28%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 91,7—82%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 2,55—0,5%  $\text{MnO}$ , 1,35—0,28%  $\text{CaO}$ , 1,36—0,4%  $\text{MgO}$ , 0,040%  $\text{P}_2\text{O}_5$ , 0,069% S.

Neben der in-situ-Umsetzung des Siderits in Limonit-Turgit spielt auch die sekundäre Wanderung von Eisenlösungen und Bildung von sekundärem Limonit-Göthit als Absatz oder durch Verdrängung eine Rolle, vielfach unter Bildung von krustigen oder stalaktitischen Formen.

Für die Entstehung der Lagerstätten werden zwei Erklärungen gegeben: die eine sieht in den Sideritlagern metasomatisch umgewandelte Kalk-Dolomit-Gesteine, wobei Fe hydrothermal zugeführt wurde; die andere vermutet sideritische Absatzgesteine neben dolomitischen, erst eine spätere Metamorphose und Rekristallisation habe das heutige Lagerstättenbild bewirkt.

Die Bildung der Oxydationserze ging in zwei, zeitlich voneinander weit getrennten Phasen vor sich.

### Magneteisenerzlagerstätte Gora Blagodat.

Dieses altberühmte Vorkommen, seit 1735 bekannt und bebaut, liegt westlich Nischni Tagilsk in 335 m SH.

Die Lagerstätte wird heute als genetisch unter komplexen Bildungsbedingungen entstanden aufgefaßt, wobei kontakt-pneumatolithische bis magmatisch injizierte Typen vertreten sind.

Das Lagerstättengerüste nimmt eine Serie sedimentärer und vulkanogener Schichtgesteine vermutlich mitteldevo-nen Alters ein; einen Hauptanteil dieser Serie haben Tuffe und orthopyrische Ergußgesteine, ganz untergeordnet sind Kalksteine nachgewiesen. Diese Serie fällt bei NNW-Streichen 25—40° nach Osten ein; Gänge von Syenitporphyr und Augitporphyr durchsetzen Sediment- und Tuffgesteine, die ihrerseits in unmittelbarem Kontakt zu mächtigen Syenitmassiven stehen. Von dieser Syenitmasse, ebenfalls paläozoischen Alters, gehen die gewaltigen magmatischen Wirkungen aus, die zu einer Umwandlung der Sediment-Tuff-Serie zu Hornfels-, Skarn- und Erzmassen führten.

Der Skarn enthält hauptsächlich Granat, Pyroxen, Epidot, Chlorit, Prehnit, Skapolith nebst Kalzit und Zeolithe. Hand in Hand mit dem

Auftreten der Skarnminerale erscheint Magnetit, von spärlicher Kristallkornstreuung bis zu mächtigen Lagermassen sich entwickelnd, der Schichtung der Sedimentserie angepaßt. Die Mächtigkeit der erzführenden Lagermassen wurde bis auf den liegenden Epidot-Granat-Skarn durchbohrt und mit über 400 m einschließlich der Lagen von Skarn, Hornfels und Syenitporphyr festgestellt.

Die Lagerstätte wird tektonisch durch jüngere Störungssysteme in Blöcke zerteilt, deren Bewegungen verschiedenes Ausmaß hatten; eine Hauptstörung spaltet die Lagerstätte in zwei Teile. Gewisse Beobachtungen hinsichtlich Erzverteilung in Beziehung zur Störung haben die russischen Geologen zur Annahme geführt, daß für die postmineralische Hauptstörung bereits eine vormineralische Uranlage bestanden haben dürfte.

Zwei Erztypen walten vor: a) Skarn-Erz mit Epidot und Granat, mittel- bis feinkörnig; in der Regel in großen Lagern. b) Feldspat-Erz, „Fleckiges Erz“, mit grobkörnigem Orthoklas, der von mittelkörnigem Magnetit umgeben ist; linsenförmig, aber auch gangförmig.

Nebenerze: etwas Pyrit, Cu-Kies, Blende und Titanomagnetit.

Im Vergleich zu reichlicher Skapolithisierung tritt die Bildung von Apatit zurück (Unterschied zu den schwedischen Lagerstätten, wo Apatit reichlich, untergeordnet Skarn vertreten ist!).

In der Kristallisationsfolge ist Magnetit jünger als Orthoklas, gleichaltrig mit den hauptsächlichlichen Skarnmineralen; von den letzteren sind Epidot und Chlorit etwas jüngere Bildungen, ebenso die Sulfbide. Die Feldspaterze werden noch mit den Endphasen der liquidmagmatischen Zustände in Beziehung gebracht, während die Granat- und übrigen Skarnerze als Ergebnis kontaktpneumatolithischer Wechselwirkungen betrachtet werden, wobei hochtemperierte metasomatische Vorgänge eine Rolle spielten.

Die frischen, nicht oxydierten Magneteisenerze halten 65% Fe bei Spuren von P und  $TiO_2$ . Im Oberflächenbereich findet Umwandlung zu hämatisiertem Magnetit (Martit) statt, mit 60% Fe.

Schätzziffern der Erzreserven, auf Bohrerergebnisse gestützt, werden angegeben mit:

Sichtbar . . . . .	28,9 Mill. Tonnen
Wahrsch. . . . .	23,6 Mill. Tonnen
Möglich . . . . .	40,5 Mill. Tonnen
<hr/>	
Insgesamt . . . . .	93,0 Mill. Tonnen

Die Gewinnung erfolgt im maschinell ausgerüsteten Tagbau in Etagen. Die Erze werden z. T. magnetisch aufbereitet, z. T. gewaschen. Jahresproduktion 300.000 t, hiervon 240.000 t als Konzentrat.

### Magneteisenerzlagerstätte Mt. Vissokaya.

Das geologische Gerüste dieses Vorkommens, in unmittelbarer Nähe von Nischni Tagilsk gelegen, ist ähnlich jenem von Gora Blagodat; auch hier sind es wieder vornehmlich die Tuffe, aber auch reichlicher Kalkgesteine, die im Einwirkungsbereich syenitischer Intrusivmassen stehen. Die Skarnbildung ergreift Tuffe und Sedimentgestein, aber auch den Syenit. In den Skarnen überwiegt Granat. In den Feldspaten erscheint Albit an Stelle von Orthoklas. Magnetit hat sich z. T. gleichzeitig mit Granat und Pyroxen, z. T. nach diesen gebildet. Sulfide treten reichlicher in Erscheinung. Einzelne Syenitgänge erweisen sich jünger als die Magnetitvererzung.

Im Bereiche jüngerer Brüche tritt Kaolinisierung und Serizitierung auf. Ganz allgemein herrscht tiefreichende Zersetzung des Skarns wie auch des Syenits, ferner weitgehende Martitisierung des Magnetits.

Die Lagerstätte Vissokaya weist weniger rein magmatische Merkmale auf als Blagodat und wird derzeit den Typen kontaktmetasomatischer Erzlagerstätten zugeordnet.

Ein großer Tagbau, kesselartig unter die Talsohle reichend, führt mit neuzeitlichem Baggerbetrieb die Gewinnung durch. Die Martiterte halten 55–60% Fe, Semimartite 45–60% Fe. Sehr geringe Gehalte an P und S. Jahresproduktion 610.000 t, hiervon 240.000 t Konzentrate.

Die Vorräte werden angegeben mit:

83 Mill. Tonnen sichtbar,  
37 Mill. Tonnen wahrscheinlich,  
56 Mill. Tonnen möglich.

---

176 Mill. Tonnen.

### Magneteisenerzlagerstätte Magnitnaya.

Dieses Magneteisenerzvorkommen ist seit dem 18. Jahrhundert in Ausbeutung; es liegt am Oberlaufe des Uralflusses, am Westhange des Berges Magnitnaya, 615 m SH, zu dessen Füßen sich die neuerstandene Industriestadt Magnitogorsk, SH 350 m, ansbreitet.

Das Vorkommen wird zu den kontaktmetasomatischen Lagerstätten gerechnet, gebunden an mächtige Kalklagen, die durch die flüchtigen Bestandteile eines eindringenden Granitmagmas variszischen Alters Umwandlung zu Skarn und Vererzung erfahren haben.

Am Berge Magnitnaya liegen, flach West-fallend, unterkarbone Kalke über älteren Ergußgesteinen (Diabase, Porphyrite, Mangan-Epidot-Porphyrin) und geschichteten vulkanischen Tuffen. Die ganze Serie wird durchkreuzt von Diabas- und Quarzporphyritgängen sowie von noch jüngeren aplitischen Gesteinen.

Der erzbringende Granit, in unmittelbarer Nachbarschaft aufdringend, ist z. T. sauer, z. T. aber als Hornblendegranit und auch in dioritischer Fazies entwickelt.

Die Granitintrusion bewirkte eine allgemeine Metamorphose, von der sowohl Kalke als auch Porphyrite und Tuffschichten ergriffen wurden. Porphyrite gehen in Hornfelse über, vulkanische Tuffe verwandeln sich in den sogenannten „Ataschit“, ein feinkörniges bis dichtes Gestein, z. T. als Tuffbreccie entwickelt, mit wenig hervortretenden Einsprenglingen von Kalifeldspat. Der Kalk erleidet, fast ohne Übergang, Umbildung zu hochkristallinen Marmor.

Die eigentliche Kontaktmetasomatose wirkt sich Skarn-bildend aus; hiervon werden hauptsächlich die Kalke, bzw. Marmore erfaßt, aber auch Gang- und Ergußgesteine. Granatskarn (Andradit-skarn) ist vorherrschend; weniger häufig vertretene Minerale im Skarn sind Pyroxen, Vesuvian, seltener Skapolith u. a. Mit der Ver-skarnung gleichzeitig entwickelt sich die Magnetitvererzung; Magnetit ist mehr oder weniger in jedem Skarnfels zugegen. Eine der Magnetitbildung nachfolgende Vererzungsphase brachte geringe Mengen Sulphide, hauptsächlich Pyrit, der in den tiefsten Zonen bis zu 6% Anteil im Erz ansteigen kann.

Das Magnetiterz bildet Lager und unregelmäßige Erzkörper im Skarn. Vererzung und Skarnbildung scheinen in gewisser Abhängigkeit von prämineralischen Strukturlinien vorgedrungen zu sein.

Im Oberflächenbereich ist der Magnetit in weitgehendem Maße hämatitisiert, zu Martit umgewandelt. Das Fördererz hält im Durchschnitt 50% Fe, 0,2% S.

Die Gewinnung erfolgt in großen Tagbauanlagen mit Baggerbetrieb. Die Tagesproduktion erreicht 25.000 t; 25% der Erhauung sind ärmere Erze, die magnetisch aufbereitet werden, 65% gehen mit 61% Fe direkt zum Hochofen, 10–12% sind Berge.

Die Jahresproduktion 1932 betrug 6,000.000 Tonnen Erz. Die Erzreserven werden mit 350 Millionen Tonnen bezeichnet.

Das Hüttenwerk Magnitogorsk ist mit 4 Hochöfen à 600 bis 1000 t Tagesdurchsatz ausgestattet. Die Eisenerzeugung arbeitet hinsichtlich Koksversorgung und Erzaustausch in Verbindung mit den Kohlenwerken und Eisenhütten des westsibirischen Kusnetzer Revieres.

### **Die Goldlagerstätten von Beresowsk.**

Dieses Goldfeld ist seit 2 Jahrhunderten bekannt. In den Neunzigerjahren des vergangenen Jahrhunderts haben deutsche Geologen (Helmhacker, Pošepny) Reiseberichte über dieses Gebiet niedergelegt. Der Golddistrikt von Beresowsk liegt 14 km NO von Sverdlovsk (Jekaterinenburg) und bedeckt eine Fläche von über 60 km<sup>2</sup> in einer nur wenig gewellten, fast ebenen Landschaft.

Paläozoisches sedimentäres Grundgebirge, in ihm Peridotite, Gabbro, Diabase und Tuffe, werden von mächtigen Batholithen und Gängen von Granit, Porphygranit und Quarzporphyr durchdrungen, welche im allgemeinen die letzte Äußerung der karbonen Intrusionsphase darstellen.

Im Gefolge dieser Granitintrusionen treten — neben Goldquarzgängen — reichlich verbreitete Metamorphoseerscheinungen am Neben-

gestein und im Bruptiv selbst auf: Serpentinisierung, Zoisitisierung, Epidotisierung, Chloritisierung, Listwänitisierung und Beresitisierung. Porphygranit wird in oberflächennahen Teilen zu weichen, zerreiblichen Gestein umgewandelt, unter Kaolinisierung der Feldspäte und Hervortreten von Quarz und Glimmer; das basische Nebengestein wird in limonitische, kieselreiche Gesteinszonen verwandelt.

Zwei Haupttypen Goldführender Quarzgänge treten in Erscheinung: a) Ost—West streichende Querspalten, welche die Nord—Süd verlaufenden Granitporphyrgänge durchsetzen — das sind die „Leitergänge“. Ihre Zahl ist sehr groß, oft erscheint alle 3 m ein Gang; selten reichen sie über den Granitporphyr hinaus ins Nebengestein hinein. Die Mächtigkeit ist sehr schwankend; die Salbänder sind in der Regel scharfe Blätter.

b) Ebenfalls Ost—West streichende Gänge im älteren Grundgebirge, durch größere Mächtigkeiten ausgezeichnet; Gangmetasomatose bewirkt unscharfe Ganggrenzen.

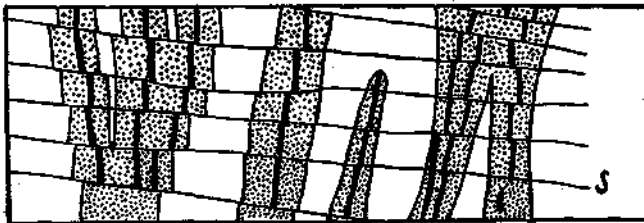


Abb. 11. Schnitt durch die Goldquarzgänge (dicke Striche) mit Beresitzone (punktiert) im Granit (weiß) von Beresowsk. S = Störungen. (Skizze nach einem Wandbild im Bergbaumuseum Beresowsk.)

Die Entstehung der Gangspalten wird auf Abkühlungsschwund, z. T. auch auf Tektonik zurückgeführt. Tektonische Einflüsse nach der Gangbildung sind reichlich vorhanden, doch mäßiger Intensität.

Die Erze der Gänge, nach Bildungsalter angegeben, sind Pyrit zu ältest, dann Aikinit (Bi-Fahlerz), Fahlerz, Kupferkies, Hämatit und Bleiglanz. Gangart bilden Quarz, Turmalin, Karbonate (Dolomit u. a.), Talk etc. Gold entweder als Freigold oder in den Sulfiden.

Die Oxydationszone birgt eine Fülle ziemlich seltener Erze und Minerale, die wie z. B. Krokoit dem Lösungsumsatz mit dem Nebengestein ihre Entstehung verdanken.

Unter den Veränderungen, die im Nebengestein bei der Bildung der Goldquarzgänge vor sich gegangen sind, haben die Bildungen von Listwänitfels und Beresitfels eine wichtige Rolle inne. Listwänitisierung tritt dort ein, wo die Goldquarzgänge basische Gesteine durchsetzen, deren femische Bestandteile durch Ca- und Mg-Karbonate ersetzt werden, unter gleichzeitiger Ausscheidung freier Kieselsäure. Beresitisierung ist eine Zersetzungerscheinung der Granitporphyre im Bereich der Goldquarzgänge, wobei auf Kosten der Feldspäte ein Quarz-Glimmergestein mit mehr minder reichlicher

Pyritimprägation (auch schwacher Au-Halt!) entsteht. Die Berieselung bildet also ein ausgezeichnetes Gegenstück zur Propylitisation, welche die Erzbildungen des tertiären Andesitvulkanismus begleitet.

Die Bildung der Goldquarzgänge, abhängig von den Graniten, wird als mesothermal bedingter Lösungsabsatz, bzw. -umsatz aufgefaßt. Bemerkenswert, daß diesen Erzbildungen nur ein verhältnismäßig geringes primäres Teufenausmaß eigen ist. Die Schachtteufen scheinen sich alle unter 200 m (bis 300 m?) zu halten. Die Befahrung fand am Leninschacht auf der 112 m-Sohle statt.

Der Bergbaubetrieb des Beresowsker Goldreviers sieht sich bedeutenden Grundwassermengen schon ganz seicht unter der Tag-oberfläche gegenüber.

Auskünfte über durchschnittlichen Hauwerkshalt, Produktion und Leistungen wurden nicht erteilt.

### Die Scheelitgänge von Gumbeika.

Die Tungsteinvorkommen des Gumbeikarevieres befinden sich ca. 40 km Ost von Magnitogorsk. Der Besuch galt der Lagerstätte der Buranovsky-Grube, beschränkte sich jedoch auf einen kurzen Terraingang und auf Besichtigung der Erzhalde.

Der Scheelit, in Form von Kristallimprägationen, ist in der Regel das einzige Erzmineral auf Quarzgängen, die zusammen mit Gängen von Aplit und Porphyrgranit ein ausgedehntes Massiv von feinkörnigem Granit, bzw. Quarzdiorit durchkreuzen.

Die grubenmäßige Erschließung ist augenscheinlich ganz jungen Datums und hat in ihren Schächten bisher die 90 m-Sohle erreicht.

### Die Minerallagerstätten der Ilmenstation bei Mias.

Die Eruptivprovinz von Mias im nördlichen Abschnitt des Südural baut sich auf aus Miaskit (Biotit-Nephelin-Syenit), gewöhnlichem Alkalisyenit und Granit, alle größtenteils in gneisähnlicher Struktur entwickelt und von den stammverwandten Pegmatiten begleitet.

In Sonderheit sind es die Pegmatite, welche durch Reichtum an verschiedenen, z. T. seltenen Mineralien ausgezeichnet sind.

Die Miaskitpegmatite bergen u. a. Nephelin oft in Cancrinit verändert, Mikroklin als Amazonit, schwarzen Glimmer, Sodalith, Ilmenit.

Für die Pegmatite der Alkalisyenitzone ist besonders kennzeichnend Hornblende, brauner Glimmer, Apatit, Zirkon, Pyrochlor, Sphen, Molybdänglanz, Monazit u. a.

Die Pegmatite der Gneisgranite, auch schriftgranitisch entwickelt, führen u. a. Biotit, Spessartin, schwarzen Turmalin, Muskowit, Orthit (Uralorthit), Korund, ferner den radioaktiven Samarskit, Topas, Beryll, Oligoklas und Mikroklin.

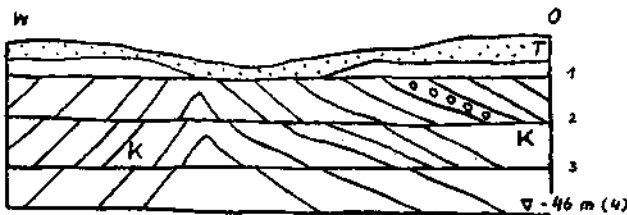


Dieser an Mineralvorkommen einzigartig gesegnete Landstrich gehört auch zu den landschaftlich reizvollsten des Ural. Die Bergketten steigen bis zu 1500 m SH empor, in den dazwischen liegenden breiten Becken sind Seen eingebettet, von waldigen Hängen (Föhre) umsäumt. Ein Gebiet von ca. 42 km<sup>2</sup> im Umkreis des Ilmensees, die hauptsächlichsten Mineralvorkommen umfassend, steht unter staatlichem Naturschutz; in kleinen Steinbrüchen und Schurfröschchen werden die Mineralvorkommen für wissenschaftliche Zwecke erschlossen.

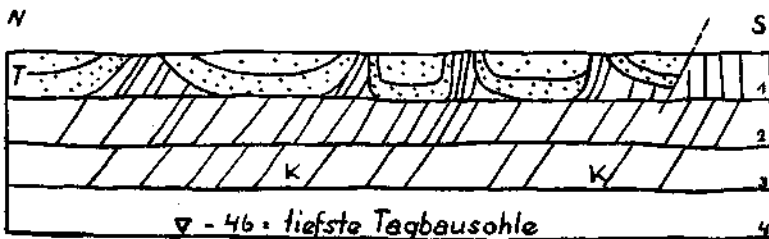
Anschließend an die Kennzeichnung der besuchten uralischen Erzlagerstätten werden noch kurze Bemerkungen über ein uralisches Braunkohlenvorkommen angefügt, dessen Besichtigung ebenfalls im Exkursionsprogramm enthalten war.

### Der Korkino-Braunkohlenbergbau bei Tscheljabinsk.

Diese Braunkohlenvorkommen liegen östlich Tscheljabinsk, im Übergang der letzten Plateauwellen des Östlichen Ural in das westsibirische Flachland. Die Kohlenflöze, 5–15 an der Zahl, im einzelnen bis zu einigen Meter dick, sind Bestandteil einer Serie ober-



Tagbau-Quersicht-Nordseite



Tagbau-Längssicht-Ostseite

Abb. 12 Braunkohlentagbau Korkino, Ost von Tscheljabinsk.  
 K = jurassische Kohlschichten, ältere Faltung mit Faltenachse N—S,  
 T = tertiäre Oberlagerung, jüngere Faltung mit Faltenachse O—W.  
 1—4 = Etagen.

triadisch-unterjurassischer Gesteine. Die Kohle ist Glanz- und Mattkohle, 5000—7000 Kal., 8—33% Asche, 0,9—4% S, 6—13% H<sub>2</sub>O.

In diesem Zusammenhang sei des Näheren nur der geologisch eigenartige Anblick wiedergegeben, den das große Oval des 500 m mal 300 m weiten, 50 m tiefen Tagbaues gewährte: die Längsachse des Tagbaues liegt in der Scheitelzone einer Nord—Ost streichenden Antiklinale der Kohlschichten, die an den heiden längeren Tagbauseiten mit 40—50° von den Etagen weg bergwärts fallen. In der tertiären Überlagerung, die nur 15—20 m mächtig ist, prägt sich eine jüngere Querfaltung in Ost—West-Richtung ab, wenig tiefreichend, doch neben breiten Mulden scharf geknickte, steil aufgestülpte Sättel zeigend.

---

# Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen.

(Mit 4 Tafeln und 18 Textabbildungen.)

Von H. P. Cornelius.

## Inhaltsübersicht.

	Seite
<b>Einleitung</b> . . . . .	20
<b>Zur Erforschungsgeschichte</b> . . . . .	30
<b>I. Zur Stratigraphie</b> . . . . .	34
1. Vortriadische Gesteine . . . . .	34
2. Prebicht- und Werfener Schichten . . . . .	36
3. Das Problem der Plateaukalke der Schneelalpe und ihrer Äquivalente . . . . .	37
4. Der Kalk des Hohen Student . . . . .	41
5. Der bräunliche Stinkkalk der Roten Mauer usw. . . . .	43
6. Die Faziesverhältnisse der Mitteltrias (Anis-Ladin) . . . . .	45
a) Gutensteinerkalk . . . . .	46
b) Gutensteiner Dolomit . . . . .	47
c) Reiflinger Kalk . . . . .	47
d) Wettersteinkalk . . . . .	49
e) Wettersteindolomit . . . . .	50
f) Pseudo-Hallstätterkalk . . . . .	51
7. Die Faziesverhältnisse der Obertrias . . . . .	54
a) Reingrabener Schiefer . . . . .	54
b) Sogenannte Carditaschichten . . . . .	55
c) Spuren einer karnischen Schichtlücke . . . . .	57
d) Mürztaler Kalke und Mergel . . . . .	58
e) Opponitzer Kalk, bzw. Dolomit . . . . .	60
f) Aflenzner Kalk . . . . .	61
g) Hallstätter- und Dachsteinkalk . . . . .	62
h) Hauptdolomit . . . . .	64
8. Das Rhät . . . . .	65
9. Zur paläogeographischen Entwicklung während der Trias . . . . .	67
10. Der Lias . . . . .	71
a) Roter Liaskalk . . . . .	71
b) Fleckenmergel . . . . .	72
11. Oberjura (und Neokom?) . . . . .	73
a) Hornstein, bzw. Hornsteinkalk . . . . .	73
b) Gelb verwitternder Mergelkalk . . . . .	74
12. Gosauschichten . . . . .	75
a) Konglomerate und Breccien . . . . .	75
b) Kalke . . . . .	76
c) Sandsteine . . . . .	76
d) Graue Mergel . . . . .	77
e) Rote Mergel (Nierentaler Schichten?) . . . . .	78
f) Zur Paläogeographie der Gosaubildungen . . . . .	79

<b>II. Der Gebirgsbau</b>	81
1. Die Schneecalpe	81
a) Die Hochfläche und ihre Nordausläufer	81
b) Die Rauhenstein-Deckscholle	82
c) Unterer Karlgraben — Kühkogel — Krampener Klause	86
d) Die Lachalpe und Umgebung, einschließlich Brühlboden	89
e) Das Naßköhr und die Hinteralpe (SO-Seite)	95
f) Der Höllgraben; die W-Seite der Hinteralpe	99
g) Der nördliche Blattrand von Frein bis zum Naßwalder Tal	102
h) Überblick über die Tektonik des Schneecalpengebiets	105
2. Das Toniongebiet	106
a) Die Umgebung der Königskögel	106
b) Die Proleskette	109
c) Der Südabfall der Wildalpe	114
d) Der Hohe Student	118
a) Die Nordseite	119
β) Die Südostseite	122
γ) Die Südwestseite	125
δ) Zur tektonischen Deutung des Hohen Student	130
e) Die Sauwand; Mulde von Mooshuben; Stockbauerkogel	132
f) Die Gruppe des Fallensteins	134
g) Die Tonion	136
h) Die Weißalpe und die N-Seite des Dobreingrabens	139
i) Die Neun Kögerln und Umgebung	146
k) Die Wetterin	149
l) Übersicht über den Gebirgsbau der Toniongruppe	151
3. Die Kalkalpen südlich der Niederalpl-Senke	153
a) Der Dobreingraben und die Umgebung des Niederalpls	153
b) Die Hochveitsch	155
c) Der Rauschkogel und Eibelkogel	157
d) Der Hochangerzug	158
e) Die Gollrader Bucht	160
f) Übersicht	162
4. Tektonische Hauptergebnisse	164
Literaturverzeichnis	171

## Einleitung.

Es werden nun gerade fünfzig Jahre, daß Geyers klassische Arbeit über die Mürztaler Kalkalpen erschienen ist (1889). Was seither über das Gebiet veröffentlicht worden, ist nicht viel; ja große Teile desselben sind anscheinend überhaupt kaum mehr von Geologen besucht worden. Das ist ja nicht so verwunderlich als es auf den ersten Blick aussieht; denn nicht nur liegt es überhaupt z. T. etwas abseits vom Verkehr, sondern es handelt sich auch größtenteils um streng behütete Jagdreviere, die, abgesehen von einigen wenigen öffentlichen Wegen, dem Fremden nach Möglichkeit verschlossen werden.

So ist es wohl an der Zeit, eine neue Darstellung der Geologie der Mürztaler Kalkalpen zu versuchen. Den Stoff dazu habe ich gesammelt gelegentlich der geologischen Neuaufnahme von Blatt Mürz-zuschlag, die ich im Auftrage der Geologischen Bundesanstalt ausgeführt habe (in dem in Betracht kommenden Abschnitt hauptsächlich in den Jahren 1929, 1931/32, 1934/35).

Das zu beschreibende Gebiet deckt sich räumlich nicht ganz mit dem von Geyer in der genannten Arbeit behandelten. Ich habe meine Begehungen kaum über die Ränder des Kartenblattes hinaus fortgesetzt, einerseits aus Zeitmangel, andererseits, weil die Anschlußblätter im N und W — Eisenerz und Schneeberg—St. Agyd — bereits in guter Neuaufnahme (durch E. Spengler) vorlagen.<sup>1)</sup> So muß ich auch hier die Behandlung der einzelnen Fragen mit dem Blattende abbrechen. Aber auch im Bereiche des Blattes Mürzzuschlag selbst bleibt die Rax samt Umgebung unberücksichtigt; darüber wurde bereits bei anderer Gelegenheit das Nötige gesagt (Cornelius 1937 a).

Es handelt sich also im wesentlichen um die drei Bergstöcke der Schneealpe, der Hochveitsch und der vielgegliederten Toniongruppe (mit Ausnahme der geringen, außerhalb des Blattes fallenden Anteile). Ferner sind der Rauschkogel und der auf Blatt Mürzzuschlag befindliche Teil des Hochangerzuges mitbehandelt, die Geyer nicht mehr berücksichtigt hat. Das dazwischen eingreifende Paläozoikum der Gollrader Bucht jedoch bleibt ausgeschlossen; seine Darstellung sei einer Arbeit über die Grauwackenzone des Kartenblattes vorbehalten.

Auch stofflich mußte manches ausgeschieden werden. Auf die Stratigraphie wurde nur so weit eingegangen, als Probleme zu erörtern sind oder wichtigere neue Funde vorliegen (insbesondere bei bisher überhaupt nicht erkannten Schichtgliedern, wie dem Lias); aber auch da wurden einzelne bereits in anderem Zusammenhange erörterte Gegenstände nur mehr kurz gestreift (Cornelius 1933, 1936 b, 1937 b). Eine vollständige Zusammenstellung aller früheren und eigenen Fossilfunde soll dereinst in den Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag gegeben werden; hier sind nur die wichtigeren aufgeführt. — Gar nicht erwähnt werden die tertiären und quartären Bildungen, die ebenfalls bereits anderwärts (Cornelius 1938)<sup>2)</sup> abgehandelt wurden. Ebenfalls unberücksichtigt bleiben die Eisenerze von Altenberg usw., über die gegenwärtig auch gar nichts Neues gesagt werden könnte.

Allen denen, welche in irgend einer Weise die vorliegende Arbeit gefördert haben, sei an dieser Stelle bestens gedankt. Es sind dies: mein Freund Prof. E. Spengler in Prag, der mich im Herbst 1931 durch den Grenzstreifen unserer beiderseitigen Aufnahmegebiete von Naßwald bis Mariazell geführt und auch sonst mehrfach einschlägige Fragen mit mir besprochen hat; die Teilnehmer zweier Exkursionen der Wiener Geologischen Gesellschaft (1933 und 1936), denen noch manche Funde geglückt sind; meine Frau als Begleiterin auf zahlreichen Touren. Ferner haben Fossilien für mich bestimmt die Herren Prof. O. Kühn (Korallen der Trias; Gosau); G. Rosen-

<sup>1)</sup> Auf einige kleine Unstimmigkeiten an den Blattgrenzen, die sich z. T. erst bei der Ausarbeitung ergeben haben, wird im Text hingewiesen.

<sup>2)</sup> Eine weitere Arbeit über die Moränenvorkommen des Gebiets befindet sich im Druck (Z. f. Gletscherk.). In diesen Arbeiten ist auch die bisherige Literatur über diese Gegenstände angegeben, die hier — soweit sie sich auf dieselben beschränkt! — nicht erwähnt wird.

berg (Rhät von Schöneben); Dr. H. Zapfe (Monotiden des Hallstätter Kalks); endlich last not least mein Freund Prof. J. Pia, der nicht nur meine Diploporenfunde bestimmt, sondern mir auch sonst manche wertvolle Anregung gegeben hat. Ihnen allen gilt mein Dank!

## Zur Erforschungsgeschichte.

Wenn wir absehen von dem Gosauvorkommen von Krampen, dessen Fossilführung bereits frühzeitig eine kleine Literatur ins Leben gerufen (Haidinger 1846, 1848; v. Hauer 1847 a, 1850, 1858; Morlot 1850; Fötterle 1852; dazu etwas später die Monographie von Redtenbacher 1873) und einigen verstreuten Notizen über andere Gegenstände (Haidinger 1846, 1847, 1848; Hauer 1847; Hauer und Fötterle 1852, sowie Morlot 1850), so beginnt die Erforschung unseres Gebietes erst <sup>2a)</sup> mit Dionys Sturs Arbeiten (1866, 1869, und die zusammenfassende Darstellung 1871). Dieser vortreffliche Beobachter hatte das Problem der stratigraphischen Gliederung und Einordnung der verschiedenen Gesteine bereits im wesentlichen richtig gelöst; insbesondere verdient es alle Anerkennung, daß er die eigenartige Ausbildung der Mürztaler Mergel — seine „Aviculenschiefer“ — bereits als das erkannt hatte, was sie sind: eine fazielle Vertretung der Lunzer Schichten des Nordens. Weniger glücklich war er in der Deutung der einförmigen Kalk-Dolomit-Massen der Plateauberge von der Hochveitsch bis zur Rax, in denen er die ganze Trias vertreten glaubte.

Dann trat E. v. Mojsisovics auf den Plan; wenigstens seit Anfang der Siebziger Jahre hat er das Gebiet immer wieder besucht, jedoch nichts darüber veröffentlicht als einen flüchtigen Hinweis (1879) und später gemeinsam mit Geyer eine kurze Notiz (1887). Im Ganzen kann seine Tätigkeit hier nicht als sehr glücklich bezeichnet werden; deutete er doch die Schichtfolge z. T. nicht so sehr auf Grund von Beobachtungen als von Reflexionen, was zu folgenreichen Irrtümern führte. Dabei sei nicht verkannt, daß auch manche Beobachtungen — Reingrabener Schiefer über Hallstätterkalk bei Frein! — tatsächlich für seine Stratigraphie zu sprechen schienen; denn von einer richtigen Erkenntnis der verschiedenen tektonischen Fallstricke war man damals ja noch weit entfernt!

Ursprünglich sollte Mojsisovics die Aufnahme der Kalkalpen auf Blatt Mürzzuschlag für die Geolog. Reichsanstalt ausführen. Er trat diese Aufgabe sodann an G. Geyer ab, der ihm zunächst als Begleiter zugeteilt gewesen war. Geyer erledigte sie in überraschend kurzer Zeit und berichtete darüber in der eingangs erwähnten Arbeit (1889). Dieselbe ist von musterhafter Gründlichkeit und eine Fundgrube trefflicher Beobachtungen; man ist nur immer von Neuem erstaunt, wie viele auch ganz unscheinbare Vorkommen Geyer schon gefunden hatte, auch z. T. an Stellen, wo sie nach damaligen

<sup>2a)</sup> D. h., seit Anfang der fünfziger Jahre! Einige Fossilfunde Sturs aus jener Zeit sind bei Hauer (1853) verwertet.

Begriffen recht wenig hinpaßten. In vielen Teilen war es mir kaum möglich, die von Geyer gezogenen geologischen Grenzen noch wesentlich zu verbessern (eine Ausnahme macht da die Gegend um den Hohen Student, deren Darstellung bei Geyer wesentlich hinter anderen Teilen seiner Karte zurücksteht). Verhängnisvoll war ihm jedoch die in den wesentlichen Zügen von Mojsisovics übernommene Stratigraphie, die ihn selbst ein so wohlkennntliches Schichtglied wie den Gutensteinerkalk und selbst da, wo er, wie gewöhnlich, normal über Werfenern folgt, in der Regel verkennen ließ; seine „Zlambachschichten“ gehören teils zu diesem, bzw. zum Reiflinger Kalk, teils sind es Mürztaler Mergel. Ein anderer Teil der Mürztaler Mergel wurde bei Geyer zu „Oberem Hallstätter Kalk“; usw. — Daß auch Geyer, ebenso wie seine Vorgänger sich in dem tektonischen Irrgarten nicht zurecht fand, sei ihm gewiß nicht zum Vorwurf gemacht — dafür war die Zeit eben noch nicht gekommen. Immerhin sind manche Hauptzüge auch der Tektonik ganz klar aus seinen Angaben zu erkennen, wenn man nur absieht von den vertikalen Riesenverwerfungen, die ihm die tektonischen Anschauungen seiner Zeit aufzwingen („Freinlinie“, „Dobreinlinie“). Jedenfalls bedeutet Geyers Arbeit den wichtigsten Markstein in der Erforschungsgeschichte unseres Gebietes, und für große Teile desselben bot sie bis heute eigentlich Alles, was man darüber wußte. So wird auf Geyer im folgenden noch oft genug hinzuweisen sein; ja es müßte dies strenggenommen noch viel öfter geschehen, als es aus Raumgründen angezeigt ist.

Ungefähr in dieselbe Zeit fallen die Arbeiten eines weiteren Klassikers der Kalkalpengeologie: A. Bittner. Spezialaufnahmen hat er im Bereiche unseres Blattes am Rauschkogel, Hochangerzug und in der Gollrader Bucht — die Geyer beiseite ließ — ausgeführt; die Darstellung der Trias dieses Gebiets auf dem handkolorierten Blatt Mürzzuschlag dürfte auf ihn zurückgehen, wenn dies auch nirgends andrücklich gesagt ist. Veröffentlicht hat er darüber nur kurze Andeutungen in einem Aufnahmebericht (1890). Darüber hinaus aber hat Bittner zahlreiche Begehungen in anderen Teilen des Gebietes ausgeführt, die vor allem erfolgreicher Fossilsuche gewidmet waren (1888, 1889, 1898). In stratigraphischer Hinsicht schloß sich Bittner enge an Stur an; auch dessen Irrtum hat er übernommen, daß in den südlichen Plateaubergen von der Hochveitsch bis zur Rax die ganze Trias in dolomitisch-kalkiger Entwicklung vertreten sei. Einzelne Fehler der Mojsisovics'schen Stratigraphie („Zlambachschichten“ p. p. = Reiflingerkalk) hat er schon früh (1890) berichtigt. In seiner bekannten Brachiopodenmonographie (1890a) sind Bittners Fossilfunde mit verarbeitet.

Mojsisovics' Mitteilung von 1892, in der er das Freiner Profil tektonisch nmdeutete, leitete danu die bekannte dramatische Auseinandersetzung über die Triasstratigraphie ein. Sie endete mit dem vollständigen Siege Bittners. Näher darauf einzugehen ist hier nicht erforderlich; spielte sich doch der Kampf außerhalb unseres Gebietes ab. Die Konsequenzen für dessen Stratigraphie aber wurden z. T. bis heute nicht gezogen. Abgesehen ist dabei von einem flüch-

tigen Besuch E. Böses anlässlich seiner Faziesstudien (1898, S. 579 f.; S. 732), der im ganzen die Schichtfolge richtig gesehen hat; so sind ihm Geyers Zlambachschichten größtenteils Raibler. Nur mit der Vermutung von Muschelkalk in der Mürzschlucht befindet er sich ebenso im Irrtum wie mit der Gleichsetzung der Gipfelkalke von Windberg und Rax. Auf einige Einzelbeobachtungen Böses wird noch zurückzukommen sein. (Wegen Spenglers Feststellungen auf den Nachbarblättern, vgl. unten!)

Im übrigen brach nun die stratigraphische Erforschung ab — so vollständig und auf so lange hinaus, wie nicht so bald in einem anderen Teile der Alpen. Einen Überblick gab Arthaber (1906), fußend auf den Beobachtungen von Stur und Geyer, die aber z. T. nicht glücklich kombiniert und gedeutet werden: die Wettersteinkalke Geyers werden zu „Hochgebirgskorallenkalke“; die *Halorella pedata* führenden schwarzen Kalke des Schwarzenbachgrabens werden über die norischen Hallstätterkalke gestellt, während sie tatsächlich klar sichtbar darunter liegen.

Die nächsten Veröffentlichungen über die Mürztaler Kalkalpen bewegten sich jedoch in ganz anderer Richtung. C. Diener hatte 1903 (S. 395 f.) einen knappen Überblick über ihren Bau gegeben, wie er sich auf Grund des bis dahin Bekannten darstellte. Es sollte kein Bild von langem Bestande sein! Denn im gleichen Jahr erfolgte mit der Deckentheorie die Einführung ganz anderer tektonischer Grundvorstellungen, die auch für unser Gebiet ihr Recht verlangten. Dabei muß auf eine Arbeit kurz hingewiesen werden, die jenes zwar nicht unmittelbar betraf, sich aber für dessen tektonische Erforschung ähnlich verhängnisvoll auswirkte, wie einst Mojsisovics für die stratigraphische: nämlich die Arbeit von Haug (1906) über die Decken des Salzkammergutes. Haug wandte bekanntlich die in der Westschweiz und den französischen Alpen gemachten Erfahrungen in recht naiver Weise auf die Ostalpen an und glaubte wie dort so auch hier Decken nach der Fazies definieren zu können — ohne zu bedenken, daß diese Methode, deren Eignung dort auf der Hand liegt, wo ganz verschieden entwickelte Hauptzonen des Gebirges übereinander bewegt sind erst sehr genau und Schritt für Schritt auf ihre Eignung innerhalb einer Hauptzone mit mannigfachen Faziesübergängen hätte geprüft werden müssen; ohne ferner zu bedenken, daß die Auffassung der Tektonik immer in erster Linie die Lagerung und erst in zweiter die Fazies heranzuziehen hat; und endlich ohne Rücksicht darauf, daß sich die Bewegungen in den Ostalpen der Richtung nach lange nicht so ausschließlich einem einheitlichen Schema einfügen lassen als im Westen. So hat seine Arbeit wohl ihren Wert als Anregung; dagegen war es entschieden verfehlt sein Deckenschema: Bayrische D. — Salz-D. — Hallstätter D. — Dachstein-D.<sup>3)</sup> als etwas Endgültiges und womöglich für die ganzen Ostalpen Maßgebendes hinzunehmen.

<sup>3)</sup> Von späteren Erweiterungen (Totengebirgsdecke) sei hier abgesehen.



Der erste, der die Deckentheorie auf die Mürztaler Kalkalpen anwandte, war L. Kober (1912, S. 389f.). Sein Deckenschema: Vor-alpine Decken (deren weitere Gliederung an dieser Stelle keine Rolle spielt) — Hallstätter Decke — Hochalpine-Dachsteindecke ist nun im wesentlichen dasjenige von Haug.<sup>4)</sup> Dabei hat Kober die größte Schubfläche des Gebiets ganz richtig erkannt, wenn er Hinteralpe Student und Lachalpe als Deckschollen seiner „Hochalpinen Decke“ auffaßt; die Deckscholle im östlichen Teil der Schneealpe ist dagegen viel zu groß geraten, die gleichartige Deutung von Hochveitsch, Tonion, Wetterin, Wildalpe, Sauwand<sup>5)</sup> abzulehnen. Die N-Grenze seiner Hallstätter Decke legte Kober bereits außerhalb unseres Gebietes, in die Puchberg—Mariazeller Störungszone, weshalb hier nicht weiter davon die Rede sei; ganz unberechtigt war es jedenfalls diese Decke unter der Hochveitsch nach S durchzuziehen. Auch die weitere Teilung der Hallstätter Decke in eine Mürzsteger und eine Freiner Decke ist abzulehnen; ihr liegen unrichtige Kombinationen z. T. richtiger Lokalbeobachtungen (z. B. des nördlichen Eintauchens der Kalke der Lanauwand unter die Werfener Schichten von Mürzsteg — das aber eine rein lokale Erscheinung ist! —) zugrunde. — Kober hat sein Deckenschema der Mürztaler Alpen bis heute (1938, S. 122f.) unverändert beibehalten.

Etwas vorgreifend sei hier gleich Kobers Schüler E. Lahn berücksichtigt, der in zwei Arbeiten (1930, 1933) sich mit unserem Gebiet befaßte. Einzelne wertvolle Lokalbeobachtungen (z. B. Werfener über den Windberghütten) sind ihm wohl gelungen. In der Auffassung aber kommt er über Kobers Schema nicht hinaus. Die hochalpine wird in Schneebergdecke, die Hallstätter Decke in Mürzdecke umgetauft und in ihrer Ausdehnung auf einige Fenster beschränkt; von ihrer Zweiteilung ist nicht mehr die Rede. Manche Unstimmigkeiten scheinen dem Verfasser wohl aufgefallen zu sein, wenn er es auch nicht offen ausspricht; z. B. daß der Dolomit, der die Hallstätterkalke der Mürzschlucht trägt in untrennbarem Zusammenhang steht mit jenem den er in der Schneealpe der Schneebergdecke zurechnet. Er findet sich damit ab mit haltlosen Vermutungen: „vielleicht gehört der im S folgende Dolomitkomplex schon einer höheren Serie an; in diesem Fall würde die Mürzschluchtserie im S an einer Störungszone enden“ (1933, S. 244). Dazu ist nur zu bemerken, daß die Überlagerung des Dolomits durch den Hallstätterkalk hier so klar aufgeschlossen ist, daß für Vermutungen überhaupt kein Raum bleibt! In welcher Weise Lahns tektonisches Bild zustande gekommen ist, beleuchtet im übrigen der Umstand, daß er auf seiner tektonischen Skizze (1933, S. 249) Geyers „Zlambachschichten“ zum großen Teil, ohne ein Wort darüber zu verlieren und ohne Schatten eines tatsächlichen Grundes in Werfener umgewandelt hat!

Am pferers Arbeit (1918) berührte unser Gebiet nur am Rande. Es blieb ihm daher verborgen, daß die Schubfläche, die er im O-

<sup>4)</sup> Nur die Salzdecke ist verschwunden.

<sup>5)</sup> Tonion und Sauwand übrigens von Kober selbst (1912, S. 392) mit ? bezeichnet.

Abfall der Schneeralpe beobachtete, nur ganz lokale Bedeutung hat. Für das Raxgebiet wies er die Unhaltbarkeit von Kobers Schema nach.

Heritsch (1921) gab eine verbesserte tektonische Gliederung des Gebiets: er unterscheidet eine „Lachalpendecke“, der er die Deckscholle Glatzeter Kogel—Hinteralpe—Studeut (auch die Wildalpe wird zu Unrecht einbezogen), ferner Lachalpe, Rauchenstein und (?) Weißalpe zurechnet; darunter eine „Freier Einheit“ über deren Abgrenzung und Bedeutung er sich jedoch nicht klar ausspricht; im S soll ihr die Hochveitsch an der Dobreinlinie aufgeschoben sein.

Staub's (1924) Synthese beruht in unserem Gebiet ganz auf Kober.

Sehr wichtig für unser Gebiet sind die Arbeiten Spenglers auf den Nachbarblättern im W (1919, 1920, 1922, 1925) und im N (1931 a, b, c), die auch manche auf jenes unmittelbar bezügliche Beobachtungen (Rauschkogel, 1919, S. 252) bringen. Er berichtete bereits manche Mängel von Geyers Stratigraphie (1925) und stellte Kobers Deckenschema ein verbessertes gegenüber, das nur ein „basales Gebirge“ (mit verschiedenen Detailkomplifikationen) und darauf liegende Deckschollen kennt, die er zuletzt zu einer „Schneebergdecke“ zusammenfaßt (zu deren Kritik vgl. Cornelius 1937 a, S. 181 f.). Im Einzelnen wird davon im folgenden noch mehrfach zu reden sein.

Hinzuweisen ist noch auf die Arbeiten von Redlich und Stanczak (1922) und von Redlich (1931) über die Erzlagerstätten des Gebiets (hier auch die ältere Literatur zu diesem Gegenstand). Die erste enthält u. a. die einzige neuere — wenn auch recht schematische — Kartendarstellung der Gollrader Bucht. — In der zweiten findet sich ein Beitrag von H. P. Cornelius über die Vorkommen des Rotsohl-Hochveitschgebiets sowie des Eibelkogels, mit einigen Angaben über die geologischen Verhältnisse dieser wenig bekannten Gegenden.

## I. Zur Stratigraphie.

### 1. Vortriadische Gesteine.

Von dem Paläozoikum der Grauwackenzone, welches längs des S-Randes die kalkalpine Schichtfolge unterlagert und in der sogen. Gollrader Bucht noch weit nach N zu unter ihr zu Tage tritt (vgl. die Profilserie 6 auf Taf. III), soll hier nicht weiter die Rede sein; dies bleibe einer künftigen Gelegenheit vorbehalten. Es genüge vorderhand der Hinweis, daß als unmittelbare Unterlage der Kalkalpenserie (?kambrisches) Blasseneckporphyroid, silurische Grauwackenschiefer und Lydite, sowie „Erzführender Kalk“ (Silur und — hauptsächlich — Devon) auftreten können. Diese Gesteine besitzen eine von den Kalkalpen unabhängige, ältere Tektonik; diskordante Auflagerung der letzteren ist zwar unmittelbar kaum je klar zu sehen, geht jedoch mit Sicherheit aus ihrem Übergreifen nicht nur über die Grenzen der sämtlichen genannten Schichtglieder, sondern auch über Schüpf-

pungflächen — z. B. Porphyroid über Silur am Aschbach oberhalb der gleichnamigen Ortschaft; Prof. 6, Taf. III — hervor. Vgl. dazu die analogen Befunde aus dem Raxgebiet (Cornelius 1936 a).

Vereinzelte treten aber vortriadische Gesteine auch innerhalb der Kalkalpen auf, als verschleppte Schubfetzen im Bereiche großer Bewegungsf lächen, wie sie aus der Nachbarschaft ja auch zuletzt von Ampferer (1918) und Spengler (1931 b, c) mehrfach beschrieben worden sind. Besonders in der Umgebung des Student erreichen sie z. T. eine größere, kartierbare Ausdehnung (wenn auch die Aufschlüsse allgemein sehr mangelhaft, die Eintragungen ausschließlich nach Lesesteinen vorzunehmen sind): so unter der Roten Mauer (W- und N-Seite), sowie unter dem NO-Ende des Student-Kalkklotzes, auf der N-Seite. Es sind muskowitzische Phyllite und Chloritschiefer, deren gegenseitige Abgrenzung auf der Karte nicht ohne einige Willkür möglich ist.

Im Schriff zeigt ein dunkelgrüner, feingebänderter Chloritschiefer als Hauptgemengteile Plagioklas: serizitgefüllte Kerne mit oft breiten albitischen Randzonen, gewöhnlich unregelmäßig buchtig umgrenzt, bis 1 mm Durchmesser; und lebhaft gefärbten Pennin in Blättchen von 0,1—0,2 mm Länge, die nur teilweise parallel, größtenteils in unregelmäßigen strahligen Büscheln geordnet sind. Die Bänderung beruht auf dem Wechsel sehr Chlorit-reicher und daran ärmerer Lagen; in diesen sind die Feldspate teils einzeln, teils in linsenförmigen Gruppen eingestreut. Etwas Muskowit geht mit dem Chlorit, etwas Quarz mit dem Feldspat; außerdem finden sich noch gelegentlich Haufwerke von feinkörnigem Epidot, und ziemlich reichlich verstreut gänzlich verwitterter? Ilmenit. Kataklastische Spuren: Zerbrechungen, Verschiebungen einzelner Teile, randliche Auflösung in Mörtel sind an den Feldspäten häufig; doch ist die letztere größtenteils von Kristallisation überdauert. — Vermutlich liegt dem Gestein ein diaphthoritischer Amphibolit zugrunde, ohne daß sich indessen unbedingt beweiskräftige Argumente dafür bringen ließen. Dabei ist aber auch die Diaphthorose von Hornblende zu Chlorit und das damit gleichzeitige oder spätere Aufsprossen der Feldspate aller Wahrscheinlichkeit nach schon älter als der tektonische Transport der Schollen, dem nur die kataklastischen Veränderungen des Gefüges zuzuordnen sein dürften.

Ganz kleine Fetzen quarzphyllitischer Gesteine — nur durch spärliche Lesesteine angedeutet — kommen noch an einer Reihe weiterer Stellen vor: verschiedentlich auf der SW-Seite des Student (vgl. S. 127 u. a.); W vom Seekogel östlich Frein (S. 102); am Rande des Schnealpenplateaus gegen den Karlgraben (S. 84).

Eine andere Gruppe von Schubschollen umfaßt Gesteine von vermutlich paläozoischem Alter. Das am leichtesten kenntliche ist schwarzer Lydit, wie er insbesondere zwischen dem Freinsattel und dem Ochsenkogelkamm verbreitet ist; leider lassen auch da die allein vorhandenen Lesesteine keine sehr genaue Eintragung zu. Auch SW des Ochsenkogels wurde noch ein vereinzeltes Stück gefunden.

Ein anderes, wahrscheinlich paläozoisches Gestein findet sich in der kleinen Deckscholle auf dem Sporn P. 1160, S der Häuser von Niederalpl, zusammen mit Werfener Schichten (vgl. S. 154). Es ist dunkelgrau, dünnplattig, mehr feinkörniger Sandstein als sandiger Schiefer; eine feine Bänderung in millimeterdünnen Lagen ist am

Handstück kaum, wohl aber mit freiem Auge am Schriff zu he-  
merken.

Dieser zeigt vorherrschend Quarzkörner, rund oder eckig, 0,03 bis fast 0,1 mm im Durchmesser. Viel seltener sind Blätter von farblosem Glimmer, bis 0,1 mm lang; ganz vereinzelt brauner Turmalin. All dies sind wohl ausschließlich klastische Komponenten; Spuren kristalliner Weiterbildung wurden nicht beobachtet. Auch nicht in der z. T. unauflösbar feinen Zwischenmasse, welche ebenfalls noch Glimmerfitterchen erkennen läßt. Opakes Erz in schlechtem Erhaltungszustand ist streifenweise ziemlich reichlich eingestreut; darauf beruht die angeführte Bänderung. Dazu tritt als einzige (diagenetische oder metamorphe?) Neubildung in ziemlicher Menge Calcit in Rhomboedern von bis über 0,1 mm Kantenlänge; sie sind z. T. kristallographisch gut ausgebildet, stets aber erfüllt mit Einschlüssen, hauptsächlich von Quarz. Also ein „kristallierter Sandstein“ im Kleinen! — Irgend eine mechanische Gefügeregelung ist nicht zu erkennen (wenigstens ohne spezielle Hilfsmittel).

Eine Deutung dieses Gesteins ist schwierig. Wenn es auf der Karte als Silur eingetragen wurde, so eigentlich mehr aus Verlegenheit; es geht zwar unter den silurischen Grauwackenschiefern Typen, die ihm makroskopisch ziemlich ähnlich sehen, aber sie haben stets mehr Metamorphose erlitten (und da diese zweifellos bereits variscisch ist, so dürfte sie unserem Vorkommen doch eigentlich nicht fehlen). Andere Vergleichsmöglichkeiten sind mir jedoch nicht bekannt.

## 2. Prebichl- und Werfenerschichten.

Über diese Schichtglieder soll in anderem Zusammenhang eingehender berichtet werden; ich kann mich daher an dieser Stelle auf ein paar kurze Bemerkungen beschränken.

Als Prebichlschichten<sup>6)</sup> wurde auf Blatt Mürzzuschlag das Basisglied abgetrennt; hierzu wurden nicht nur alle ausgesprochenen Konglomerate und Breccien, sondern auch alle Gesteine, die gröber klastisches Material eingestreut enthalten (Sandsteine mit einzelnen Quarzgeröllen) geschlagen; dagegen sind die gewöhnlichen Sandsteine und Schiefer im allgemeinen als Werfener Schichten kartiert — ausgenommen natürlich dort, wo sie mit geröllführenden Lagen wechseln, wie das in den Grenzregionen vorkommen kann. Es kommt aber auch in größerem Maßstabe — in der Gollrader Bucht und auf der S-Seite der Hochveitsch z. T. — zu Wiederholungen von grobklastischen über feinklastischen Schichten, oder jene setzen überhaupt erst über einer feinklastischen Zone an der Basis ein. Gelegentlich der Aufnahme war ich überzeugt, daß alles Grobklastische normal an die Basis gehöre, und ich habe daher die erwähnten Lagerungsverhältnisse allgemein als tektonisch aufgefaßt; teilweise möchte ich auch heute noch unbedingt daran festhalten, z. B. für die Gollrader Bucht (vgl. die nähere Beschreibung im tektonischen Teil). Ob dies aber für alle Fälle gilt, ist mir doch etwas zweifelhaft geworden. Eine daraufhin gerichtete Revision ist leider nicht mehr möglich gewesen und bleibt meinem Nachfolger vorbehalten.

<sup>6)</sup> Ehemals Verrukano geheißen; wegen des Namens vgl. Cornelius, 1937 a, S. 136.

Dagegen darf man wohl als sicher betrachten, daß die Kalke der Werfener Schichten normal deren oberstes Glied bilden — dies wußte schon Geyer (1889, S. 736); daß mithin ihr Auftreten in tieferen Lagen tektonisch zu deuten ist.

Rauhwaacken, Gips und Haselgebirge dürften ebenfalls stratigraphisch ziemlich hoch in den Werfenern liegen; freilich besonders in den wild durcheinander geratenen Werfener Massen der Lachalpendecke — deren Gleitmittel diese Schichten ja lieferten — findet man jetzt solche Einlagerungen an beliebigen Stellen. Insbesondere die Gipse zeigen dort z. T. sehr schön die Merkmale gewaltiger Durcharbeitung; es sei nur auf die Aufschlüsse im Gschwandtgraben (vgl. S. 117) und auf der N-Seite der Hinteralpe (S. 103) hingewiesen.

Wegen der Diabase der Werfener Schichten vgl. Cornelius 1933, 1936 b.

### 3. Das Problem der Plateaukalke der Schneevalpe und ihrer Äquivalente.

Die Erörterung dieses Zentralproblems der Stratigraphie unserer Gegend muß hier allen Betrachtungen über die Mitteltrias vorangestellt werden. Anschließend seien auch in den beiden nächsten Abschnitten noch nicht ganz sichergestellte Punkte diskutiert.

Die Kalke, welche dem Plateau der Schneevalpe aufgelagert, die hervorragendsten von deren Gipfeln: Windberg, Schönhaltereck, Donnerswand u. a. bilden, werden seit Alters als Hallstätterkalk aufgefaßt. Mit dieser Bezeichnung verbinden wir heute die Vorstellung eines karnisch-norischen Alters. Bis zu Geyers Zeit war dies anders; damals reihte man die Hallstätter Kalke unter dem Niveau der Lunzer Schichten ein und gebrauchte den Namen mehr oder minder synonym mit Wettersteinkalk (so schon bei Hauer, 1853). Stur (1866, S. 186; 1869) und Bittner (1890) sind allerdings schon frühzeitig hiergegen aufgetreten.

Es möchte müßig erscheinen, heute diese Frage nochmals aufzurollen, wenn nicht einige teils altbekannte, teils neuaufgefundene Tatsachen wirklich für ein ladinisches Alter dieser Kalke auf der Schneevalpe zu sprechen schienen. Es sind dies:

1. Das Vorkommen großer Diploporen — nach Pias vorläufiger Bestimmung *Teutlop. herculea Stopp.* — in der Umgebung der großen Doline zwischen Windberg und Schönhaltereck und auf dem W-Gehänge des Windbergs, gefunden anläßlich der Exkursion der Wiener Geol. Gesellschaft im Juni 1933. Da die genannte Alge bisher nur aus dem Ladin bekannt ist (J. Pia, 1912, 1920), mußte damit das ladinische Alter des fraglichen Kalkes paläontologisch belegt erscheinen.

2. Die lichten Kalke, die am Ohnemoskogel usw. das oberste Glied der basalen Schichtreihe von Hinter-Naßwald bilden (vgl. Raxkarte, Cornelius 1936 b) enthalten nicht nur in ihrem oberen Teil große Diploporen — nach Bestimmung von Pia *Teutlop. aequalis*, eine der

*T. herculea* nahestehende, ebenfalls als ladinisch geltende Form; sondern es ist beiderseits des von der Ameiswiese herabkommenden Baches — W davon wenig über der Basis der Kalkfelsen — eine Lage von Reiflinger Kalk mit Kieselknollen eingeschaltet; man hat also anscheinend guten Grund sie für Wettersteinkalk zu halten. Anscheinend ihre Fortsetzung sind die Kalke am Farner Boden und an der Goldgrubhöhe, die wegen der Überlagerung durch karnische Ammoniten führenden Mürztaler Kalk (Geyer 1889, S. 643 f.) immer als ladinisch galten. Sie hängen wieder unmittelbar zusammen mit den Gipfelkalken der nördlichen Schneecalpenkämme; diese hat denn auch Spengler (1931, Prof. VIII; Burgwand!) folgerichtig als Wettersteinkalk gezeichnet. Sie sind aber nicht zu trennen von den Hallstätterkalken der S- und W-Schneecalpe; wenn man von NO her kommt, scheint der feldgeologische Befund dafür zu sprechen, daß diese ladinisch sind!

3. Endlich ist zu erwähnen die Überlagerung des Hallstätterkalkes durch typische Reingrabener Schiefer, die Mojsisovics schon 1879 in der Mürzschlucht beobachtet hatte und die eine der entscheidenden Stützen für seine Einordnung der Hallstätter Kalke gewesen ist (vgl. Mojsisovics-Geyer, 1887). Wir kennen die gleiche Überlagerung heute auch noch von einer Reihe anderer Stellen, insbesondere aus dem Naßköhr. Wir werden deshalb natürlich heute nicht mehr in Versuchung kommen, zu Mojsisovics' Triasgliederung zurückzukehren; aber wir werden daraufhin zu prüfen haben, ob unsere Hallstätterkalke wirklich norisch sind und nicht vielmehr ladinisch, wie die oben angeführten Funde zu beweisen scheinen.

Andererseits lassen sich für das norische Alter anführen:

4. Eine ganze Reihe zumeist auf Geyer und Bittner zurückgehender paläontologischer Funde. Es seien hier nur angeführt die wichtigsten der Cephalopoden, die Geyer (1889, S. 605) im Naßköhr (Straße zum Jagdschloß, „an der Ecke wo sich die Straße nach Westen wendet und steiler zu senken beginnt“) gefunden und E. v. Mojsisovics bestimmt hat:

*Cladiscites tornatus* Bronn,

*Megaphyllites insectus* v. Mojs.

*Rhacophyllites neojurensis* Quenst.

*Rhabdoceras Suessi* v. Hau.

*Cochloceras Suessi* v. Mojs. (Sehr häufig!)

Leider sind die Stücke in der Sammlung der Geol. Bundesanstalt derzeit nicht auffindbar; es ist folglich nicht möglich, die Bestimmungen nachzuprüfen. Indessen darf man doch wohl annehmen, daß die Bestimmung so charakteristischer Formen wie der beiden zuletzt genannten richtig ist! Alle die genannten Cephalopoden gelten als norische Leitformen; nach Arthaber (1906, S. 385) wären sie alle nur obernorisch bekannt!

Selbst gefunden habe ich an Cephalopoden außer einem *Arcestes* sp. (Naßköhr) nur unbestimmbare Querschnitte. Dagegen gelang es

mir teils an schon von Geyer u. a. angegebenen, teils an neuen Fundpunkten eine Zweischaler-Faunula zu sammeln, von der Herr Dr. H. Zapfe folgende Formen bestimmen konnte:

*Monotis salinaria* Bronn (N P 965 bei Frein; Donnerswand-N-Seite, ca. 1300 m).

*Monotis cf. salinaria* Bronn, feinrippige Form (Naßköhrstraße).

*Monotis digona* Kittl (Eisernes Törl).

*Monotis hoernesi* Kittl (= *M. lineata* Hoern; verschiedene Punkte an der Straße Eisernes Törl—Naßköhr).

Nach Mitteilung von Dr. Zapfe ist *Mon. salinaria* ausschließlich norisch,<sup>?)</sup> die beiden anderen Formen sogar nur ober-norisch bekannt.

Ich übergehe hier die zahlreichen von Bittner bestimmten Brachiopoden, über deren stratigraphischen Wert ich mir als Nichtspezialist kein Urteil erlaube. Einige norische Leitformen (*Rhynchonella nux* z. B.) scheinen sich immerhin auch unter ihnen zu befinden.

Auf Grund der Cephalopoden wie der Monotiden möchte man also dem Hallstätter Kalk der Schneealpe usw. ein norisches Alter zuschreiben!

5. Der Hallstätter Kalk der Schneealpe wird auf bedeutende Erstreckung unterlagert durch dunkle Kalke mit *Cidarisstacheln* (S. 55 f.), welche dem typischen Gestein der in Riffgebieten der nordöstlichen Alpen (z. B. Hochschwab) vorhandeneu karnischen „*Carditaschichten*“ vollkommen gleichen. Schon unterm Eisernen Törl (Profil bei Böse, 1898, S. 581), dann im W-Abfall der Schneealpe und W der Mürz tritt an ihre Stelle die Unterlagerung durch Mürztaler Mergel und Kalke, die ihrerseits vielfach einem ganz unverkennbaren karnischen Gestein, dem Reingrabener Schiefer, aufruhcn. Und Beobachtungen, die die Annahme einer großen Überschiebung an dieser Stelle rechtfertigen würden, liegen nicht vor (wenn auch lokale Gleitungen — Fallensteingruppe, S. 135, z. B. — gewiß vorkommen). Daß stellen-

<sup>?)</sup> Dabei bedarf allerdings ein Punkt noch der Aufklärung. Pichler (zit. nach Ampferer-Hammer, 1898, S. 313) gibt *Monotis salinaria* (und *lineata*) aus dem unteren Wettersteinkalk des Karwendelgebirges an; Ampferer (1933, S. 38; nach Fund von Amort) aus dem Wettersteinkalk der Törlwand im Kaisergebirge. Eine Überprüfung dieser Bestimmungen durch einen Spezialisten wäre dringend zu wünschen! Auch aus unserem Gebiet erwähnt Geyer *Monotis salinaria* Br. aus dem Kalk der Farfel an der Schneealpe (1889, S. 629), den ich für ladinisch (unten, S. 53) und aus jenem der Lerchsteinwand (1889, S. 611), den ich sogar für anisich halten muß (S. 52). Nun handelt es sich bei dem erstgenannten um einen alten Fund, der Geyer selbst nur vom Hörensagen bekannt war; die Bestimmung ist wohl kaum ganz verläßlich. An der Lerchsteinwand wurde ein Exemplar (im Gegensatz zu den zu ganzen Bänken aufeinandergepackten Schalenresten in unseren Hallstätter Kalken!) auf einer von Mojsisovics geführten Studentenkursion gefunden, ging aber nach Mitteilung Geyers später wieder verloren. Es handelt sich da also offenbar um eine eilige Feldbestimmung, der wir wohl auch kein unbedingtes Zutrauen zu schenken brauchen. Als Zeugen für ein bereits mitteltriadisches Auftreten von *Mon. salinaria* sind diese Angaben jedenfalls nicht einwandfrei genug!

weise, z. B. in der S-Flanke der Proleskette oder unter der Kohlmaiswand, das Karinth ganz aussetzt und unser Kalk direkt auf Wettersteindolomit zu liegen kommt, ist ja eine Folge von Nichtabsatz oder Erosion des erstgenannten; vgl. die Verkieselungserscheinungen unter der Kohlmaiswand, S. 58.

6. Im Streichen gehen die Hallstätter Kalke in Bildungen über, deren — vorsichtig ausgedrückt — obertriadisches Alter<sup>8)</sup> unzweifelhaft ist. Das ist vor allem die Tonion, deren Kalk ostseitig auch von Mürztaler Mergeln unterlagert wird, während seine hangenden Lagen sicher ins Rhät gehören (Stur 1871, S. 422; Geyer 1889, S. 560f.). Geyer (1889, S. 563) möchte hier „an eine ununterbrochen aus dem Niveau der Hallstätter Schichten bis ins Rhät andauernde Riffkalkentwicklung“ denken.

Der Dachsteinkalk der Donnerswand, welcher ebenfalls unmittelbar im Streichen dem Hallstätter Kalk entspricht und in solchen übergeht, führt auch Fossilien, die jedenfalls nicht ladinisch sind: Megalodonten und eine eigenartige Diploporenflora. Böse (1898, S. 582) erwähnt übrigens große Megalodonten — von *M. scutatus* nicht zu unterscheiden — auch von der Gegend N des Schönhalterecks.

7. Endlich hat die Neuaufnahme ergeben, daß als Hangendes des Hallstätter Kalks an einer Reihe von Stellen: Freinriegel, Törlstein; N- und O-Seite von Fallenstein—Litzkogel roter Liaskalk auftritt. Für das Alter der Hallstätter Kalke bedeutet dies ja strenggenommen eine Begrenzung nur gegen oben, da ja an der Basis des Lias eine Schichtlücke häufig und auch in unserem Falle durch Breccienbildungen, sowie durch das Fehlen sicheren Rhäts angedeutet ist. Allein groß pflegt diese Schichtlücke nicht zu sein; nirgends in den N-Alpen reicht sie unter das Nor hinab. Es ist also kaum anzunehmen, daß dies gerade in unserem Gebiet der Fall sein sollte.

Die Argumente für ein obertriadisches Alter sind also doch wesentlich stärker; es bleibt nichts übrig als ihnen den Sieg zuzuerkennen und zu sehen, wie sich der Widerspruch lösen läßt, der in dem Vorhandensein der unter 1—3 aufgeführten Tatsachen besteht.

Sehr einfach gelingt dies bezüglich (3): die Überlagerung durch sicheres Karinth kann selbstverständlich als tektonisch aufgefaßt werden; das gilt natürlich auch von dem unter (2) genannten Profil der Goldgrubhöhe! Wo nicht Reingrabener Schiefer, sondern Mürztaler Mergel als Hangendes der Hallstätter Kalke auftreten, besteht außerdem die Möglichkeit einer Wiederholung dieser Fazies, die an

<sup>8)</sup> Die gelegentlich (E. Lahn, 1933, S. 253) geäußerte Vermutung, daß der Kalk der Tonion Wettersteinkalk sei, verdient kaum, daß man sich mit ihr befaßt. Der genannte Autor beruft sich auf Diploporenfunde, um deren nähere Bestimmung er sich jedoch gar nicht bemüht zu haben scheint. Der stratigraphische Wert von unbestimmten Diploporen ist aber wohl nicht größer als der von unbestimmten Ammoniten! Daß eine Menge von Gegengründen gegen seine Vermutung bestehen: die von Stur und Geyer gefundenen Rhätfossilien, Megalodonten usw. — von den Lagerungsverhältnissen ganz abgesehen — berücksichtigt Lahn überhaupt nicht.



einzelnen Stellen (S. 110, 112) durch lithologische Übergänge gefordert wird (im Ganzen aber wohl nicht häufig ist). — Was aber das Vorkommen der Teutloporellen betrifft, teilt mir Prof. J. Pia mit, daß möglicherweise am Windberg und Schönhaltereck nicht *T. herculea* vorliegt, sondern eine von verschiedenen nahe verwandten Formen, deren karnisches Alter zu erwägen wäre. Da dies auch von *T. aequalis* gilt, ergäbe sich für den unter (2) ange deuteten Übergang<sup>9)</sup> gegen NO ebenfalls eine ganz ungezwungene Lösung.

Wir werden also die Hallstätter Kalke der Schneecalpe vielleicht z. T. als karnisch, jedenfalls überwiegend als Nor betrachten; ja selbst die Möglichkeit, daß sie bis ins Rhät hinaufreichen, bleibt offen angesichts der Verhältnisse an der Tonion (wenn es mir auch wenig wahrscheinlich ist; vgl. S. 64).

#### 4. Der Kalk des Hohen Student.

Er wurde von den älteren Geologen, insbesondere von Stur (1871, S. 301, 340) als „Hallstätter“ (lies: Wetterstein-) Kalk betrachtet, während Geyer und, ihm folgend, Spengler (1931 b, c) ihn für Dachsteinkalk halten. Was ist nun richtig?

Geyers Auffassung war begründet auf 1. die Lagerungsverhältnisse am Freinsattel: er beobachtete, daß der Hallstätter Kalk und Hauptdolomit der Wildalpe unter den Student einfällt und setzte folgerichtig dessen Kalk dem Dachsteinkalk gleich, der an der Wildalpe den Hauptdolomit überlagert (1889, S. 531). Die Beobachtung war zwar richtig, aber die Schlußfolgerung ist dennoch abzulehnen; denn sie trägt dem Umstande nicht Rechnung, daß zwischen Student und Wildalpe noch Werfener und sogar paläozoische Schichten (von Geyer als Gosau kartiert!) durchziehen (vgl. S. 119). Spengler (1931 b, S. 500) konnte auch feststellen, daß der schichtungslose Kalk des Student dem deutlich, wenn auch dick gebankten Dachsteinkalk der Wildalpe lithologisch nicht gleicht; weitere Schlüsse hat er daraus jedoch nicht gezogen (und wären auf Grund einzig dieser Feststellung auch kaum zu ziehen).

2. Geyer fand (1889, S. 532, 535) in dem Kalk des Hiesbauerkogels<sup>10)</sup> (P 1045) Fossilien des Dachsteinkalkes und glaubte, daraus auf ein gleiches Alter des Student-Kalkes schließen zu dürfen, da er jenen bloß durch einen Bruch abgetrennt glaubte. Auch dieser Schluß erscheint heute nicht mehr zulässig, nachdem sich der Bruch als eine große Überschiebungsfläche herausgestellt hat. — Bezüglich der Kössener Schichten am Almkogel (a. a. O., S. 532) gilt dasselbe.

3. Weiter fand Geyer (1889, S. 531) NW Schöneben „in Blöcken am Fuße der Wände“ große Megalodonten. Das wäre allerdings ein schwerwiegendes Argument, aber nur dann, wenn es feststünde, daß die Blöcke wirklich von den oberhalb befindlichen Wandpartien

<sup>9)</sup> Hier habe ich auf Blatt Mürzzuschlag — nicht ohne Gewissensbissel — eine künstliche Grenze ziehen müssen (an der „Weißen Wand“).

<sup>10)</sup> Dem Student W vorgelagerte Kuppe, S vom Hiesbauer (Mooshuben); Name nach Geyer.

stammen. Das Nächstliegende ist das ja; und Geyers Beschreibung bietet — trotz der nicht ganz exakten Fundortsangabe — gewiß keinen bestimmten Anhaltspunkt zu Zweifeln. Wenn ich trotzdem solche hege, so sind sie ausschließlich in meinen sonstigen Kartierungsergebnissen begründet. Wenn man nicht gerade annehmen will, daß Geyer durch Zufall ein z. B. von der Tonion her (durch Menschenhand?) verschleppter Block in die Hände gefallen ist, so bliebe immer noch die Möglichkeit, daß etwa nur die obersten Partien der Hahnreitmauer die Megalodonten beherbergten und als Dachsteinkalk<sup>11)</sup> abzutrennen wären. Jedenfalls bedarf der Fall noch der Aufhellung durch weitere Funde. Mir sind, trotz wiederholten Suchens, leider keine solchen geglückt.

4. Wenn sich Geyer endlich (1889, S. 532) auf die Auflagerung von Lias auf der Hohen-Student-Leiten beruft, so hat er dort (ausnahmsweise!) die Verhältnisse ganz verkannt: der angebliche „Lias“ ist Oberjura und liegt nicht auf, sondern unter dem Kalk des Student. Vgl. S. 73; 128.

Geyers Argumente für die Auffassung als Dachsteinkalk sind also alle zum mindesten nicht entscheidend. Was sagt nun die Neuaufnahme dazu?

Sie hat ergeben, daß der Kalkklotz des Student allseitig entweder von jungen Schichten (Lias, Oberjura) unterlagert wird oder aber von Werfenern (über das gegenseitige Verhältnis dieser beiden vgl. S. 131!). Und es liegt zweifellos am nächsten, den Verband mit diesen als normale stratigraphische Folge aufzufassen:<sup>12)</sup> der Kalk des Student wäre dann (anisischer und ladinischer — wo eine Grenze beider Hauptstufen zu ziehen bleibt natürlich ganz ungewiß!) Wettersteinkalk.

Mir scheint auch die Gesteinsbeschaffenheit besser mit dieser Deutung zu harmonieren als mit der Geyer'schen. Die äußerst mangelhafte Schichtung stellt ihn in Gegensatz zum Dachsteinkalk der Wildalpe (vgl. oben!) und auch z. T. der Tonion. Von den massenhaften Korallen der letzteren konnte ich am Student keine Spur finden — allerdings auch keine Diploporen, trotz Suchens. Die schon von Geyer (1889, S. 532) erwähnte häufige rote Durchädung, die bis zur Bildung einer rotzementierten Kalkbreccie geht (z. B. über der „Roten Mauer“) ist ja gewiß ein sekundäres Merkmal; immerhin sei auf die Häufigkeit ähnlicher tektonischer Rotfärbung in zerrüttetem Wettersteinkalk hingewiesen. Was endlich auf Dachsteinkalk gar nicht passen würde, ist der Übergang in Dolomit nach oben (Gegend des Buchalpenbodens; S. 124) — während im Wettersteinkalk Dolomitisierung bekanntlich überall einsetzen kann.

Ein Einwand bleibt noch zurückzuweisen: daß nämlich die Auflagerung von Liasfleckenmergel und Oberjura am Buchalpenboden und seiner östlichen Fortsetzung (S. 124 f.) mehr für ein obertriadi-

<sup>11)</sup> Von einer karnischen Zwischenschicht ist da zwar nichts zu sehen; aber das ist schließlich auch nicht unbedingt notwendig.

<sup>12)</sup> Auch Geyer (1889, S. 530—531) ist das verdächtig vorgekommen; doch hat er schließlich die Annahme von Brüchen vorgezogen.

sches Alter des Kalkes spreche. Aber diese Auflagerung ist nicht normal — wie man daran sieht, daß vielfach der Oberjura unmittelbar auf dem Triaskalk aufruht. Entweder liegt eine große Abscherung innerhalb einer ursprünglich normalen Folge vor — dann wissen wir natürlich gar nicht, wie weit die tektonische Unterdrückung von Schichtgliedern geht; oder aber — vielleicht noch wahrscheinlicher (vgl. S. 131)! — die Juraschichten usw. des Buchalpenbodens sind samt den begleitenden Werfen durch eine sekundäre Überfaltung der (unmittelbaren) Student-Unterlage an ihre heutige Stelle über dem Student-Kalk gekommen! Im einen Falle wie im anderen sind sie aber für Schlüsse auf dessen Alter nicht zu brauchen.

Den dunklen Stinkkalk vom S-Abfall der Terrasse O vom Buchalpenboden lasse ich hier beiseite, da seine eigene stratigraphische Stellung gar zu unsicher ist. Sollte sich bewahrheiten, daß er karisch (bis norisch) ist, wie derzeit am wahrscheinlichsten (S. 45), so wäre seine Lagerung im Hangenden des Student-Kalkes mit dessen Deutung als Wettersteinkalk in bestem Einklang — zugleich auch mit der Vermutung, daß längs dem S-Abfall vielleicht noch jüngere Glieder auflagen (vgl. oben).

Zusammenfassend sei festgestellt: Ganz geklärt ist die Altersstellung des Kalkes des Hohen Student nicht. Doch ist es wegen der Unterlagerung durch Werfener viel wahrscheinlicher, daß Mitteltrias vorliegt; in diesem Sinne wurde er auch auf Blatt Mürzzuschlag als Wettersteinkalk eingetragen. Sollte sich aber gegen meine Erwartung einmal herausstellen, daß doch Dachsteinkalk vorliegt, so bliebe nichts übrig als eine große Abscherungsfläche — mit Ausfall der ganzen Mitteltrias! — zwischen ihm und den liegenden Werfener Schichten anzunehmen.

### 5. Der „bräunliche Stinkkalk“ der Roten Mauer usw.

Dies ist ein Gesteinsglied ganz unsicherer Stellung, die auch aus dem Schichtverband nicht erschlossen werden kann — denn dieser ist zweifellos nicht normal.

Es handelt sich um einen ziemlich lichtgrauen, bräunlich anwitternden Kalk, dessen bezeichnendstes Merkmal ein ungemein intensiver „bituminöser“ Geruch beim Zerschlagen ist. Er ist fast durchwegs gut und dünn geschichtet, stellenweise fast schieferig, nur einzelne Lagen mehr massig. Untergeordnet -damit verknüpft ist lichter, ebenfalls bräunlich anwitternder Dolomit, meist stark breccios; da er nnr in Lesesteinen gefunden wurde, ist über sein Verhältnis zu dem Stinkkalk nichts Genaueres zu sagen.

Leider blieb alles Suchen nach bestimmbareren Fossilien — auch von seiten der Teilnehmer der Exkursion der Wiener Geolog. Gesellschaft im Juni 1936 — vergeblich. Gefunden wurden nur verschiedene Problematika, deren eines, das mit einiger Häufigkeit vorkommt, gelegentlich näher zu beschreiben wäre.

Der Stinkkalk bildet den Felsgrat der „Roten Mauer“ auf der W-Seite des Hohen Student — hier die besten Anfschlüsse! — sowie

die gegen NO anschließenden, größtenteils bewaldeten Kuppen. Das Liegende ist mangelhaft aufgeschlossen; teils besteht es aus Werfener Schichten, teils sogar aus altkristallinen Phylliten usw. (vgl. S. 128). Das Hangende bildet hornsteinführender Oberjurakalk, am Sattel über der „Roten Mauer“ in Lesesteinen, in dem zweiten Tälchen NO von dort aber in anstehenden Bänken fast unmittelbar dem Stinkkalk auflagernd.

Geyer (1889, S. 535) — der die Verhältnisse hier gründlich verkannte (vgl. oben!) — hat den Stinkkalk selbst für Oberjura angesehen. Dazu liegt gar kein Grund vor, sobald wir uns von der irrigen Vorstellung frei machen, er liege auf dem roten („Lias“-) Kalk — in Wahrheit selbst Oberjura! — und dieser auf dem („Dachstein“-) Kalk des Student. Denn die Gesteinsbeschaffenheit bietet für eine solche Deutung keinen Anhalt.

Eher könnte man den Stinkkalk selbst für Lias ansehen, wegen der Überlagerung durch den Oberjurakalk; zumal sich wenig weiter südlich in ganz gleicher Position — Liegendes Werfener usw., Hangendes Oberjura — typische Fleckenmergel, wenn auch schlecht aufgeschlossen, einstellen (vgl. S. 127). Was mich in dieser Auffassung zeitweilig noch bestärkte, ist das unten zu erwähnende Vorkommen vom Almkogel. Allein nicht nur ist das Gestein doch für Lias etwas ungewöhnlich, sondern es müßte auch auf ganz kurze Entfernung (3—400 m) eine vollständige Ersetzung durch die Fleckenmergelfazies stattfinden.

Da liegt es doch wohl näher anzunehmen, daß diese gegen N, der Stinkkalk aber gegen S tektonisch auskeilt. Damit verliert aber die Überlagerung durch den Jurakalk jeden Wert als Anhaltspunkt; ist einmal eine Schichtlücke da, so kann ohne weiteres niemand sagen wie groß sie ist! Und tatsächlich befinden wir uns ja in einer Zone in die Werfener eingekneteter, passiv verschleppter Fetzen jüngerer Gesteine (vgl. S. 131), in der heute Beisammenliegendes durchaus nicht von vornherein beisammen gewesen sein muß!

Ich habe meinen Freund Prof. Pia um eine Äußerung auf Grund seiner ausgedehnten Kenntnis alpinen Mesozoikums gebeten. Er teilte mir mit, daß er ähnliche Gesteine aus dem Anis kenne, während andererseits auch der karnische Opponitzer Kalk gelegentlich ein ähnliches Aussehen annehme; ohne daß jedoch ein Liasalter ausgeschlossen werden könne. Demgemäß ist die Einreihung des Gesteins in der Legende zu Blatt Mürzzuschlag offengelassen, unter Andeutung der genannten Möglichkeiten.

Gelegentlich der erwähnten Exkursion der Wiener Geolog. Gesellschaft kamen wir jedoch noch auf eine weitere: die bereits erwähnte Hauptdolomitähnlichkeit des begleitenden Dolomits schien uns möglicherweise für eine Zuordnung der ganzen Ablagerung zum Nor zu sprechen. Sie wäre dann wohl ein Analogon der öfters mit dem Hauptdolomit verknüpften bituminösen Kalke. Daß eine ähnliche Fazies in der näheren Umgebung sonst <sup>12a)</sup> nicht vorkommt wäre kein Hindernis, da das Gestein ja nicht in ihr heimatet sein muß; zudem

<sup>12a)</sup> Von den gleich zu erwähnenden Stellen etwa abgesehen!

ließe sich der gleiche Einwand auch gegen jede der anderen ange-deuteten Möglichkeiten erheben!

Heute möchte ich es jedenfalls für das Wahrscheinlichste halten, daß der Stinkkalk der „Roten Mauer“ karnischen his norischen Alters ist. Er würde dann wohl normal in die Unterlage der Lias-Jura-Serie gehören, so daß mehr oder minder nur der Lias-Fleckenmergel an der „Roten Mauer“ usw. lokal ausgequetscht wäre; eine Annahme, die die Lagerungsverhältnisse an dieser Örtlichkeit wohl am ungezwungensten erklärt.

Es bleiben nun noch weitere Vorkommen ähnlicher Kalke in der Gegend des Student zu besprechen, deren Gleichordnung mit dem vorhergehenden möglich, aber nicht sicher ist.

Das eine befindet sich auf der S-Seite, am Ahfall der Terrasse, die den Buchalpenboden gegen O fortsetzt. Das Gestein liegt hier dem Wettersteinkalk auf und wird unmittelbar vom Aptychenkalk der Terrasse (vgl. S. 125) überlagert; wobei für primären Verband weder mit dem einen noch mit dem anderen irgend eine Gewähr besteht. Es ist etwas wechselfoller und im allgemeinen dunkler als jenes der Roten Mauer; Dünnschichtigkeit, die lokal bis zu Schieferigkeit gehen kann, und intensiven Geruch hat es mit ihm gemein. Gegen W, an der Basis, schwindet auch dieser, zugleich wird das Gestein heller und ganz dicht, ähnlich Aptychenkalk, ja auch Kieselausscheidungen — allerdings in Gestalt schwammiger Durchwachsung — stellen sich vereinzelt ein. Sollte da etwa tatsächlich Oberjura zwischen Wetterstein- und Stinkkalk liegen? — Gegen O tritt an seine Stelle lichter Dolomit. — Hier lassen die Lagerungsverhältnisse mindestens ebensoviel Spielraum für die stratigraphische Deutung wie an der Roten Mauer. Wohl am einfachsten zu deuten sind sie auch hier unter der Annahme, daß der Stinkkalk karnisch-norischen Alters ist und dem Wettersteinkalk normal aufliegt. Aber sicher ist letzteres eben durchaus nicht!

Das andere Vorkommen — auf Blatt Mürzzuschlag aus Maßstabs-rücksichten vernachlässigt — liegt am Almkogel über dem Rhät und unter Oherjurakalk — was also durchaus für Lias sprechen würde, wenn wir normale Lagerung voraussetzen dürfen. Es ähnelt dem Gestein der Roten Mauer stark im Aussehen, dagegen fehlt ihm der Geruch, was einer Gleichsetzung beider entschieden nicht günstig ist. Weitergehende stratigraphische Schlüsse können daher nicht darauf begründet werden.

## 6. Die Faziesverhältnisse der Mitteltrias (Anis-Ladin).

Die Trias unseres Gebiets zeichnet sich aus durch eine Fülle fazieller Differenzierungen: in jeder Hauptstufe (oberhalb der skythischen) lassen sich 3—4 verschiedene Fazies unterscheiden.<sup>13)</sup> Beiläufig sei gleich hier bemerkt, daß das größtenteils sehr rasch und wiederholt wechselnde Ausbildungen sind; wenn auch einzelne davon ein bestimmtes geographisch abgrenzbares Gebiet kennzeichnen — zur

<sup>13)</sup> Trotzdem wurde schon eine im Vergleich zu den Voralpen einförmige Entwicklung der Trias behauptet (Lahn 1933, S. 242)!

tektonischen Gliederung in Decken, nach dem vor allem in den Westalpen bewährten Verfahren — ist keine einzige zu brauchen.

Da es vielfach unmöglich ist, die Stufen der Mittel- sowie der Obertrias voneinander zu trennen, werden diese jeweils zusammen abgehandelt.

a) Gutensteiner Kalk. Er bietet normalerweise so sehr den gewohnten Anblick dunkler („blauschwarzer“), gewöhnlich dünn-schichtiger Kalke mit roten Ablosungen und häufig weißen Calcit-adern, daß dieser kurze Hinweis genügen mag. Hervorgehoben sei nur, daß auch die charakteristischen „Wurstelbänke“ vielfach (Weißalpe; SO-Gipfel der Neun Kögerln usw.) angetroffen wurden. — Hornstein wurde im Gutensteiner Kalk nur ganz vereinzelt (S Lerchsteinwand, nahe der Hangendgrenze; er geht hier in Dolomit über!) gefunden.

Es ist angesichts dieser Tatsachen sowie des Platzes, den er in der Schichtreihe einnimmt merkwürdig, daß der Gutensteinerkalk so lange verkannt werden konnte: bei Geyer insbesondere ist der Gutensteinerkalk teils unter der Sammelbezeichnung „Unterer Dolomit“ versteckt, teils in den Zlambachschichten — obwohl manchmal die lithologische Gleichheit mit Gutensteinerkalk andrücklich hervorgehoben wird (z. B. Weißalpe, 1889, S. 547). Unter der Lachalpe, wo Geyer Gutensteiner Schichten einträgt, sind dagegen keine solchen vorhanden! — Ganz unbegreiflich aber ist, daß manchen neueren Bearbeitern der Gutensteinerkalk völlig entgangen ist; bei Lahn (1933) z. B. findet sich der Name überhaupt nicht erwähnt.

Vielleicht nicht ganz konsequent, aber wegen des Kartenmaßstabes zu entschuldigend, ist die Vereinigung gewisser „untypischer“ Ausbildungsweisen mit dem Gutensteiner Kalk auf Blatt Müzzzuschlag Gemeint sind damit nicht nur die ab und zu auftretenden, wohl stets geringmächtigen roten Bänke, wie sie auch aus anderen Gegenden gelegentlich erwähnt werden; sondern vor allem lilagraue, z. T. auch ganz lichtgraue, größtenteils massige Kalke. Solche gehen z. B. in der Rauhenstein-Deckscholle auf der Hochfläche um das Schneetalpenhaus u. a. seitlich rasch aus dem normalen Gutensteiner Kalk hervor. SO Frein, in der Roßkogel-Deckscholle, bilden sie die Hangendpartie des Gutensteiner Kalks.

An dieser Stelle enthalten sie die einzigen bestimmbareren Fossilreste, welche jener bisher geliefert hat: Diploporen. Prof. J. P i a bestimmte daraus (vgl. 1935, S. 226).

*Physoporella pauciforata* var. *undulata* P i a.

Der Gutensteiner Kalk liegt in normalen Folgen stets da, wo er zu erwarten ist: unmittelbar über den Werfener Schichten. Seine Mächtigkeit schwankt sehr, wenn sie auch gewöhnlich gering (um 10—20 m) bleibt. Er kann auch ganz verschwinden, d. h. in der Regel wohl durch anders ausgebildete Gesteine vertreten werden (so z. B. häufig in der Zone Müzzsteg—Niederlpl). Umgekehrt kann er auch auf viele 100 m anschwellen — ohne daß sich ein tektonischer Anteil an dieser Zunahme ausschließen oder — in größerem Umfange — sicherstellen ließe. Am stärksten ist dies auf der S-Seite der Rauhenstein-Deckscholle der Fall, hier erreicht er über 400 m! Aber auch in anderen Deckschollen: Weißalpe, z. T. auch Hinteralpe, ist die

Mächtigkeit sehr bedeutend; auch fast rings um die Lachalpe beläuft sie sich auf rund 100 m.

Daß darin aber nicht etwa ein fazieller Unterschied der Deckschollen gegenüber dem basalen Gebirge zum Ausdruck kommt, zeigt das Beispiel der Rax, deren basale Serie auch bis zu 500 m Gutensteiner Kalk enthält (Cornelius 1937 a, S. 141); auch im südlichsten Triasberg, dem Eiblkogel bei Turnau, erreicht jener immerhin 100 m.

Daß der Gutensteiner Kalk ausschließlich anisisch ist, bedarf nach dem Gesagten keiner Begründung mehr. Wahrscheinlich vertritt er sogar nur verhältnismäßig tiefe Teile des Amis.

b) Gutensteiner Dolomit. Unter diesem Namen sind dunkle Dolomite zu verstehen, die mit dem Gutensteiner Kalk die vorwiegend dünne Schichtung (soweit solche überhaupt sichtbar) und die — allerdings viel selteneren — roten Ablösungen gemein haben und mit ihm auf häufig ganz geringe Entfernung durch Übergänge verknüpft sind: im Streichen (z. B. vom Niederalpl gegen W) oder in der Vertikalen (Hinteralpe; hier Dolomit von Kalk überlagert). In 1:75.000 ließ sich die Trennung von Kalk und Dolomit vielfach nur unvollkommen und schematisch durchführen.

c) Reifflinger Kalk. Der bekannte Knollenkalk, mit Hornsteinknuern und meist dünnen tonigen Zwischenmitteln; vorwiegend ziemlich dunkelgrau (aber doch i. a. noch lichter als die z. T. in mancher Hinsicht ähnlichen Kalke der Mürztaler Mergel, die auch nicht so knollig sind!), gelegentlich aber auch rot (Hochriegel an der Hinteralpe z. T.; Hochveitsch z. T.), sogar gelblich bis weiß (Hochveitsch z. T.) — dies in der Gegend faziellen Übergangs zu Wettersteinkalk. Der Reifflinger Kalk kann auch dolomitisch werden; doch ist dies im Kartengebiet nirgends in solcher Ausdehnung der Fall, daß man einen besonderen Reifflinger Dolomit ausscheiden könnte.

Der Reifflinger Kalk ist meist nur wenig mächtig: im basalen Gebirge kaum über 5—10 m — ausgenommen die Ostseite der Schneeralpe (Zäunlwände), wo er bis auf 200—250 m anschwillt! In den Deckschollen erreicht er 20—25 m (Hinteralpe, W-Seite), ja 60—70 m (Kampl in der südl. Schneeralpe); beiderorts verschwindet er aber bald, ist schon auf der S-Seite der Hinteralpe bzw. am Rauheustein nicht mehr nachzuweisen. Der Lachalpendeckscholle und jenen W des Mürzdurchbruchs (wo allerdings z. T. so hohe Horizonte nicht mehr erhalten) fehlt Reifflinger Kalk ganz. Auch im basalen Gebirge bildet er keinen durchlaufenden Horizont; so ist er an der (basalen) Schneeralpe außer auf der O-Seite zwischen Almgraben und Binderklamm (vgl. Cornelius 1937 a, S. 143) kaum mehr vorhanden, nur in geringer Ausdehnung SO der Lerchsteinwand, ebenso im N beiderseits des Baches der von der Ameiswiese zum Wasserlpenbach strömt. An der Hochveitsch gibt es Beifflinger Kalk auf der W-Seite (S des Gingatzwiesels) und auf der S-Seite (bis zum Aibel<sup>14</sup>); sonst

<sup>14</sup> Auch am Sperrkogel und im Hintergrund des Grubenkars (östlich Lenzfriedwand) kommt 50—60 m über der Wettersteinkalk-Basis wieder eine dunklere, gelb anwitternde Lage mit Kieselknollen vor, die vermutlich einer weiteren Fortsetzung des obigen Reifflinger Bandes entspricht; auf Blatt Mürzzuschlag nicht berücksichtigt!

überall fehlt er; ebenso fehlt er dem Rauschkogel-Hochangergebiet ganz. In der Toniongruppe endlich beschränkt sich sein Vorkommen auf die meist nur 1—2 m mächtigen Vorkommen im Lieglergraben (vgl. S. 147 f.).

Hier ebenso wie in den Deckschollen des Roßkogels und der südlichen Schneetalpe liegt der Reifflinger Kalk unmittelbar auf Gutensteiner Kalk (ähnlich auf der S-Seite der Raxalpe; Cornelius 1937a, S. 142). An der Lerchsteinwand wird die Stelle des Gutensteiner Kalks von Pseudo-Hallstätter Kalk (vgl. S. —) eingenommen. An den anderen genannten Örtlichkeiten schiebt sich bereits unter den Reifflinger Kalk lichter, massiger Kalk vom Typus des Wettersteinkalks ein, wenn auch nur in geringer Mächtigkeit. Das Hangende bildet überall Wetterstein- bzw. (südliche Schneetalpe-Deckscholle) Pseudo-Hallstätter Kalk.

Während sich normalerweise ein einfacher lithologischer Übergang vom Reifflinger- zum Wettersteinkalk auf ganz kurze Distanz vollzieht, bietet das SW-Ende des mächtigsten Reifflinger Kalkvorkommens: der Schneetalpe-O-Seite, in dieser Hinsicht besondere Verhältnisse. Beiderseits des Schustergrabens sieht man nämlich wie der dunkle dünnsschichtige Reifflinger Kalk sich mit dem hellen massigen Wettersteinkalk verzahnt, unter auskeilender Wechsellagerung. Dabei sind die Grenzen der beiden Gesteinstypen gegeneinander nirgends scharf, wenn man sie aus der Nähe betrachtet; und die Hornsteinführung stellt sich erst in einigen Meter Entfernung von den mächtigeren Wettersteinkalklagen ein.<sup>15)</sup>

Von der „Grünen Schicht“, welche an der SW-Ecke der Rax (Lahn 1930, S. 6; Cornelius 1937a, S. 148) u. a. die Hangendgrenze des Reifflinger Kalks begleitet, wurden W des Altenberggrabens nur an einer Stelle geringfügige Spuren gefunden: am Kampf-Weg zur Schneetalpe — also in der Lachalpendecke. Sie ist hier 2—3 m mächtig, aber nicht weit zu verfolgen.

Fossilien wurden im Reifflinger Kalk nirgends gefunden; die Frage: Anis oder Ladin? ist also nur auf Grund der Lagerung zu beurteilen. Andernorts wurde auf den Anhaltspunkt hingewiesen, welchen die „Grüne Schicht“ möglicherweise bietet: wenn sie, wie vermutet, überall gleich alt ist, bezeichnet sie die Obergrenze des Anis. Wo sie vorhanden, muß der Reifflinger Kalk darunter demnach oberanisisch sein. Man darf diese Altersfestsetzung aber wohl auf alle die Vorkommen ausdehnen, wo Gutensteiner Kalk das unmittelbar Liegende bildet. Aber auch wo dies nicht der Fall, spricht z. T. die tiefe Lage innerhalb des ganzen mitteltriadischen Schichtenstoßes dafür, daß es sich um dasselbe Niveau handelt; so insbesondere an der Hochtalpe, aber auch O-Seite der Schneetalpe.<sup>16)</sup> Anders ist es N der Schneetalpe, an der „Weißen Wand“: hier liegt der größere Teil der Mitteltrias bereits unter dem Reifflinger Kalk; allerdings ist sie hier

<sup>15)</sup> Daß diese Verzahnung unbedingt gegen die Zerlegung der Schneetalpe in eine Hallstätter- und Hochalpine Decke spricht, wurde bereits anderwärts ausgeführt (Cornelius, 1934; 1937a, S. 176).

<sup>16)</sup> Wo ja der liegende Wettersteinkalk durch einen Fossilfund als oberanisisch festgestellt ist; Cornelius, 1937a, S. 145.



stark reduziert. Immerhin besteht die Möglichkeit, daß da ein höheres Niveau vorliegt. Erinnerung sei bei dieser Gelegenheit daran, daß auch das — lithologisch freilich etwas abweichende — Vorkommen bei der Singerin im Raxgebiet bereits über der „Grünen Schicht“ liegt (vgl. Cornelius 1937 a, S. 144).

d) Wettersteinkalk. Unter dem Namen Wettersteinkalk sind hier wie in der Raxarbeit alle vorwiegend lichten und massigen bzw. nur fallweise deutlicher geschichteten Kalke der Mitteltrias verstanden, gleichviel ob ladinischen oder anisischen Alters.

Diese Definition hat zwar — in einem speziellen Fall — nicht den Beifall meines Freundes J. Pia (1937 a, S. 1010) gefunden; doch scheint sie — mindestens vorläufig — die einzige, die den Bedürfnissen des Aufnahmegeologen entspricht. Andernfalls bliebe, wenn man einen anisischen und einen ladinischen Anteil verschieden benennen und kartographisch scheiden wollte, nichts anderes übrig, als noch einen dritten Anteil auszuscheiden, von dem man bisher nicht sagen kann, wo er hingehört und wenigstens bei gewissenhaftem Vorgehen würde dieser Anteil oft — zumal bei der entsprechenden Dolomiffazies — recht groß ausfallen! Es ist ja auch sonst gar nichts so ungewöhnliches, daß ein einheitlich ausgebildetes und bezeichnetes Schichtglied sich über mehrere Hauptstufen erstreckt; allbekannte naheliegende Beispiele sind karnischer und norischer Hallstätter Kalk, norischer und rhätischer Dachsteinkalk; dann die Allgäuschichten oder Fleckenmergel, die außer dem gewöhnlich allein genannten Lias auch zwei Drittel des Dogger mitumfassen können, usw. Es ist ja gewiß die Forderung des Stratigraphen berechtigt, daß die von ihm erkannten Scheidungen auch in der geologischen Karte zum Ausdruck kommen; aber ob ihr der Aufnahmegeologe nachkommen kann, ist manchmal eine andere Frage! Denn dieser muß sich nun einmal an das halten, was er sieht; und so dicht gesät sind die Fossilien in der alpinen Trias eben leider nur selten, daß sie eine Grenze innerhalb einer einheitlich ausgebildeten Gesteinsmasse zu ziehen erlauben. Das Ziehen hypothetischer Grenzen aber wollen wir denn doch lieber vermeiden, wo immer es geht; besser eingestehen, wo wir vorläufig überhaupt keine ziehen können!

An bestimmbareren Fossilien wurden im untersuchten Gebiet nur *Diploporen* gefunden; im Schliff bestimmt wurde von J. Pia nur die *Teutlop. herculea* Stopp vom Gipfel des Ramkogels. Nach makroskopischem Ansehen dieselbe Form wurde beobachtet auf der Hochfläche der Lachalpe (besonders O-Seite, bei ca. 1500 m; am Gipfel seltener); auf der Hinteralpe am Gipfel des Roßkogels und auf der NW-Seite bei rund 1400 m; ferner am S-Sporn der Schneealpe W unter dem Gipfel des Rauhensteins und im Schutt auf dem O-Gehänge. Wenn man diese Beobachtungen verallgemeinern darf würde daraus hervorgehen, daß in der Lachalpendecke<sup>17)</sup> tatsächlich der Wettersteinkalk von nahe an der Basis an ladinisch ist; aber auch an der Hochveitsch bleiben nach dem Funde am Ramkogel für einen möglicherweise anisischen Anteil nur knapp 100 m übrig. Weiter kann man auch aus dem Gesagten (vgl. auch oben!) schließen, daß die Stufengrenze sich nicht allzuweit von dem Reiflinger Kalkband (wo ein solches vorhanden) entfernt; demnach wäre auch im SW der Hochveitsch der größte Teil des Wettersteinkalks ladinisch. Im N dieses Bergstockes aber — schon vom Gingatzwiesel an — fehlt jeder

<sup>17)</sup> Ostlich vom Mürzdurchbruch! Von dem westlichen Anteil (Student; vgl. S. 42; Plochriegel usw.) liegen keine verwertbaren Daten vor.

Anhaltspunkt; und gleiches gilt vom Rauschkogel wie von der Wetterin, die beide ja auch größtenteils aus Wettersteinkalk bestehen.

Von den kleineren Wettersteinkalkvorkommen wird man die, welche in nahem Verband mit Werfener Schichten auftreten — wömmöglich ohne Zwischenschaltung von Gutensteiner Kalk usw. — i. a. für anisisch halten dürfen; zumal, wenn sie auf engem Raum solche abzulösen scheinen wie z. B. im Bereich der Detailfalten der Dobrein-Antiklinale O Mürzsteg (Prof. 2, Taf. I). Aber auch der helle Kalk des Hohecks N Mürzsteg<sup>18)</sup> gehört vermutlich daher; in seiner Fortsetzung O der Mürz stößt er an den Gutensteiner Kalk der Lachalpen-Deckscholle, der — auch wo nicht typisch — immer viel deutlicher geschichtet bleibt als der stets vollkommen massige Wettersteinkalk. Doch muß man gerade in dieser Zone auf der N-Seite der Dobrein-Antiklinale etwas vorsichtig sein wegen der z. T. bedeutenden tektonischen Reduktionen (vgl. S. 169); man darf da nicht einfach annehmen bis 100 oder 200 m aufwärts von der Werfener Obergrenze müsse alles anisisch sein!

Umgekehrt wird man bei kleineren Wettersteinkalkvorkommen, die normal von irgendwelchen karnischen Gesteinen überlagert werden, im allgemeinen auf ladinisches Alter schließen dürfen; so z. B. an den Neun Kögerln (S. 147), am Falzriegel im Lieglergraben (S. 149), vielleicht auch in der „Zwischenschuppe“ auf der S-Seite der Weißalpe (S. 142) — wenn schon hier die Lamination sehr stark ist, so daß man mit einem Ausfall auch höherer Wettersteinkalk-Anteile rechnen muß.<sup>19)</sup>

Eine eingehende Beschreibung der Gesteinsbeschaffenheit erübrigt sich an dieser Stelle; es genüge der Hinweis, daß die von der Rax beschriebenen Ausbildungen (Cornelius 1937a, S. 144ff.) sich fast durchwegs in unserem Gebiete wiederfinden. Insbesondere gilt dies von der häufig (infolge Diagenese!) feinkristallinen Beschaffenheit; aber auch tektonische Bänderung wie an der Kahlmauer-Basis (a. a. O. S. 151) ist wenigstens an einer Stelle — der eben genannten „Zwischenschuppe“ S der Weißalpe — zu beobachten gewesen.

Auch manche von der Rax bekannte Einlagerungen finden sich wieder. Von der „Grünen Schicht“ war bereits (S. 48) die Rede. Graue Mergelschiefer wie an der W-Seite der Rax (a. a. O. S. 148) waren wenigstens spurenweise an einer Stelle, auf dem N-Abfall der Hinteralpe, anzutreffen: gerade S vom Diegruber-Wirtshaus auf etwa 1100 m, zwischen Wettersteindolomit im Liegenden und -kalk im Hangenden; da nicht sehr viel tiefer bereits der Gutensteiner Kalk liegt ist es durchaus möglich, daß eine genaue stratigraphische Äquivalenz zu einer jener — wahrscheinlich noch anisischen — Mergelagen der Rax besteht. — Wegen Pseudo-Hallstätter Kalk siehe unten.

e) Wettersteindolomit. Diese Bezeichnung wird sinngemäß analog wie Wettersteinkalk gebraucht: für alle licht gefärbten meist

<sup>18)</sup> Geyer (1889, S. 565) spricht hier von „Diploporenfazies“. Ich habe leider nichts gefunden.

<sup>19)</sup> Sicher kein Wettersteinkalk ist das Gestein der Tonion; vgl. S. 40. —

nicht oder mangelhaft geschichteten Dolomite anisichen und ladinischen Alters; eine Grenze zwischen diesen beiden Stufen ist hier noch viel weniger anzugeben als im Falle des Wettersteinkalks, da Fossilien bis auf seltene Spuren nicht genauer bestimmbarer Diploporen und ? Korallen ganz fehlen.<sup>20)</sup>

Der Wettersteindolomit tritt teils als geringmächtige Lage an der Basis des Wettersteinkalks auf, im Hangenden von Reiflinger oder Gutensteiner Kalk bzw. Dolomit; so z. T. auf der S-Seite der Wetterin oder der östlichen Ausläufer der Hochveitsch (Ramkogel—Schoberstein); ebenso aber z. T. auch in den Deckschollen des Rauhensteins, der Lachalpe. Anderwärts aber vertritt er — gegebenenfalls über etwas Gutensteiner oder anisischem Wettersteinkalk an der Basis — die ganze Mitteltrias bis zur Auflagerungsgrenze karnischer (oder noch jüngerer) Schichten. Dies ist im größten Teil der Schneelpe und im Mürzdurchbruch der Fall; ebenso vermutlich auch in den O-Ausläufern der Veitsch, wo man jedoch die obere, und W der Tonion, wo man die untere Grenze nicht sieht. Die Dolomitlandschaften mit zerbröckelnden Felsgraten, von zahllosen Rinnen durchfurchten Gehängen und meist ansehnlicher Schuttbildung in den genannten Gegenden, wo der Wettersteindolomit z. T. sehr große Mächtigkeit — bis 800 m mindestens — erreicht, gehören zu den typischsten ihrer Art.

Mehrfach: auf der N-Seite der Hochveitsch; auf dem N-Gehänge der Wetterin; in den Gräben N unterm Ameishichl zeigt der Dolomit regellose Verzahnung und seitliche Übergänge zu Wettersteinkalk, der ihn auf kurze Entfernung ablöst, ebenfalls als Vertreter ganzer oder großer Teile der Mitteltrias. Auch auf der W-Seite des Mürzdurchbruchs, am Fischerriegel und im unteren Teil der „Vierundzwanzig Gräben“ treten mitten im Dolomit kalkige Massen auf; und ein ähnlicher Übergang vollzieht sich in der Roßkogel-Deckscholle auf der NO-Seite der Kalten Mürz in der Gegend des Blattrandes. In all diesen Fällen war eine scharfe kartographische Scheidung der beiden Gesteine nicht möglich; die eingetragenen Grenzen sind weitgehend schematisiert.

Eine stratigraphische Scheidung von Wettersteindolomit unten — Kalk oben, wie sie aus Geysers Stratigraphie hergeleitet z. T. noch in der neueren Literatur fortpunkt, hat jedenfalls keine Daseinsberechtigung. Dies geht aus dem Gesagten wohl zur Genüge hervor.

f) Pseudo-Hallstätter Kalk. Mit diesem Namen bezeichne ich seit 1932 in der Mitteltrias lokal auftretende Kalke von weißer bis lichtgrauer, meist aber mehr oder minder ausgeprägt roter Farbe, z. T. auch in streifiger oder fleckiger Verteilung, die auch durch dichte Beschaffenheit und ausgeprägte verhältnismäßig dünne Schichtung den typischen karnisch-norischen Hallstätter Kalken der Ober-

<sup>20)</sup> Wenn Böse aus seinem Ramsaudolomit *Teutloporalla (Diplopore) herculea* Stopp. anführt (1898, S. 581), so würde diese Form zwar recht gut auch hierher passen; dennoch möchte ich zweifeln — nach allem, was ich in diesem Dolomit zu sehen bekam —, ob das Material eine Bestimmung wirklich erlaubte.

trias täuschend ähnlich werden können; <sup>21)</sup> doch läßt (mit einer Ausnahme; vgl. unten) die beobachtete Verknüpfung mit sicherer Mitteltrias keinen Zweifel über ihre Stellung. Während öfters solche Abänderungen sich nur auf ganz beschränkten Raum bis hinab zu einigen Quadratmeter einstellen, <sup>22)</sup> nehmen sie an manchen Stellen auch größere, kartierbare Ausdehnung an. Es sind dies:

α) Die Lerchsteinwand (O Mürzsteg); sie besteht aus lichtgrauem und rotem gut geschichtetem Kalk, der nach Mitteilung Geyers (1889, S. 611) ein leider verloren gegangenes Exemplar von *Monotis salinaria* Br. <sup>23)</sup> geliefert hat. Er setzt nach W fort in die Wand, welche zur Mürz N Lanau hinabzieht und weiter in die Lanauwand auf der südlichen Talseite; dabei nimmt er die Beschaffenheit gewöhnlichen Wettersteinkalks an, ist aber an der Mürztalstraße (Steinbruch!) noch einmal schön rot geflammt. Die Lagerung ist hier — besonders an der Lanauwand — sehr deutlich nach S überkippt: Wettersteindolomit im Liegenden, Werfener im Hangenden (vgl. Abb. 16, S. 153); d. h. der Wetterstein-, bzw. der aus ihm hervorgehende Pseudo-Hallstätter Kalk liegt stratigraphisch unmittelbar auf den Werfenen, muß also anisisch sein! Denn da die Mürztaler Aufwölbung bereits in nächster Nähe über den Werfenen geschlossen ist, besteht keine Möglichkeit eine größere Überschiebung und Schichtlücke anzunehmen. Danach hat sich auch die Deutung der — tektonisch nicht ganz klaren — Lerchsteinwand selbst zu richten; auch hier kann keine Rede davon sein, daß ein großer Bruch <sup>24)</sup> Werfener und „Hallstätter Kalk“ zusammenstoßen läßt; auch hier kann der letztere nur in die unmittelbare stratigraphische Nachbarschaft der Werfener gehören. Gestützt wird diese Auffassung noch durch eine Lage typischen Gutensteiner Kalks, die sich zwischen ihn und den Wettersteindolomit S der Lerchsteinwand einschiebt (vgl. S. 91).

β) In der Deckscholle der Hinteralpe stellen sich sowohl am SW-Rand, unter dem Roßkogel, und von da auf die Hochfläche hinaufreichend, als auch im SO-Abfall bis gegen das Hochwaxeneck hin rosa gefärbte Lagen im Hangenden des Reiflinger bzw. des Gutensteiner Kalks ein; gegen oben sind sie durch vielfache Übergänge und gegenseitige Verflechtung mit dem Wettersteinkalk verbunden (die Abgrenzung auf der Karte ist natürlich nur ganz schematisch!). Auffallende Dünnschichtigkeit habe ich von hier nicht notiert.

γ) Am S-Sporn der Schneealpe bilden z. T. schön rosa, aber auch grau oder weiß gefärbte, gut geschichtete, dichte bis feinkristal-

<sup>21)</sup> Ganz ähnliche Beobachtungen liegen von seiten Spenglers (1919, S. 227) aus der südlichen Hochschwabgruppe vor: auch er stellt eine gewisse Ähnlichkeit mit Hallstätter Kalken fest. Eine Abtremmung von dem normalen Wettersteinkalk hat er jedoch nicht vorgenommen (und wohl gar nicht vornehmen können).

<sup>22)</sup> So häufig an der Hochveitsch (östlicher Teil des S-Randes; z. T. auch weiter verfolgbare Lagen!), wo sie schon Geyer (1889, S. 591), und am Rauschkogel, wo sie Spengler (1919, S. 252) erwähnt.

<sup>23)</sup> Wegen dieses etwas dubiosen Fundes vgl. S. 39 (Fußnote).

<sup>24)</sup> Geyer 1889, S. 611. — Daß eine bescheidene Bruchstörung vorhanden sein kann sei indessen nicht bestritten!

line Kalke das Hangende des Reiflinger Kalks am Kampl; die Ähnlichkeit mit echtem Hallstätter Kalk wird hier noch betont durch den von Geyer (1889, S. 629) überlieferten — freilich einigermaßen fragwürdigen; vgl. S. 39 — Fund von *Monotis salinaria*. Ich selbst war hier anfänglich der Meinung, es könne vielleicht norischer Hallstätter Kalk mit (tektonischer?) Schichtlücke an der Basis vorliegen; um so mehr als sich der fragliche Kalk im N durch eine Verwerfung gegen den Wettersteinkalk abgegrenzt erwies. Allein bei genauerem Zusehen fanden sich doch auch N der Verwerfung noch rote Partien im Wettersteinkalk, und umgekehrt auf ihrer S-Seite weiße massige Lagen, so daß ein lithologischer Übergang beider Gesteine doch zu bestehen scheint. Noch deutlicher ist er gegen W, wo zwar über die Farfel auch eine (unbedeutende) Verwerfung läuft, aber auch O derselben an der Basis schon dicke massige Bänke von lichtgrauem Kalk auftreten. Es wiederholen sich auch grünliche, sandig-mergelige Lagen ähnlich der „Grünen Schicht“ an der Basis (vgl. S. 48), innerhalb des roten Kalkes: eine solche liegt auf der südlichsten von ihm gebildeten Gratkuppe und setzt unter der zweiten (auf der die Unterstandshütte steht) fort, etwa 1 m mächtig; hier liegt massiger grauer Kalk darauf. Auch hart über der Basis des roten Kalkes befindet sich schon eine solche grüne Einlagerung. Ob diese Wiederholungen stratigraphisch oder tektonisch (nach S offene Mulde?) sind bleibe dahingestellt; jedenfalls spricht die Verknüpfung mit dem grünen Gestein auch dafür, daß der fragliche Kalk tief ladinisch, vielleicht sogar noch anisich ist.

Auch auf der W-Seite der Rauhenstein-Deckscholle findet sich eine Einlagerung von Pseudo-Hallstätter Kalk, am W-Grat des Rauhensteins. Über dem mächtigen Gutensteiner Kalk der Deckschollenbasis folgt hier bei etwa 1450 m ohne scharfe Grenze lichter fast ganz massiger Wettersteinkalk. Oberhalb 1500 m wird er größtenteils rosa und dicht, bleibt aber zunächst massig; weiter aufwärts nimmt er deutliche Schichtung an. Von 1600 m aufwärts folgt wieder normaler Wettersteinkalk.

Vielleicht die Fortsetzung des eben genannten — wenn ich auch einen unmittelbaren Zusammenhang nicht feststellen konnte, eher den Eindruck hatte, daß er obenauf liegt — ist der Pseudo-Hallstätter Kalk auf der Hochfläche N des Rauhensteins. Er bildet hier eine Strecke weit den oberen Rand des Absturzes zum Kargraben; darunter liegen nur noch 20—30 m Wettersteinkalk, der nach unten in gebankten lichten (Wetterstein-) Dolomit übergeht. Der Pseudo-Hallstätter Kalk ist teils rosa, teils grau bis fast schwarz und vollkommen massig; größtenteils dicht, z. T. mit schönen Sinterstrukturen. Ich fand hier mehrere Bruchstücke feingerippter Bivalvenschalen, vielleicht die angebliche „*Mon. salinaria*“; doch waren sie zu genauerer Bestimmung ungeeignet.

Die beiden letztgenannten Vorkommen sind vielleicht stratigraphisch tiefer einzureihen als das erste. Denn denkt man sich das Reiflinger Kalkband vom Kamplweg gegen W verlängert, so müßte es wohl erst oberhalb des obigen Gesteins den W-Grat erreichen; man würde es also wohl gerne noch ins Anis versetzen. Aber etwas Sicheres läßt sich nicht sagen.

δ) Der Felszacken der Öden-Kirche verdankt sein Dasein einer kleinen Linse von Pseudo-Hallstätter Kalk<sup>25)</sup> in Dolomitumgebung. Er ist hellgrau, gelb, rosa; dicht und schichtungslos. Gegen W scheint er durch eine Verwerfung begrenzt, während er gegen O rasch in den Dolomit übergehen dürfte.

ε) In der Krampener Klause (und Umgebung) findet sich endlich noch ein problematisches Vorkommen von Pseudo-Hallstätter Kalk, oder echtem norischen Hallstätter Kalk. Er liegt auf (im S sehr reduziertem) Wettersteindolomit und wird von Reingrabener Schiefen bzw. Mürztaler Mergeln überlagert, zu beiden Seiten der Klause, die ganz in den fraglichen Kalk eingeschnitten ist. Er ist größtenteils weiß und feinkristallin, gut geschichtet, z. T. sogar fein gebändert, ja geschiefert; doch gibt es auch graue und rötliche Lagen, z. T. von dichter Beschaffenheit. Geyer (1889, S. 613) erwähnt Lagen voll kleiner Halobien, die ich nicht wiederfinden konnte. — Gegen O setzt dieser Kalk in den Karlgraben und darüber hinaus fort; hier ist die Farbe z. T. sehr ausgesprochen rosa.

Man kann diesen Kalk sowohl als ladinisch wie als norisch betrachten, je nach der tektonischen Auffassung. Dieselbe wird später (S. 88) diskutiert. Auf der Karte, wo eine Entscheidung getroffen werden mußte, ist er als ladinisch eingetragen; es sei jedoch ausdrücklich betont, daß dies keineswegs eine feststehende Tatsache ist!

Man könnte hier auch noch die schön rosa gefärbten Lagen anschließen, die manchmal im Wettersteinkalk auftreten; vgl. dazu Spengler 1919, S. 227, der von solchen Vorkommen aus dem Hochschwabgebiet auch eine „gewisse petrographische Ähnlichkeit mit Hallstätter Kalken“ feststellt; und S. 252, wo von der vollständig gleichen Ausbildung des weißen und roten Wettersteinkalks am Rauschkogel mit dem des Hochangerzuges die Rede ist. — In einem größeren Maßstabe könnte man die Vorkommen am Rauschkogel vielleicht ausscheiden; auf Blatt Mürzzuschlag wurden sie beim Wettersteinkalk belassen.

## 7. Die Faziesverhältnisse der Obertrias (Karinth-Nor).

Auch hier gilt das bezüglich der Mitteltrias Gesagte: die stratigraphischen Grenzen lassen sich meistens noch nicht genauer feststellen — nur daß sie gewöhnlich nicht mit den kartierbaren Gesteinsgruppen zusammenfallen ist sicher. Es werden daher wieder die beiden genannten Hauptstufen gemeinsam betrachtet; teilweise könnte man ihnen sogar mit der gleichen Berechtigung auch noch das Rhät anreihen. Da dieses jedoch überhaupt eine viel geringere Rolle spielt sei es später für sich behandelt.

a) Reingrabener Schiefer bzw. Halobien-schiefer. Die zweifellos karnischen Reingrabener Schiefer kommen an sehr vielen Punkten des Gebietes, aber fast stets nur in geringer Ausdehnung vor. Da sie eine sehr wichtige Rolle für die Entzifferung der Tektonik spielen werden sie gelegentlich der tektonischen Ortsbeschreibung

<sup>25)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag ist hier der rote Strichaufrdruck ausgeblieben.

sämtlich angeführt; eine Aufzählung an dieser Stelle ist also nicht nötig.

Die schwarzen feinblättrigen Tonschiefer näher zu beschreiben, welche als Reingrabener Schiefer bezeichnet werden, erübrigt sich ebenfalls; das Gestein ist allen Kalkalpengeologen bekannt. Dagegen ist für das untersuchte Gebiet neu das Auftreten von feinen Kalkbreccien als Einlagerungen in den Schiefen. Ich fand sie im Lieglergraben, oberhalb der Abzweigung des Saurüsselgrabens; dort ziehen die Reingrabener Schiefer von NW auf die Grabensohle herab, und in einem anstehenden Aufschluß auf deren NO-Seite sieht man eine derartige Breccie als 20—30 cm mächtige Lage in den Schiefen, die auch schwarze Kalkbänke einschließen. Auch in der Fortsetzung des Schieferzuges gegen die Liegler Alm fand sich die Breccie wieder; und ebenso wurden lose Stücke davon in Gesellschaft des geringmächtigen Reingrabener Schiefervorkommens am Kamme der Neun Kögerln (Senke SO unter P. 1358,3; vgl. S. 147) angetroffen. Sie gleicht ganz den anderwärts (Cornelius 1937 a, S. 152) beschriebenen Breccien von der W-Seite der Rax; ja an den Neun Kögerln enthält sie auch anscheinend die gleichen Krinoiden (*Isocrinus tirolensis* Laube) wie sie a. a. O. von der Rax erwähnt sind.<sup>26)</sup>

Im allgemeinen liegen die Reingrabener Schiefer unmittelbar auf Wettersteinkalk bzw. Dolomit, als unterstes karnisches Schichtglied, wiederholen sich wohl auch innerhalb der tiefsten Lagen der folgenden Mürztaler Mergel — ohne daß sich tektonische Einschaltung in solchen Fällen sicher ausschließen ließe. Sehr nahe liegt ein solcher Verdacht dort, wo sie erst über einer größeren Mächtigkeit von Mürztaler Mergeln liegen, wie auf der Ostseite der Mürzschlucht (Kuppe N Plotschgraben und Graben N davon); ja im oberen Plotschgraben liegt nochmals eine Linse zerpreßter schwarzer Schiefer an der Hangendgrenze der Mürztaler Mergel, unmittelbar unter dem Hauptdolomit, was wohl kaum einer primären stratigraphischen Folge entspricht. — Das mehrfache Auftreten von Reingrabener Schiefen im Hangenden des Hallstätter Kalks kann selbstverständlich nur tektonisch gedeutet werden; vgl. S. 100.

Als „Halobien-schiefer“ wurden dünnplattige („schieferige“; Schichtdicke einige Millimeter) Kalke von dunkelgrauer Farbe bezeichnet, die auf den Schichtflächen kleine Halobien führen. Sie fanden sich nur auf der SO-Abdachung von P. 967 N Frein, zwischen Wettersteindolomit im Liegenden, Hallstätter Kalk im Hangenden; Mächtigkeit höchstens ein paar Meter, aber nirgends genauer zu bestimmen.

b) Sogen. Carditaschichten. Im basalen Teile der Schnealpe östlich vom Naßköhr herrscht, soweit zwischen Wettersteindolomit und Dachsteinkalk überhaupt karnische Schichten lithologisch gekennzeichnet sind, eine ganz abweichende Ausbildung derselben im Vergleich zum überwiegenden Anteil des Mürztaler Gebiets;

<sup>26)</sup> Anscheinend gleichartige Breccien gibt schon Bittner (1887, S. 96) aus dem Hochschwabgebiet an; allerdings hat er die darin enthaltenen Krinoiden nicht bestimmt. Spengler erwähnt das Vorkommen, soviel ich sehe, nirgends; es ist daher vielleicht nicht überflüssig, es der Vergessenheit zu entreißen.

eine Ausbildung, welche sich hingegen eng an gewisse Vorkommen des Hochschwabgebietes anschließt (vgl. Bittner 1890, S. 300; Spengler 1920, S. 50; 1926, S. 55). Gegen den dort gebrauchten Namen „Carditaschichten“ läßt sich allerdings einwenden, daß er die Fazies nicht richtig bezeichnet: eine *Cardita* ist weder dort noch auf der Schneealpe darin gefunden worden. Wenn ich ihn trotzdem übernehme, so geschieht es nur in Ermangelung eines besseren!<sup>27)</sup> Geyer (1889) redet von einem „Horizont des grünlichen Kieselkalks“ oder von „braungrauen sandig-kalkigen Grenzgebilden“ — beides lithologisch nicht eben treffend — und wirft ihn mit der „Grünen Schicht“ (vgl. S. 48) als „Raschberghorizont“ zusammen.

Als weiter zu verfolgende Lage treten die Carditaschichten nur auf der S-Seite der Donnerswand, um die Salzwand und auf der S-Seite des Schönhalterecks auf. Dazwischen finden sich stellenweise (Gläserkogel; Mitterbergschneid, auf der S-Seite des kleinen Dachsteinkalkrestes) noch geringe und nicht weit verfolgbare Spuren.

Das bezeichnendste Gestein ist ein unreiner, dunkelgrauer, nie ganz dichter, z. T. ausgesprochen feinkristalliner Kalk, mit meist unregelmäßigen Schichtflächen und Anflug grünlicher Mergel darauf. Er wittert gewöhnlich gelbgrau bis graubraun an. Oolithische Strukturen kommen vor, sind aber nicht sehr deutlich. Wo sie fehlen könnte man z. T. im Handstück den Kalk allenfalls mit manchen Reiflinger oder Gutensteiner Kalken verwechseln, zumal auch rote Ablösungen ab und zu vorkommen. Allein Hornsteinknollen fehlen; und ein positives Merkmal bildet die selten fehlende Fossilführung mindestens einzelner Lagen. Neben unbestimmbaren Schalenresten und Spatsplittern besteht sie vor allem aus mehrere zentimeterlangen, keulenförmigen *Cidaris-Stacheln* — gerade wie im Hochschwabgebiet.

An der Mitterbergschneid und z. T. unter der Salzwand liegen an der Basis dieser bis über 10 m mächtigen Kalke schwarze, z. T. schieferige Mergel und Kalklagen. — Auf der O-Seite der Donnerswand keilen die Carditaschichten N des Grasleitensattels (s. unten!) bald aus. Doch finden sich weiter N, wo der Wettersteindolomit zwischen den Schutthalden am höchsten, bis fast an den Dachsteinkalk hinaufreicht, im Schutt sehr zähe grünschwärze (glaukonitische?) Kalke, die vielleicht einer Fortsetzung entstammen; sie anstehend zu finden gelang nicht.<sup>28)</sup>

Anschließend ein paar Profile: a der Donnerswand-S-Kante überm Grasleitensattel (Abb. 1; vgl. dazu auch Böse 1898, S. 582):

4. Hangendes: Dachsteinkalk; darunter ohne scharfe Grenze
3. lichtgrünlichgrauer, fein zuckerkörniger Dolomit mit großen *Cidaris*-stacheln und kleinen, schlecht erhaltenen *Brachiopoden*; 3–4 m.
2. Dunkler Kalk, wie oben beschrieben, mit grünlichen Mergellagen; am Hangendkontakt mit *Cidarisstacheln*, 10 m ca.
1. Liegendes: Wettersteindolomit.

<sup>27)</sup> Man könnte „*Cidaritenschichten*“ als passend vorschlagen. Doch bleibt zu bedenken, daß der ebenfalls karnische Opponitzer Kalk auch in großer Menge *Cidaritenstacheln* enthalten kann!

<sup>28)</sup> Geyer (1889, S. 622) erwähnt noch ein Vorkommen unseres Horizontes „am Ausgang des Kleinbodengrauens in Steinalpl“, das ich nicht wiedergefunden habe.



Ob man den Dolomit (3) etwa dem Opponitzer Kalk parallelisieren darf, bleibe dahingestellt. Eine petrographische Ähnlichkeit — auch mit dessen dolomitischer Ausbildung — besteht nicht; und die Cidaritenstacheln des Opponitzer Kalks sind i. a. viel feiner und gehören zu anderen Arten.

Profil S unterm Jausenstein (Abb. 2):

6. Hangendes: Hallstätter Kalk; Übergang in
5. dunkelgrauen massigen Kalk voll Cidarisstacheln (bis fingerlang!);  $1\frac{1}{2}$ –2 m.
4. Lumachelle: Dunkler Kalk mit gelben Überzügen auf den Schichtflächen, voll Schalenbruchstücken und mit einzelnen großen Cidarisstacheln;  $\frac{1}{4}$  m.
3. Dunkler, etwas mergeliger Kalk, teils knollig, teils brecciös, mit dünnen tonigen Lagen wechselnd; 6–7 m.
2. Zerbröckelnder Dolomit, dunkelrot und mit roten Tonschieferfasern durchwachsen;  $\frac{1}{2}$ –1 m. Wegen Deutung vgl. unten (S. 58). — Übergang in
1. normalen Wettersteindolomit des Liegenden.

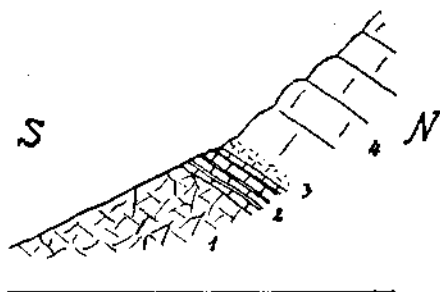


Abb. 1. Profil an der Südkante der Donnerswand. Erklärung im Text.

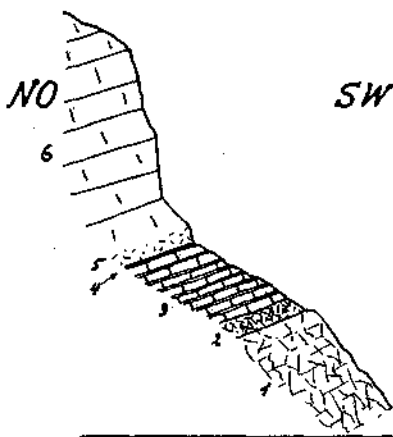


Abb. 2. Profil unterm Jausenstein. Erklärung im Text.

c) Spuren einer karnischen Schichtlücke. Wie gesagt liegen in großen Teilen der Schneealpe die Hallstätter bzw. Dachsteinkalke unmittelbar auf Wettersteindolomit. Das gilt von dem ganzen Gebiet O der Salzwand — eingeschlossen die Fortsetzung N des Steinalpls, Goldgrubhöhe usw. bis zur Weißen Wand; es gilt aber auch vom Windberg und Umgebung und vom SW-Teil der Schneealpe: Kohlmaiswand usw. Und in kleinerem Maßstabe findet sich Ähnliches an der Tonion wieder, auf deren SW-Seite auch alle Spuren der Reingrabener Schiefer und Mürztaler Mergel rasch verschwinden und der Dachstein-Riffkalk des Gipfelgebiets mit scharfer Grenze unmittelbar auf Wettersteindolomit zu liegen kommt.

Man kann ja daran denken, daß in solchen Fällen das Karinth vielleicht im einen oder anderen der beiden Schichtglieder mit enthalten wäre. Es soll nicht bestritten sein, daß dies teilweise zutreffen mag (vgl. S. 69). Allein die scharfe Grenze, welche hier stets zwischen Dolomit und Kalk auftritt legt doch den Gedanken an eine

wirkliche Unterbrechung des Absatzes nahe; und wenigstens vereinzelt haben sich auch noch beweiskräftigere Anzeichen einer solchen gefunden.

An dem gegen NW schauenden Eck der Kohlmaiswand (N Mürzsteg), von welchem der zum Bockkogel ziehende Rücken austrahlt, beobachtet man nämlich (Abb. 3) unter dem senkrechten Absturz der Hallstätter Kalkplatte sogleich den Wettersteindolomit. Seine obersten Lagen sind tektonisch verflößt und daher wenig widerstandsfähig gegen die Verwitterung: sie wittern als Kerbe zurück, über die der Kalk überhängt. Außerdem aber enthalten sie sandig-tonige Einschaltungen von roter Farbe, sowie Kieselkonkretionen von Faust- bis hinab zu Erbsengröße in großer Anzahl, in den obersten 1—2 m. Sie sind meist dunkelrot, gelegentlich im Inneren auch grau, dicht, mit splittigerem Bruch. Kein Anzeichen deutet darauf, daß sie etwa umgelagert und sedimentiert worden wären; sie machen vielmehr ganz den Eindruck einer echten, in situ erfolgten Verkieselung. Nun ist eine solche sonst im Wettersteindolomit

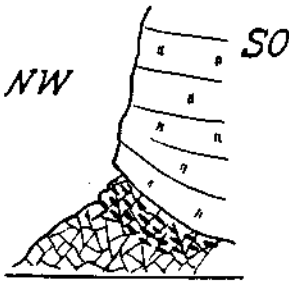


Abb. 3. Profil N unter der Kohlmaiswand. (Dachsteinkalk über Wettersteindolomit, mit Kieselkonkretionen und roten Tonschmitzen nahe der Grenze).

nirgends erfolgt; sie wird also nicht irgendwie mit der normalen Sedimentation, sondern mit besonderen Umständen verknüpft sein. Und da liegt es nahe, an Trockenlegung des Dolomits und Eindringen von Verwitterungslösungen zu denken;  $\text{SiO}_2$  können sie aus einer darübergebreiteten Decke terrigenen Sediments entnommen haben, von der Reste in jenem roten Material<sup>29)</sup> erhalten geblieben wären.

Gegen S läßt sich ähnliches rotes Material noch eine Strecke weit im Schutt nachweisen; der Kontakt selbst aber, an dem es anstehen müßte, ist nicht mehr erschlossen. Dagegen gibt es noch eine zweite Stelle, wo zwar nicht die Verkieselungen, wohl aber die roten Einschaltungen im Dolomit zu sehen sind: in dem oben beschriebenen Profil unter dem Jausenstein.

d) Mürztaler Kalk und Mergel. Dies ist neben dem Hallstätter Kalk das bezeichnendste Schichtglied der Obertrias in den Mürztaler Kalkalpen — das, welches recht eigentlich deren fazielle Sonderstellung bedingt.

<sup>29)</sup> Dasselbe müßte dann etwa in Karrenspalten usw. des Dolomits eingeschwemmt sein! Es war mir leider nicht mehr möglich, diese Hypothese an Ort und Stelle zu überprüfen.

Daß die Mürztaler Mergel — seine „Aviculenschiefer“ — den Lunzer Sandstein faziell ersetzen, hatte schon Stur (1871, S. 260f.) im wesentlichen richtig erkannt. Geyers Auffassung als „Zlambachschichten“, bzw. „Obere Hallstätter Kalke“ bedeutete demgegenüber einen Rückschritt, für den ja wohl in erster Linie die damals maßgebende Mojsisovics'sche Triasstratigraphie verantwortlich ist. Den heute gültigen Namen hat Spengler (1925, S. 292) eingeführt, der auch die Altersstellung: karnisch bis unter-norisch, richtig erkannte.

Die Mürztaler Mergel — der Einfachheit halber sei die Ablagerung im folgenden mit diesem abgekürzten Namen bezeichnet — sind bald mehr kalkig, bald mehr mergelig ausgebildet, unter beträchtlichen Schwankungen des Gesteinscharakters, von denen nur das Allergrößte in der Karte Ausdruck finden konnte — und dies nur ganz schematisch!<sup>30)</sup> Allen Gesteinstypen gemeinsam ist die dunkelgraue, z. T. fast schwarze Farbe; nur manche etwas reinere Kalke sind heller (lila-) grau. Sie sind das eine Extrem unter der Mannigfaltigkeit dieser Gesteine; sie bilden z. B. im Buchalpen- und Gschwandgraben die Basis der Mürztaler Mergel, rings um die dort zutage tretenden Wettersteindolomitfenster, mit steil abgebrochenen, hell angewitterten Schichtköpfen. Das andere Extrem sind reine Mergel ohne Kalkbänke, graubraun anwitternd, schließlich zu einem schmierigen Tonboden gleicher Färbung zerfallend. (Wenn man in solchem — oder an sonst gänzlich aufschlußlosen Stellen — nur einzelne ausgelaugte Mergelplättchen findet, kann ab und zu der Verdacht auf verwitterte Werfener entstehen; beim weit überwiegenden Teil des Mürztaler Mergelbereiches ist er ausgeschlossen, wie auch umgekehrt halbwegs typische Werfener stets ganz anders aussehen!) Mitunter sind es ausgesprochene Fleckenmergel, sehr ähnlich denen des Lias, aber dunkler (Griessattel; Taschelgraben u. a.). Das Normale aber ist Wechsellagerung von Kalkbänken oder -bankgruppen mit Mergellagen, in allen möglichen gegenseitigen Mengenverhältnissen. Die Kalkbänke enthalten häufig — nicht immer — schwarzen Hornstein in Lagen und unregelmäßigen Knollen; da auch die Schichtflächen meist uneben sind, kann eine gewisse Ähnlichkeit mit Reiflinger Kalk bestehen. Doch ist dieser im allgemeinen etwas heller und weniger reich an Mergelzwischenlagen; bei einiger Erfahrung wird man über die Zuordnung eines Vorkommens kaum lange im Zweifel bleiben.

Die Mürztaler Mergel sind im ganzen — wenn man von den weit verbreiteten größeren und kleineren Echinodermenbruchstücken absieht — arm an Fossilien. Verhältnismäßig am häufigsten sieht man auf Schichtflächen von Kalkbänken ausgewittert Spongien mit z. T. wohl erhaltenen Strukturen; auf beschränktem Raum können sie geradezu gesteinsbildend werden. Herr Prof. Dr. O. Kühn konnte aus meinen Aufsammlungen bestimmen:

*Verrucospongia armata* (Klipst.) Laube.

*Dendrocoelia dichotoma* Laube.

*Palaeocera gracilis* (Münst.) Laube.

<sup>30)</sup> Dabei ist leider ein bedauerliches Versehen unterlaufen: auf der W-Seite der Neun Kögerln ist der blaue Strichaufdruck, der „vorwiegend Mergel“ bedeutet, auf den stratigraphisch oberen statt auf den tieferen Teil der Ablagerung geraten!

Lauter bisher nur aus den Cassianer Schichten bekannte Formen. Ihr Auftreten paßt recht schön zu den mannigfachen faunistischen Beziehungen, welche die Cassianer Schichten mit karnischen Ablagerungen verwandter Fazies verbinden (und die wohl mehr als Ausdruck dieser Faziesverwandtschaft gedeutet als für eine zeitliche Gleichstellung ins Feld geführt werden müssen; vgl. Pia, 1930, S. 98 f.).

Stratigraphisch wertvoller sind einige Funde karnischer Ammoniten, die Geyer mitteilt; von der Goldgrubhöhe u. a. *Celtites rectangularis* v. Hau (1889, S. 644); aus dem obersten Schwarzenbachgraben<sup>31)</sup> *Celtites Arduini* v. Mojs (ib., S. 575); aus dem Fuchslochgraben im Naßköhr *Joannites cymbiformis* Wulf (ib. S. 620). Aus dem Schwarzenbachgraben erwähnt er ferner Blöcke mit zahlreichen verkieselten Exemplaren von *Halorella pedata* Br., die ich leider nicht wiederfinden konnte.

Wenn man die letztgenannte Form als leitend für Nor betrachten will,<sup>32)</sup> wäre damit die Gegenwart auch dieser Hauptstufe in den Mürztaler Mergeln — auf die wir aus anderen Gründen schließen müssen; vgl. unten! — paläontologisch festgestellt. Leider konnte ich die fraglichen Blöcke nicht wieder auffinden und also auch nicht feststellen, aus welchem Niveau innerhalb der Mürztaler Mergel sie eigentlich stammen.

Die Mächtigkeit der Mürztaler Mergel ist sehr veränderlich. Am größten ist sie, wie schon Stur (1871, S. 341) angibt, in der Gegend der Königsalpe; wenn er sie dort aber auf 300 Fuß schätzt, so ist dies um ein Mehrfaches zu niedrig gegriffen. Denn die tiefeingeschnittenen Verzweigungen des oberen Buchalpen- und Taschelgrabens erschließen — so weit begangen — nirgends das Liegende; selbst wenn man einen nicht zu geringen Betrag von Zusammenstauchung in Rechnung stellt, wird man hier wohl 200—300 m als Mindestmaß der primären Mächtigkeit annehmen müssen. Seitlich verringert sie sich rasch — bis auf Null. Dies ist z. B. unter der S-Wand der Proleskette sehr deutlich unmittelbar aufgeschlossen zu verfolgen (Prof. 5, Taf. III).

Daß aber das Verschwinden der Mürztaler Mergel nicht bloß auf Auskeilen, sondern z. T. auch auf faziellen Übergängen beruht, wird alshald gezeigt werden.

e) Opponitzer Kalk (bzw. Dolomit). Mit diesem höchsten karnischen Schichtglied kann nur ein Vorkommen auf Blatt Mürzschlag verglichen werden, und auch dies nur mit Vorbehalt, da Fossilien fehlen, die stratigraphische Folge ungewöhnlich und auch die Gesteinsansbildung nicht ganz typisch ist: der Kalk des Hochalpel östlich Scheiterboden.

Es ist ziemlich dunkler, stark dolomitischer Kalk, bzw. ausgesprochener Dolomit, gut geschichtet, im unteren Teil reich an Hornsteinlagen; auffallend rauhe Anwitterung. Die Unterlagerung durch Mürz-

<sup>31)</sup> „Aufschluß östlich P. 1454“; d. h. aus einer sehr tiefen Lage der Mürztaler Mergel!

<sup>32)</sup> Woran mir gegenüber von maßgebender Seite Zweifel ausgedrückt wurden.

taler Mergel ist, trotz der sehr mangelhaften Aufschlüsse auf den umgebenden Wiesenterrassen, wohl gesichert.

Man könnte zunächst vielleicht vermuten, dieses in der Umgebung nirgends wieder auftretende, einen Gipfel so auffallend krönende Gestein sei eine Deckscholle, etwa anisischen Alters. Die Nachbarschaft der großen Hinteralp-Deckscholle könnte vielleicht zu dieser Vermutung verleiten. Allein das Gestein ist von allen anisischen Kalken und Dolomiten der Gegend doch recht verschieden, auch konnten nirgends an seiner Basis Spuren von Werfener Schichten gefunden werden. Betrachtet man es aber als normale Auflagerung auf den Mürztaler Mergel, so fällt gleich der gewaltige Unterschied auf gegenüber dem lichten, zerbröckelnden Hauptdolomit, der sonst vielfach — z. B. gleich N vom Hochalpl — in Hangenden desselben auftritt. Dem Dilemma entgeht man wohl am besten mit Hilfe der hier vertretenen Annahme: daß Oppoutitzer Kalk vorliegt. — Sein isoliertes Auftreten und rasches Verschwinden nach allen Seiten kann verschiedene Ursachen haben: einmal tektonische Anschoppung — von der jedoch nichts im Gelände zu erkennen ist. Dann primäre Ablagerung auf nur beschränktem Raume; entweder einer anderwärts vorhandenen Schichtlücke entsprechend — das ist nicht wahrscheinlich weil die auf der Schneealpe beobachtete eher tief- denn hochkarnisch sein dürfte; oder aber mit fazielltem Übergang in andere Schichten. Als solche kämen nur Mürztaler Mergel in Betracht; und ich möchte heute am ehesten an die Möglichkeit denken, daß deren anderwärts oberste Lagen das stratigraphische Äquivalent der Gipfelkalke des Hochalpls enthalten; diese wären demnach nichts anderes als eine lokale heteropische Linse innerhalb der obersten Mürztaler Mergel.

f) Aflenzer Kalk. Ganz der Beschreibung, die Spengler (1920, S. 226) von den Aflenzer Kalken des klassischen Gebiets gibt, sowie den von ihm gesammelten Belegstücken in der Sammlung der Geolog. Bundesanstalt entsprechen die Kalke, welche den Gr. Schwarzkogel aufbauen. Sie sind mehr oder minder dunkel grau, mit heller Anwitterung; unten dick, gegen den Gipfel zu viel dünner (z. T. 10–20 cm) geschichtet; während die unteren Teile hornsteinfrei sind, enthält in den oberen streckenweise jede einzelne Bank eine Lage von schwarzem Hornstein, zusammenhängend oder in Knollen aufgelöst; die Schichtflächen sind häufig mit dünnen Überzügen gelblicher bis grünlicher Mergel bedeckt.

Spengler a. a. O. und schon Bittner (1888 c, S. 249) heben die Ähnlichkeit der Aflenzer Kalke von Aflenz mit Geyers „Zlambachschichten“ hervor. Zu diesen hat Geyer neben den Mürztaler Mergeln auch die Kalke des Schwarzkogels gestellt.<sup>34)</sup> Sie unterscheiden sich von ihnen durch verhältnismäßig reiner kalkige Beschaffenheit und Zurücktreten des dunklen Pigments besonders in

<sup>33)</sup> N der Häuser von Niederalpl; nicht zu verwechseln mit den verschiedenen anderen Schwarzkögeln!

<sup>34)</sup> Nach Ausweis seiner handkolorierten Karte; im Text ist nicht davon die Rede.

den mergeligen Zwischenlagen. Daß sie im wesentlichen auch in der Altersstellung verschieden sein dürften, vgl. unten.

Die Aflenzer Kalke liegen auf der S-Seite des Schwarzkogels unmittelbar auf Wettersteindolomit, der auch in den Kuppen NW des Gipfels an Verwerfungen herausgehoben wieder darunter zum Vorschein kommt. Am Herrenboden aber und auf dem Abhang gegen den Buchalpengraben besteht die Unterlage aus Mürztaler Mergel, deren Auskeilen leider nicht näher zu verfolgen ist. Soviel sieht man jedoch immerhin, daß sie z. T. in den unteren Teil des Aflenzer Kalkes übergehen: eine von diesem ausgehende Zunge (Wandstufe!) greift oberhalb des Mariazeller Steiges gegen N mehrere 100 m weit in die Mergel ein.<sup>35)</sup>

Anderseits geht der Aflenzer Kalk gegen W und NW in den Dachsteinkalk der Tonion über. Am besten sieht man dies längs dem nördlichen Hauptast des Aschauergrabens, der von S gegen den Herrenboden emporzieht: auf seiner O-Seite herrscht noch größtenteils typischer Aflenzer Kalk; auf der W-Seite nimmt alsbald die dickbankige, lichte Ausbildung des Dachsteinkalkes überhand.<sup>36)</sup>

Man kann den Aflenzer Kalk mithin als eine Art Übergangsfazies betrachten zwischen Mürztaler Mergel einerseits, Dachsteinkalk anderseits. Ich möchte indessen vermuten — ein Beweis ist, da Fossilien vollständig fehlen, leider nicht zu erbringen —, daß seine Hauptmasse jünger ist als die der Mürztaler Mergel und bereits ins Nor gehört; ebenso wie die Aflenzer Kalke der Hochschwabgruppe. Der Übergang in Dachsteinkalk ist ja auch in diesem Sinne am besten zu deuten (vgl. unten).

Außer am Großen Schwarzkogel ist Aflenzer Kalk nur noch an einer Stelle beobachtet, welche mit dem erstgenannten Vorkommen unter der Oberfläche: unter der Weißalpen-Deckscholle und der transgredierenden Gosau hindurch, zusammenhängen dürfte. Im Aschanergraben trifft man nämlich (vgl. Abb. 15 c auf S. 144) über dem basalen Wettersteindolomit<sup>36)</sup> einen grauen dünn (10—25 cm) und gut geschichteten Kalk (8), mit dünnen gelben und grünlichen Mergellagen auf allen Schichtflächen, wie oben beschrieben, aber ohne Hornstein (der indessen am Schwarzkogel auch nicht überall vorhanden). Gegen oben werden die Schichten dicker, die Mergellagen undeutlicher; aber auch der Kalk, welcher die hohe Felswand bildet, über die bei 1100 m der Bach als Wasserfall herabstürzt, ist noch deutlich geschichtet. Wegen der Fortsetzung des Profils gegen oben vgl. S. 143. — Gegen O setzt sich die Felswand am Waldgehänge fort, das Gestein aber verliert hier bald seine Eigenart und geht in fast massigen Dachsteinkalk über.

g) Hallstätter- und Dachsteinkalk. Im Anschluß an Spengler (1931 b, S. 327, Fußnote 3) sei hier definiert: Hallstätter Kalke sind obertriadische Kalke von fast be

<sup>35)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag ist der blaue Punkt aufdruck dieser Zunge — deren Gestein allerdings nicht mehr dem Typus der Aflenzer, sondern mehr dem des Dachsteinkalks entspricht — weggeblieben.

<sup>36)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag ist der Übergang nur ganz schematisch angedeutet.

liebigen petrographischem Habitus, welche die Hallstätter Cephalopoden-, Bivalven- und Brachiopodenfauna führen. Dachsteinkalke sind dagegen vorwiegend lichtgraue dickbankige bis massige Kalke gleichen Alters, mit Korallen und Megalodonten.

Es ist demnach klar, daß dort, wo das Gestein die Fossilführung verliert, die Wahl einer der beiden Bezeichnungen mehr oder minder der Willkür anheimfällt. Leider ist dies sehr häufig der Fall; und so ist auf Blatt Mürzzuschlag die Trennung von Hallstätter- und Dachsteinkalk nur ganz näherungsweise durchgeführt. Größere Gesteinsmassen mit bunten Farben und relativ dünner Schichtung wurden dabei i. A. zum Hallstätter-, solche von indifferenten Beschaffenheit zum Dachsteinkalk gezogen.

Denn tatsächlich gehen typische Hallstätter- und Dachsteinkalke mehrfach in einer Weise ineinander über, daß man sie — im Gegensatz zu gewissen mehr auf Spekulation als auf Beobachtung gegründeten Vorstellungen — nur als verschieden ausgebildete Teile eines einheitlichen Schichtgliedes betrachten kann.<sup>37)</sup> Dies hat stellenweise schon Geyer gesehen und — da es ja seiner Stratigraphie zuwider lief, die beiderlei Kalke in ganz verschiedene Stufen einreihet — z. T. mit allerhand Hilfshypothesen zu deuten versucht. So sah er (1889, S. 555) den Hallstätterkalk der Neun Kögerln in den Korallenkalk der Tonion übergehen; ebenso war ihm bekannt, daß dieser und der Hallstätterkalk des Fallensteins sich in der Lagerung vollständig entsprechen, wobei es auch an lithologischen Angleichungen nicht fehlt (1889, S. 562). Er schloß darans, daß der Riffkalk der Tonion, dessen oberste Lagen Rhätfossilien führen, von der „norischen“ (d. h. nach heutiger Bezeichnung ladinischen!) Stufe bis ins Rhät hinaufreiche (1889, S. 757); da ihm die frühere — richtige! — Auffassung (Mojsisovics und Geyer 1887) nicht mehr haltbar schien, nach der eine lokale korallige Fazies des Hallstätter Kalks vorläge. Ferner kannte Geyer (1889, S. 620 f.) die vielfachen Übergänge des Hallstätterkalks in den megalodontenführenden Kalk der Donnerswand; ja er kannte noch von anderen Fundstellen (Teufelsbadstube, S. 604<sup>38)</sup>) Wechsellagerung Halobien führenden Hallstätter Kalks mit Megalodontenbänken, von der Knopperrwiese<sup>39)</sup> erwähnt er, daß Megalodonten zu Tausenden vorkämen (S. 623). Er erklärte sie jedoch<sup>40)</sup> für eine andere Form: kleiner und flacher als die des

<sup>37)</sup> Zur Vermeidung von Mißverständnissen sei ausdrücklich betont, daß sich das Gesagte ausschließlich auf die Mürztaier Kalkalpen bezieht. Es ist mir selbstverständlich wohl bekannt, daß anderwärts, z. B. im Salzkammergut, die beiden Fazies vielfach deutlich geschieden auftreten (vgl. dazu aber Leuchs, 1928).

<sup>38)</sup> Zeitmangel und schlechtes Wetter hinderten mich, dieser Beobachtung Geyers entsprechend nachzugehen.

<sup>39)</sup> Diese Lokalität ist auf den Karten nicht verzeichnet und ich habe sie nicht wiedergefunden. Sie dürfte irgendwo in der Gegend W des Windberges zu suchen sein.

<sup>40)</sup> Hauer und Fötterle hatten dagegen schon (1852) das Vorkommen der „Dachsteinbivalve“ von der Schneecalpe angegeben. Böse (1898, S. 582) erwähnt Megalodonten „von *M. scutatus* nicht zu unterscheiden“ (bis 20 cm Durchmesser!), vom Abhang des Schönhalterecks gegen die Knopperrwiese.

Dachsteinkalkes; womit die Einordnung in ein tieferes Niveau möglich schien.

Heute fallen diese Schwierigkeiten weg. Oben (S. 40) wurde bereits ausgeführt, daß wir unsere Hallstätter- und Dachsteinkalke für im wesentlichen norisch, in den tieferen Teilen vielleicht für karisch zu halten haben; daß sie nach oben zu bis ins Rhät hinaufgehen, ist damit ohneweiters vereinbar. Nachgewiesen ist solches allerdings nur von der Tonion und der Umgebung des Student (vgl. unten); sehr wahrscheinlich scheint es mir nicht, daß es allgemein der Fall wäre. Die Mächtigkeit unserer Kalkplatte beträgt ja maximal im Schnealpengebiet nur etwa 200 m — das wäre schon für das Nor allein nicht gerade viel. Und wir dürfen auch annehmen, daß der Ablagerung des Lias eine Abtragung vorherging (Breccien!, vgl. S. 71 f.) — eine Abtragung, die durchaus nicht auf die Gegenden beschränkt gewesen sein muß, wo wir den Lias noch heute finden. Es ist also sehr gut möglich, daß das Rhät tatsächlich überall dort fehlt, wo es nicht durch seine charakteristische Fossilführung oder durch die Gesteinsbeschaffenheit zu erkennen ist.

Oben (S. 38 f.) wurde auch auf die wichtigsten Fossilfunde aus dem Hallstätter-, bzw. Dachsteinkalk kurz hingewiesen. Es bleibt nur noch über die Gesteinsbeschaffenheit einiges nachtragen.

Der Hallstätter Kalk ist, wie schon erwähnt, äußerst wechselvoll ausgebildet. Die vorwiegenden Farben sind grauweiß bis lichtgrau, an zweiter Stelle rosa bis lichtrot; er kann aber auch gelblich, bräunlich und selbst dunkelgrau werden. Angewitterte Flächen sind stets noch heller: grauweiß, gelegentlich ganz blaß rosa. Er ist dicht, seltener feinkristallin; wo Fossilien auftreten, erfüllen sie zumeist einzelne Bänke ganz dicht, Schale auf Schale gepackt. Schichtung ist im allgemeinen gut, die Dicke der einzelnen Schichten einige Dezimeter bis über  $\frac{1}{2}$  m. Die Schichtflächen sind meist uneben, z. T. ausgesprochen wulstig-knollig; mergelige usw. Belege wurden darauf nicht beobachtet. Doch kommt es auch vor, daß der Hallstätterkalk fast oder ganz schichtungslos wird. — Knollen von gelbrotem (Fallensteingruppe) oder schwärzlichem (Naßköhr u. a.) splitterigem Hornstein, haselnuß- bis über faustgroß, finden sich gelegentlich.

Demgegenüber ist der Dachsteinkalk vorwiegend grau (mit mittlerer Farbtiefe) gefärbt und dicker geschichtet, ja z. T. — im größten Teil der Tonion und Sauwand — vollkommen ungeschichtet. Seine Riff-Natur kann er meistens nicht verleugnen: besonders die Korallen treten oft geradezu gesteinsbildend auf. Rote terrigene Einschwemmungen kommen an der Tonion vor, wenn auch sehr selten (Geyer 1889, S. 560), genau wie in den großen Dachsteinkalkgebieten von Salzburg und Salzkammergut; z. T. auch in der charakteristischen von ebendort bekannten Form der „schwimmenden Scherben“. Eben solche gibt Böse (1898, S. 583) auch von der Schnealpe an; hier sind sie mir nicht aufgefallen.

h) Hauptdolomit. Auch vermutlich norischer Dolomit kommt vor, wenn auch untergeordnet. Insbesondere liegt solcher in der „Zwischenschuppe“ beiderseits der Mürzschlucht S Frein den Mürztaler Mergeln auf, ebenso in deren Fortsetzung im „Hundsgschwand“



auf der N-Seite der Prolesgipfel. Er ist vom Wettersteindolomit kaum verschieden: lichtgrau, feinkristallin, in hohem Grade grusig zerfallend und daher fast nie felshildend.

Gleichartiger Dolomit geht auch aus dem basalen Hallstätter Kalk gelegentlich zu oberst hervor, jedoch nur in geringer Mächtigkeit; so auf der O-Seite der Mürzschlucht über der Schusterwand, ebenso unterm Grollboden (Proles).

Hauptdolomit bildet auch den W-Gipfel der Neun Kögerln. Er liegt hier unmittelbar auf Mürztaler Mergel und vertritt vermutlich faziell den am NW-Grat abwärts in gleicher Stellung befindlichen, durch Bittners (1888 b) Fossilfund bekannten Hallstätter Kalk; die von Geyer (1889, S. 554) erwähnten „Partien eines lichten bräunlichen Marmors“ dürften den Übergang andeuten. Das Hangende, auf dem Abfall zum Lieglergraben — die Schichten sind steiler als das Gehänge gegen NO geneigt! — bildet lichter massiger Kalk, den man nach Belieben als Hallstätter oder Dachsteinkalk bezeichnen mag.

Endlich ragt auch der Hauptdolomit der Wildalpe noch in das Kartengebiet herein. Er liegt über Hallstätter und unter Dachsteinkalk (Geyer 1889, S. 539 f.; Spengler 1931 c, S. 50). Mit den genannten Autoren halte ich diese Folge für normal; sie durch eine Schuhlfläche zu zerschneiden liegt gar kein Grund vor.

Wegen des bräunlichen Stinkkalkes (bzw. -Dolomits) der Roten Mauer usw., der möglicherweise auch zum Hauptdolomit gehören könnte, vgl. S. 43 f.

### 8. Das Rhät.

Auch das Rhät ist in verschiedener Ausbildung entwickelt. Einmal kann es noch im Dachsteinkalk mit enthalten sein. Wir verdanken Geyer (1889, S. 535) den Nachweis, daß solches am Hiesbauerkogel (P. 1045, W des Hohen Student) der Fall ist, in dessen weißem Kalk er *Spirigera eurycolpos* Bittn. (u. a.) fand. Ebenso sind die obersten Lagen der Tonion rhätisch (Stur, 1871, S. 422; Geyer, 1889, S. 560 f.); die Fossilführung ist hier an rote, z. T. spätige — an Hierlatzkalk erinnernde, wie schon Geyer a. a. O. feststellt — Einlagerungen gebunden. Es gelang die Fundstelle Geyers (und Sturs) N der Jägerhütte bei P. 1498 in der Senke zwischen Tonion-Gipfelplatte und Hochschwabzug wiederzufinden (Fossilzeichen der Kartel); bestimmbar war freilich (G. Rosenberg) einzig *Oxytoma inaequivale* Sow. (var? <sup>41</sup>).

Audere lichtrote, dichte, plattige Kalke gehen gegen oben unter Wechsellagerung aus dem Dachsteinkalk hervor. Sie vertreten die Fazies der Starhemberger Schichten. Stur a. a. O. fand dieselben fossilführend an dem heute gänzlich verfallenen Fußsteig unterhalb der Tonion-Alphütten gegen den Fallensteingraben. Ich

<sup>41</sup>) Diese Art würde die Möglichkeit, daß es sich tatsächlich um Lias handelt, offen lassen. Leider sind die Funde von Stur und Geyer zur Zeit nicht auffindbar, so daß eine Überprüfung dieser Frage gegenwärtig nicht möglich ist.

habe diese Lokalität nicht wieder gefunden. Dagegen gelang mir die Entdeckung einer neuen Fundstelle S. Schöneben, dort wo die Felsen der Tonion an den Weg am Fallersbach herabkommen. Sie bilden hier eine z. T. etwas überhängende Wand, unter der zahlreiche fossilführende Blöcke des roten Kalkes liegen. Sie lieferten folgende, zum größeren Teil gelegentlich der Exkursion der Wiener Geolog. Gesellschaft im Juni 1936 gesammelte Fauna (Bestimmungen von G. Rosenberg):

*Thamnastraea rectilamellosa* (sehr häufig; bildet Rasen, welche ganze Schichtflächen bedecken).

*Rhynchonella fissicostata* Suess.

*Rhynchonella subrimosa* Schafh.

*Zeilleria (Waldheimia) norica* Suess.

*Spiriferina Suessi* Zugm.

*Spirigera oxycolpos* Emmr.

*Cyrtina (Spiriferina) uncinata* Schafh.

*Pterophloios (Thecidea) emmrichi* Gumb. (konvexe Klappe).

*Terebratula pyriformis* Suess.

? *Plicatula* *efr. archiaci* Stopp.

? *Plicatula* *nov. sp. . . ?* (aus dem Formenkreis der ? *Plic. archiaci* Stopp.).

*Pecten* *sp.*

? *Pentacrinus* *sp.*

Unbestimmbare Gastropoden.

Herr G. Rosenberg schreibt mir dazu: „Diese Lage entspricht lithologisch-faunistisch vollkommen den als Starhembergerschichten der Ötscherdecke im Piestingtal (N.-Ö.) beschriebenen Vorkommen, vor allem der „klassischen“ Stellen: Brand bei Peisching und Kaiser bei Waldegg und sind somit, der Normalausbildung des Rhäts gegenübergestellt, p. p. gleichzusetzen den Schichten mit *Rhynch. fissicostata* = Kössener Fazies (Bank mit *Spir. oxycolpos*) bei Suess-Mojsisovics = *Terebr. pyriformis* — *Pecten*-Kalke mit *Spir. oxycolpos* und *Rhynch. subrimosa* des obersten Rhät bei Sickenberg.“ Es handelt sich also um ein verhältnismäßig hohes Niveau des Rhäts!

Gegen W ziehen die Starhemberger Schichten zu dem Sattel im Rücken des Natterriegels empor; auch hier fand sich *Th. rectilamellosa* (Bestimmungen von Dr. O. Kühn), sonst jedoch keine Fossilien. — Auch auf der O-Seite des Fallersbachs findet sich eine Fortsetzung; hier sind die roten Kalke jedoch gänzlich fossilfrei.

Eine letzte Fazies des Rhäts ist auf der Karte — Geyer (1889, S. 536) folgend — als Kössener Schichten hezeichnet, wenngleich sie nicht ganz dem entspricht, was man sich gewöhnlich darunter vorstellt. Es ist ein grauer, unreiner spätiger Kalk, stark rostig anwitternd; reich an Fossilresten, z. T. in eine regelrechte Lumachelle übergehend. Bestimmbares zu finden gelang mir jedoch nicht; wegen älterer Funde vgl. Geyer a. a. O. Dies Gestein liegt am Almkogel (der Kuppe N Pflanz, auf der N-Seite des Falbersbachs) dem Dachsteinkalk auf, an dem in halber Höhe von Schöneben herüberführenden Wege.

Wegen eines weiteren, von Geyer festgestellten Vorkommens von Kössener Schichten, auf der S-Seite der Sauwand, das ich trotz wiederholten Suchens nicht wiederfinden konnte, vgl. S. 134.

## 9. Zur paläogeographischen Entwicklung während der Trias.

Die Mürztaler Kalkalpen wurden von Böse (1898, S. 744) seinem Berchtesgadener Faziesbezirk zugeteilt. Dem lag wohl wesentlich die irrtümliche Deutung der südlichen Plateauberge als Dachsteinkalk zugrunde. Wenn wir die Obertrias ins Auge fassen, so müssen wir den größten Teil des Gebietes wohl eher eng an den Aflenzner Faziesbezirk anschließen; dies gilt sowohl von dem Anteil, der primär nördlich der Rifschwelle lag, als auch von der über jene herübergewanderten Zwischenschuppe (vgl. S. 98 u. a.), welche beide Mürztaler Mergel führen (in der Lachalpendecke reicht leider die Schichtfolge nicht so weit aufwärts). Im übrigen ist der fazielle Wechsel, wie aus dem bisher Gesagten hervorgeht, in allen Stufen vom Anis aufwärts so groß, auch vollzieht er sich so vielfach und häufig ohne erkennbare Gesetzmäßigkeit, daß es schwer fällt, für bestimmte Faziesgebiete typische Profile aufzustellen.

Ein beiläufiges Schema der auftretenden faziellen Änderungen gibt die beistehende Abbildung 4.

Eine Deutung der faziellen Verhältnisse ist z. T. deshalb schwierig, weil wir über die Bildungsumstände der Gesteine noch zu wenig sagen können, was über Allgemeinheiten hinausginge. Es kann deshalb ein solcher Versuch auch nur unter Beschränkung auf die allgemeinsten Züge unternommen werden. Es sei die Hoffnung daran geknüpft, daß es mit der Zeit gelingen werde, auf sedimentpetrographischem Wege den verschiedenen Fragen näher zu kommen.

Wenig zu sagen ist über die Zeit des Skyths: sie stand ganz unter dem Einfluß terrigener Sedimentzufuhr — vermutlich aus N — in ein flaches Meer, die erst zu Ende dieses Zeitabschnitts — Bildung der gelben Werfener Kalke! — mehr unterbunden wurde. Gelegentliche Abschnürung und Eindampfung führte zur Bildung von Gips und Haselgebirge (und Rauhwacke!), die immerhin recht ansehnlichen Salzabscheidungen von Hallstatt, Dürrenberg<sup>42)</sup> usw. deuten wohl darauf hin, daß diese Vorgänge einen größeren Teil, wenn nicht das ganze nordalpine Gebiet betroffen haben; eine mehrmalige Ausbildung Ochsenius'scher Barren wäre doch wohl etwas unwahrscheinlich! Im Gebiet der Mürztaler Kalkalpen aber ist der Vorgang nach Abscheidung von Gips unterbrochen worden — sei es, daß es an sich schon höher lag als die Gegenden wohin sich die Salzlauge zurückzogen, sei es, daß es durch terrigene Materialzufuhr verlandete.

Mit dem Anis beginnt die rein marine Sedimentation. Wir müssen annehmen, daß alle seine Gesteine Absätze eines verhältnismäßig flachen Meeres sind. Die dunkle Farbe des Gutensteiner Kalks, der Bitumengehalt des Stinkdolomits weist auf mangelhafte

<sup>42)</sup> Dabei ist zu bedenken, daß gerade die genannten salzreichsten Lokalitäten Deckschollen sind und daß zweifellos weit größere triadische Salzmassen seither der Erosion wieder zum Opfer fielen. Es ist vielleicht kein Zufall, daß auch in unserem engeren Gebiete die Haselgebirgsvorkommen vornehmlich an die Deckschollen der Lachalpendecke geknüpft sind; das scheint darauf zu deuten, daß das Hauptgebiet der Salzabscheidung im S des heutigen Kalkalpenrandes gelegen war.

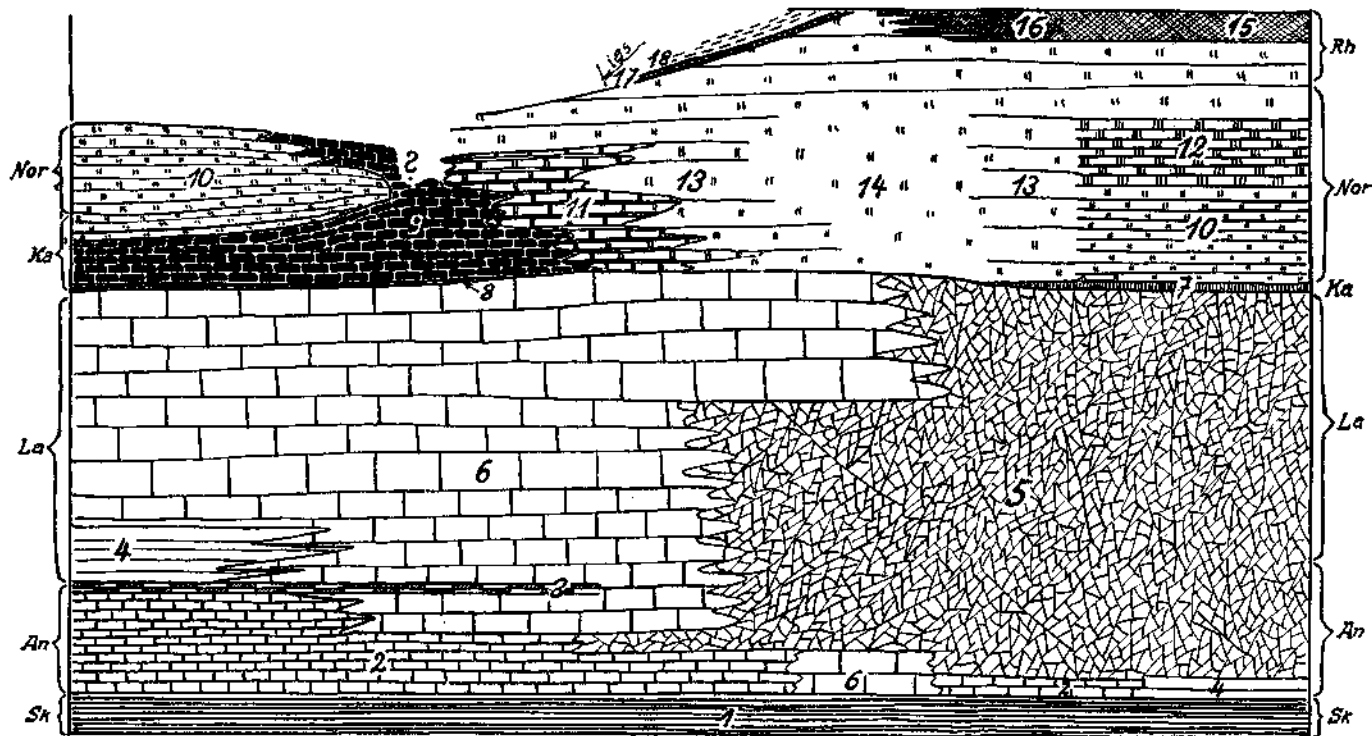


Abb. 4. Fazieschema der Trias in den Mürztaler Kalkalpen.

- |                               |        |                            |                                |
|-------------------------------|--------|----------------------------|--------------------------------|
| 18 Fleckenmergel              | } Lias | 12 Hauptdolomit            | 6 Wettersteinkalk              |
| 17 Roter Kalk                 |        | 11 Aflenzter Kalk          | 5 Wettersteindolomit           |
| 16 Starhemberger Sch.         | } Rhät | 10 Hallstätter Kalk        | 4 Pseudo-Hallstätter Kalk      |
| 15 Kössener Schichten         |        | 9 Mürztaler Mergel u. Kalk | 3 Reiflinger Kalk              |
| 14 Dachsteinkalk, massig      |        | 8 Reingrabener Schiefer    | 2 Gutensteiner Kalk u. Dolomit |
| 13 Dachsteinkalk, geschichtet |        | 7 Carditaschichten         | 1 Werfener Schichten           |

Durchlüftung. Man muß sich wohl vorstellen, daß eine Reihe von etwas tieferen, abgeschlossenen Becken bestanden, in denen diese Gesteine abgelagert wurden, während auf den trennenden Schwellen die Korallen-, bzw. Algenfazies des Wettersteinkalks, bzw. Dolomits sich bildete. In dem Maße als die Becken sich füllten, griff sie über die dort abgesetzten dunklen Kalke über, deren sehr veränderliche Mächtigkeit damit zu einer Funktion des Zeitpunktes wird, zu dem jener Fall eintrat. Ganz ungeklärt bleibt dabei die Bedeutung der Pseudo-Hallstätter Fazies; nach Analogie der norischen Hallstätter Kalke möchte man auch da an etwas tiefere Rinnen denken — aber warum fehlt ihnen der sonst verbreitete Bitumen-, bzw.  $\text{FeS}_2$ -Gehalt?

Die im oberen Anis weitverbreitete Reiflinger, d. h. Knollenkalkfazies möchte man nach einer — übrigens noch nicht näher ausgeführten — Arbeitshypothese Hummels (1932, S. 441) mit Einstreuung vulkanischer Aschen in Verbindung bringen, wie sie sich in der „Grünen Schicht“ da und dort in etwas größerer Mächtigkeit erhalten haben. Daß ich diese auf südalpine Eruptionen zurückführe, wurde bereits (Cornelius 1937a, S. 149) gesagt. Bezüglich der Knollenkalksteine besteht da allerdings noch eine bisher nicht überwundene Schwierigkeit: in den Südalpen gehören sie<sup>43)</sup> dem tiefen Ladin („Fassan“) an, während sie in unserem Gebiet an den meisten Fällen wie gesagt oberes Anis zu sein scheinen; also älter als der Beginn der südalpinen Eruptionstätigkeit.

Im Ladin wird nun die Algen- und Korallenfazies fast allgemein herrschend (unter der Voraussetzung, daß der Wettersteindolomit, worauf vereinzelte Fossilspuren hindeuten, im wesentlichen gleicher Herkunft ist wie der Wettersteinkalk. Wegen der Probleme der Dolomithildung — durchaus nicht ausschließlich sekundäre Dolomitisierung! — vgl. Sander 1936). Der Vergleich mit einem ausgedehnten Barrièreriff, wie ihn Spengler (1918, S. 35) gebraucht, dürfte das ladinische Triasmeer der Nordalpen recht gut kennzeichnen. Was die Pseudo-Hallstätter Kalke bedeuten, bleibt dabei ebenso unsicher wie im Anis.

Das Karinth bringt, wie in anderen Alpengebieten, einen großen Einschnitt in der Sedimentation: Senkung des Meeresspiegels, z. T. bis zur Trockenlegung (S. 57f.) und terrigene Sedimentzufuhr. Diese kann nur von N erfolgt sein, wie das Zurückbleiben des sandigen Materials in dieser Richtung anzeigt; nur der feinste Schlamm erreichte unser Gebiet. Zu Beginn lagerte er sich vielfach rein ab (Reingrabener Schiefer); später mischte er sich mit kalkigen Absätzen (Mürztaler Mergel). Dabei bildeten sich aber wieder Unterschiede aus zwischen hoch- und tiefgelegenen Gebieten: nur die letzteren wurden von der Schlammzufuhr erreicht, während es auf den Hochgebieten z. T. zu Trockenlegung (S. 57), z. T. zum Absatz geringmächtiger sogen. Carditaschichten (Echinodermensediment!) und z. T. anscheinend zu frühzeitigem Wiedereinsetzen des Riffwachstums kam. Zeitweise unterbrochen war dieses jedoch wohl

<sup>43)</sup> Es gibt allerdings gelegentlich auch dort schon anisische Knollenkalksteine, z. B. Pias (1937, S. 27f.) Pragser Schichten.

allgemein, wenn man aus der scharfen Grenze zwischen Wettersteindolomit und „Dachsteinkalk“ einen Schluß ziehen darf.

Spengler (1919, S. 248) — und vor ihm schon Bittner (1887) — meint, daß die Zufuhr des terrigenen Materials im Aflenzer Gebiet von S erfolgt sei. Dem kann ich mich nicht anschließen; es liegt wohl kein Grund vor, die dortigen Schlammabsätze von anderswo herbeziehen als im ausgedehnten Lunzer Sedimentationsbereich. Insbesondere fehlt jede Andeutung von Gröberwerden des Materials im S — wie sie im N, im Lunzer Sandstein, doch tatsächlich gegeben ist. So feine Flußtrübe, wie sie dem Reingrabener Schiefer zugrunde liegen dürfte, kann ja über beliebig weite Strecken transportiert werden; selbst Anwachsen der Mächtigkeit beweist nicht, daß man dem Ursprungsgebiet näher kommt, sondern nur, daß das betreffende Ablagerungsgebiet — infolge ursprünglich größerer Tiefenlage oder andauernder Senkung — geeigneter war, um den Schlammabsatz zu sammeln und zu konservieren als Gebiete mit geringerer Mächtigkeit. Der spezielle Grund, den Spengler anführt: daß das nordalpine Barrièreriff die Zufuhr von N abgesperrt hätte, verliert seine Stichhaltigkeit, sobald wir — auch nur gebietsweise! — eine Unterbrechung des Riffwachstums in karnischer Zeit annehmen müssen; und dies trifft gerade für den größten Teil unseres Gebiets zu. — Spengler weist weiter darauf hin, daß der Dreizahl der Schieferbänder bei Aflenzer auch drei terrigen beeinflusste Lagen bei Raibl gegenüberstehen, und schließt daraus auf einheitlichen Ursprung des Sediments an beiden Orten. Auch dieser Schluß scheint mir nicht sehr überzeugend; denn jene Dreizahl besteht hier wie dort nur lokal und erstreckt sich nicht auf ausgedehntere Gebiete! Wenn aber wirklich ein Zusammenhang besteht, was ich ohne eigene Kenntnis von Raibl gewiß auch nicht ausschließen will, so könnte man das dort ja auch sehr feine terrigene Material vielleicht eher noch ebenfalls von N, quer über die Alpen hinweg, beziehen<sup>44)</sup> als von einer „zentralalpinen Insel“. Denn für den Bestand einer solchen<sup>45)</sup> — in der vortriasische Gesteine zutage gekommen wären! — fehlt es überhaupt an jedem halbwegs greifbaren Anzeichen (vgl. z. B. Pia 1937, S. 1).

Man könnte dem Gesagten entgegenhalten, daß am Possruck die Unter- und Mitteltrias fehlt, daß mithin wenigstens hier am Ostende der Alpen der Bestand einer Insel zu dieser Zeit anzunehmen sei. Allein dieser Schluß gerät ins Wanken, wenn wir bei v. Benesch (1914, S. 185) lesen, daß der Kontakt zwischen der allein vorhandenen Obertrias und dem permischen und älteren Untergrund *anomal* ist; es kann also sehr wohl in diesem räumlich sehr beschränkten Triasvorkommen die ältere Trias tektonisch unterdrückt sein. — Übrigens erinnern die von dem Genannten (S. 179f.) beschriebenen karnischen Schichten ganz auffallend an diejenigen unseres Gebietes: die schwarzen Schiefer an der Basis hat schon Stür als Reingrabener Schiefer bezeichnet, die unter Wechsellagerung darüber folgenden dunklen Kalke und gelbbraunen Mergelkalke ist man versucht als Müz-taler Mergel zu bezeichnen (auch oolithische Kalke finden sich in diesen an der Rax; Cornelius 1937a, S. 153); auch die Fossilführung: *Isocrinus tyrolensis* Laube?, unbestimmbare Korallen, Spongien, Rhynchonellen usw. würde sehr gut in unser Gebiet passen. Ein einheitlicher Sedimentationsbereich von Nord- bis Südsteiermark hat also vermutlich bestanden; allein es gibt keinen Anhaltspunkt dafür, daß Sedimentzufuhr von S her ins Nordalpengebiet erfolgt wäre — z. B. von einer Kornvergrößerung ist am Possruck nach den vorliegenden Angaben nichts zu erkennen. Es besteht da also kein Grund, die These von dem einheitlich nördlichen Ursprung des Reingrabener Schiefermaterials aufzugeben.

Im Nor setzte sich das Riffwachstum fort, jedoch auf stark eingeschränktem Raume: Dachsteinkalk von Tonion-Sauwand und

<sup>44)</sup> Näher liegt ja für jedes südalpine Gebiet überhaupt wohl die Annahme einer Herkunft aus den benachbarten ladinischen Eruptionsgebieten.

<sup>45)</sup> Abgesehen natürlich von penninischen und allenfalls auch unterostalpinen Gebieten; aber die kommen hier ja nicht in Frage!

Donnerswand etc. Den Hallstätter Kalk, der sich im überwiegenden Teil des Gebiets — nicht nur über karnischen Senken, sondern auch auf Hochgebiete (südliche Schneecalpe!) z. T. übergreifend! — abgelagerte, betrachtet man i. a. als Absatz tieferer „Kanäle“. Sehr groß dürfte indessen der Unterschied nicht gewesen sein; sonst wäre ganz unverständlich die allenthalben in unserem Gebiet so enge gegenseitige Verknüpfung beider Gesteine — zwischen denen ja kaum eine Grenze zu ziehen möglich ist! Eine „Tiefseebildung“ ist der Hallstätter Kalk jedenfalls auch nicht, sondern ein ganz normales Schelfsediment, wenn auch unterhalb des Bereiches des Wellengangs (dünnchalige Bivalven usw.) abgesetzt; vgl. dazu Leuchs (1927). — Unklar ist einstweilen die Deutung des Aflenzer Kalks, sowie des Hauptdolomits, der mancherorts den Hallstätter Kalk ablöst. Unmittelbar N unseres Gebiets, an der Wildalpe, griff schließlich die Riffformung wieder darüber aus, die mancherorts die ganze Zeit und nachweislich bis ins Rhät (Tonion!) angedauert hatte.

An der Wende zum Lias scheint wieder in weiterem Umfang Trockenlegung eingetreten zu sein, so weit man aus den spärlichen erhaltenen Vorkommen (vgl. unten) etwas schließen kann.

### 10. Der Lias.

Lias war bisher aus dem Gebiete von Blatt Müzzuschlag nicht bekannt. Geyer (1889, S. 534) erwähnt zwar ein Vorkommen von der W-Seite des Hohen Student; doch handelt es sich da um einen Kalk, der viel mehr denen des Oberjura gleicht, auch das von Geyer gefundene Belemnitenfragment ist unbestimmbar und beweist nichts gegen diese Umdeutung. Vgl. S. 73.

Wohl aber hat die Neuaufnahme das Vorhandensein von Lias an einer ganzen Reihe von Punkten nachgewiesen, und zwar in zwei verschiedenen Ausbildungen:

a) Roter Liaskalk („Adnether Fazies“). Er bildet das unmittelbare Hangende des Hallstätter Kalks in der Proles-Fallensteingegend, wenn auch nicht — mindestens heute nicht mehr! — als geschlossen durchziehende Schicht. Beobachtet wurde er an folgenden Örtlichkeiten:

α) Freinriegel-W-Abfall. An dem markierten Weg, der S P. 1262 ins W-Gehänge hinabführt, liegen über dem gegen N hinabtauchenden lichten Hallstätter Kalk einzelne Blöcke von rotem Kalk mit Belemniten und Krinoiden (reichlich!), sowie von gelber Kalkbreccie mit gleichartigen Fossilresten. Die Mächtigkeit ist sicher ganz unbedeutend (< 1 m). Darüber liegen Mürztaler Mergel und Werfener.

β) Törlstein. Auf der W-Seite des Taschelbaches wird die Hallstätter Kalk-Mauer des Törlsteins von einem N vorgelagerten Dolomithügel getrennt durch einen breiten felslosen Hang, der nach den vorhandenen Spuren von dunklen (Mürztaler) Mergeln gebildet wird. Wo sie den Hallstätter Kalk berühren, liegen wieder auf ganz beschränktem Raum Blöcke von rotem Kalk mit Belemniten und

Krinoiden. Einer der Blöcke enthält eine Lage von feiner Breccie aus weißem Kalk in rotem Bindemittel. Mächtigkeit auch hier kaum 1 m.

γ) O-Seite von Fallenstein-Litzlkogel. Dieses schönste Vorkommen des roten Liaskalkes ist am besten angeschlossen in der Rinne, die zwischen den beiden genannten Bergen zum Schwaboden hinabzieht. Besonders die abgeschliffenen und etwas verkarnten Felsoberflächen, welche auf ihrer Sohle zutage treten, lassen die Beschaffenheit des Liaskalkes gut studieren: er ist größtenteils dünn aber nicht sehr deutlich geschichtet, vielfach wulstig-knollig; auf frischem Bruch lebhaft karminrot; angewitterte Flächen lichter rot. An Fossilien sind Krinoiden sehr häufig (z. T. fingerlange und -dicke Stielfragmente aus zahlreichen kreisrunden dünnen Gliedern); Belemniten nicht selten; auch ein schlechter Ammonitenschnitt wurde beobachtet. — An der nördlichen Begrenzungswand der Rinne sieht man den roten Kalk in nahe senkrechter Stellung anstehen; von organischen Resten wurden hier jedoch nur Spatsplitter beobachtet. Mit dem stratigraphisch liegenden Hallstätter Kalk ist er durch eine mächtige Zone brecciöser Anfbereitung (rote Adern in lichtgrauem Kalk) verbunden; weiter aufwärts am bewaldeten Steilgehänge fand ich jedoch auch eine Stelle, wo der rote stark verflaserte Liaskalk über die Schichtköpfe des lichtgrauen Hallstätter Kalks übergreift. Doch macht diese Diskordanz mehr den Eindruck tektonischer Entstehung — Die Mächtigkeit des roten Kalkes ist hier nicht unbedeutend, aber schwer genauer zu ermitteln. Gegen NO und S läßt er sich am Rande des Steilgehänges entlang verfolgen; auch dem N-Abfall des Dürrkogels ist noch ein kleiner Zwickel von rotem Kalk — aber fossilfrei — eingekeilt. — Das Hangende besteht — Litzlkogel-SO-Abfall — aus dem unten zu besprechenden grauen Mergelkalk; sonst aus überschobenen Werfeuer Schichten.

δ) N-Seite von Fallenstein-Litzlkogel. Hier fand sich der gleiche rote Kalk an dem Almweg von Schöneben zum Sattel zwischen Turm- und Litzlkogel an verschiedenen Stellen in Blöcken, z. T. wieder mit Belemniten und Echinodermensplittern; oberhalb des Weges ließ sich nachweisen, daß er einige Meter mächtig im Hangenden des Hallstätter Kalkes liegt und von Mürztaler Mergel überlagert wird, allein weitere Feststellungen waren nicht möglich.

β) Fleckenmergel. Nicht ganz dem, was man sich unter diesem Namen vorstellt, entspricht zunächst ein Gestein, das nur auf der SO-Seite des Litzlkogels als Hangendes des roten Liaskalkes beobachtet wurde, leider nur in Gestalt von Lesesteinen: ein fast dichter mergeliger (starker Tongeruch!) Kalk, grau mit Stich ins Rötliche; Knollen von splitterigem etwas bräunlichem Hornstein fehlen darin nicht. Daß es sich noch um Lias handelt, wird wahrscheinlich durch ein Belemnitenbruchstück, das anlässlich der Exkursion der Wiener Geolog. Gesellschaft 1936 gefunden wurde; Zugehörigkeit zu Mürztaler Mergeln — die auch anders aussehen — kommt jedenfalls nicht in Frage. Ein eigentlicher „Fleckenmergel“ ist es ja nicht; wohl aber ein Gestein, das in nordalpinen Liasgebieten



im Verbande mit solchen auftreten könnte. Die Mächtigkeit ist kaum zu schätzen, jedenfalls aber nicht sehr bedeutend; das Hangende bilden Werfener Schichten.

Ganz typische Fleckenmergel sind dagegen rings um den Hohen Student verbreitet. Es sind die bekannten grauen, etwas gelblich anwitternden dunkelgefleckten Mergel, gut und meist dünn geschichtet, z. T. mit mehr kalkigen Lagen wechselnd; bei der Verwitterung liefern sie einen stark tonigen grünlichgrauen Boden, an steileren Gehängen aber auch reichliche Lesesteine. Fossilien wurden hier leider nirgends gefunden; für die Auffassung als Lias (bzw. z. T. vielleicht Dogger) maßgebend ist die häufige unmittelbare Überlagerung durch die oberjurassischen Hornsteine, bzw. Hornsteinkalke. So auf der ganzen SW-Seite des Student S der Roten Mauer; ebenso aber auch auf der SO-Seite über Brunntal, sowie auf der N-Seite W des zum Ochsenkogel ziehenden Rückens. Auch auf der Terrasse auf dem S-Abfall des Student selbst, in der östlichen Fortsetzung des Buchalpenbodens, findet sich die gleiche Verknüpfung.

Von den ähnlichen Fleckenmergeln, die in der Mürztaler Mergelserie hin und wieder auftreten, unterscheiden sich die unseren durch etwas lichtere Färbung recht konstant. Neokomfleckenmergel treten in dem untersuchten Gebiet nicht auf; was ich sonst von ihnen kenne ist allerdings z. T. auch sehr ähnlich, z. T. aber auch mehr gelblich, lichter und stärker schieferig.

Die Auffassung unserer Gesteine als Lias ( $\pm$  Dogger?) hat jedenfalls am meisten für sich.

## 11. Oberjura (und Neokom?).

a) Hornsteine, bzw. Hornsteinkalk. Auch Oberjura war bisher vom Blatt Mürzzuschlag so gut wie unbekannt. Das Gestein der Roten Mauer, das Geyer (1889, S. 534) wegen der vermeintlichen Unterlagerung durch „Lias“ (vgl. oben) dafür hielt, ist sicher keiner (vgl. S. 43 f.). Immerhin erwähnt er aus der gleichen Gegend „rote hornsteinführende Platten“ als Einlagerung, die wohl zum Oberjura gehören werden, wenn mir auch nicht ganz klar ist, auf welche Stelle sich die Bemerkung bezieht.

Tatsächlich liegt solcher über dem Gestein der „Roten Mauer“ — wo ihn Geyer a. a. O. für Lias hielt — und von da längs der ganzen SW-Flanke des Student über Liasfleckenmergel; ebenso in der SO-Flanke (über Brunntal) und auch unter dem N-Abfall (Rücken, der zum Ochsenkogel führt und W davon); auch im Graben W von dort tritt bei P. 1109, innerhalb des Moränenkranzes Hornsteinkalk auf. Auch auf dem Buchalpenboden und der ihn östlich fortsetzenden Terrasse findet er sich, dem Kalk des Student (tektonisch; vgl. S. 124, 131) aufgelagert — wiederum z. T. mit Fleckenmergel vergesellt. O vom Student trifft man nur noch Spuren von Hornstein, am Freinsattel (S. 119) und auf dem S-Abfall der Wildalpe (S. 117).

Es sind lichtgraue, weiße und rote, gelegentlich auch gelbliche, gut und dünn geschichtete Kalke, dicht mit glattem bis muscheligen Bruch, häufig von Lösungssutturen durchsetzt — ganz wie sie als „Aplychenkalk“ im alpinen Jura so weit verbreitet sind. Hornsteine von karmin- bis gelbroter, dunkelgrüner oder schwarzer Farbe sind darin fast allgemein verbreitet, als reihenweise liegende Knollen, die weiter zu zusammenhängenden Lagen verschmelzen; teils dem Kalk der Menge nach völlig untergeordnet, teils ihn bis zur Alleinherrschaft verdrängend. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, daß der Hornstein schwerer als der Kalk verwittert und sich daher im Verwitterungsboden anreichert; dessen Endstadium besteht aus einem intensiv roten Ton mit einzelnen Hornsteinsplintern, so auf der Hochfläche S vom Buchalpenboden bis an den Ahsturz der Hahnreitmauer und z. T. auch auf der N-Seite des Student.

Eine besondere Ausbildung des Oberjurakalkes ist jene mit klastischen Einstreuungen, von Werfener Schieferen und Kalken verschiedener Art, wie sie schon von Geyer östlich der Roten Mauer gefunden wurde. Sie wurde bereits andernorts kurz beschrieben (Cornelius 1937b); hinzuzufügen ist, daß unter den Einschlüssen stellenweise auch gelbe unreine Kalke (= Obere Werfener?) häufig sind; auch ganz lichte Kalke kommen vor. Ferner zeigen sie z. T. auch mehr oder minder gute Rundung, reichern sich auch gelegentlich zu ganzen Konglomeratnestern an; was die a. a. O. gegebene Deutung als sedimentäre Einschwemmungen wohl zu stützen geeignet ist.

An makroskopischen Fossilien sind nur *Belemniten* bekannt; Geyer erwähnt sie aus seinem roten „Liasmarmor“ östlich vom Schafkogel. Ebendort fand ich auch solche in einem gelblichen Kalk. Es handelt sich um kleine dünne (um 4 mm) Rostrenbruchstücke, die zwar nicht näher bestimmbar sind, aber jedenfalls nicht gegen Oberjuraalter sprechen. — An Mikrofossilien erwähnte ich a. a. O. kalzitierte Radiolarien und unbestimmbare Schalenreste.

b) Gelb verwitternder Mergelkalk. Auf der N-Seite des Student tritt an dem zum Ochsenkogel ziehenden Rücken und W davon im Hangenden des Hornsteinkalkes ein gelbgrauer, sehr zäher Mergelkalk auf, der meist mit einer dicken gelben Verwitterungskruste bedeckt ist. Das gleiche Gestein fand sich auch, ohne erkennbaren Verband, mit rotem Hornstein vergesellt auf der O-Seite des vom Großkogel gegen N herabziehenden Rückens, unter Gosau auftauchend (deren Konglomerate größtenteils aus seinen Brocken bestehen); und auch auf der Höhe dieses Rückens aus selbst scheint es in den darübergeschobenen Triaskalk eingekleilt (vgl. S. 121).

Fossilien fehlen; den einzigen Anhaltspunkt für eine Altersbestimmung liefert somit die Unterlagerung durch den Hornsteinkalk. Sie spricht dafür, daß der Mergelkalk jünger ist; ob er aber noch zum Oberjura gehört oder schon ins Neokom bleibt eine offene Frage.

## 12. Gosauschichten.

Wie gewöhnlich in den Ostalpen, folgen die Gosauschichten der Oberkreide mit einer beträchtlichen Schichtflücke und oft sehr ausgesprochenen Diskordanz über dem älteren Untergrund.

Ihre Vorkommen auf dem Gebiet von Blatt Mürzzuschlag gehören zwei Zügen an. Der eine beginnt mit der altbekannten Mulde von Krampen; weiter gehören ihm die Reste im Dobreingraben — ein kleiner neuaufgefunderer auf der S-Seite (S. 153), die Mehrzahl auf der N-Seite (S. 107, 146) — an; vom Kl. Schwarzkogel setzt er sodann über den Tonionsattel und die N-Seite der Weißalpe ununterbrochen in den Lieglergraben fort, wo seine letzten Zeugen am O-Fuß der Neun Kögerln und (etwas zweifelhaft) am oberen Ende des Lechnergrabens an der Tonion erhalten sind. Der zweite Zug setzt von der breiten Gosaumulde von Mooshuben längs des Blattrandes nach O umbiegend über die N-Seite des Student zum Freinsattel fort; östlich von diesem zunächst beschränkt auf geringe und z. T. zweifelhafte Spuren, erlangt er O Frein am Seekogel noch einmal eine etwas stärkere Entwicklung.

Die Gesteine der Gosau lassen sich nach lithologischen Gesichtspunkten in zwei Hauptgruppen trennen: eine konglomeratisch-kalkige und eine mergelig-sandige. Zugleich ist diese Trennung auch eine solche nach dem Alter, wenigstens bis zu einem gewissen Grade; soweit nämlich darüber angesichts der öfters nicht klar ersichtlichen Lagerungsverhältnisse und des spärlichen Fossilgehaltes etwas gesagt werden kann.

a) Konglomerate und Breccien. Sie bilden gewöhnlich die Basis der unteren, kalkigen Abteilung in meist nicht sehr bedeutender Mächtigkeit, 10 m übersteigt sie selten; wenigstens im südlichen Gosauzug; im nördlichen wird sie z. T. (Student-N-Seite, Seekogel) wesentlich größer. Doch kommt auch wiederholte Einschaltung von Konglomeratlagen in die Kalke vor (z. B. über der Straße östlich Krampen). Anderseits fallen auch gelegentlich die Kalke ganz aus, z. B. in der Mulde von Mooshuben liegen vielfach die Mergel direkt auf dem Konglomerat.

Die Abgrenzung der Konglomerate gegen die Kalke ist meist nicht scharf; aus Maßstabgründen mußte sie auf der Karte überdies noch weitgehend schematisiert werden.

Vielfach enthalten diese Transgressionsbildungen ausschließlich oder überwiegend das Gestein des unmittelbaren Untergrundes. So bestehen sie z. B. in der Gegend des Tonionsattels auf größere Erstreckung ansschließlich aus Trümmern von Gutensteiner Kalk. In der Krampener Mulde gibt es Strecken, wo Werfener Material bis zur Alleinherrschaft vorwiegt; und auf der N-Seite des Hohen Student stellenweise reine Oberjura-Konglomerate. Anderwärts dagegen kommen auch ziemlich bunt gemischte Konglomerate vor, insbesondere dort, wo sie feiner werden.

Eigentliche exotische Gerölle fanden sich nur an einem Punkt, hart am N-Rand der Karte N vom Sattel beim Steinhanern; hier jedoch ziemlich häufig. Es sind blaßgrünliche felsitische Quarz-

porphyre mit spärlichen Einsprenglingen in dichter Grundmasse. — Auch bei Krampen — besonders an der Straße unterhalb — kommen Gerölle vor, die nicht in den Kalkalpen beheimatet sind: phyllitische Schiefer his Quarzphyllite.<sup>46)</sup> Ihre Herleitung aus der Grauwackenzone ist fraglich; deren benachbarte Teile — insbesondere die zunächst liegenden Silurschiefer — sind weniger metamorph. Zudem sollten, wenn diese aufgearbeitet wären, vor allem die sehr widerstandsfähigen und auch leicht kenntlichen Lydite vertreten sein; von ihnen aber fehlt jede Spur.

Das Bindemittel der Konglomerate ist teils dunkelrot, tonig-eisenschüssig; insbesondere dort, wo Werfener oder auch Gutensteiner Kalk (pyritreich!) aufgearbeitet werden. In solchen Fällen liefern sie den bekannten dunkelroten Verwitterungsboden. Teils aber findet sich auch lichter, rötlicher bis gelblicher, sogar fast weißer Kalk als Bindemittel; besonders in etwas höheren Lagen und in Zonen, wo das Konglomerat allmählich in Kalk übergeht.

b) Kalk e. Der größere Anteil der tieferen Abteilung wird von Kalken gebildet, die sich, wie bereits erwähnt, unter Wechsellagerung sowie allmählicher Abnahme von Anzahl und Größe der Gerölle aus den Konglomeraten entwickeln. Doch bleiben die Kalke fast stets unrein, worunter nicht nur Gehalt an Ton und Eisenhydroxyden, sondern auch an meist schon mit freiem Auge sichtbaren klastischen Einstreuungen zu verstehen ist. Diese bedingen meist eine rauhe Oberfläche.

Die bevorzugte Farbe der Gosaukalke ist rot, von ganz blasser bis zu recht kräftiger Färbung. Solche Gesteine sind z. B. in der Umgebung von Krampen sehr verbreitet und vorzüglich aufgeschlossen. Häufig werden sie auch gelblich, mitunter lichtgrau und sogar fast weiß. Im letztgenannten Fall kann die Unterscheidung von triadischen Kalken außerordentlich schwierig sein; so z. B. am Hiesbauerkogel (P. 1045 O Mooshuben). — Im allgemeinen sind die Gosaukalke nur mangelhaft geschichtet, oft sogar ganz massig. Feinkristalline Beschaffenheit ist sehr verbreitet.

Die verbreitetsten Fossilien sind *Orbitoiden*, die häufig — Krampen; Lieglergraben; Mooshuben u. a. — geradezu gesteinsbildend auftreten und ganze Bänke erfüllen. Andere Reste sind selten, mit Ausnahme von Krampen, wo besonders auf der S-Seite der Mürz öfters weiße Schalenrümmer im roten Kalk sichtbar sind. Bestimmt werden konnte (von Prof. O. Kühn):

*Neithea quadricostata* Sow.

*Terebratula buplicata* Sow. var.

c) Sandsteine. In der höheren Ahteilung der Gosau hat sich das Herkunftsgebiet des klastischen Materials von Grund aus geändert, ganz abgesehen davon, daß es viel feiner geworden ist. Konglomerate kommen nicht mehr vor, Sandsteine herrschen in großer

<sup>46)</sup> Darauf bezieht sich jedenfalls die Angabe bei Geyer (1889, S. 630, Fußnote): „bis faustgroße Geschiebe von Quarz, Werfener Schiefer und paläozoischen Gesteinen“; letzteres wäre also dem oben Gesagten entsprechend zu korrigieren.

Verbreitung. Sie enthalten neben Quarz fast stets in gewissen Mengen lichten Glimmer; ein aus kristallinen Schiefeln aufgebautes Herkunftsgebiet des Materials ist zweifellos. Der gewöhnlich nachweisbare oft nicht unbeträchtliche Gehalt an  $\text{CaCO}_3$  steckt wohl meist im Bindemittel. Doch gibt es ab und zu — z. B. Aufstieg vom Falbersbach zum Eibelbauer — etwas gröbere Sandsteine, deren größte — ca. 1 mm Durchmesser — Komponenten ebenfalls aus Kalk verschiedener Färbung: licht- bis dunkelgrau; gelb u. a., bestehen; daneben findet sich viel Quarz und wenig Glimmer. Der weitestverbreitete Typus aber ist wesentlich feiner und von Kalkkomponenten anscheinend frei; in frischem Zustande lichter oder dunkler grau und ziemlich fest, verwittert braun und mürbe. Solche verwitterte Sandsteine wurden an manchen schlecht aufgeschlossenen Stellen — z. B. Umgebung des Freinsattels; SW-Seite des Hohen Student — zur Gosau gestellt, obgleich die gefundenen spärlichen Lesesteine dies nicht über jeden Zweifel erhaben erscheinen lassen. — Gut erhaltene Sandsteine liegen vor allem am Blatrand N des Hohen Student in größerer Ausdehnung vor; sonst sind sie fast immer den Mergeln untergeordnet, von denen eine klare Abgrenzung überhaupt nicht besteht.

d) Graue Mergel. Durch Abnahme des größeren Materials gehen aus den Sandsteinen graue Mergel hervor, denen aber ein gewisser Glimmergehalt in feinsten Verteilung und ganz fein sandige Beschaffenheit fast stets noch eigen ist. Dahin gehören die Mergel der Krampener Mulde, welche in dem kleinen — heute verwachsenen — Steinbruch nahe dem W-Ende des Ortes einst eine kleine Fauna geliefert haben (*Pachyd. neubergicus* u. a.; vgl. die Zusammenstellung bei Geyer 1889, S. 631; dort auch die ältere Literatur); auch am Ausgang des Buchalpgrabens befindet sich darin ein alter Fossilfundpunkt (v. Haidinger 1846, S. 46; Geyer 1889, S. 557). Biltner (1898) fand in den gleichen Schichten bei Mooshuben *Haplophragmium grande*. Mir selbst ist es nicht gelungen, weder an den genannten noch an anderen Stellen, etwas halbwegs Brauchbares in den Mergeln zu finden.

In ganz ähnlicher Ausbildung treten diese auch z. T. im Lieglergraben sowie bei Mooshuben auf; doch gibt es auch andere Ausbildungsweisen. So sieht man auf den Wiesen am Steinerbauer-Sattel O Mooshuben häufig wesentlich hellere Mergel — sie wirken zwischen der Vegetation beinahe weiß — umherliegen. Es mag allerdings sein, daß es sich da um bloße Ausbleichung durch Verwitterung handelt.

Im oberen Lieglergraben dagegen kommen auch Mergel vor von viel mehr kalkiger Beschaffenheit; den ganzen Sand- und Glimmergehalt haben sie verloren (soweit dem unbewaffneten Auge ein Urteil möglich).

Endlich treten unmittelbar unter der Tonionüberschiebung viel dunklere, z. T. etwas fleckige, gelb bis braun anwitternde Mergel in dünnen Schichten auf, welche im ganzen Liasgesteinen ähnlicher sehen als normaler Gosau. Wenn ich sie zu dieser stelle, so geschieht es wesentlich wegen eines Profils im NO-Zweig des Aschauergrabens

vgl. Abb. 15 e, S. 144). In diesem ansteigend treffen wir, über steilstehenden Gutensteiner Kalk (2) transgredierend.

9. Konglomerat der Gosauschichten, übergehend in

10. lichtroten Gosaukalk, sehr mächtig.

11. Normaler grauer feinsandiger Gosaumergel; ca. 40 m.

9'. Grobe Breccie (ein cbm-großer Block von Gutensteiner Kalk, der frei im Bach liegt, stammt möglicherweise daraus — aber nicht sicher!) in rotem kalkigem Bindemittel; ca. 8—10 m. — Nun folgen die obenerwähnten

12. dunklen, fast schwarzen Mergel; darin gleich wieder eine Breccienbank (ca. 1 m), welche gleichartige Mergel als Bindemittel enthält! Auch weiterhin ähnliche Breccien gelegentlich im Schutt.

Die weitere Fortsetzung dieses Profils ist an dieser Stelle minder wichtig (vgl. S. 143). — Hier ist also die enge Verknüpfung unserer dunklen Mergel mit Konglomeraten der Gosau zu sehen; eine Verknüpfung, die auch für die gleiche Zugehörigkeit der dunklen Mergel spricht (man müßte denn die Breccie (9') als Grundkonglomerat

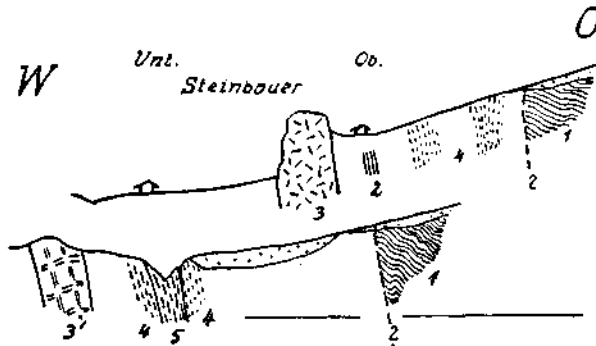


Abb. 5. Profile unter der NW-Ecke des Hohen Student.

- |                                |                                     |
|--------------------------------|-------------------------------------|
| 5 Nierentaler Schichten        | 3' Lichter massiger Kalk (Gosau)    |
| 4 Graue und lichte Gosaumergel | 2 Dunkler Hornsteinkalk (Lias?)     |
| 3 Orbitoidenkalk (Gosau)       | 1 Werfener Schichten + Quarzphyllit |

der — synklynal gelagerten — Gosau ansehen, die Breccienbänke in (12) für nur zufällig derselben genähert; was nicht eben befriedigend ist!). Trotzdem habe ich nur nach langem Schwanken und unter starkem Vorbehalt die fraglichen Mergel als Gosau kartiert. Dagegen zu sprechen scheint vor allem der Umstand, daß sich dieselben gegen NW von der Hauptmasse der Gosau loslösen und für sich allein — wenn auch mit Unterbrechung — durch die ganze SW-Flanke der Tonion ziehen. So bleibt zu hoffen, daß künftige Funde einmal eine sichere Entscheidung dieser Frage gestatten mögen.

e) Rote Mergel (Nierentaler Schichten?). An einer einzigen Stelle des Kartenbereichs konnten solche ausgeschieden werden: in dem Graben S des Unt. Steinbauers (S. 129 f.). Sie scheinen dort den Kern einer sehr steilen, gegen W überschlagenen Synklinale zu bilden (5 in Abb. 5); die Kontakte mit den älteren Gliedern der Gosau sind jedoch nirgends aufgeschlossen.

Es ist ein dünnschichtiges, weiches Gestein von lichtziegelroter Farbe, die z. T. in Grau übergeht. Der Graben schneidet es zweimal

an; dazwischen liegen gelbliche, sehr weiche Mergelschiefer. Ob sie als jüngstes Glied den eigentlichen Synklinalkern bilden oder eine Zwischenlage in den roten Mergeln, läßt sich nicht feststellen.

Letztere zeigen eine feine dunkle Pünktelung, wie sie in entsprechenden Gesteinen der alpinen Oberkreide („Leimernschichten“, „Couches rouges“) durch Gehalt an Foraminiferen bedingt zu sein pflegt; nähere Untersuchung hat im vorliegenden Falle allerdings nicht stattgefunden. — Außerdem erkennt man mit der Lupe vereinzelt eingestreute sehr feine Glimmerblättchen.

\* \* \*

Nachschrift. — Mit Absicht hatte ich es hier unterlassen, die stratigraphische Stellung unserer Gosauschichten genauer zu fixieren; die vorhandenen paläontologischen Anhaltspunkte schienen mir zu einem solchen Versuch nicht auszureichen, und eine Vergleichung mit besser gliederbaren Profilen (z. B. des Beckens von Gosau, Brinkmann 1934) zu unsicher. Nun werfen vergleichende Untersuchungen von O. Kühn neues Licht auf die Frage: wie ich einem Vortrage des Genannten (in der Wiener Geol. Gesellschaft; 9. Dezember 1938) entnehme, ist im ganzen östlichen Abschnitt der Kalkalpen nur die Obere Gosau vertreten. Die transgredierenden Orbitoidenkalke wären hiernach als oberes Campan horizontierbar; die Mergel mit *Pachyd. neubergicus* rechnet er einem neu aufgestellten Horizont zwischen Campan und Maestricht zu, für den er den alten Namen Atur wieder einführt. Daß echte Nierentaler Schichten vorkämen bezweifelt Kühn — wie mir scheint allerdings mit Unrecht; der Verdacht, daß öfters Werfener Schichten als Nierentaler mißdeutet worden wären, ist in unserem Falle jedenfalls abzuweisen.

f) Zur Paläogeographie der Gosaubildungen. Wie in anderen Gegenden der nördlichen Kalkalpen, transgrediert die Gosau über ein vorher aufgefaltetes Gebirge; auch die Erfahrung bestätigt sich, daß der größere Teil der Tektonik dieser vorgosausischen Gebirgsbildung sein Dasein verdankt (vgl. S. 170, u. a.). Insbesondere gilt dies von der größten Bewegungseinheit des Gebietes, der Lachalpendecke, deren Schubfläche (Mooshuben, Weißalpe u. a.) von den Gosauschichten überdeckt wird.

Trotzdem ist die alte Vorstellung, daß die Gosau in Fjorden und Kauälen eines ertrunkenen Gebirgsreliefs von der Art etwa der dalmatischen Küste abgesetzt worden sei, nicht oder nur zum kleinen Teil richtig. Nämlich höchstens für den Beginn der Transgression. Die Grundkonglomerate (bzw. Breccien) zeigen ja vielfach deutlich, daß sie ganz lokaler Entstehung sind; ausnahmsweise sind sogar Andeutungen des unebenen Reliefs noch erkennbar, das von ihnen eingedeckt wurde, z. B. im W-Teil der Krampener Mulde (S. 91), anscheinend auch am Schafkogel (S. 129) und z. T. auf der N-Seite des Student (S. 120). Andererseits sieht man gerade in dieser Gegend auch den tiefgründig zersetzten alten Verwitterungsboden, auf dem die Gosau abgelagert wurde, in bedeutender Ausdehnung erhalten (S. 119); hier ist die Transgression über ein bereits eingeebnetes Relief

erfolgt, ohne dies noch wesentlich zu zerstören (so weit man sehen kann). Und endlich zeigen besonders die exotischen Gerölle, daß auch eine Materialzufuhr aus größerer Entfernung stattgefunden hat: und zwar sowohl aus N, vom „Rumunischen Rücken“ (Kockel) — wenn wir die Ergebnisse Lögters' (1937) bezüglich der Herkunft der grünlichen Felsitporphyre verallgemeinern dürfen; als auch von S, als der einzigen Richtung, aus der die Phyllitgerölle der Krampener Mulde bezogen werden können — zumal wir ja wissen, daß die Gosau — Kainach! — auch auf die inneren Zonen der Alpen übergreif. Wir werden uns also wohl vorstellen müssen, daß die Transgression der Gosau ein nur stellenweise stärker ausgeprägtes, im allgemeinen recht sanftes Relief vorfand, das auch die Ausbildung etwas weiter ausgreifender Wasserläufe möglich machte. In dem Maße als die Transgression fortschritt, überdeckte sie jenes. Der heutige Raud der Gosau ist in allen Fällen ein Erosionsrand oder eine rein tektonische Grenze; die ursprünglichen Ablagerungsbereiche gingen weit darüber hinaus. Insofern darf man nicht von „Gosau-becken“ als Ablagerungströgen sprechen; die heute vorliegenden „Becken“ sind ausschließlich nachträglich tektouisch entstanden.<sup>47)</sup>

Hier noch eine kleine Abschweifung bezüglich der Lage der Gosau von Krampen: Es schien mir lange Zeit merkwürdig, daß dieselbe so nahe am Rande der Grauwackenzone liegt und trotzdem kein Material von dort — wenigstens aus den heute benachbarten Teilen — enthält. Umso merkwürdiger als sich Gleiches im Ennstal wiederholt (Liesen—Wörschach). Nun, für Krampen ist des Rätsels Lösung die, daß die enge Nachbarschaft zur Zeit der Ablagerung eben noch nicht bestand; nicht etwa, daß noch eine große tektonische Verkürzung<sup>48)</sup> seither erfolgt wäre, sondern — viel einfacher! — die südlichen Kalkalpen-Synklinalen (Hochveitsch, Rausch- und Eibelkogel) haben einst weiter nach O gereicht (S. 163) und sind wohl erst nachgosauisch hier abgetragen worden. Ziemlich der ganze heute im Meridian von Krampen sichtbare Teil der höheren Grauwackendecke war zur Zeit der Oberkreide noch nicht entblößt; begreiflicherweise hat er keine Gerölle geliefert.

In noch weit höherem Maße gilt das oben Gesagte im Laufe der weiteren Entwicklung: hier kennen wir schlechterdings keine nahegelegene Küste mehr. Denn wäre eine solche vorhanden gewesen, so hätten sich nicht Sandsteine ablagern können, die so gut wie frei von Kalkgeröllen, ja überhaupt von klastischem Kalkmaterial sind! Diese — bzw. die mit ihnen wohl gleichalterigen Mergel — müssen sich einst wohl über die ganzen Kalkalpen ausgebreitet haben. Dabei läßt die Verbreitung der Sandsteine: hauptsächlich im N, während die Krampener Mulde ganz von Mergeln beherrscht wird — sie läßt darauf schließen, daß die Sandzufuhr wesentlich aus N vor sich ging; natürlich wieder vom „Rumunischen Rücken“ und nicht etwa von der Böhmisches Masse aus, deren Abtragungsschnitt ja schon in der Flyschsenke liegen blieb. Dabei ist es natürlich denkbar, daß die Sandzufuhr gelegentlich stärker war als die geosynklinale Senkung; so daß sich eine „Sandfront“ ins Gosaumeer vorschieben konnte.

<sup>47)</sup> Damit glaube ich mit den Ergebnissen von Brinkmann (1934) in Einklang zu sein.

<sup>48)</sup> Die nachweislich erfolgte ist nicht bedeutend; vgl. S. 157.



Zur Zeit der Nierentaler Schichten erreicht die Transgression<sup>49)</sup> ihren Höhepunkt; wie daraus hervorgeht, daß wir nun in allen Zonen der Alpen ungefähr die gleichen pelagischen Absätze antreffen, von den Amdener Schichten des Nordens bis zu der Scaglia<sup>50)</sup> am S-Rand. Darauf wurde ja schon wiederholt hingewiesen. Immerhin müssen wenigstens zeitweise noch kleine Inseln aus kristallinen Gesteinen bestanden haben; darauf deutet in unserem Falle das Auftreten kleiner Glimmerblättchen, in weiterem Umkreis (z. B. Engadin; Cornelius 1935) die Verbindung mit ausgesprochenen kristallinen Breccien. Die Inseln befanden sich also auch damals — mindestens z. T. — im Bereiche der unterostalpinen Decken, hzw. des — ja in deren Fortsetzung zu denkenden — „Rumunischen Rückens“.

## II. Der Gebirgsbau.

### 1. Die Schneeanpe.

a) Die Hochfläche und ihre Nordausläufer (Taf. I, Prof. 1 und 2; Taf. III, Prof. 5). Die Tektonik der Schneeanpe ist östlich vom Naßköhr im wesentlichen einfach, wenigstens im größeren nördlichen Anteil. Das Profil des Abfalls gegen das Altenbergtal ist bereits anderwärts beschrieben worden (Cornelius 1936 b, S. 40; 1937 a, S. 175 f.). Bezüglich der Auseinandersetzungen, zu denen es Anlaß gab, sei daher auf das dort (besonders 1937) Gesagte verwiesen und hier nur kurz wiederholt, daß dort, von der Zäunwand gegen N, eine ganz normale Aufeinanderfolge besteht: mächtige Werfener Schichten an der Basis, darüber Gutensteiner Kalk, bzw. Dolomit, etwas lichter Wettersteindolomit, anisischer Wettersteinkalk der Naßwand, mächtiger Reiflinger Kalk, ebenfalls mächtiger — nun ladinischer — Wettersteindolomit. Infolge einer „schichtenparallelen“ Gleitung (vgl. Vortisch 1937) großen Stils kommt es gegen N zum Verschwinden des Reiflinger Kalks und zum diskordanten Abstoßen des Wettersteindolomits an dem Kalk der Naßwand. Zu oberst krönen — auf Ameisbichl, Schauerwand usw. — den Bau (größtenteils) lichte Kalke, deren Analogie zu den Hallstätter Kalken des Windbergs usw. sehr wahrscheinlich ist; ein trennendes Band von Carditaschichten fehlt zwar hier überall, aber seine Konstanz ist auch sonst nicht allzu groß. Im ganzen bildet dieser Teil der Schneeanpe eine sanft nordwärts geneigte Tafel; gegen N wird die Neigung steiler, in der Binderklamm sehr steil; dann aber steigen die Schichten

<sup>49)</sup> O. Kühn hat sich, in dem bereits (S. 79) angeführten Vortrage, dagegen gewandt, daß man dieselbe als rein eustatischen Vorgang auffaßt: die kohlenführenden Ablagerungen entsprechen nach seinen Feststellungen ganz verschiedenen und z. T. — Neue Welt — recht hohen Horizonten innerhalb der Gosau. Es ist vielmehr mit andauernden Bodenbewegungen im alpinen Gebiet zu rechnen. — Dies schließt jedoch nicht aus, daß daneben auch eine eustatische Komponente — für die ja die außerordentlich weite Verhretung der Oberkreide-Transgression spricht — an dem Vorgang beteiligt war!

<sup>50)</sup> Die aber — ebenso wie die Couches rouges der Schweizer Klippengebiete — z. T. schon älter ist.

wieder gegen N an und in der Umgebung von Hinternaßwald tritt die Wertener Unterlage wieder zutage, so daß die nordöstlichen Ausläufer der Schneecalpe zu einem synklinalen Element werden. Dies — und andere Detailkomplifikationen — wurde ebenfalls bereits a. a. O. behandelt; wegen der Übergänge von Wettersteinkalk und -dolomit, die in den Gräben auf der N-Seite des Ameisbichls an der Tagesordnung sind und auf der Karte nur eine schematische Abgrenzung zulassen, vgl. Geyer 1889, S. 639.

W vom Blarergraben verschwindet der Reiflinger Kalk unter stratigraphischer Verzahnung, um im Bereich der Schneecalpen-Basis nicht wieder zu erscheinen. Diese wird damit — da in dem uns zunächst beschäftigenden Bereiche die tiefsten Glieder nicht zutage kommen: — äußerst einförmig: sie besteht nur noch aus einer riesigen Masse von Wettersteindolomit. Sie bildet, über 1000 m mächtig aufgeschlossen, die zerfurchten Steilgehänge unterm Schönhaltereck gegen den inneren Krampengraben; einzig das Kalkriff der „Öden Kirche“ unterbricht diese Einförmigkeit. Ich sehe dort lieber einen lokalen Übergang des Dolomits in Wetterstein-, bzw. „Pseudo-Hallstätter“ Kalk, obwohl man der Gesteinsbeschaffenheit nach auch an echten Hallstätter Kalk (Geyer 1889, S. 619) denken könnte. Aber irgend ein Grund zur Annahme einer Einfaltung ist nicht ersichtlich.<sup>51)</sup> Gegen W scheint der Kalk mit einem (unbedeutenden!) Bruch an den Dolomit zu stoßen.

Auch die einsamen Gräben des N-Abfalls sind tief in diese Dolomitmasse eingerissen. Die Naßwalder Aufwölbung und die Synklinale S von ihr haben sich hier bereits vollkommen ausgeglichen: zu sehen ist nur ziemlich gleichmäßiges Gefälle gegen N, bzw. NW, abzulesen an der Obergrenze. Denn hier liegen auf dem Wettersteindolomit, z. T. mit Zwischenschaltung eines dünnen Carditaschichten-Bandes, Erosionsreste der hangenden Kalkplatte der Schneecalpe: allseitig isoliert östlich der Dirlerschluht (Burgwand und ein kleiner Rest S davon); W davon bereits zusammenhängend im Grat der Salzwand (dazu ein kleiner Rest S davon über P. 1779); dann W der Kl. Bodenalm die mächtige dreieckige Platte der Donnerswand. Ihre S-Fortsetzung bildet, über dem Grasleitensattel<sup>52)</sup> und dem Kessel der Großbodenalm durch die Erosion unterbrochen, die nun schon mehr gegen W abfallende Kalkplatte, die im O bis zum Gipfel des Windbergs reicht, gegen SW als lange Felsmauer über das Schönhaltereck bis gegen den Naßköhr-Ausgang über dem Wettersteindolomit-Gehänge (s oben) zum inneren Krampengraben abbricht.

b) Die Rauhenstein-Deckscholle (Taf. I, Prof. 1). Der ganze bisher betrachtete Teil der Schneecalpe gehört zum „basalen

<sup>51)</sup> Das Gewölbe mit mehr oder minder steilem S-Schenkel, welches Geyer (Prof. 8, S. 618) hier zeichnet, ist reine hypothetische Konstruktion. Im Dolomit ist das Einfallen wohl sehr selten festzustellen; wo dies aber der Fall, da ist es ungefähr gegen N gerichtet.

<sup>52)</sup> Das steile Einfallen des „Dachsteinkalks“ gegen N, das Böse (1898, S. 582) hier zeichnet, dürfte auf eine Verwechslung von Klüftung mit Schichtung zurückgehen; der Verlauf der Grenze gegen den liegenden Dolomit beweist, daß die Lagerung flach ist. Damit fallen auch die von Böse gezeichneten Brüche hinweg, die nirgends zu sehen sind.

Gebirge“ im Sinne von Spengler (1931 b, S. 526). Aber den südlichsten Teil des Plateaus nimmt ein anderes tektonisches Element ein.

Schon Geyer kannte die Werfener Schichten, die zu dem schätzbigen — aber in der Wüstenei des Plateaus gleichwohl schätzbaren! — Wasseraustritt am S-Rande des weiten ebenen Bodens der Windberghütten Anlaß geben (1889, S. 628).<sup>53)</sup> Gutensteiner Kalk — z. T. übergehend in untypische, lichte Kalke — liegt darauf; weiter Wettersteinkalk, der das ganze Plateau bis zum Rauhenstein und gegen die Farfel bildet, und dort in „Pseudo-Hallstätter Kalk“ (vgl. S. 53) überzugehen scheint; ebensolcher liegt auch am Rücken N vom Rauhenstein gegen den Abstieg zum Karlgraben zu oberst. Von N her reicht dagegen der Wettersteindolomit der „basalen“ Serie, besonders am W-Rande der ebenen Fläche bis nahe an die Werfener heran. Hier beginnt mit ihnen eine höhere, aufgeschobene Schichtreihe. Gegen W aber ziehen sie längs einer Senke in den Wettersteinkalk hinein und verschwinden samt dem hangenden Gutensteiner Kalk noch bevor sie die große Doline O P. 1801 erreichen.

Begeben wir uns nun an den W-Rand der Deckscholle! Dieser ist am W-Grat des Rauhensteins gegeben durch sehr mächtigen Gutensteiner Kalk, der bei ca. 1260 m dem „basalen“ Wettersteindolomit aufsitzt. Er ist zusammenhängend durch das Steilgebänge über dem Karlgraben zu verfolgen; noch S des sanftgeneigten Bodens, in den dieser bei 1400 m übergeht, steckt ein Keil von Werfener Schichten im Gutensteiner Kalk. Weiter ziehen solche von jener Grabenstufe zum Plateaurand empor, mit den hangenden Kalken verschuppt (auf Taf. I, Prof. 1, etwas schematisiert); wo sie ihn erreichen sind an ihrem N-Rand sogar Spuren von zerdrücktem Quarzphyllit an Lesesteinen erkennbar. Die Werfener ziehen von hier bei einer Jagdhütte vorbei längs einer Furche gegen SO; einige 100 m sind sie noch verfolgbar, dann keilen sie zwischen beiderseits lichten Wettersteinkalken aus. Die Furche aber verläuft weiter gegen die oben genannte Doline; und es ist kaum zweifelhaft, daß ihr entlang die Verbindung zwischen den beiden Werfener Vorkommen in Gestalt einer Schubfläche zu ziehen ist.

Daß aber auch der Wettersteinkalk N derselben von einer solchen begrenzt ist, erkennt man, wenn man ihn umwandert: auf der O-Seite stellen sich in seinem Liegenden alsbald wieder Werfener ein, die ihn von dem basalen Wettersteindolomit trennen. Sie ziehen ca. 10—15 m mächtig über den Hang W der Windberghütten (wo sie Lahn 1930, S. 19, schon beobachtet hat) zu dem Sattel unter dem Windberg-Gipfel; dessen Hallstätter Kalk fällt S darunter ein (um weiterhin bald auszukeilen). Hier, wo er dem auf den Werfenern liegenden Wettersteinkalk ganz nahe kommt, ist die Verschiedenheit beider recht auffallend. Der letztere geht W P. 1870 in violettgraun und dunklen Gutensteiner Kalk über; die Werfener ziehen darunter durch auf das W-Gebänge; einzelne losgelöste Späne von Hallstätter Kalk stecken in ihnen. Bis zum Sattel über dem Karlgraben lassen

<sup>53)</sup> Es ist unerfindlich, wieso Lahn (1930, S. 19) behauptet, die Werfener könnten hier nicht einwandfrei festgestellt werden; es liegen genug der charakteristischen Tonschieferplättchen herum!

sie sich zwar nicht verfolgen, wohl aber der hangende Gutensteiner Kalk; so daß die Umgrenzung der Deckscholle hier ringsum klar liegt.

Auch auf der NO-Seite ist sie recht klar. Der Schauerkogel (der das Schneetalpenhaus des österr. Gebirgsvereins trägt) besteht wieder aus dem nur teilweise dunklen, größtenteils violettgrauen Gutensteiner Kalk, wie er im nördlichen Teil dieser Deckscholle herrscht. N vorgelagert ist ein Streifen typischen schwarzgrauen, zu Grus zerfallenden Gutensteiner Dolomits. Er gehört einer Zwischenschuppe an; dies bezeugen umherliegende Stücke roten Werfener Sandsteins, die jedenfalls auf die Grenzfläche beider Schuppen zu beziehen sind. Auch östlich unter dem Schauerkogel findet man solche unter der Basis des Gutensteiner Kalks, welcher hier, durch ein Rasenband markiert, durch das Felsgehänge nach S hinabsteigt. Der liegende Wettersteinkalk, nur wenig heller anwitternd, bildet die östlich vorlagernde Stufe. Er gehört noch zu der obigen Zwischenschuppe; denn gegen N geht er auf der S-Seite des Blarergrabens wieder in gebankten lilagrünen untypischen Gutensteiner Kalk<sup>54)</sup> über. Die ganze Masse ist hier in Auflösung in riesige Blöcke und im Abrutschen begriffen — bedingt wohl durch unterlagernde Werfener Schichten. An einer ganz kleinen Stelle (etwas unter 1700 m) am Blarergrabensteig zum Schneetalpenplateau sind sie aufgeschlossen: grüne Tonschiefer und gelbe Rauhacke, mit dem liegenden Wettersteindolomit verknüpft; Stücke der gleichen Gesteine, dazu von rotem Sandstein (wie oben) und — ganz vereinzelt — grünlichem Quarzphyllit liegen in der Umgebung verstreut. — Die Unterlage besteht auf dieser ganzen Strecke aus Wettersteindolomit, der besonders im Blarergraben vielfach außerordentlich zerrüttet ist und zu rotgelbem Grus zerfällt. Gegen SO keilt er sehr rasch aus, da sich die Deckscholle in dieser Richtung herabsenkt; da auch ihre Basisschichten verloren gehen, kommt hier, am Sporn östlich des Schauerkogels gegen den Almgraben, Wettersteinkalk auf Wettersteinkalk zu liegen.

Auf die S-Seite unserer Deckscholle bezieht sich Geyers Profil 9 (1889, S. 626), welches abgesehen von den senkrechten Verwerfungen den Verhältnissen in der Natur ziemlich gut entspricht. Der tiefste der drei von Geyer gezeichneten Werfener Züge ist der, welcher — mit Prebichschichten verknüpft — als tiefstes Glied der gesamten Kalkalpen unmittelbar auf der Grauwackenzone aufruft. Von der breiten Altenberger Kuppel her verschmälert er sich gegen SW rasch, ist aber auf dem S-Gehänge der Schneetalpe fast zusammenhängend durchzuverfolgen, mit Ausnahme einer Strecke W des Gr. Bohnkogels, wo — offenbar infolge von Verwerfungen — Grauwackenschiefer und Lydit wesentlich weiter nach N reichen. Darüber folgt Gutensteiner Kalk, bzw. Dolomit in geringer Mächtigkeit und lichter Wettersteindolomit, der gerade beim Touristensteig zur Farfel durch eine NW-streichende Verwerfung abgeschnitten wird. Von W her nicht ganz bis hierher reicht Geyers zweiter Werfener Zug —

<sup>54)</sup> Hier hat sich auf Blatt Mürzzuschlag ein Fehler eingeschlichen: die schräge Dolomit-Schraffur auf der östlichen Gutensteiner Parzelle und auf der südlich anschließenden Wetterstein-Fläche ist zu tilgen, ebenso die Grenzen der letzteren gegen den Wettersteinkalk im S und NO.

die Fortsetzung der Dobrein-Antiklinale (vgl. S. 105, 153 f.). Auf dem Rücken vom Almbauer ist er zum letztenmal aufgeschlossen und taucht in nicht ganz klar ersichtlicher Weise — die Aufschlüsse lassen zu wünschen übrig! — unter den gegen NO folgenden Gutensteiner Kalk. Über diesem liegt nun der dritte Werfener Zug, der die Basis der Rauhenstein-Deckscholle bildet. Allerdings, auf der Rippe über der zuletzt erwähnten Stelle ist er nicht nachweisbar (verquetscht?). Aber W von ihr ist er bei nicht ganz 1200 m Höhe ein Stück weit gegen den Rauhenstein-W-Grat zu verfolgen — über Wettersteindolomit und Pseudo-Hallstätter Kalk (vgl. S. 87), die hier den liegenden Gutensteiner Kalk bedecken; und gegen O ist er vom Farfelsteig an, wo er gut sichtbar, auf etwa  $\frac{1}{2}$  km Erstreckung durch das S-Gehänge verfolgbar, bis er unter Schutthalden verschwindet. Ob ein kleines Vorkommen grüner Tonschiefer am Kamplsteig knapp über dem tiefsten zweifellos anstehenden Gutensteiner Kalk, seiner Fortsetzung entspricht oder einer lokalen Aufpressung, bleibe dahingestellt. — Über diesem Werfener Zug folgt Gutensteiner Kalk, dessen enorme Mächtigkeit — bis über 400 m! — wohl z. T. auf innerer Zusammenstauchung beruht; darüber Reiflinger Kalk, der in den S-Abstürzen wie üblich eine Rasenterrasse bildet, W vom Farfelsteig aber im Wettersteinkalk durch lithologischen Übergang zu enden scheint. Sehr gut ist er am Kamplsteig aufgeschlossen, wo in seinem Hangenden auch geringe Spuren der von der Rax u. a. bekannten „Grünen Schicht“ auftreten (vgl. S. 48). Anders als dort liegt darüber nicht Wettersteinkalk, sondern gebankter „Pseudo-Hallstätter Kalk“ (wegen der stratigraphischen Deutung vgl. S. 53), welchen erst N einer Verwerfung (Rinne in der O-Wand; Fortsetzung auf dem Plateau zu einer großen Doline) massiger Kalk ablöst. Doch wird der fazielle Übergang hier noch durch zahlreiche rosa Gesteinspartien angedeutet. Auffallenderweise liegen im Schutt O unter jener Verwerfung zahlreiche Stücke roten Werfener Sandsteins des gleichen Typus wie unterm Schauerkogel (vgl. oben); er dürfte hier von unten aufgeschleppt sein, doch konnte ich ihn anstehend nicht finden.

Auf der O-Seite ist die Abgrenzung der Deckscholle nicht sichtbar; Schntt- und Bergsturzhalde verhüllen ihre tieferen Glieder. Auffallend ist, daß das im Gutensteiner Kalk am Kamplsteig durchgehend nördliche Einfallen sich im Pseudo-Hallstätter Kalk bald ebenso allgemein gegen O kehrt: das läßt auf starke Reduktion der Basis schließen — wie auch für die im N so mächtige Mitteltrias der Unterlage hier kaum mehr viel Platz bleibt. Ob da eine Reliefüberschiebung vorliegt oder Ausquetschungserscheinungen läßt sich leider nicht feststellen.

Zusammenfassend läßt sich also feststellen: die Deckscholle des Rauhensteins ist gegen S, W und N fast überall durch Auflagerung älterer auf jüngeren Schichtgliedern sehr gut gekennzeichnet; im N ist sie durch eine sekundäre Schnppungsfläche zweigeteilt. Nur auf der O-Seite fehlt eine deutliche Abgrenzung, doch liegt auch nichts vor, was gegen ein Durchziehen der Schnppfläche unter den Schuttmassen spräche.

Lahn (1930, S. 19) behauptet, der Werfener Schiefer beim Ausstieg aus dem Karlgraben bilde eine Aufpressung von unten; dies ist insofern richtig, als er an der erwähnten Schuppungsfläche innerhalb der Rauhenstein-Deckscholle liegt. Wenn Lahn sich daran anknüpfend aber gegen das Bestehen einer Deckscholle „über der Schneebergdecke“ ausspricht, so ist das nur dadurch verständlich, daß er die Werfener offenbar nicht rings um die Deckscholle verfolgt hat.

c) Unterer Karlgraben — Kühkogel — Krampener Klause (Taf. I, Prof. 1). Der basale Werfener Zug auf der S-Seite der Schneeralpe läßt sich über das Gehänge verfolgen bis fast an den großen Schuttkegel N vom Neuberger Eisenwerk. Er ist auf dieser Strecke sehr schwächig; insbesondere die Prebichschichten verschwinden NW vom Neudörfel ganz. Die Reduktion ist — wie in analogen Fällen (vgl. Cornelius 1937a, S. 164) — wohl tektonisch zu deuten; doch lassen die mangelhaften Aufschlüsse Näheres nicht erkennen.

N über den Werfenern folgt hier kein Gutensteiner Kalk mehr, sondern gleich lichter Wettersteindolomit. Ob auch dies auf tektonischen Ursachen beruht oder das ganze Anis in Wettersteindolomitzonien entwickelt ist, bleibe dahingestellt; jedenfalls ist auch auf der N-Seite des Dolomitzuges nirgends eine Spur von Gutensteiner Kalk zu sehen, wo jener zweite Werfener Zug antiklinal darunter hervorträuft; wogegen er sich in dessen Hangenden auf der N-Seite in einzelnen Linsen einstellt. — Dieser Werfener Zug zieht fast genau O—W durch die Wiesenmulde beim Schlapfer (W von dort darin das früher beschriebene Diabasvorkommen mit Kontaktprodukten; Cornelius 1933 u. 1936b), weiter über den untersten Karlgraben nach Krampau. Da er, wie weiter W deutlich zu sehen, antiklinal von unten auftaucht, muß der Dolomit, welchen er zusammen mit dem südlichen Werfener Zug einschließt, ein synklinales Element sein: es ist die Hochveitsch-Synklinale (S. 155), welche sich hier gegen O keilförmig verschmälert und N vom Almbauer (vgl. oben) in die Luft streicht.

Zwischen Schlapfer und Karlgraben stellt sich aber noch ein neues Element ein in Gestalt der Krampener Gosau. Am Karlgraben-Ausgang ist roter Orbitoidenkalk, steil S fallend, in beträchtlicher Breite aufgeschlossen. Er transgrediert auf die Werfener Schichten; gegen O schrumpft er rasch auf eine schmale Rippe zusammen. Aber S davon stellen sich hier in den Feldern an Lesesteinen kenntlich auch noch die glimmerreichen Mergelsandsteine der höheren Gosau ein und streichen auch dort, wo der Kalk gänzlich auskeilt gegen O weiter, zwischen Werfenern und Wettersteindolomit. An ihrem S-Rand fehlt der Orbitoidenkalk auffallenderweise. Es handelt sich um eine steile und enggepreßte Synklinale, der gegenüber der Dolomit der Hochveitsch-Synklinale merkwürdigerweise eine antiklinale Rolle übernommen hat. Dabei dürfte vermutlich Kerbwirkung (Ampferer, 1919) mitspielen.

Im N-Schenkel der Dobereinantiklinale liegt der mächtige Wettersteindolomit der Schneeralpenbasis. Aber nicht er allein; schon Geyer 1889, S. 627, kannte bei P. 1183<sup>55)</sup> „zwei kleine Denuda-

<sup>55)</sup> An dem den W-Grat des Rauhensteins fortsetzenden Rücken.

tionsreste“ von „dunklem Mergel der Zlambachschichten“ und „Hallstätter Kalken“. Die Neuaufnahme hat ergeben, daß das untere dieser Vorkommen (von 1030 m aufwärts) nicht ein dem Rücken aufsitzender Denudationsrest ist, sondern sich durch die ganze Flanke bis hart unter die Basis der Rauhenstein-Deckscholle verfolgen läßt: ein Zug von „Pseudo-Hallstätter Kalk“, bräunlichgrau und rosa, bis über 20 m mächtig, darüber Mürztaler Mergel und Kalke, meist nur aus (ziemlich spärlichen!) Lesesteinen zu erkennen. Sie sind zweifellos nur einige Meter mächtig und setzen streckenweise ganz aus. Darüber folgt überschoben Wettersteindolomit; der rosa „Pseudo-Hallstätter Kalk“ bei P. 1183<sup>56)</sup> selbst ist darein wohl stratigraphisch eingelagert. Die Überschiebung läßt sich zwar gegen W noch weiter verfolgen, wie wir gleich sehen werden; von größerer regionaler Bedeutung ist sie aber nicht — ihre streichende Erstreckung erreicht noch nicht 3 km. Es kann daher keine Rede davon sein, daß sie etwa unter der Schneealpe durchginge; sie gehört vielmehr in die Kategorie der kurzen S gerichteten Überschiebungen, wie sie am ganzen Kalkalpen-S-Rand zwischen Saalach und Schneeberg immer wieder bekannt geworden sind.

Gegen den Karlgraben ist der Mürztaler Mergel nicht wesentlich weiter zu verfolgen. Der Pseudo-Hallstätter Kalk dagegen steigt mit großer Mächtigkeitszunahme zur Grabensohle N der „7 Quellen“ hinab; z. T. wird er hier schon typischem Wettersteinkalk sehr ähnlich, enthält auch Korallen, Krinoiden und Diploporen. — Auch etwas weiter S, unmittelbar N der obigen Quellgruppe steht solcher Kalk an;<sup>57)</sup> jedoch ohne Verbindung mit dem obigen — Wettersteindolomit trennt beide.

Auf der anderen (W-) Seite des Karlgrabens erhebt sich der Doppelgipfel des Kühkogels und Scheiblings<sup>58)</sup> — bekannt aus der Beschreibung Geyers (1889, S. 612 f.). Doch kann ich hier mit meinem trefflichen Vorgänger weniger einig gehen als sonst gewöhnlich — nicht nur bezüglich der Deutung.

Im S bildet den Sockel des Kühkogels (vgl. Prof. 1, Taf. I)<sup>59a)</sup> der Wettersteindolomit, der nach N von den Werfern der Niederalpl-Antiklinale abfällt (zu sehen ist das Einfallen zwar nirgends unmittelbar, aber aus dem weiten Vorspringen der Werfener gegen N, besonders im Karlgraben, mit Sicherheit zu erschließen). Darüber folgen Geyers „Hallstätter Kalke“: weiß, seltener lichtgrau oder rosa, dünnschichtig bis selbst flaserig-schieferig und z. T. deutlich feinkristallin. Die von Geyer erwähnten Lagen voll kleinen Halobien konnte ich nicht wiederfinden; auch die von ihm angegebene Aufeinanderfolge verschiedener Kalkvarietäten kann ich nicht bestätigen — dieselben scheinen mir vielmehr ziemlich gesetzlos verteilt (Geyers Nr. 4: dunkler Kalk, in klingende Kalkschiefer übergehend, gehört wohl schon zum Hangenden, s. unten!). In diese Kalke ist die „Klause“ N Krampen eingeschnitten. Sie gehen indessen nicht gleich-

<sup>56)</sup> Das kleine Vorkommen ist auf Blatt Mürzzuschlag vernachlässigt.

<sup>57)</sup> Auch dieses Vorkommen ist auf Blatt Mürzzuschlag vernachlässigt.

<sup>58)</sup> Dieser von Geyer überlieferte Namen fehlt auf den Karten!

<sup>59a)</sup> Hier versehentlich Kühhörndl bezeichnet!

mäßig um den Berg herum; auf der SO-Seite nimmt ihre Mächtigkeit vielmehr rasch ab, bis zum Verschwinden, so daß der Wettersteindolomit bis unmittelbar an die karnischen Schichten heranreicht, welche im allgemeinen mit deutlichem Gefällknick folgen. Sie beginnen mit typischen Reingrabener Schiefer, die schon Geyer kannte — jedoch nur auf der W-Seite über der Klause; auf den übrigen Seiten sind nur die Mürztaler Mergel und Kalke vorhanden. Sie ziehen aber nicht, wie Geyer (Profil 7, a. a. O., S. 613) zeichnet, über den Sattel zwischen Kühkogel und Scheibling, sondern rings um den letzteren herum; allerdings sind sie auf der S-Seite sehr mangelhaft aufgeschlossen und auch wenig mächtig. Gegen N nimmt die Mächtigkeit bedeutend zu, da die Unterlage flach nordwärts absinkt, während der hangende Kalk sich gegen N vollkommen horizontal legt. Dieser gleicht vollkommen dem der Unterlage, mit dem ihn Geyer am Scheibling vereinigt; er bildet diesen Gipfel, aber auch mit stark verringerter Mächtigkeit, eine Platte unter dem Kühkogel-Gipfel (wo ihn Geyer nicht gesehen hat). Dort sitzt darauf der blaugraue gebankte (wenn auch nicht übermäßig deutlich!) zerhackt anwitternde Dolomit, den schon Geyer dem normalen Wettersteindolomit nicht ähnlich fand.

Für die Deutung dieses Profils gibt es verschiedene Möglichkeiten, welche in der folgenden Tabelle nebeneinandergesetzt sind. Allen gemeinsam ist die Deutung des liegenden Wettersteindolomits, sowie die der Reingrabener Schiefer und Mürztaler Mergel in stratigraphischer — nicht aber in tektonischer! — Hinsicht.

I	II	III
Hauptdolomit	Wettersteindolomit	Wettersteindolomit
Hallstätter Kalk	Pseudo-Hallstätter Kalk U ————— U	Pseudo-Hallstätter Kalk U ————— U
Mürztaler Mergel	Mürztaler Mergel	Mürztaler Mergel
Reingrabener Schiefer	Reingrabener Schiefer	Reingrabener Schiefer U ————— U
Pseudo-Hallstätter Kalk	Pseudo-Hallstätter Kalk	Hallstätter Kalk
Wettersteindolomit	Wettersteindolomit	Wettersteindolomit

I, die Auffassung als normale stratigraphische Folge, ist die von Geyer (mit den notwendigen Abänderungen!); für sie spricht die unlenkbare Verschiedenheit des Hangenddolomits vom Wettersteindolomit der Nachbarschaft. Doch muß man auf sie vielleicht nicht allzuviel Wert legen, denn gegenüber dem Hauptdolomit, wie er uns auf der W-Seite der Schneecalpe (S. 100) begegnen wird, ist die Verschiedenheit gerade so groß!<sup>59)</sup> So ergibt sich denn die Möglich-

<sup>59)</sup> Opponitzer Dolomit kommt wegen der Zwischenlage von hellem Kalk wohl nicht in Frage (vgl. S. 60) und sieht ebenfalls normalerweise anders aus!



keit II, welcher ich auf Blatt Mürzzuschlag gefolgt bin: daß der Kalk und Dolomit der Gipfel ladinisch und auf die karnischen Schichten überschoben ist. Man wird darauf geführt, wenn man die oben beschriebene Tektonik östlich des Karlgrabens kennt: die dortige Überschiebung würde sich hier eben fortsetzen. Sie könnte natürlich nur gegen S gerichtet sein; zugleich könnte man hier ihren Maximalbetrag ablesen: etwa 600 m. Es ist aber noch eine weitere Komplikation möglich: daß nämlich die unteren lichten Kalke echte norische Hallstätter Kalke und das Karinth auf sie ebenfalls überschoben wäre. Wenn man das vorliegende Profil für sich allein betrachtet, sieht dies freilich sehr gesucht aus; allein wir werden sehen (S. 94 ff.), daß im Naßköhr derartige Verhältnisse tatsächlich herrschen, und es besteht kein zwingender Grund dagegen, hier die unmittelbare Fortsetzung derselben zu sehen (das hätte natürlich die Konsequenz, daß die Pseudo-Hallstätter Kalke östlich des Krampengrabens — S. — auch norisch und die Mürztaler Mergel darüber eingewickelte Fetzen einer höheren Decke würden!). — Es sei hier keine endgültige Entscheidung getroffen; immerhin scheint mir II oder III besser in den allgemeinen Zusammenhang zu passen als I.

N des Kühkogels gewinnen die Mürztaler Mergel eine große Verbreitung: sie reichen bis auf die N-Seite des Grabens, welcher dort zur Krampener Klause hinabzieht. Hier kommt die Unterlage wieder in die Höhe: im W Wettersteindolomit, nach dem Verlauf der Grenze sanft gegen N aufgebogen; weiter O scheint sie sich steiler zu stellen und hier schaltet sich auch wieder lichter Kalk dazwischen ein. Er verbindet sich mit dem über den Karlgraben herüberstreichenden „Pseudo Hallstätter Kalk“. Hier wäre die Ausgangsstelle der oben unter II und III angenommenen Überschiebung des Kühkogel-Gipfel-dolomits zu suchen.

Nachgetragen sei noch, daß am Gehänge gegen das Mürztal die steilgestellten Gosaukalke entlang ziehen; an der Straße sind sie schön aufgeschlossen, mit Konglomeratlagen. Sie transgredieren auf den Werfener Zug, der wohl infolge davon hier in seiner Mächtigkeit stark beeinträchtigt erscheint; insbesondere auf der Rippe W vom Karlgraben-Ausgang sitzt mitten zwischen den Werfener Wiesenflächen noch ein isoliertes Gosaukalkriff.

d) Die Lachalpe und Umgehung, einschließlich Brühlboden (Taf. I, Prof. 2). W des Inneren Krampengrabens setzen alle im Vorigen besprochenen Glieder fort. Die Gosau ist jedoch zunächst, im Bereich der Häuser von Krampen, durch ihr höheres Glied, die grünlichgranen Mergel allein vertreten (vgl. S. 77); erst da wo die beiderseitigen Mürzufer zu enger Schlucht zusammen-treten streichen die roten Kalke, steil N-fallend, über das Tal. Sie ruhen mit Basiskonglomerat auf dem Wettersteindolomit der S-Seite, während die Mergel des Muldenkerns im N unmittelbar an Werfener Rauhacke<sup>60)</sup> anstoßen. Die Gosaumulde ist hier also im umgekehrten Sinne unsymmetrisch als an ihrem O-Ende, vgl. oben. —

<sup>60)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag ist hier die Werfener Grundfarbe unter dem blauen Punktaufdruck der Rauhacke ausgeblieben!

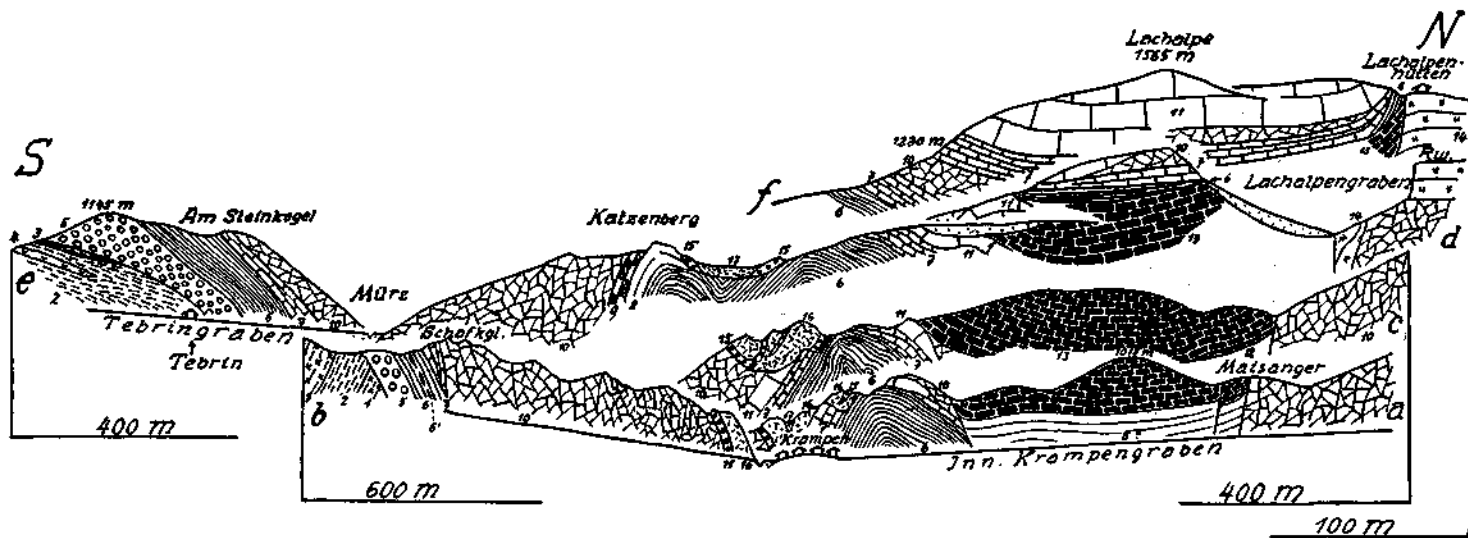


Abb. 6. Profilserie durch die Lachalpe (O-Seite), 1 : 15.000.

- 17 Mergel } Gosau
- 16 Kalke } Gosau
- 15 Konglomerat
- 14 Hallstätter Kalk
- 13 Mürztaler Mergel
- 12 Reingrabener Schiefer

- 11 Wettersteinkalk
- 10 Wettersteindolomit
- 9 Reiflinger Kalk
- 8 Pseudo-Hallstätter Kalk (anisich!)
- 7 Gutensteiner Kalk
- 6 Werfener Schichten

- 6' Lage mit Kalkknollen darin
- 5 Prebichlschichten
- 4 Erzführender Kalk
- 3 Lydit
- 2 Grauwackenschiefer
- 1 Porphyroid

Etwas weiter W, auf der O-Seite des Rückens östlich des Falkensteingrabens spießt eine mächtige Felspartie von schwarzem Gutensteinerkalk durch die Gosau; ebensolcher liegt auch im Falkensteingrabens selbst, mitten zwischen der Gosau, von etwas feinkristallinem weißen (Wetterstein-) Kalk überlagert (vgl. Abb. 6 a). Das sind wohl Relikte von dem — sonst in dieser Gegend durchaus abgetragenen! — Anis des S-Flügels der Niederalpl-Antiklinale. Von hier ab nach W zeigt die Gosaumulde einen symmetrischen Bau mit breit entwickeltem N-Flügel; zugleich ist sie stark ausgeflacht und streicht mit dem Rücken W des Falkensteingrabens in die Luft — das weite Wiesengelände unter dem Eder liegt auf Werfenern, die darunter hervorkommen. Doch sitzt denselben W vom Eder wieder eine Felsrippe von Gosaukonglomerat und -Kalk auf, als N-Flügel der Mulde; auch der S-Flügel ist N vom Katzenberg durch eine solche vertreten, die sich an Pseudo-Hallstätter Kalk anlehnt. Dazwischen liegen ziemlich breit entwickelt graue Gosaumergel. Die sehr mangelhaften Aufschlüsse gestatten nicht sie gegen O und W genauer abzugrenzen: in beiden Richtungen stoßen sie an Werfener Schichten. Der felslose nasse Boden erlaubt nur die eine Aussage mit Sicherheit, daß hier kein Gosaukalk (und Konglomerat) mehr dazwischenliegt; ob das dahin auszulegen ist, daß er primär fehlt und der Mergel hier unmittelbar auf den Werfenern abgelagert wurde, oder ob Verwerfungen daran beteiligt sind — das läßt sich nicht entscheiden. Aber anderweitige Anhaltspunkte für die Annahme solcher —, die ja auch in die Nachbarschaft fortsetzen sollten! — liegen nicht vor; sie können also jedenfalls nicht bedeutend sein.

Katzenkopf und Lerchsteinwand gehören der Hochveitsch-Synklinale (S. 155) an; doch sind die Verhältnisse z. T. nicht klar. Den S-Abfall zur Mürz bildet mächtiger Wettersteindolomit; am Katzenkopf legt sich mit Zwischenlage hornsteinführender Reiflinger Kalke ein lichtgrauer und roter Kalk flach darauf, den ich für anisischen Pseudo-Hallstätter Kalk halten muß (echter Hallstätter Kalk ist hier ausgeschlossen — trotz der von Geyer 1889, S. 611, erwähnten leider verloren gegangenen *Monotis salinaria!*). Die Schichtfolge ist hier lokal gegen S überkippt: Dafür spricht, daß der Kalk an der Lerchsteinwand gegen SW unter den Dolomit einfällt und von da nordwärts sich am Kastenriegel über die Werfener legt, die hier erst beim Sattel (1016,9m) darunter hervorkommen — auf kurze Erstreckung, denn N darüber liegt sehr bald schon der hier ganz normale Gutensteiner Kalk des N-Flügels der Dobrein-Antiklinale. — Gegen Mürzsteg zieht der Pseudo-Hallstätter Kalk der Lerchsteinwand ins Tal hinab, das er in der Klause ob Lanau überschreitet (guter Aufschluß im Steinbruch an der Straße); hier folgen wieder gleich N Werfener Schiefer. Sie gehören dem südlichen Teilgewölbe der hier gedoppelten Dobrein-Antiklinale an; die Teilung ist gegeben durch einen Zug von Wettersteindolomit (z. T. noch von Gutensteiner, bzw. Pseudo-Hallstätter Kalk begleitet), der z. T. auffallende Zacken bildend, am Gehänge bis oberhalb Mürzsteg fortzieht, während darüber wieder ein schmaler Werfener Zug verfolgt werden kann.

Kehren wir nun zurück nach Krampen! Dort sind N der Gosau

überall die Werfener Schichten nachweisbar (recht gut aufgeschlossen z. B. am Weg zum Naßköhr). Darauf liegen hier aber nur ganz unbedeutende Reste von Gutensteiner Kalk und Wettersteindolomit: von dem erwähnten Weg zur Kuppe vor dem Falkensteingraben und über diesen hinweg zu verfolgen, dann an Verwerfungen hoch am Gehänge hinauf verschoben (Abb. 6a). Was man von den Gesteinen hier zu sehen bekommt ist meist stark zerdrückt; die — auch im Vergleich zur Ostseite des Inneren Krampengrabens (S. 87)! — stark reduzierte Mächtigkeit ist zweifellos auf Rechnung tektonischer Ausdünnung zu setzen! Der lichte Kalk der Krampener Klause (S. 87) zieht darüber noch in den Seitengraben S P. 1045 herein, keilt aber noch unterhalb des Weges aus; an diesem gelangt man gleich nach Durchschreitung des obigen schmalen Dolomitstreifens in den Mürztaler Mergel (und Kalk), der hier genau wie am Kühkogel darüber folgt, jedoch viel größere Mächtigkeit als dort erreicht; nicht nur der Sporn P. 1045 besteht daraus, sondern auch das Waldgehänge der Lachalpe bis gegen 1300 m aufwärts. Die Straße zum Naßköhr bietet z. T. gute Aufschlüsse darin. Eine Fortsetzung des Dolomits und Kalks vom Kühkogel-Gipfel ist nicht mehr vorhanden.

Geyer hat die Mürztaler Mergel hier größtenteils als Gutensteiner Kalk kartiert — wohl verleitet durch die schwarzen Kalke, die wirklich manchmal, z. B. bei P. 1045, einigermaßen an solchen erinnern können. Ganz vergeblich habe ich dagegen — trotz wiederholter eingehender Bemühungen — die Werfener gesucht, die Geyer (1839, S. 614) von dem flachen Sattel W P 1045 angibt. Es ist nur möglich, daß er sich hier durch verschleppte Stücke oder durch verwitterte Mürztaler Mergel — die manchmal grünlichen Werfener Tonschiefern etwas ähnlich werden können — hat täuschen lassen. Ein Auftreten von Werfener Schichten an dieser Stelle — mitten in Mürztaler Mergeln! — wäre auch tektonisch nur schwer zu deuten.

Gegen N finden sowohl die Kalke der Krampener Klause als auch die Mürztaler Mergel — gerade hier z. T. von Reingrabener Schiefen unterlagert (Lachalpengraben) — an einer großen bruch- bis flexurartigen Störungszone ihr Ende, die im oberen Teil dem Lachalpengraben folgt, weiter unten über dessen S-Gehänge zieht (Abb. 6a—f). Sie wird — wie Verstaltungen der Mürztaler Mergel-Liegendgrenze in der Gegend über den Kehren der Straße erkennen lassen — südlich von mehr oder minder parallelen Störungen begleitet. N folgt der mächtige Wettersteindolomit des Schneealpssockels (vgl. S. 82); hzw. der ihn bedeckende Hallstätter Kalk des Brühlbodens. Über diesen ziehen die Mürztaler Mergel in den obersten Lachalpengraben hinauf (wobei ihre Mächtigkeit bis auf Null abnimmt); das legt es nahe, sie mit den auf dem Hallstätter Kalk im Naßköhr liegenden (überschobenen) Mürztaler Mergeln usw. zu verbinden — entsprechend der oben (S. 88) unter III angedeuteten Auffassung des Kühkogel-Profiles!

Auch jenseits des Sattels im obersten Kohlmaisgraben stehen die Mürztaler Mergel wieder hervor, verschwinden nach abwärts jedoch bald unter Schutt. Die ganze Basis der Lachalpe auf der W-Seite wird von Wettersteindolomit gebildet; nur im S scheidet ihn ein mächtiger Zug von (zweifellos anisischem) Wettersteinkalk, der die Talenge gleich N Mürzsteg bildet, von den Werfener Schichten der Dobrein-Antiklinale.

Über all dem tront die Deckscholle der Lachalpe (vgl. Kober 1912; Heritsch 1921, S. 119). Ihre genaue Begrenzung<sup>61)</sup> wird hier nun zum erstenmal gegeben.

Schon Geyer (1889, S. 607) kannte die Werfener Schichten am Sattel bei den Lachalpenhütten und brachte sie in Verbindung mit der „Bruchlinie“ des Lachalpengrabens. Wäre dies richtig, so sollten sie nach unten fortsetzen — was sie aber nicht tun, wie ebenfalls Geyer schon wußte. Heute deuten wir sie besser als Fetzen an der Basis der Deckscholle. Auch an deren Ostrande treten Werfener auf, gerade östlich des Lachalpengipfels und von dort nach S, über Mürztaler Mergeln, bzw. im S über Wettersteinkalk; sie sind allerdings sehr schlecht aufgeschlossen — man findet nur einzelne Bröckchen von braun verwittertem, glimmerreichem Quarzsandstein, wie er ganz gleich auch z. B. in dem basalen Werfener Zug um Krampen bekannt ist.<sup>62)</sup> Überall sonst ist die Basis der Deckscholle gegeben durch einen fast geschlossen zu verfolgenden Gürtel von dunklem Gutensteiner Kalk; nur gerade über den Werfener Schichten bei den Lachalpenhütten ist er auf eine kurze Strecke (tektonisch) unterbrochen, und auf der SO-Seite im „Falkenstein-Schlag“ durch Schutt verhüllt. W von dort, über dem Kastenriegel-Sattel (S. 91), liegt er bei 1200—1240 m auf Wettersteindolomit; weiterhin läßt sich die Schuhfläche fast ununterbrochen ins Wassertal verfolgen. Hier besteht die Unterlage aus lichtem Wettersteinkalk, über dessen massigen Felsen eine schmale Terrasse durch Mürztaler Mergel bedingt ist; auf der O-Seite liegen darunter auch Reingrabener Schiefer, im Hangenden etwas zweifelhafte Spuren von Werfener Schichten.<sup>63)</sup> Der tiefe Einschnitt des Wassertals selbst folgt einer Verwerfung, mit Senkung des NW-Flügels um ca. 15—20 m. — Weiter nach W gehen die Mürztaler Mergel verloren; zerrütteter schwarzer Gutensteiner Dolomit begleitet nun die Überschiebung. Während dieselbe bisher flach bergwärts, d. h. N fiel, beginnt sie sich nun, gegen den SW-Sporn der Lachalpe, stark nach W zu senken; die Schichten des (größenteils untypischen!) Gutensteinerkalkes fallen hier sogar recht steil WSW bis W; die Schubfläche ist ausgesprochen diskordant dazu. Oberhalb Mürzsteg ist sie bis auf 1050 m hinabgestiegen; die Unterlage bildet hier jener anisische Wettersteinkalk der Dobrein-Antiklinale (S. 50). Auch er wird diskordant von der Überschiebung abgeschnitten (wenn er auch keine Schichtung zeigt); wo sie den SW-Sporn übersetzt, ist ein kleiner Fetzen Wettersteindolomit dazwischengeklemmt, und am Gehänge über dem N folgenden Graben etwas Reingrabener Schiefer. N dieses Grabens verläuft sie, auch hier noch flach W-geneigt, zwischen Wettersteindolomit und Gutensteiner Kalk; wo sie in den Kohlmaisgraben einbiegt wird das Fallen südlich.

<sup>61)</sup> Deren Unkenntnis noch Spengler (1931 b, S. 524) abhielt, die Deckscholle auf seiner tektonischen Skizze einzutragen!

<sup>62)</sup> Lunzer Sandstein, an den man allenfalls auch denken könnte, kommt bekanntlich in der ganzen Gegend nicht vor, ist wohl auch feinkörniger.

<sup>63)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag als zu unsicher nicht berücksichtigt; die karnischen Schichten mußten weit übertrieben breit eingetragen werden! Gleiches gilt von dem nächsten Vorkommen solcher.

— Die Gipfelkappe der Lachalpe, über dem Gutensteiner Kalk, bildet lichter diploporenführender Wettersteinkalk; auf der NO-Seite und teilweise N-Seite ist etwas Wettersteindolomit zwischengeschaltet, auch sonst geht der Kalk lokal in Dolomit über.

Oben wurde bereits kurz der Hallstätter Kalk des Brühlbodens erwähnt, der N der Lachalpe dem Wettersteindolomitsockel aufsitzt. Er bildet eine flachgewölbte Platte, die fast allseits in senkrechten Wänden (Rötelwand, Kohlmaiswand usw.) abfällt. Irgend welche karnische Schichten sind an der Basis (W von der Straße unterm Eisernen Törl; vgl. S. 95) nirgends entwickelt (wegen der Verrieselungserscheinungen unter der Kohlmaiswand, vgl. S. 58). Dagegen liegen im östlichen Teil Mürztaler Mergel überschoben auf dem Hallstätter Kalk — der erste der Reste dieser Schichten, die von da durch das ganze Naßköhr (und weiter) zu verfolgen sind. Die Grenze gegen N bildet ein Bruch, der den Wettersteindolomit emporrückt. Auch sonst ist die Platte von Brüchen durchzogen: das NW-Ende der Mürztaler Mergel ist an solchen, in einem durch die Brühlwände hinabziehenden Graben tief eingekeilt; und das SO-Ende des Hallstätter Kalks bildet einen schmalen Keil zwischen der S-Randstörung (vgl. S. 92) und einem davon gegen NW abzweigenden Bruch — denn kaum hat man auf der Naßköhrstraße, gleich N vom Lachalpengraben, den Hallstätter Kalk erreicht, so kommt man wenige Schritte weiter schon wieder in (sehr zerrütteten) Dolomit, der hoch am Gehänge emporreicht, wilde Zacken bildend.

Spuren von Werfener Schichten N unter den Lachalpenhütten (am Weg) gehören wohl nicht einer selbständigen kleinen Deckscholle an — wiewohl auch das nicht unmöglich wäre; sondern ich möchte eher glauben, daß sie von jenem Aufschluß an der Basis der Lachalpen-Deckscholle verschleppt sind. Auf Blatt Mürzzuschlag sind sie nicht berücksichtigt.

Es wurde oben auf das W-Fallen an der Basis der Lachalpen-deckscholle aufmerksam gemacht. Diese Erscheinung setzt sich gegen N fort. Zwar am W-Abfall der Hallstätter Kalkplatte ist nicht viel zu bemerken. Aber während ihr Sockel am NW-Eck der Kohlmaiswand über 1400 m hoch liegt, treffen wir  $\frac{1}{2}$  km weiter NW, auf dem zum Bockkogel ziehenden Rücken, bei P. 1248 einen kleinen Denudationsrest von Hallstätter Kalk dem Wettersteindolomit aufsitzend; an seiner O-Seite finden wir die ersten — freilich nicht ganz sicheren — Spuren eines Mürztaler Mergel-Horizontes zwischen jenen beiden Gesteinen. Am Bockkogel selbst hat sich die Wettersteindolomit-Hangendgrenze noch tiefer gesenkt — aber was darüber folgt ist nun nicht mehr Hallstätter Kalk, sondern ziemlich mächtiger Mürztaler Mergel — der äußerste SO-Vorposten der mächtigen normal auflagernden karnischen Schichten von Scheiterboden (S. 100) und vom Königskogel usw. (S. 108 f.). Am Rücken gegen NW hinab reichen sie — mit z. T. sichtbarem Westfallen! — bis gegen 1000 m. An der Einsattelung O vom Bockkogel aber streicht eine Verwerfung durch — darauf kenntlich, daß hier auf ganz beschränkter Fläche rote und grüne Sandsteine und Tonschiefer der Werfener Schichten<sup>64)</sup> liegen —

<sup>64)</sup> Sollten die von Geyer (1889, S. 603) im Höllgraben erwähnten Werfener von dort oben herabkommen? Denn daß sie im Höllgraben anstünden,

ein winziger Rest der hier sonst ganz abgetragenen Lachalpendecke!  
(In Prof. 2, Taf. I, ist er nicht geschnitten!)

Beiderseits der Höllgraben-Mündung endlich liegen die Mürztaler Mergel bereits fast auf der Talsohle. Davon später (S. 99); zunächst sei nur festgehalten die beträchtliche Senkung der Wettersteindolomit-Obergrenze, die von der Kohlmaiswand bis hier, auf wenig mehr als 2 km Entfernung, an 600 m ausmacht; freilich sind daran auch Brüche beteiligt.

e) Das Naßköhr und die Hinteralpe (SO-Seite; Taf. I, Prof. 2; Taf. III, Prof. 5). Steigt man auf der Straße von Krampen zum Naßköhr empor, so gelangt man erst knapp unter dem Eisernen Törl aus dem Wettersteindolomit in Mürztaler Mergel<sup>65</sup>) (vgl. auch das Profil bei Böse 1898, S. 581), welche mit mäßigem N-Fallen an der Straße anstehen; die Grenze ist eine Verwerfung, gekennzeichnet durch eine NW über das Gehänge hinanziehende Rinne. Gleich darauf folgt eine zweite Verwerfung, die allerdings nicht unmittelbar zu sehen (an der Straße Moränenbedeckung!), sondern nur daraus zu erschließen ist, daß nun unterhalb der Straße bereits Hallstätter Kalk bis an den Abbruch gegen SO reicht. Gegen aufwärts biegt die Verwerfung in WNW- und fast W-Richtung ein; sie bildet die Grenze des Hallstätter Kalks des Buchalpels<sup>66</sup>) gegen Wettersteindolomit im S, über dem nur am Gipfel des Schafleitenkogels noch kleine Hallstätter Kalk-Relikte (ohne karnische Zwischenlage) erhalten sind. Da er gegen S auch durch eine — ungefähr parallele — Verwerfung begrenzt ist (S. 94), bildet der Schafleitenkogel einen herausgehobenen Streifen; doch ist der Betrag der Heraushebung nicht allzu groß.

Auf dem N-Abfall des Buchalpels liegen wieder überschobene Mürztaler Mergel; und an einer Stelle im Wald versteckt ein kleiner Rest von Werfener Schichten — der Vorposten der großen Deckscholle der Hinteralpe. — Unterhalb der Straße zum Jagdschloß kommt am NO-Fuß des Buchalpels nochmals der Hallstätter Kalk hervor, an einer Verwerfung herausgehoben; das aufgeschobene Karinth beginnt hier mit Reingrabener Schiefen (wie vielfach im Naßköhr — vgl. unten — und schon im Lachalpengraben, S. 92). Unterhalb, gegen die tiefe Senke, aber treten wieder Werfener Schichten in größerer Ausdehnung auf — der äußerste SO-Zipfel der großen Deckscholle.

Die SO-Verlängerung der eben genannten Verwerfung läuft über den „Ausgang“ — den tiefsten Punkt in der Umrandung der merkwürdigen, allseits geschlossenen Wannenlandschaft des Naßköhrs; dort folgt auf den Hallstätter Kalk gegen O wieder Wettersteindolomit, der aber bald wieder von Hallstätter Kalk bedeckt wird. Dann läßt ein weiterer Bruch den Wettersteindolomit nochmals weit — fast

---

ist kaum anzunehmen! — Das andere, a. a. O. erwähnte Vorkommen, beim Gehöfte Haas auf der O-Seite des Mürztals, möchte ich auf einen dort vorhandenen Rest quartären Mürzschotters deuten, der auch Werfener Material enthält.

<sup>65</sup>) Auf Blatt Mürzzuschlag infolge Druckfehlers Carditaschichten!

<sup>66</sup>) Ältere Karten und Geyer: Buchaibel.

1 km weit! — gegen N vorgreifen. Über ihm liegt, mit zusammenhängend verfolgbarem Carditaschichten-Band an der Basis, die flach gegen WNW abdachende Kalkplatte des Schönhalterecks und Windbergs (vgl. S. 82).

Diese große Verwerfung klingt nach N im Kalk jedoch schnell aus. Dieser reicht bis an die Straße S vom „Durchfall“,<sup>67)</sup> wo sich Reingrabener Schiefer und weiterhin, am Rande des flachen Bodens<sup>68)</sup> Werfener darüber legen; Mürztaler Mergel fehlen hier. Dagegen treten sie N vom Durchfall,<sup>69)</sup> am Rande des weiten flachen Torfbodens (Capellaros Wiesen der Karte) wieder als Hangendes des Hallstätter Kalkes auf und reichen, da das Einfallen nach N gedreht hat, auf der N-Seite des Schwarzkogels weit gegen die Groß-Boden-alm nach O; dort am Wege auch wieder Reingrabener Schiefer. — Die karnischen Schichten nehmen hier eine Senke ein, N von welcher in den Vorhöhen der Donnerswand der Untergrund wieder in die Höhe kommt. Dabei kann man fast Schritt für Schritt verfolgen, wie der Hallstätter Kalk gegen W an Mächtigkeit abnimmt, so daß sich schließlich Reingrabener Schiefer und Mürztaler Mergel unmittelbar auf Wettersteindolomit legen, eine normale Schichtfolge vortäuschend! Dabei ist hier kein Anlaß zur Annahme einer Verwerfung gegeben; es muß sich um eine diskordante Überschiebung handeln (Abb. 7 d—f). Folgt man ihr gegen N, so erreicht man bald wieder einen Felskopf von Hallstätter Kalk, dem Wettersteindolomit aufgesetzt mit geringfügiger Zwischenlage von Carditaschichten<sup>70)</sup> auf der N-Seite; von ihm reicht ein Sporn quer über die tiefste Senke hinüber in den Scheibenwieskogel<sup>71)</sup> unter dem Abfall der Hinteralpe. Und dieser tritt in unmittelbare Berührung mit den Werfener Schichten der Hinteralp-Basis! Aber auf der NO-Seite des Scheibenwieskogels sind wieder Mürztaler Mergel da (am Bach sogar anstehend); und sie reichen gegen O wieder bis an den Wettersteindolomit — Hallstätter Kalk fehlt wieder, bis auf eine weitere isoliert dem Dolomit aufsitzende Felspartie. Allerdings ist hier etwas weiter N, wo der Hallstätter Kalk vom Kl. Waxeneck herabzieht, vielleicht eine kleine Verwerfung vorhanden, die den Wettersteindolomit gegen W abschneidet; daß seine W-Grenze ihrer ganzen Erstreckung nach durch eine solche bedingt wäre ist aber nicht wahrscheinlich.<sup>72)</sup> Der Mürztaler Mergel liegt hier angehäuft, wo der Hallstätter Kalk mehr oder minder fehlt. Es ist in hohem Grade wahrscheinlich, daß da eine Reliefüberschiebung vorliegt: eine alte Landschaft, deren

<sup>67)</sup> Woselbst der Bach, der den größten Teil des Naßköhrs entwässert, in einem Schluckloch verschwindet, um unter der Hinteralpe hindurch im Wasserfall beim „Toten Weib“ unterhalb Frein wieder zutage zu treten!

<sup>68)</sup> Auf dem ein weiterer Bach verschwindet!

<sup>69)</sup> Der Streifen Reingrabener Schiefer N vom „Durchfall“ auf Blatt Mürzzuschlag ist in Mürztaler Mergel zu verbessern!

<sup>70)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag angeschlossen!

<sup>71)</sup> Der Name steht nicht auf Blatt Mürzzuschlag. — Geyer (1889, S. 617) erwähnt hier das Vorkommen großer Halobien im Hallstätter Kalk; ich habe diese nicht gefunden.

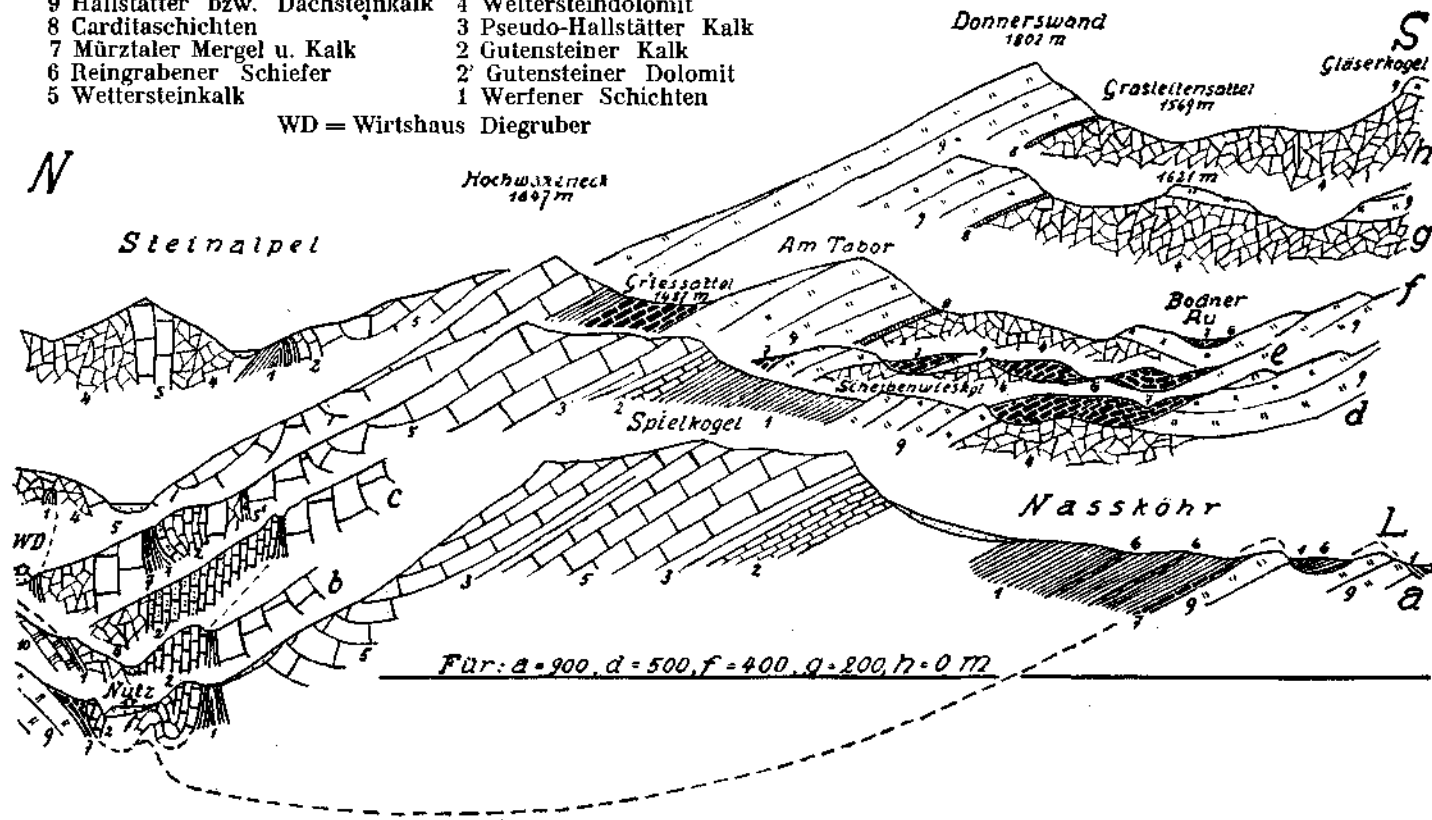
<sup>72)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag ist die rote Linie etwas zu lang geraten.



Abb. 7. Profilserie durch die Gegend N der Schneecalpe, 1 : 22.000 ca.

- |                                  |                           |
|----------------------------------|---------------------------|
| 10 Hauptdolomit                  | 5 Mergellage darin        |
| 9 Hallstätter bzw. Dachsteinkalk | 4 Weitersteindolomit      |
| 8 Carditaschichten               | 3 Pseudo-Hallstätter Kalk |
| 7 Müritzaler Mergel u. Kalk      | 2 Gutensteiner Kalk       |
| 6 Reingrabener Schiefer          | 2 Gutensteiner Dolomit    |
| 5 Wettersteinkalk                | 1 Werfener Schichten      |

WD = Wirtshaus Diegruber



Furchen mit Mürztaler Mergel „ausgestopft“ sind — um mit Ampferer (1924, S. 47) zu reden.

Um den Sporn des Klein-Waxenecks herum verringert sich die Breite des Mürztaler Mergelbandes wieder; doch zieht es geschlossen über den Griessattel und jenseits hinab zum Steinalpel — als Hangendes des Hallstätter, bzw. Dachsteinkalks der Donnerswand (S. 82). Und darüber liegen Werfener Schichten als Basis der Hinteralpe — wenig mächtig über dem Griessattel; aber W davon schwellen sie beträchtlich an und steigen bis an den Gehängefuß herunter. Dort liegt, an ihrer Liegendgrenze NO vom Scheibenwieskogel (s. oben) ein kleiner Schubfelzen von Gutensteiner Kalk;<sup>73)</sup> ein anderer steckt auf dem Rasenhang einige 100 m östlich vom Griessattel in den Werfener Schichten.

Daß diese letzteren weiter gegen S durch die ganze W-Hälfte des Naßköhrs eine große Verbreitung besitzen wußte bereits Geyer (1889, S. 616 f.). Seine Beschreibung und Kartendarstellung dieser Gegend ist sehr richtig; so kannte er bereits die verschiedenen Hallstätter Kalksporne, die weit nach W in das Werfener Gebiet vorstoßen: außer den schon erwähnten (Scheibenwieskogel und „Durchfall“) noch einen südlichsten, rings von den Werfenern umschlossenen, an dessen O-Ende sich jene zweite, oben erwähnte Versickerungsstelle befindet (vgl. Abb. 7 a). Hinzuzufügen ist nur, daß man an verschiedenen Stellen zwischen den roten und grünen Werfenern auch schwarze Schiefer antrifft, die am besten als aus der Unterlage aufgeschürfte und eingewickelte Reingrabener Schiefer zu deuten sind; sie sind auf Blatt Mürzzuschlag (aus Maßstabgründen übertrieben!) ausgeschieden. (Nicht wiederfinden konnte ich das von Geyer a. a. O. — leider ohne genauere Kennzeichnung der Örtlichkeiten — angegebene Haselgebirge.) — In der Deutung freilich können wir Geyer — der hier überall steile Brüche als Begrenzung der Werfener annehmen mußte — heute nicht mehr folgen; daß vielmehr die Werfener die Basis einer Deckscholle bilden, die Hallstätter Kalke — und die, eine mitgeschleppte Zwischenschuppe vorstellenden Mürztaler Mergel usw. darüber — unter jene Deckscholle hineingehen, das wird ganz klar werden, sobald wir auch ihre W-Seite betrachtet haben werden.

Ehe wir uns ihr zuwenden noch einen kurzen Blick auf die hangenden Glieder der Deckscholle: über den Werfener Schichten folgt überall am Steilabfall der Hinteralpe bis unters Hochwaxeneck zunächst dunkler Gutensteiner Kalk, bzw. Dolomit; dann eine Lage von meist roten dichten gebankten Kalken, die auf Blatt Mürzzuschlag als „Pseudo-Hallstätter Kalk“ bezeichnet sind; sie gehen ohne scharfe Grenze in den lichten Wettersteinkalk der Hochfläche über, der überm Griessattel bis an die Werfener hinabreicht (lithologischer Übergang oder Wegscherung der liegenden Glieder?). Die ganze Schichtfolge bildet in der Hinteralpe eine sanft gegen N geneigte Platte. Sehr merkwürdig ist nuu, daß von der S-Spitze dieser Platte, bei den Hütten der Hinteralpe, noch ein kilometerlanger (Guten-

<sup>73)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag infolge Druckfehlers Dachsteinkalk!

steiner!) Dolomit- und Kalkzug gegen SSW abzweigt, der sich — besonders im Kerpenstein — mit schroffen Formen über das sanfte Werfener Gelände erhebt. Der neue „Preindlweg“ vom Jagdschloß zur Hinteralpe bietet schöne Aufschlüsse darin. Die Schichten dieses Zuges stehen größtenteils mittelsteil bis steil, mit Streichen um N—S; im ganzen bildet er zweifellos eine querstreichende Synklinale.<sup>74)</sup>

f) Der Höllgraben; die W-Seite der Hinteralpe (Taf. I, Prof. 2). Oben (S. 95) wurde bereits erwähnt, daß am Ausgang des Höllgrabens beiderseits Mürztaler Mergel auftreten. Man findet sie in Lesesteinen auf der Verflachung, die mit einem niedrigen Steilabsatz — bereits Wettersteindolomit — zum Talboden sich abstuft. Wo gegen aufwärts das Gehänge steiler wird folgt Hallstätter Kalk — auch S des Grabens (Lesesteine); gegen O wird er hier von einer Verwerfung abgeschnitten.

Im Graben selbst macht sich diese bemerklich durch das Auftreten von Mürztaler Mergeln, zuerst auf der S-Seite, dann auf der N-Seite. Hier ist gleich oberhalb einer schönen (gefaßten) Quelle ein guter Aufschluß: man sieht den oben massigen Hallstätter Kalk einer überhängenden Felswand gegen unten Schichtung annehmen und ohne scharfe Grenze in dunklen dünn-schichtigen Mürztaler Mergel übergehen. Er ist nur 3—4 m mächtig; darunter liegt Wettersteindolomit, in welchen von hier aufwärts die ganze Grabensohle eingeschnitten ist. Seine von zahllosen Rinnen durchfurchten, brüchigen Steilgehänge stehen in lebhaftem Gegensatz zu den darüber aufragenden, glatten Felsmauern des Hallstätter Kalkes. Der Mürztaler Mergel zwischen beiden läßt sich auf der N-Seite noch ein Stück weit grabenaufwärts verfolgen, östlich ansteigend; dann keilt er aus — ungefähr dort, wo eine nahe N—S-streichende Verwerfung (welche die oben, S. 94, vom Bockkogel erwähnte gegen N fortsetzt oder ablöst) die Grenze des Hallstätter Kalkes um fast 100 m in die Höhe rückt.

Auch weiter grabeneinwärts beobachtet man noch einige kleinere Verstaltungen dieser Grenze; im ganzen aber steigt sie an, bis auf ca. 1200 m im Abbruch des Buchalpels (wegen der S-Seite des Grabens vgl. S. 94). Steigt man über ihn empor und wendet sich von der „Teufelsbadstube“ nordwärts dem Rücken zu, auf dem das Jagdschloß steht, so gelangt man aus dem Hallstätter Kalk plötzlich in Werfener Schichten, die ihm mit Zwischenlage von ganz wenig Mürztaler Mergeln (spärliche Lesesteine) aufrufen. Es ist der S-Rand der Deckscholle der Hinteralpe, die hier bis über den Abbruch zum Höllgraben reicht (vgl. dazu Geyer 1889, S. 596 f.).

Vom Jagdschloß gegen NW ist die Deckscholle durch einen Bruch begrenzt, zuerst mit geringer Sprunghöhe (im S-Abbruch ist er überhaupt noch nicht bemerklich). Er verläuft in der Senke, welche der zu den Hinteralplütten führende Fahrweg benützt; zwischen NO Werfener Schichten, SW Hallstätter Kalk. Auf diesen legt sich, auf dem aufschlußarmen Wiesengürtel rings ums Hochalpel<sup>75)</sup> Mürztaler

<sup>74)</sup> Eine einfache Abbeugung gegen O (Geyer, 1889, S. 596 u. Prof. 6 auf S. 602) scheint mir nicht zu genügen.

<sup>75)</sup> Bei Geyer (1889, S. 601) „Hochalpel“ geschrieben; ebenso auf älteren Karten.

Mergel — die Fortsetzung der Zwischenschuppe im Naßköhr (S. 98), in nun bedeutend größerer Mächtigkeit als beim Jagdschloß (mindestens 60—70 m); und im Hochalpel-Gipfel trägt er noch ein stratigraphisch höheres Glied: vermutlich Opponitzer Kalk (S. 60), welcher sich nicht weiter verfolgen läßt. Als Liegendes der Werfener Dolomit, östlich der Verwerfung; ebenso weiter N im obersten Alpelgraben und von dort bis nach Frein hinab (vgl. unten!). Er gehört ebenfalls jener Zwischenschuppe an, deren Mürztaler Mergel ihn auf der ganzen Strecke unterlagern — im obersten Plotschgraben allerdings mit Zwischenschaltung stark gepreßter schwarzer Schiefer, die wohl nur Reingrabener sein können.<sup>76)</sup> Trotzdem sehe ich in jenem Dolomit ein hangendes Glied jener Zwischenschuppe, das demnach nur Hauptdolomit sein kann (S. 64); denn in den Mürztaler Mergeln darunter herrscht auch sonst keine ungestörte Ordnung, wie das Auftreten von Reingrabener Schiefen im Schusterwald; auf dem Vorsprung O vom „Toten Weib“, sowie in dem Graben N davon zeigt. Mit einem gewissen Betrag interner Schuppung ist jedenfalls zu rechnen; und auf diesem Wege mögen auch jene Reingrabener Schiefer an die Hangendgrenze gekommen sein. Der lichte Dolomit muß demnach — wie das ja angesichts der Materialverschiedenheit leicht begreiflich — von seiner Unterlage tektonisch abgelöst sein.

Kehren wir zurück ins Mürztal N der Höllgrabenmündung! Der dortige Mürztaler Mergel (S. 95) endet gegen N brüsk an einer Verwerfung, welche den Wettersteindolomit am Gehänge auf 900 m ansteigen läßt; darüber setzt jener gegenüber Scheiterhoden als schmales Band fort, gefolgt von Hallstätter Kalk; solcher bildet das ganze Gehänge bis zum Höllsattel. Das Einfallen gegen W, wie es Geyer (1889, S. 602) zeichnet, ist hier nicht unmittelbar zu sehen, da Schichtung fehlt; daß die Beobachtung Geyers grundsätzlich richtig ist, sahen wir an dem Mürztaler Mergel im Höllgraben. Doch ist das Einfallen weit flacher als er es zeichnet; dafür sind Brüche am Absteigen der Schichten in stärkerem Maße beteiligt (vgl. oben). Es ist die Fortsetzung jenes queren Einfallens, das wir bereits von der SW-Ecke der Lachalpe (S. 93) her verfolgt haben.

Vom Höllsattel gegen NO zieht ein ganz mit Blockwerk von Hallstätter Kalk (Moräne??) bedeckter Rücken binab. N von ihm, hinab zum Alpelgraben, gibt es keinen Hallstätter Kalk mehr — nur Mürztaler Mergel.<sup>77)</sup> Wo man sie anstehend sieht geht das Einfallen, flach bis mittelsteil, ungefähr nach N. Das ist wohl die Folge von innerer Kleintektonik. Denn die Auflagerung des Hallstätter Kalks auf der N-Seite („Schustermauer“) zeigt unverkennbar, daß auch hier das quere Einfallen noch weiter geht; ca. 500 m beträgt ihre Verstellung, auf etwas über 1½ km Entfernung, woran hier Brüche nur noch untergeordnet beteiligt sind. — Zugleich besteht aber auch eine leichte

<sup>76)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag eines Druckfehlers halber Werfener Schichten.

<sup>77)</sup> An ihrer Basis tritt hart über der Talsohle noch einmal der Wettersteindolomit hervor; auf Blatt Mürzzuschlag wäre die — sehr kleine! — Parzelle vom Mürztaler Mergel abzutrennen.

Verbiegung in N—S-Richtung; denn die Höhenlage der Hallstätter Kalkbasis S des Alpelgrabens ist immerhin größer als auf der N-Seite.

Vom Hochalpel ist noch eine Komplikation nachzutragen: steigt man vom Höllsattel über den Rücken nach O hinauf, so überquert man noch einen Mürztaler Mergelzug, der über den zum Höllgraben abfallenden Wänden, eine Terrasse bildend, entlang zieht und schließlich als enggepreßte Antiklinale zwischen fast senkrecht stehendem Hallstätter Kalk zu Ende geht; wie dies Geyer (1889, S. 602) bereits beschrieben hat. Damit im Zusammenhang erhebt sich die Frage, ob nicht die gewaltige Mächtigkeitsschwankung der Mürztaler Mergel zwischen Höll- und Alpelgraben, von 0—4 auf nahezu 200 m, z. T. doch auf tektonische Wegquetschung im S, Anschoppung im N zurückgeht; eine Komplikation wie die eben erwähnte ist ohne derartige Vorgänge kaum verständlich.

Der Hallstätter Kalk N des Alpelgrabens geht zu oberst in lichten Dolomit über; und auf ihm liegen abermals Mürztaler Mergel in ansehnlicher Mächtigkeit. Sie gehören wieder der mehrfach erwähnten Zwischenschuppe an; über ihre mutmaßliche Innentektonik vgl. oben. Im Plotschgraben sieht man den Hallstätter Kalk darunter gegen O flach emporziehen; das Einfallen gegen W ist also immer noch eine Strecke weit vorhanden.

Diese Schichten steigen nun N der im Hallstätter Kalk eingeschnittenen Mürzschlucht ins Tal hinab; darauf folgt wieder, am Gehänge O Frein, der lichte (Haupt-) Dolomit, weiter Gutensteiner Dolomit und Kalk (z. T. untypisch, lilagrau mit Diploporen; vgl. S. 46). Das ist aber noch nicht die wahre Aufeinanderfolge; denn es ist noch ein Bruch im Spiel: folgt man einem Jagdsteig, der über dies Gehänge südlich aufwärts führt, so trifft man auf ein schmales Band stark verquetschter, aber typischer Werfener Schiefer, die ca. 100 m am Gehänge aufwärts (bis über eine Wildfutterstelle) zu verfolgen sind, zwischen Gutensteiner Dolomit im N und Hauptdolomit im S. Alle diese Schichten erreichen hier die Mürz nicht, sondern stoßen — die Werfener hart unter dem Jagdsteig — an Mürztaler Mergeln ab; während umgekehrt der zuvor erwähnte Hauptdolomit O Frein nicht weit am Gehänge aufwärts reicht, wo ihn der Gutensteiner Dolomit abschneidet. Seine Fortsetzung ist der eben genannte Dolomit S des Werfener Zuges. Der trennende Bruch spielt anscheinend wesentlich die Rolle einer Transversalverschiebung. — Die Werfener gehören selbstverständlich wieder an die Basis der Hinteralp-Deckscholle; durchverfolgen lassen sie sich nach SO allerdings nicht, wohl aber die hangenden Gutensteiner Schichten, und auch die Werfener setzen bereits N über dem (auf der Karte namenlosen) Graben, der zum oberen Ende der Mürzschlucht hinabzieht, wieder ein. Das bei Frein recht steile N-Fallen ist hier beträchtlich ausgeflacht. Auf dem Sporn zwischen dem eben genannten und dem Plotschgraben ist den Werfenern noch ein Span von Gutensteiner Dolomit eingeschaltet; ein solcher tritt auch im obersten Alpelgraben an ihrer Basis zutage, wie hier nachgetragen sei.

Knrz bemerkt sei noch, daß über dem Gutensteiner Kalk des Hochriegels bei etwa 1300 m eine Lage von Reiflinger Kalk folgt, der

durch den SW-Abfall der Hinteralpe etwa  $1\frac{1}{2}$  km weit verfolgt werden kann. Darüber liegt Wettersteinkalk, dessen liegender Anteil auch hier — wie auf der SO-Seite — in „Pseudo-Hallstätter Kalk“ übergeht.

g) Der nördliche Blattrand von Frein bis zum Naßwalder Tal (Taf. I, Prof. 1 u. 2). Die nördlich abfallende Platte der Hinteralm ist in Wahrheit der S-Flügel einer Synklinale, deren Umbiegungsstelle<sup>78)</sup> bei Frein schon überschritten ist; denn unmittelbar oberhalb des Ortes treten im Tal auf der N-Seite des vom Hochriegel herabziehenden Gutensteiner Kalkes schon wieder Spuren von Werfenern zutage. Ob sie allerdings schon dem N-Flügel angehören oder einer sekundären Teilung der Mulde, läßt sich nicht entscheiden; denn in dem östlich anschließenden Waldgehänge der nördlichen Hinteralp-Abdachung herrscht zunächst eine vollkommen hoffnungslose Schuttüberdeckung.

Sicher ist nur, daß die Grenze der Deckscholle hier zunächst im Tal verläuft (ob durch einen Bruch bedingt oder durch Überschiebung ist nicht zu sehen). Die jüngeren Schichten der NW-Seite werden unten (S. 103) besprochen. Die SO-Seite jedenfalls läßt wenig mürzaufwärts schon wieder Werfener erkennen, die über das flache Gelände S des Seekogels zusammenhängend verfolgt werden können; beim Eder erreichen sie in großer Breite wieder das Tal der Kalten Mürz. Am Seekogel selbst sowie W von ihm sitzen Gosaureste darauf (Geyer 1889, S. 598, 646). Als S-Rand sind dunkle Gutensteiner Kalke (Sattel S des westlichen Gosauhügels), bzw. lichter Wettersteindolomit (SO Eder) eben noch sichtbar — zwar nur als Lesesteine; da jedoch der von oben herabkommende Schutt nur Wettersteinkalk enthält, kann man jene Bildungen schon als anstehend betrachten. Bemerkenswerterweise scheinen am oder nahe dem N-Rand der Werfener Schubspäne von Quarzphyllit<sup>79)</sup> zu liegen; gefunden wurde das Gestein allerdings nur im Schutt; so NO der von der Straße oberhalb Frein über die Mürz führenden Brücke, gerade bevor sich die Gosau darüber legt (hier auch Chloritphyllit); ferner in dem Graben, der die Gosau durchschneidet, ebenfalls unter ihr verschwindend, so daß sich über die Lagerung nicht mehr sagen läßt.

Auf dem flachen Sattel N von dem (aus Gosaukonglomerat bestehenden) Seekogelgipfel befindet sich ein verlandeter Teich<sup>80)</sup> auf ersichtlich undurchlässigem Untergrund, welcher W aus gelblichem und lichtgrauem, feinkörnigem glimmerreichem Sandstein, wohl noch der Gosau angehörend, zu bestehen scheint, O vom Teich aber aus Werfener Schichten; doch sind die Aufschlüsse sehr mangelhaft, eine genauere Abgrenzung ist nicht möglich. Auch hier fand sich ein einzelnes Stück von Quarzphyllit, unmittelbar N vom Sattel. Das Felsriff N von diesem bildet steil S-fallender Hallstätter Kalk (vgl. Spengler 1931, S. 503), der Unterlage der Deckscholle angehörend.

<sup>78)</sup> Die ja keineswegs eine regelmäßige und stetige Biegung sein muß!

<sup>79)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag aus Maßstabrücksichten vernachlässigt.

<sup>80)</sup> Doline? Jedenfalls wesentlich größer als die normalen Gipstrichter der Werfener! Der Name Seekogel dürfte übrigens auf dies ehemalige Wasserbecken zurückzuführen sein.

Er läßt sich gegen O weit hinab gegen die Kalte Mürz verfolgen; dort trennt ihn Mürztaler Mergel vom liegenden Wettersteindolomit, der den ganzen N-Abfall des Seekogels bildet. Gegen W keilt zuerst der Mürztaler Mergel aus, dann wird der Hallstätter Kalk von der Überschiebung abgeschnitten, so daß die Werfener der Deckscholle am NW-Abfall des Seekogels unmittelbar auf den Wettersteindolomit zu liegen kommen.

Weiter O kompliziert sich das Profil (vgl. Abb. 7, S. 97). Der Hügel S Nutz besteht aus Gutensteiner Kalk, der bis zur Kalten Mürz hinab und sogar noch auf deren N-Seite reicht — für den stark zerrütteten dunklen, z. T. in Dolomit übergehenden Kalk des Vorsprungs an der Straße O Laimer, ist das wohl die zutreffendste Deutung. Er fällt hier sehr steil NNW, aufgeschoben auf Mürztaler Mergel, die wohl wieder der Zwischenschuppe des Naßköhrs usw. (S. 98) entsprechen. Sie greifen diskordant über die Grenze von Hallstätter Kalk und (darüber) Hauptdolomit, welche das Gehänge des Mitterberges — schon auf Blatt Schneeberg—St. Ägyd — bilden. Spengler trägt dort auch wieder Mürztaler Mergel an der Grenze gegen die Deckscholle ein.<sup>81)</sup> Diese beginnt O Nutz mit Werfener Schichten, die von oberhalb des Stauwerks als Rampe am Gehänge gegen ONO aufwärts bis zum Blattrand verfolgt sind; die Mächtigkeit schwillt dabei von weniger als 10 bis auf 40–50 m (oben) an. Es sind grünliche Tonschiefer, rosa Sandsteine, gelbe unreine Kalke; einige kleine Wasseraustritte fehlen nicht. Die Unterlage ist auf Blatt Mürzzuschlag Hauptdolomit. Das Hangende bildet ein schmaler Zug von dunklem (Gutensteiner) Dolomit, offenbar steil mit dem Gehänge fallend; dann folgt lichter (Wetterstein-) Dolomit, darein eingeschaltet eine ziemlich mächtige Lage von ganz massigem hellem, z. T. kieseldurchwobenem Kalk.

Das Tal verläuft hier, vom Gasthaus Diegruber abwärts, ungefähr im Grunde einer Synklinale; die Verlängerung des Gutensteiner Kalks S Nutz (vgl. oben) gehört ihrem S-Flügel an. Nicht aber der Abfall der Schichten vom Plateau der Hinteralpe! Denn von ihm trennt jenen Gutensteiner Kalk noch eine steile Aufpressung von Werfener Schichten. Diese ziehen von W her auf den Sattel S vom Hügel S Nutz, sind O von ihm im Kaltenbach sehr schön aufgeschlossen, steilstehend, mit wildverknietem gipsführendem Haselgebirge, und ziehen von da in einen von O kommenden Seitengraben<sup>82)</sup> hinein. In seiner weiteren Fortsetzung bietet das Gehänge knapp unter dem „Kaisersteig“ eine Reihe von Sätteln, welche Felsvorsprünge aus dunklem Gutensteiner Kalk von dem hellen Wettersteinkalk des Gehänges im S scheiden. Auf allen diesen Sätteln ist der Boden auf-fallend tonig; sichere Werfener Fragmente wurden jedoch nicht

<sup>81)</sup> Ich konnte mich nicht überzeugen, daß das von Spengler 1931 b (S. 502) erwähnte und (Prof. VII) gezeichnete NW-, bzw. NNW-Fallen mehr als lokale Bedeutung hat, habe vielmehr aus der Verteilung der Schichten den Eindruck, daß sie im ganzen wie die Basis der Deckscholle steil SSO fallen. Doch fehlt mir die Kenntnis von Kammregion und N-Abfall, ohne die eine sichere Entscheidung vielleicht nicht möglich ist.

<sup>82)</sup> Ich habe ihn nicht begangen; das auf der Karte gezeichnete Durchstreichen der Werfener ist also vielleicht nicht ganz wörtlich zu nehmen!

gefunden, so daß die Eintragung auf Blatt Mürzzuschlag etwas hypothetisch bleibt. Doch stehen fast genau in der weiteren Verlängerung gegen O abermals Werfener an: am Beginn des Kaisersteigs über dem Steinalpel-Jagdhaus sind sie recht gut aufgeschlossen; darüber liegt Gutensteiner Kalk (Lesesteine). Auch etwas weiter W beobachtet man die Werfener wieder auf größere Erstreckung; hier sind die Aufschlüsse zwar z. T. recht schäbig, doch helfen Wasseraustritte bei der Verfolgung. Sie scheinen dort — samt dem begleitenden Gutensteiner Kalk — vom Wettersteinkalk überwölbt in einem flachen Vorsprung des Gehänges bei nicht ganz 1100 m Höhe. — Eine Fortsetzung dieser Werfener nach O, unter der Steinalpelmauer aufzufinden, ist nicht gelungen; dort ist alles oberhalb einer Wettersteinkalkplatte gleich über der Talsohle von Schutt verhüllt.

Eine zweite Werfener Teilantiklinale sticht im Tal beim Diegruber heraus: am Gehängefuß unmittelbar S von hier findet man ihre Spuren, dann wieder in der streichenden Fortsetzung auf dem rechten Ufer der Kalten Mürz, gegenüber vom ersten Jägerhaus. Sie reichen hier etwa 20—25 m am Gehänge aufwärts, begleitet von wenig Gutensteiner Dolomit. Sonst sind sie ganz von Wettersteindolomit, bzw. -kalk (in geringem Abstand) umgeben.

Und endlich gibt es noch eine dritte Werfener Teilantiklinale: im Wald S Diegruber, auf ca. 1000 m Höhe. Bis dahin steigt man durch Wettersteindolomit und -kalk empor (Lesesteine!), darüber dunkler Gutensteiner Dolomit. Dazwischen sind die Werfener in Spuren — die Aufschlüsse sind wohl mangelhaft! — etwa  $\frac{1}{2}$  km weit am Hang verfolgbar. Erstaunlicherweise sind unter ihrem O-Ende, in dem Graben, der oberhalb des Jagdhauses (W. H. Neuwald der Karte) mündet, dunkle, z. T. dünnschieferige Mergel gut aufgeschlossen; auch dunkle Kalke, mit undeutlichen Fossilspuren (Korallen? Spongien?) liegen dabei. Die Gesteine erinnern viel mehr an Mürztaler Mergel<sup>83</sup>) als an Anis. Sollte da ein Fetzen der oft genannten Zwischenschuppe mit heraufgefaltet sein?

Mit der Steinalpelmauer überschreitet der Wettersteinkalk von der Hinteralpe her das Tal, um sich weiterhin zum Glatzeten Kogel und zum Gr. Sonnleitstein aufzuschwingen. Ebenso setzt der Dachsteinkalk der Donnerswand, von der romantischen Schlucht oberhalb des weiten Schuttbodens des Steinalpels durchsägt, in der Goldgrubhöhe fort, mit allerdings beträchtlich verringerter Mächtigkeit. Und auch die Schichten zwischen beiden setzen fort: die Werfener der Deckschollen-Basis bilden das Gebänge unter dem Glatzeten Kogel, weiter die Ameiswiese und den Plutschenboden unterm Sonnleitstein (wobei sie zumeist ein dünnes Gutensteiner Dolomitband vom hangenden Wettersteinkalk scheidet). Und den Mürztaler Mergeln vom Naßköhr und Griessattel entsprechen die gleichen Gesteine auf der als Fossilfundstelle bekannten (vgl. S. 60) Goldgrubhöhe. Dies alles hat ja Geyer bereits recht treffend beschrieben (1889, S. 642 f.). Nur darin muß ich ihm widersprechen, daß er die Auflagerung an der Goldgrub-

<sup>83</sup>) Immerhin ist die Eintragung solcher auf Blatt Mürzzuschlag mit Vorbehalt gemeint!



höhe für normal hält: die Mürztaler Mergel bilden hier vielmehr eine Zwischenschuppe unter der Sonnleitsteindeckscholle und über basalem Dachsteinkalk — genau so wie wir das im Naßköhr usw. gefunden haben.

Auch über den Anschluß an das bereits auf der Rakkarte dargestellte, 1937 a von mir beschriebene Gebiet ist nicht mehr viel zu sagen. Wegen des stratigraphischen Dilemmas: „Dachsteinkalk“ der Goldgrubhöhe — „Wettersteinkalk“ in der scheinbaren Fortsetzung am Betriegel usw. vgl. S. 37 f. — Die Mürztaler Mergel der Zwischenschuppe keilen östlich der Ameiswiese aus; aber in dem zum Wasseralmbach hinabziehenden Graben findet sich noch ein ganz in den Werfenern eingewickelter Fetzen davon. Andere Schubfetzen, aus dunklem Gutensteiner Dolomit bestehend, liegen östlich der Ameiswiese am Raude des unter die Werfener einsinkenden Kalkes des Betriegels. Und in einer — offenbar einer Verwerfung entsprechenden — Furche, die von W her in diese Kalkmasse eingreift (im S-Gehänge der westlichsten Kuppe), ist auch noch ein Span des dunklen Dolomits eingeklemmt (auch Spuren von gelben Werfener Kalken). Gegen W (abwärts) verschwindet die Einkeilung, da der leichte Kalk von N her darunter einfällt.

h) Überblick über die Tektonik des Schneealpengebiets. Wir haben das Schneealpengebiet gebildet von zwei Hauptelementen: der im S auf der Grauwackenserie transgredierenden „basalen“ Serie, mit Schichten bis zum Nor aufwärts, und den darauf liegenden Deckschollen der Lachalpendecke,<sup>84)</sup> aus älterer und mittlerer Trias (mit geringen Spuren älterer Phyllite) bestehend; dazu noch die unselbständige „Zwischenschuppe“<sup>85)</sup> unter den Deckschollen im W und N, nur aus karnischen und z. T. norischen Gesteinen aufgebaut.

Von der Lachalpendecke sind drei größere Reste vorhanden: die Ranhenstein-Deckscholle auf dem S-Teil des Schneealpenplateaus; die Lachalpen-Deckscholle auf dem gleichnamigen Berge; und endlich die größte von allen, die Hinteralpe<sup>86)</sup> — Sonnleitstein-Deckscholle, welcher ein Teil des Naßköhrs und die ganze Hinteralpe sowie der Kamm Glatzeter Kogel—Gr. Sonnleitstein (z. T. schon jenseits des Blattrandes) angehört. Dazu kommen noch die winzigen Deckschollenreste auf dem Buchalpel und am Bockkogel (dieser an einer Verwerfung eingeklemmt).

Von weiteren tektonischen Erscheinungen sind zu erwähnen: die Aufbiegung des Werfener Untergrundes der basalen Serie in der Dobrein-Antiklinale und jene von Hinter-Naßwald; die tiefe Syn-

<sup>84)</sup> Wegen des Namens vgl. Heritsch (1921, S. 119), und Cornelius (1937 a, S. 182).

<sup>85)</sup> Mit der Teilung seiner „Hallstätter Decke“ in 2 Schuppen, die Kober 1912 vorgenommen hat und noch jetzt (1938, S. 122) aufrecht erhält, hat diese Zwischenschuppe nichts zu tun. K.s Trennungsfläche ist die ganz lokale Oberkipfung der Werfener S Mürzsteg (vgl. S. 153), die höchstens 1 km im Streichen anhält. Wohin er weiter N die Trennungsfläche legt, ist mir aus seinen Angaben überhaupt nicht klar geworden.

<sup>86)</sup> Besser als Roßkogel-Deckscholle, da es schon allein auf Blatt Mürzschlag eine ganze Reihe von Roßkögeln gibt!

klinale, in welcher die Hiteralp—Sonnleitstein-Deckscholle liegt; die merkwürdige, Deckschollen und Unterlage betreffende Quersynklinale des Mürz-Durchbruchs, von der wir allerdings erst den W-Flügel hier kennengelernt haben; die S bis SW gerichtete Überschiebung O des Karlgrabens, mit Fortsetzung im Kühkogel, weiter gegen WNW in die steile Abbiegung der Schneeealpenserie N der Lachalpen-Deckscholle übergehend. Dann sei hingewiesen auf die große schichtenparallele Gleitung am O-Rand der Schneeealpe und auf die analogen Erscheinungen, denen die gewaltige Ausdünnung der basalen Mitteltrias S unter der Lachalpen-Deckscholle (und wohl auch in der weiteren Fortsetzung gegen O) zugeschrieben werden muß (Diskussion dieser Erscheinung S. 169).

Ferner sind noch die zahlreichen, wenn auch meist nicht sehr bedeutenden Brüder zu nennen; sie streichen in der Hauptsache NNW—N—NNO, sind also Querbrüche. Die an ihnen erfolgten Bewegungen lassen sich selten genauer ermitteln; ein Teil — vermutlich der größere! — entspricht sicher Transversalverschiebungen, so z. B. jener Bruch O Frein (S. 101). Bei anderen ist zweifellos der Betrag der vertikalen Verstellung recht bedeutend, so z. B. an den Brüchen am Bockkogel—Höllsattel (S. 94), welche die Tendenz haben, die Niederbiegung zur Mürzdurchbruch-Quersynklinale zu verstärken. (Im übrigen sei hier erneut darauf hingewiesen — vgl. Cornelius 1937 a, S. 189 —, daß es Brüche mit bloß vertikaler oder bloß horizontaler Bewegung fast nicht geben dürfte — denn das sind zwei Richtungen unter unendlich vielen möglichen! Fast immer treten beide Bewegungen kombiniert auf, wobei nur das eine Mal die eine, das andere Mal die andere überwiegen kann!)

Endlich ist noch ein Punkt zu beachten: die Gosaumulden von Krampen (S. 86) und vom Seekopf (S. 102) liegen beide zwar nahe an muldenförmigen Elementen der älteren Tektonik, decken sich aber nicht mit ihnen, greifen vielmehr auf die benachbarten Antiklinalelemente mehr oder minder über. — Auf die wichtige Rolle der Gosau für die Erkennung der Phasengliederung der Tektonik und auf diese selbst sei später (S. 165 ff.) noch eingegangen.

## 2. Das Toniongebiet.

a) Die Umgebung der Königskögel (Taf. II, Prof. 3; Taf. III, Prof. 5). Mürzsteg liegt — dem kundigen Auge verraten dies die schönen Wiesen in seiner Talweitung! — auf Werfener Schichten, u. zw. ist es die Dobrein-Antiklinale, die hier gegen W fortsetzt. Aber so wie sie O Mürzsteg durch Einfaltungen des Hangenden in Teilantiklinalen gegliedert ist, so auch gegen W (Abb. 8): etwa  $1\frac{3}{4}$  km W Mürzsteg erscheint W-fallender Wettersteindolomit (Steinbruch!) an der Straße, W davon treten nochmals Werfener an ihr auf, die die Bildung einer schönen Quelle veranlassen, dann aber endgültig unter das Talniveau versinken. Oberhalb des Steinbruchs wiederholen sich noch zweimal Werfener Schichten, durch Wettersteindolomit getrennt — ebensovielen Teilantiklinalen entsprechend. Alle tauchen hier unter: infolge einer Quereinbiegung treten etwa 1 km weit keine

Werfener der Niederalpl-Antiklinale mehr zutage; erst beiderseits der Seebachl-Mündung tauchen sie wieder auf, mit einer mächtigen, Felsen bildenden Rauhwackeneinschaltung N über der Straße. Die Hauptentwicklung dieser neuerlichen Aufwölbung liegt indessen auf der südlichen Talseite (vgl. S. 153).

Im N-Flügel der Werfener Antiklinale bei Mürzsteg folgt, aus der Lachalpen-Basis (S. 93) herüberstreichend, der lichte anisische Wettersteinkalk, der das Hoheck<sup>87)</sup> bildet, dann mit abnehmender Mächtigkeit und stets von Wettersteindolomit überlagert, nach W weiterzieht, um ungefähr mit den Werfenern zusammen zu verschwinden. Dort sitzt (über einer Verflachung im Rücken W des 1. Grabens W Wipploch) Gosau darauf! Es ist das östlichste Glied einer langen, vom Ausgang des Buchalpengerabens herüberstreichenden Reihe von Vorkommen, die schon Geyer (1889, S. 565) kannte.

Das höhere Gehänge besteht ganz aus Wettersteindolomit. Nur etwa 100 m unterhalb des Niederen Seekopfes, auf dessen O-Rücken, fand

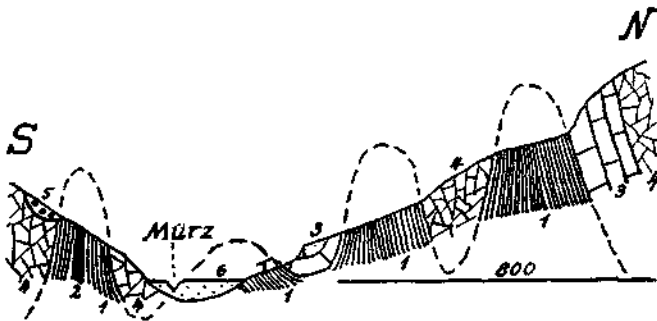


Abb. 8. Profil durch den Dobreingraben W Mürzsteg, 1 : 6000.

- |                      |                               |
|----------------------|-------------------------------|
| 6 Talschutt          | 3 Wettersteinkalk (anisisch!) |
| 5 Gosau              | 2 Diabas                      |
| 4 Wettersteindolomit | 1 Werfener Schichten          |

ich dunkle Mürztaler Mergel, an einem entwurzelten Baum ganz zweifelsfrei aufgeschlossen; offenbar handelt es sich um eine ganz kleine, an einer Verwerfung eingeklemmte Partie.

Erst am Gipfel des Niederen Seekopfs beginnt eine zusammenhängende Decke von Mürztaler Mergeln, die sich gegen W senkt. Die Auflagerung ist zweifellos normal; wir werden sehen, daß ihre Fortsetzung im N unter Hallstätter Kalk hineingeht (S. 109, 110). Nichts würde demnach berechtigen, hier eine Fortsetzung jener „Zwischenschuppe“ vom Naßköhr usw. zu sehen; die Fortsetzung O der Mürz liegt vielmehr am Bockkogel und am Ausgang des Höllgrabens (S. 99).

Nichtsdestoweniger liegt unmittelbar auf diesen Mürztaler Mergeln eine kleine Deckscholle: in dem Sattel zwischen dem W-Ausläufer

<sup>87)</sup> Diploporen, die man nach Geyer (1889, S. 565) hier suchen möchte, habe ich leider nicht gefunden; auch nicht die Spuren von Gutensteiner Kalk an der Basis, von denen er spricht. Dagegen scheint am Abfall gegen das Mürztal nahe dem N-Rand dunkler Gutensteiner Kalk daraus hervorzugehen, wenn auch nur auf kleiner Fläche.

des Niederen Seekopfs und dem Rücken, der zum Hohen Seekopf weiterzieht. Dort befindet sich ein kleiner Buckel aus typischem Gutensteiner Kalk (Wurstelbänke! mit keinem karnischen Gestein zu verwechseln!); N und S davon in den Senken liegen Werfener Schiefer, die nach W bis zu dem flachen, durch eine Lacke gekennzeichneten Boden hinabreichen; gut aufgeschlossen sind sie jedoch nirgends.

Der Gipfel des Großen Seekopfs besteht aus Mürztaler Mergeln in flach muldenförmiger Lagerung. Auch den Kamm zum Rapoltkogel bilden sie, als schmale Brücke über dem Wettersteindolomit, der W davor im Gschwandgraben wieder hervorkommt; auch noch weiter W, im Buchalpgraben, befindet sich ein weiteres solches (stratigraphisches!) Fenster. Die Aufschlüsse sind hier großenteils sehr gut; insbesondere knapp über der Liegendgrenze bildet eine stärker kalkige Lage in den Mürztaler Mergeln meist hell anwitternde Wandln. Man erkennt daran die sehr ruhige Lagerung; flaches Einfallen gegen W herrscht bis über den Gschwandgraben hinaus. Es zeigt, daß man hier nicht mehr im Bereiche der Mürzdurchbruch-Quersynklinale ist; deren Achse muß irgendwo im Bereiche des Wettersteindolomits verlaufen, der das Gehänge von der Mürz bis nahe an die Kammhöhe in großer Einförmigkeit aufbaut. Erst bei der Höllgraben-Mündung wird sie durch das Auftreten der Mürztaler Mergel nahe der Talsohle (S. 95; 99) sichtbar.

Am Gr. Königskogel jedoch macht sich ihr Einfluß bis in die Gipfelregion bemerklich. Denn am Rücken, der von ihm in ONO-Richtung zum Fischerriegel hinabzieht, reichen die Mürztaler Mergel — auf der N-Seite gegen den Engelreithoden, z. T. mit Reingrabener Schiefer an der Basis! — bis auf fast 1200 m hinab, während auf der O-Seite des Berges der Wettersteindolomit bis etwa 1340 m hinaufgeht; die Auflagerung ist auch hier fast durchwegs gut aufgeschlossen; Reingrabener Schiefer waren nur einmal in geringen Spuren (nicht ausgeschieden!) nachweisbar. Es geht zweifellos hier nahe O des Gr. Königskogels die Scheitelung einer Antiklinale durch, die sich gegen W an die Mürzdurchbruch-Quermulde anschließt. Ihr weiterer Verlauf ist aber nicht ersichtlich.

Auch nicht gegen N: hier reicht der Wettersteindolomit noch wesentlich höher, bis auf den Sattel (nahe 1500 m) zwischen beiden Königskögeln. Aber diese starke Heraushebung ist durch eine Verwerfung bedingt, die ungefähr NO—ONO streichend, ihn in die Höhe bringt. Ihre Sprunghöhe dürfte verhältnismäßig bedeutend sein; zumal die Mürztaler Mergel vom Gipfel weg gegen N — also gegen die Verwerfung — z. T. recht steil einfallen (Prof. 3, Taf. II). Auf der O-Seite des Gr. Königskogels kommt unter ihnen ein kleines Gewölbe eines hellen, fast massigen Kalkes zum Vorschein (von dem ein kleiner Bergsturz abgebrochen ist). Das ist der „Hallstätter Kalk“ Geyers, dessen Überlagerung durch die „Zlambachmergel“ er (1889, S. 568) beschreibt. Nach jetziger Auffassung kann es natürlich kein Hallstätter Kalk sein, sondern ist wohl nur eine stratigraphisch eingelagerte, heteropische Kalkbildung innerhalb der Mürztaler Mergel.

Auf dem Kl. Königskogel liegt wieder Mürztaler Mergel, flach S fallend, als isolierter Erosionsrest auf dem Wettersteindolomit, der auf 3 Seiten darunter hervorkommt. Auf der W-Seite liegen Reingrabener Schiefer dazwischen, und im SW vertreten diese allein die Unterlage; sie sind hier in mehreren Gräben in beträchtlicher Breite und z. T. recht gut aufgeschlossen.<sup>88)</sup> — Der Wettersteindolomit der W-Seite (hier eine Jagdhütte), bzw. die ihn bedeckenden Reingrabener Schiefer werden gegen W und N von einer Verwerfung mit gebrochenem Verlauf begrenzt, gegen Mürztaler Mergel; N vom Kl. Königskogel bildet ihre Fortsetzung die W-Grenze des dortigen Dolomits. Die Mürztaler Mergel bilden den Rücken der Königsalpe und herrschen in den Gräben N und S von dort ganz allein — nirgends tritt da der Untergrund zutage; daraus geht die gewaltige Mächtigkeit hervor, welche jene hier erreichen. Daß freilich die Tektonik daran nicht ganz unbeteiligt ist, zeigt der Graben, der O vom Freinriegel<sup>89)</sup> hinabführt: hier trifft man in bedeutender Mächtigkeit schwarze Reingrabener Schiefer, mit den Mürztaler Kalken anscheinend verschuppt.

In den NO benachbarten Gräben, N unterm Kl. Königskogel, reicht der Wettersteindolomit tief (bis gegen 1200 m)<sup>90)</sup> hinab; Mürztaler Mergel bedecken ihn mit NW-Fallen (wechselnd, aber meist ziemlich steil!). Wo sie, einen guten  $\frac{1}{2}$  km N von Kl. Königskogel wieder den Kamm erreichen, liegt etwas Reingrabener Schiefer dazwischen. Gleich darauf bringt eine N—S-streichende Verwerfung den Wettersteindolomit wieder auf die Kammhöhe (Felskuppe P. 1494). Die nächste, ganz sanfte Kuppe (P. 1454) besteht wieder aus den auflagernden Mürztaler Mergeln; aber in ihrem W-Gehänge läuft jene Verwerfung fort, so daß da Reingrabener Schiefer, unter der Einsattelung N P. 1494 anstehend, von dort bis in den Graben N der Buchalpe zutage treten. Auf den Rücken oberhalb der Buchalpe kommt über ihnen — infolge ziemlich starken W-Fallens! — sogar etwas Wettersteindolomit heraus.

Im Ahfall nach O, gegen den Schwarzenbachgraben, beobachtet man das regelmäßige flache Absteigen der Mürztaler Mergel gegen die Proleskette.

b) Die Proleskette (Taf. II, Prof. 3; Taf. III, Prof. 5). Die Gipfel des Kleinen und des (niedrigeren!) Hohen Proles bestehen aus Hallstätter Kalk, der sich ganz normal auf die vom Kamm ob der Buchalpe nach N abfallenden Mürztaler Mergel legt. Gute Aufschlüsse bietet z. B. der Steig, der die S-Wand des Kl. Proles quert (Geyer 1889, S. 575). Quert man aber noch weiter unter den Abstürzen der S-Wand des Hohen Proles, so sieht man die Mürztaler

<sup>88)</sup> Merkwürdigerweise hat Geyer, der die Verhältnisse um die Königskogel sonst (1889, S. 568 f.) recht treffend beschreibt, die Reingrabener Schiefer weder hier noch anderwärts in dieser Gegend beachtet; ein bezeichnendes Beispiel dafür, daß auch ein vorzüglicher Beobachter mitunter das nicht sieht, was zu seiner Auffassung nicht paßt.

<sup>89)</sup> N der Königsalpe (Name fehlt auf Blatt Mürzzuschlag. — Nicht zu verwechseln mit dem Freinriegel N des Kl. Proles; vgl. S. 113!

<sup>90)</sup> Geyers Karte gibt ihm hier jedoch eine viel zu große Ausdehnung gegen NW!

Mergel immer mehr an Mächtigkeit abnehmen und schließlich ganz auskeilen, so daß der Hallstätter Kalk (wie im oberen Höllgraben, S. 99, u. a.) unmittelbar auf Wettersteindolomit zu liegen kommt.

Dort wo dieses Auskeilen sich vollzieht (unter dem Sattel O des Hohen Proles) befindet sich die Grenze etwa 1300 m hoch. Sie senkt sich von da gegen O erst ganz sanft, dann steiler; zum Schluß so steil, daß sich auf der O-Abdachung des östlichsten von der Wand nach S ausstrahlenden Sporns (P. 1083) wieder jüngere Schichten auf den Wettersteindolomit legen: dort wo sich oberhalb Scheiterboden das Tal verengt, streichen die Mürztaler Mergel vom Alpegraben (S. 100) auf die W-Seite herüber, wo sie unter starker Mächtigkeitsabnahme zu ziemlich steilem O-Fall umschwenken. Auch Hallstätter Kalk legt sich darauf; wo sich aber das Tal (vor Eintritt in die eigentliche Mürzschlucht) noch einmal weitet, ist er wieder ganz auf die O-Seite zurückgewichen, ein kleiner Aufschluß von Mürztaler Mergel befindet sich noch an der Straße, aber dahinter folgt schon gleich Wettersteindolomit. Wo der Hallstätter Kalk wieder auf die W-Seite übertritt ist seine Basis durch Schutt verhüllt, so daß das Auskeilen der Mürztaler Mergel von dieser Seite her nicht unmittelbar verfolgt werden kann.

In dem geschilderten Abfall gegen O, zusammen mit dem Wiederanstieg der Schichten auf der gegenüberliegenden Talseite (im Plotschgraben; S. 101) erkennen wir noch ein letztes Mal die bereits mehrfach erwähnte Quersynklinale des Mürzdurchbruchs. Größere Brüche sind in diesem ihrem W-Flügel nicht vorhanden; lediglich ein Paar ganz unbedeutende Verstellungen läßt die Basis der Hallstätter Kalk-Mauer erkennen. Das ist sehr auffallend, da wir in ihrem N-Abfall alsbald einen recht bedeutenden Bruch antreffen werden, der also gegen S sehr rasch ausklingen muß (S. 111).

In der Mürzschlucht durchschreiten wir die N-fallenden Hallstätter Kalke, auf die sich anscheinend ohne scharfe Grenze Mürztaler Mergel legen (vgl. S. 41). Trotzdem muß mindestens ein Teil von diesen tektonisch aufgelagert sein: das beweisen die Reingrabener Schiefer, die auf der O-Seite durch den Graben S der Stauanlage herabkommen (vgl. S. 100) und auch auf der W-Seite eine schon Stur (1869; 1871, S. 261) fossilführend bekannte, heute allerdings sehr schlecht aufgeschlossene Fortsetzung finden.<sup>91)</sup>

Darüber folgen nochmals Mürztaler Mergel in geringer Mächtigkeit; dann der helle Dolomit des letzten Felskopfs S Frein. In ihm sehe ich nicht „Brecciendolomit“ der Mitteltrias wie Geyer, sondern die Fortsetzung des Hauptdolomitzuges unter der Hinteralpe (vgl. S. 100); wie dort, folgen auch hier die Werfener Schichten der Talweitung von Freiu unmittelbar darauf.<sup>92)</sup>

<sup>91)</sup> Es ist dies das bekannte Vorkommen, auf das sich die irrtümliche Einreihung der norischen Hallstätter Kalke durch Moisisovics (unter anderem) stützte. Leider ist es auf Blatt Mürzzuschlag versehentlich ausgelassen.

<sup>92)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag sind sie — der Streifen zwischen dem Hauptdolomit und der Verwerfung NW davon — infolge Druckfehlers als Mürztaler Mergel eingetragen!

Ich glaube also die beste Deutung des oft beschriebenen und mißdeuteten Mürzschluchtprofils darin zu sehen, daß eine einheitliche stratigraphische Folge vom liegenden Wettersteindolomit bis in den Hallstätter Kalk, ja bis in den Mürztaler Mergel darüber besteht. Innerhalb dieses Mürztaler Mergels — vielleicht durch die Reingrabener Schiefer bezeichnet — ist die Grenze gegen die auflagernde — uns schon aus dem Naßköhr (S. 98) u. a. bekannte — Zwischenschuppe zu suchen, der auch noch der Hauptdolomit S Frein angehört. Die Werfener bei Frein endlich — die Fortsetzung des Basisgliedes der Hinteralp-Deckscholle — sind hier der einzige Vertreter einer höheren, nämlich der Lachalpendecke.

Gegen S greift der Mürztaler Mergel auf dem Waldrücken oberhalb der zur Klamm abstürzenden Wände zurück bis hart an den südlichen Steilabfall.<sup>93)</sup> Erosionsreste von Hauptdolomit liegen ihm noch auf.<sup>94)</sup> — Im Hammergraben stößt er an einer Verwerfung (Geyer 1889, S. 577) an den westlich darüber aufragenden Hallstätter Kalk des Proles-Abfalls. W P. 1197 (am oberen Ende des Grabens) ist sie an fast senkrechter Wand als großartiger Harnisch aufgeschlossen; Rutschstreifen fallen mit etwa 15° gegen N. Also wieder eine Transversalverschiebung (womit nicht behauptet sein soll, daß nicht vielleicht gegen N die Vertikalkomponente der Verstellung größer wird!). Nach N zu schneidet sie auch den Hauptdolomit, dann auch die Werfener Schiefer ab, die über einen Sattel auf der O-Seite des Grabens hereinstreichen. NW von diesem Sattel erhebt sich ein kühnes Felsgebilde aus Hallstätter Kalk, zwischen den beiden Ästen der sich gabelnden Verwerfung; denn auch W davon liegen, auf dem Gehänge W des Hammergrabens wieder Werfener Schichten. Ihre S-Grenze dürfte durch eine aus dem hier ganz zu Blockwerk zerfallenen Hallstätter Kalk austretende Quelle bezeichnet sein.

Gegen W lassen sich die Werfener über das Gehänge S des Freinbaches zusammenhängend taleinwärts verfolgen. Ein großer, z. T. durch Wasseraustritte gekennzeichnete Rauhwackezug ist ihnen eingeschaltet. Oberhalb desselben treten in dem tiefen Gsohlbodengraben wieder Mürztaler Mergel unserer Zwischenschuppe auf, die östlich des Hammergrabens bis dahin nicht nachweisbar war; sie fallen steil NNO. Der Zusammenhang gegen S ist durch Schutt verschleiert; doch folgt in dem Wald östlich des Grabens weiter aufwärts Hallstätter Kalk mit mittleren N-Fallen, der gegen oben z. T. in lichten (Haupt-) Dolomit übergeht.

Auf dem Gsohlboden (der flachen Wiesenmulde auf der O-Seite des Hohen Proles; Name fehlt auf Blatt Mürzzuschlag) gelangt man, wo das Gelände flacher wird, sehr bald wieder in Mürztaler Mergel und — auf größerer Fläche nachweisbar — Reingrabener Schiefer. Allein die Verhältnisse sind hier, was die Lagerung betrifft,

<sup>93)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag ist S des Mürztaler Mergels auf einer kleinen Fläche der blaue Strichaufdruck des Hallstätter Kalks ausgeblieben.

<sup>94)</sup> Welche Geyer nicht zeichnet! Dagegen habe ich die von ihm (1889, S. 582) in dem Profil 2 angegebenen Reingrabener Schiefer nicht gesehen; ohne deswegen ihr Vorhandensein bestreiten zu wollen!

wenig klar. Einmal ziehen die Mürztaler Mergel gegen NW in und über den oben genannten, N-wärts hinabführenden Graben; sie fallen hier ziemlich steil NNO unter den vorerwähnten Hallstätter Kalk ein. Andererseits aber reicht jenes gleiche Gestein gegen S durch den ganzen Gsohlboden hinauf und liegt dort unzweifelhaft auf dem Hallstätter Kalk; an der flachen Schulter NO unterm Gipfel des Hohen Proles z. B. ist die Auflagerung dunkler dünnschichtiger Mergel unmittelbar aufgeschlossen, die ohne scharfe Grenze aus dem Kalk hervorzugehen scheinen (vgl. Geyer, 1889, S. 578). Gegen den Fuß der Gipfelpyramide legen sich wieder Spuren von Reingrabener Schiefern darauf. Es scheint demnach hier (wie in der Mürzschlucht) ein Teil dieser Mürztaler Mergel normal mit dem Hallstätter Kalk verbunden, während ein anderer Teil mit den Reingrabener Schiefern tektonisch aufgelagert ist, als Rest der „Zwischenschuppe“. Wie aber die Verhältnisse am N-Rand des Gsohlbodens zu deuten sind, ist mir unklar. Leider gewähren auch die Hänge im O und besonders im W nur mangelhaften, bzw. gar keinen Einblick, wegen ausgehnter Schuttüberdeckung.

W von hier bildet der Hallstätter Kalk eine einheitliche, nach NW bis NNW ahfallende Platte: die Abdachung der Prolesgipfel. Darauf legt sich im „Hundsgschwand“ wieder der Mürztaler Mergel unserer Zwischenschuppe: im seichten Graben N vom Gsohlriegelgraben fast senkrecht stehend aufgeschlossen, weiter nur an Hand von Lesesteinen verfolgbar, bis zur sumpfigen Wiese auf dem Sattel S vom Freinriegel. Hier sieht man ganz deutlich, daß er über dem Hallstätter Kalk liegt, der auf der W-Seite mit steilen Felsabbrüchen darunter durchzieht; und auch daß die Auflagerung nicht normal sein kann, denn an dem Weg, der vom Sattel gegen W hinabführt, ist das unmittelbare Hangende des Hallstätter Kalks sichtbar: roter Liaskalk (vgl. S. 71). — O vom Freinriegel gehört der Zwischenschuppe wieder — wie beiderseits der Mürzschlucht — auch eine Lamelle von hellem (Haupt-) Dolomit an; im Kohlangergraben ist er enorm zerdrückt aufgeschlossen, von da gegen NO ziemlich zusammenhängend verfolgbar. An der zweiten Rippe O vom Kohlangergraben schiebt sich darunter ein lichter (wohl Hallstätter) Kalk ein.

Darüber folgt nun der Werfener Schiefer der Lachalpendecke. W unterm Freinriegel liegt er direkt auf dem gegen N hinabliegenden Hallstätter Kalk; die „Zwischenschuppe“ keilt hier aus. Im Kohlangergraben sieht man ihn über dem lichten Dolomit ebenfalls äußerst zerdrückt anstehen, 30—40 m mächtig, als Basisglied einer wilden Quetschzone (die Einzelheiten in Prof. 3, Taf. II, stark schematisiert!). Die stratigraphische Stellung der auftretenden zertrümmerten Kalke und Dolomite ist meist nicht sicher erkennbar; sicher dagegen ist das mehrfache Auftreten von Mürztaler Mergel, die — besonders dort wo sie in Werfener Schichten stecken! — nicht gut anderswo als aus der Unterlage (Zwischenschuppe) herkommen können. Im übrigen aber ist dieser Streifen jedenfalls zu deuten als anisich-ladinische Synklinale in den Werfenern und mit diesen heftig verfalltet. Letzteres ist auf dem Gehänge östlich des Kohlanger-



grabens unmittelbar zu sehen; dort dringen zwei Keile von Werfener Schiefen (allerdings nur spurenweise aufgeschlossen) von unten her in eine mächtige Masse hellen Kalkes ein, welche den Kalkstreifen gegen N abschließt. — Anderwärts sind die Aufschlüsse darin weit weniger gut; immerhin läßt sich der Kalkstreifen als Ganzes bis zum Freinriegel verfolgen, wo er von Werfenern rings umgeben, als Synklinale in die Luft ausstreicht. Weniger klar ist sein stark verschmälertes Ostende.

N daran schließt sich ein breiter, zusammenhängend verfolgbarer Werfener Streifen. Auf dem Sattel S P. 1127 enthält er die Fortsetzung des S. 111 erwähnten Rauhwaskezuges (und Gips? riesige Sickerlöcher!). Er bildet eine bedeutende Teilantiklinale zwischen dem vorerwähnten Kalkzug und einem weiteren, dem die Kuppe P. 1027 und die dem Freinriegel N vorgelagerten angehören; aber auch der Freinbach selbst ist auf der ganzen verengten Strecke unterhalb Gschwand darin eingeschritten. Vorherrschendes Gestein ist lichter, meist stark zerrütteter Wettersteindolomit; als tiefstes Glied, am Kontakt mit den Werfenern treten jedoch gewöhnlich dunkle Gutensteiner Kalke, bzw. Dolomite auf. Besonders mächtig entwickelt sind sie auf dem Hügel S Gschwand, wo auch diese Synklinale gegen SW in die Luft sticht. Ihr N-Flügel liegt größtenteils jenseits des Freinbaches (vgl. S. 118). — Im untern Kohlangergraben ist auf dem W-Gehänge noch eine Teilantiklinale von Werfenern in diesem Kalkzug sichtbar.

Die ganze Zone zwischen dem Freinriegel und dem Gehänge N des Plochriegels (S. 118) ist zu deuten als Gegenstück zu den Verfaltungen der Werfener mit den Kalken der Hinteralpe auf deren N-Seite (S. 103 f.), deren streichende Verlängerung sie ja auch darstellt. Doch ist die Komplikation: die Zahl der Teilantiklinalen hier im W noch wesentlich größer geworden (vielleicht nur scheinbar, da die Aufschlüsse besser sind!).

Es bleiben noch die Aufschlüsse am W-Abfall des Kleinen Proles und des Freinriegels zu besprechen, die zu den allermerkwürdigsten der Gegend gehören. Die Hallstätter Kalkplatte nimmt hier gegen N stark an Mächtigkeit ab; denn der Steig, welcher vom Freinriegel zur Buchalpe die Flanke quert, trifft oberhalb des Felskopfes P. 1268 schon die Mürztaler Mergel der Unterlage. Dieser Felskopf selbst aber besteht aus Hallstätter Kalk, der nach Andeutungen von Schichtung ziemlich steil nach W einfallend wieder den Mürztaler Mergeln aufsitzt, die ihn im S rings umgeben. Eine Berechtigung ihn als oberflächlich abgesackte Felsmasse zu betrachten, ist aus den Aufschlüssen nicht zu entnehmen; es bleibt also nur die Deutung übrig, daß die Hallstätter Kalkplatte des Proles gegen W steil abgebogen ist (Prof. 6, Tafel III).

Ihre N-Fortsetzung gegen den Freinriegel taucht dort unter die Werfener Schichten der Lachalpendecke (vgl. oben); in Gestalt einer gegen den Törlstein hinabziehenden Felswand kommt sie rings von solchen umgeben noch einmal zum Vorschein. Aber auch das ganze größtenteils mit Jnnwald bestandene Gehänge vom Stauweiher hinter dem Törlstein bis an den Fuß der Hallstätter Kalkwand S Freinriegel

und bis an den Felskopf P. 1268 wird von Werfener Schichten eingenommen. Gute Aufschlüsse (roter Sandstein, mittel SO-fallend) bietet allerdings nur der Forstweg S vom Stauweiber; doch lassen die in dem genannten Bereich immer wieder anzutreffenden Schieferplättchen keinen Zweifel. Unterhalb P. 1268 werden die Werfener gegen S abgelöst von Mürztaler Mergeln; diese Grenze ist allerdings nur beiläufig zu ziehen, wegen starker Bewachsung und Überschüttung, aber daß der Hallstätter Kalk nicht nach der Grabensohle hinab fortsetzt ist sicher.<sup>95)</sup> — Eine Deutung dieser Verhältnisse ist wohl nur im Sinne einer Reliefüberschiebung möglich; aber auch diese vermag — besonders in der weiteren Fortsetzung gegen W (S. 135) noch nicht alles zu erklären. Vgl. S. 152.

c) Der Südabfall der Wildalpe (Taf. II, Prof. 3). Aufs Gehänge N der Talweitung von Frein reichen die Werfener Schichten nur in beschränkter Breite hinüber: auf den Wiesen NW des Ortes. Ihre W-Grenze ist gegeben durch den Felssporn<sup>96)</sup> aus lichtem Hallstätter Kalk, der über einigen kleinen Häusern den Freingraben einengt und sich auf der S-Seite in einigen Felsköpfen (Hauskogel bei Geyer, 1889, S. 580) fortsetzt. Östlich dieses Hallstätter Sporns liegen noch im Wald Werfener Schichten (darin der anderwärts — Cornelius 1936 b — beschriebene Diabas); die Grenze ist eine N—S-streichende Verwerfung — wohl der W-Zweig von jener im Hammergraben (vgl. oben). Über dem Diabas steckt in den Werfern ein schmaler Zug von Kalkfelsen, der östlichste ziemlich typischer Gutensteiner Kalk (gegen W heller); er ist auf Blatt Mürzzuschlag vernachlässigt, ebenso wie ein darüber auf beschränkter Fläche umherliegender brauner glimmerreicher feiner Quarzsandstein, der am ehesten Gosau sein dürfte. N oberhalb von diesem Vorkommen steht lichter Wettersteindolomit an, der die Unterlage der Werfener bildet; der Hallstätter Kalk ist ausgekeilt. Dagegen steckt in den Werfern etwas weiter N eine O—W-streichende Platte von lichtem massigem Kalk, der wohl aus der Unterlage aufgeschürfter Hallstätter Kalk sein dürfte; auf der N-Seite wird er von einer Reihe von Sickerlöchern (Rauhacke!) begleitet. Die obere Grenze der (stark mit Dolomitschutt überdeckten) Werfener ist durch eine Quelle gekennzeichnet.

Auch ihre O-Grenze ist hier, im oberen Teil, durch eine Verwerfung gebildet, die vermutlich den O-Zweig von jener des Hammergrabens fortsetzt: Von O her tritt steilgestellter Hallstätter Kalk — an einer Stelle N 30° O streichend — an sie heran; normalerweise aber liegen hier wieder Mürztaler Mergel (Zwischenschuppe!) auf diesem. SW des eben genannten Aufschlusses stehen sie an einem Hügel in der Wiese an, mit steilem S-Fallen. Weiter verfolgt man sie (Lesesteine!) längs des ganzen Waldrandes zum Tal hinab; der Hallstätter Kalk der Kuppe P. 967 — vgl. Spengler 1931, S. 502 — fällt steil WSW unter sie ein. Am S-Fuß dieser Kuppe aber liegt

<sup>95)</sup> Geyer (1889, S. 573—574) hat diese Gegend recht treffend beschrieben und auf seiner Karte dargestellt — ohne sich freilich von den tektonischen Problemen, die sie bietet, ein Bild machen zu können.

<sup>96)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag infolge eines Druckfehlers Werfener Schichten!

heller Dolomit — auf Blatt Mürzzuschlag Wettersteindolomit; doch ist weder sein Alter noch seine tektonische Stellung sicher. Letztere wäre wohl am einfachsten zu deuten, wenn es Hauptdolomit wäre, der gegen oben aus dem Hallstätter Kalk hervorginge, wie wir dies in der Umgebung von Frein bereits wiederholt (S. 111, u. a.) angetroffen haben. Ist es Wettersteindolomit, so muß man ihn entweder als Liegendes des Hallstätter Kalks betrachten, der in ihn synklynal eingefaltet wäre — die Aufschiebung der Zwischenschuppe wäre dann diskordant. Oder man könnte aus ihm ein Basisglied der Zwischenschuppe machen; aber dies wäre für die ganze Gegend ein Unikum!

Der Hallstätter Kalk setzt nach N fort, einer vom Körper der Wild-

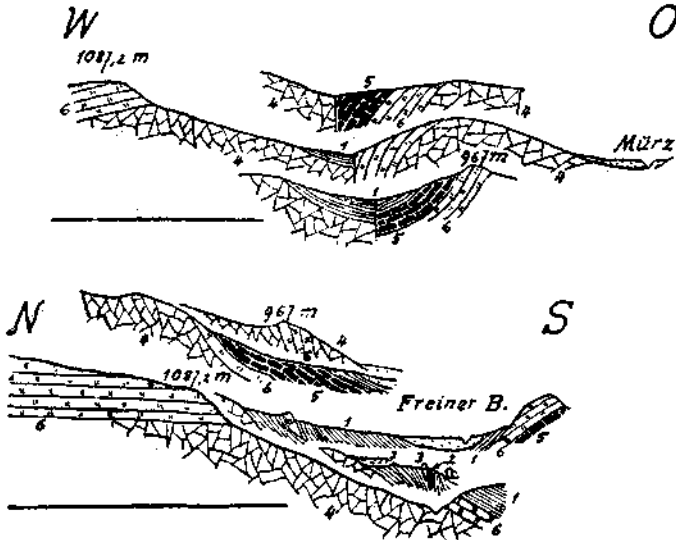


Abb. 9. Profile durch das Gehänge N Frein,  
a) in W—O-Richtung, b) in N—S-Richtung.

- |                      |                      |
|----------------------|----------------------|
| 7? Gosausandstein    | 3 Gutensteiner Kalk  |
| 6 Hallstätter Kalk   | 2 Diabas             |
| 5 Mürztaler Mergel   | 1 Werfener Schichten |
| 4 Wettersteindolomit |                      |

alpe ausstrahlenden Rippe aufgelagert, bis über den nördlichen Blatt-  
rand hinaus; ebenso aber auch, in der Mulde W davon, die Mürztaler  
Mergel der Zwischenschuppe.<sup>97)</sup> Ihre W-Grenze — gegen Wetterstein-  
dolomit — ist anscheinend durch die oben genannte Verwerfung  
bedingt.

Wir haben hier also wieder eine quere Einsenkung — schmaler  
aber schärfer als die im Mürzdurchbruch (deren Fortsetzung wohl

<sup>97)</sup> Wie weit diese beiden Gesteine noch auf Blatt Schneeberg—St. Agyd  
hinüberreichen, habe ich nicht verfolgt. Spenglers Kartendarstellung  
zeigt nichts davon; was darauf schließen läßt, daß sie bald zu Ende gehen.  
Vermutlich hat der Genannte bei der Aufnahme des Rückens der Wildalpe  
keinerlei Veranlassung gefunden, in dieser Gegend in das S-Gehänge hinab-  
zusteigen.

vorliegt). Darin liegen die Werfener Schichten der Lachalpendecke, weiter aufwärts noch die Mürztaler Mergel der Zwischenschuppe. Daß die Begrenzung z. T. aus Verwerfungen mit — mehr oder minder — horizontalem Bewegungssinn (vgl. S. 111) besteht, ändert nichts an dieser Auffassung, für die schon die steile Stellung des Hallstätter Kalks (P. 967 und weiter N) unbedingt spricht. Eine andere Frage ist es, ob diese ganze Einsenkung tektonisch bedingt ist oder ob auch hier eine Relieffüberschiebung anzunehmen ist.

S vom Hügel P. 967 biegt der Hallstätter Kalk rasch gegen O um. Knapp über der Straße im Tal NO Frein steht er, am Ostende des Hügels, wenig O einer kleinen Kapelle an, mit mittlerem OSO-Fallen. Seine Unterlage bilden hier — lokal; seitlich keilen sie rasch aus! — Mürztaler Kalke und die S. 30 genannten Halobienchiefer. Darunter folgt im ganzen Raum bis zum Blatrand Wettersteindolomit. — Wie sich das Verhältnis dieser Schichten zu den Werfenern der Lachalpendecke auf der anderen Talseite gestaltet, ist eine Frage, deren Lösung unter den — rezenten und quartären — Schuttbildungen des Tales begraben liegt. Eine diskordante Aufschiebung ist ebenso annehmbar wie eine NO-streichende Verwerfung.

Wandern wir nun weiter nach W in den Freingraben hinein! Gleich hinter dem oben erwähnten Hallstätter Kalksporn, von dem wir ausgingen, treffen wir wieder Wettersteindolomit, der sogar bis auf das S-Ufer des Freinbachs reicht; die Mächtigkeit des ohne Zwischenlage aufruhenden Hallstätter Kalks ist hier sehr stark reduziert (bis auf einige Meter!). Etwa 300 m weiter W setzt er wieder über den Bach; hier treten daraus an der Straße große Quellen aus, eine davon aus einer Spalte mitten in einem alten Steinbruch!<sup>98)</sup>

Steigen wir aber das Gehänge gegen die Wildalpe empor, so nimmt der Hallstätter Kalk auffallend rasch an Mächtigkeit zu. Unter P. 1087 sehen wir ihn mit flachem W-Fallen dem Wettersteindolomit aufruhend. Von da steigen wir 200 m auf bis zu seiner Hangengrenze: hart am Blatrand folgt Hauptdolomit, dessen leichtere Zerstorbarkeit eine Verflachung des Gehänges bedingt. Es liegt kein Anlaß vor, darin etwas anderes zu sehen als eine normale stratigraphische Folge, wie sie uns ja in der Umgebung von Frein schon des öfteren begegnet ist (vgl. dazu Spengler, 1931 a, S. 500 f.; 1931 b, S. 48; und schon Geyer, 1889, S. 539 f). Die in den obersten Teilen der Wildalpe auflagernde 3. Fazies des Nors, der Dachsteinkalk erreicht Blatt Mürzzuschlag nicht mehr. — Diese Verhältnisse bleiben sich längs des ganzen S-Abfalls der Wildalpe gleich, bis über den Freinsattel hinaus; abgesehen davon, daß die (sichtbare!) Mächtigkeit des Hallstätter Kalks gegen W zu wieder stark abnimmt.

Längs der Sohle des Freingrabens folgen W von dem Steinbruch mit der Quelle wieder Werfener. Zu sehen ist allerdings auf der aufschlußarmen Wiesenfläche fast nichts; doch läßt ein kleiner Aufschluß W von dem (etwas oberhalb des Talwegs stehenden) Jägerhaus keinen Zweifel; auch ein Wasseraustritt fehlt nicht. Es greift

<sup>98)</sup> Dies ist der von Geyer (1889, S. 538) angegebene Fundpunkt von *Monotis salinaria*; sie ist auch jetzt noch zu finden. Vgl. auch Spengler 1931 b, S. 500; 1931 c, S. 50.

hier ein Werfener Lappen auf das N-Gehänge über. W davon zieht nochmals eine Rippe von Hallstätter Kalk hinab, bis aufs S-Ufer. Sie schließt gegen oben in der Weise an das steilere, waldbedeckte Hallstätter Kalkgehänge, daß (auf einer wenig ausgeprägten Schulter, ca. 70—80 m über der Grabensohle) ein gegen W offener Zwickel bleibt. Er wird eingenommen von lichthem Dolomit; an der Grenze gegen den Hallstätter Kalk sind ringsum Spuren von Mürztaler Mergel zu verfolgen (Lesesteine). Ich sehe darin einen — etwas in den Hallstätter Kalk eingesenkten — Rest unserer „Zwischenschuppe“. Gegen W folgen Werfener; aber an der Grenze treten noch Spuren von rotem Hornstein<sup>99)</sup> auf. Sie würden für sich allein kaum Anlaß geben etwas besonderes darin zu sehen; da sie aber das östlichste Glied einer Kette gleichartiger, z. T. sicher deutbarer Vorkommen sind, möchte ich sie auch für das gleiche halten wie diese: für einen von der Lachalpendecke verschleppten Oberjurafetzen.

Bereits W des breiten Schuttkegels, welchen ein großer Graben („Lahngang“ der Karte) auswirft, trifft man das gleiche Gestein in größerer Ausdehnung: über etwa 50 m (vertikal gemessen) liegen am Gehänge überall rote Hornsteinsplitter zwischen den herabgestürzten Hallstätter Kalkblöcken.<sup>100)</sup> Erst unterhalb stellen sich die Werfener ein. — Etwas weiter W, wo sie höher hinaufreichen (der Hornstein ist hier verschwunden) liegen oberhalb der östlichsten Häuser auf diesem Gehänge zahlreiche Stücke von dunklem dünnschichtigem Mergelkalk mitten zwischen den Werfenern — vermutlich einer in diese eingeschuppten Mürztaler Mergelscholle entsprechend.

Die Werfener—Hallstätter Kalkgrenze steigt gegen W an, während sich die Schichten des Hallstätter Kalks in gleicher Richtung flach senken. Außerdem sind diese eher etwas bergein geneigt, während die Auflagerungsfläche der Werfener zweifellos S fällt — wie steil, ist nicht zu sagen. Die Auflagerung ist also zweifellos hier diskordant. An einer — nicht näher angebbaren — Stelle im Walde sah ich unmittelbar über der Grenze eine auffallend glatte, etwa 45° S geneigte Oberfläche des Hallstätter Kalks; der Verdacht liegt nahe, daß dies die bloßgelegte Schnbfläche sei.

Östlich vom Freinsattel stellen sich gleich S vom Hallstätter Kalk auf weite Erstreckung braune glimmerreiche Sandsteine ein, während sichere Werfener Gesteine fehlen. Ich glaube darin am ehesten Gosau sehen zu dürfen. Auf diesen — nur schematisch abgegrenzten! — Streifen schrumpft also die ausgedehnte Gosaudecke zusammen, welche Geyer hier, bis hinab zum Gschwand eingetragen hat. Das weite nasse Waldgebiet bietet ja wohl nicht viele Aufschlüsse; aber in den Gräben sind doch immer wieder Werfener mehr oder minder deutlich zu sehen, an mehreren Stellen: am Bach ca. 200 m N Gschwand; S der Kalkköpfe — s. unten — oberhalb der Renner-Hütte, mit Haselgebirge, Gips, Rauhwacke; auch tektonisch geformte Blöcke diabasartiger Gesteine (Cornelius 1936 b) fanden sich NO

<sup>99)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag aus Maßstabrücksichten vernachlässigt.

<sup>100)</sup> Roten Hornstein im Hallstätter Kalk habe ich hier dagegen nicht beobachtet!

der Renner-Hütte und unter dem östlichen Ende des Plochriegelzuges; so daß der Kartierungsbefund vollkommen gesichert dasteht.

Wegen der Umgebung des Freinsattels vgl. unten.

Es bleiben nun noch die Einfaltungen jüngerer Triasgesteine zu besprechen, die wie südlich (S. 112 f.) so auch N des Freinbaches in den Werfenern stecken. Sie beginnen gleich W des „Lahngang“-Schuttkegels mit einer Masse lichten, stark zerrütteten Kalkes; das S-Ufer besteht hier noch aus Werfenern, mit den schon längst (Haidinger 1848; Geyer 1889, S. 580) bekannten Haselgebirgsaufschlüssen<sup>101</sup>) am Bach. Wenig oberhalb treten die Kalke (bzw. Wettersteindolomit) auch auf die S-Seite über. Gegenüber der Mündung des Kohlangergrahens heben sich die Kalke plötzlich mächtig heraus, zu dem langen bewaldeten Rücken des Plochriegels. Die Grenze gegen die östlich davon noch bis fast zum Sträßlein hinabreichenden Werfener — darauf etliche Höfe mit Wiesengelände! — ist eine etwa WNW-streichende Verwerfung. Aber auch in dem Gräben-durchfurchten Waldgelände oberhalb der erwähnten Höfe stecken größere und kleinere Kalkreste — meist lichter massiger „Wettersteinkalk“ — den Werfenern aufgesetzt. Ich fasse sie auf als letzte Enden fast ganz abgetragener Synklinalkeile (ohne damit behaupten zu wollen, daß nicht vielleicht der eine oder andere dieser Klötze seine Lage durch Rutschung an der Oberfläche verändert hat). Auch N vom Plochriegel findet sich noch eine Fortsetzung in den bereits erwähnten Kalkklötzen, die den Graben NO der Renner-Hütte begleiten.

d) Der Hohe Student (Taf. 2, Prof. 4; Taf. III, Prof. 5). Dieser Berg ist von der ganzen Toniongruppe wohl der am schwierigsten zu entziffernde. Wenn es mir auch nicht gelungen ist, alle Fragen restlos zu klären, die sich da stellen, so hoffe ich doch dem Verständnis näher gekommen zu sein als meine Vorgänger.<sup>102</sup>)

Wir haben zu unterscheiden: 1. den ringsum steil abbrechenden Kalkklotz des eigentlichen Bergkörpers. Er ist — von der Zone des Buchalpenbodens (S. 124) abgesehen — äußerst einförmig aufgebaut: von überall dem gleichen, in sich nur wenig wechselvollen Kalk, dessen Deutung auf S. 41 f. diskutiert ist. Er ist rings umgeben von 2. einer Zone von Senken und Vorhöhen, größtenteils von Wald bedeckt und auch sonst meist mangelhaft aufgeschlossen.<sup>103</sup>) Sie hat sich bei der Neuaufnahme als überraschend mannigfaltig zusammengesetzt erwiesen.

<sup>101</sup>) Das „dunkelgrüne Eruptivgestein“, das Geyer, a. a. O., hier erwähnt, habe ich nicht gefunden.

<sup>102</sup>) Zu einem vollständigen Verständnis wären u. a. auch viel ausgedehntere Begehungen auf dem Nachbarblatt (Schneeberg—St. Ägyd) erforderlich gewesen, als sie mir die verfügbare Zeit erlaubte.

<sup>103</sup>) Das ist jedenfalls die Ursache, weshalb Geyers sonst meist vorbildliche Aufnahme hier größtenteils ganz versagt hat. Was er auf der O-, N- und SW-Seite des Student als Gosauschichten kartiert, entspricht tatsächlich allen möglichen Schichtgliedern, von vorpaläozoischen Phylliten bis zu eiszeitlichen Moränen; insbesondere hat er die weitverbreiteten Lias- und Juraablagerungen fast ausnahmslos verkannt. Es erübrigt sich daher, in diesem Abschnitt in den meisten Fällen auf Geyer Bezug zu nehmen.

a) Die Nordseite. — Begonnen sei mit der Gegend um den Freinsattel, die zugleich den Anschluß ans Wildalpengebiet herstellt (vgl. oben). Bis zum Sattel reicht der Hallstätter Kalk der Wildalpe. Steigt man N-seitig einige Schritte ab, so trifft man am Weg einen Fleck von wenigen Quadratmeter ganz übersät mit Splintern von rotem Hornstein, auf Hallstätter Kalkunterlagen. Gleich unterhalb endet der Kalk; bei dem Brunnen liegen schwarze Lyditstücke umher neben grauen und grünlichen, z. T. ziemlich grobkörnigen Sandsteinen, die ich mit Vorbehalt zur Gosau rechne. Die gegenseitige Abgrenzung dieser Gesteine war nicht zu ermitteln; Blatt Mürzzuschlag gibt diesbezüglich nur ein Schema; insgesamt aber scheinen sie, als dünner, gegen NO vorgreifender Lappen auf dem Hallstätter Kalk zu liegen.

N über diesem tritt bald Hauptdolomit zutage, der auch auf die W-Seite des vom Freinsattel hinabziehenden Grabens und zum Ochsenkogel — schon auf Blatt Schneeberg—St. Agyd — fortsetzt. Spengler zeichnet ihn hier überdeckt von Dachsteinkalk (Fortsetzung von der Wildalpe!).

Diese Gesteine sieht man nun gegen S überdeckt von ausgedehnten Schuschollen paläozoischer und vielleicht noch älterer Glieder. Leider sind die Aufschlüsse sehr mangelhaft; <sup>104)</sup> aber die massenhaft umherliegenden Lesesteine lassen keinen Zweifel. Zunächst am Freinsattel sind es die schon erwähnten schwarzen Lydite (Silur!). Sie erfüllen schon auf der SO-Seite desselben den obersten Abschnitt des zum Gschwand hinabziehenden Grabens; und ebenso wieder die Gräben, die W des Freinsattels gegen die Ringbodenmauer hinaufziehen. Grauer Ton, der hier wie dort mit ihnen auftritt, ist vielleicht Verwitterungsprodukt begleitender Silurschiefer? Mit Sicherheit beobachtet wurden solche allerdings nicht. Dagegen liegen in einem der Gräben W des Freinsattels mit dem Lydit auch Stücke von typischem Fleckenmergel (wohl Lias; vgl. unten!) zusammen — vielleicht einem eingewickelten Fetzen entstammend. Erst knapp unter dem lichten Kalk der Ringbodenmauer treten Werfeuer Schichten auf, nur spärlich angedeutet, die ihn vom Silur trennen. Auf dieses legen sich von W her feinschieferige serizitische Phyllite und chloritische Schiefer (die gegenseitige Abgrenzung beider auf der Karte ist ganz schematisch! Die Stücke liegen meist bunt durcheinander; oder man findet auch nur auf dem Boden herausgewitterte Brocken von Aderquarz!). Sie sind zu verfolgen bis unter den Rücken, der den Ochsenkogel mit dem Abbruch des Student-Plateaus verbindet; dort fand ja auch Spengler 1931 b, S. 499; 1931 b, S. 114; „südöstlich vom Ochsenkogel“ etwas Quarzphyllit.

An seiner Flanke transgredieren darauf grobe Gosaukonglomerate, die vielfach anstehende Felsen bilden. In ihrer Umgebung ist der Boden großenteils tiefgründig — vorgosauisch! — verwittert (wie in der Nachbarschaft vieler dieser Vorkommen, soweit sie selbst nicht auf Kalk aufsitzen). W treten darunter rote Jurakalke mit Hornstein

<sup>104)</sup> Dazu kommt die äußerst ungenaue topographische Darstellung der Karte, die in diesem ganzen Randstreifen längs dem N-Abfall des Student geradezu nach einer Neuaufnahme schreit!

hervor; darauf liegen, den Scheitel des Rückens bildend, die S. 74 erwähnten, wohl ebenfalls oberjurassischen gelbgrauen Mergelkalk. Sie gehen gegen S unter den Sporn des Studentplateaus hinein; ein kleiner Rest von dessen Kalk sitzt auch etwas weiter N noch dem Mergelkalk des Rückens auf (wahrscheinlich — wenn auch nicht vollkommen sicher — anstehend!). Ganz unsicher ist dagegen die Stellung eines anderen kleinen Riffs von weißem rotgeädertem Triaskalk, ein Stück weit von der vorerwähnten Gosau, östlich unter einer — auf der Karte nicht verzeichneten! — Alm.

Die Kuppe S von dieser (P. 1187 der Orig.-Aufnahme 1:25.000) besteht wieder aus Gosaukonglomerat, das von NW her auf den Rücken hinaufgreift (Abb. 10). N der Alm aber stehen am Weg z. T. stark verschieferte, z. T. aber ganz typische Liasfleckmergel an, flach nach N einfallend unter die Werfener Schichten, die — unmittelbar am Blattrand — den Sattel vor dem Ochsenkogel bilden.

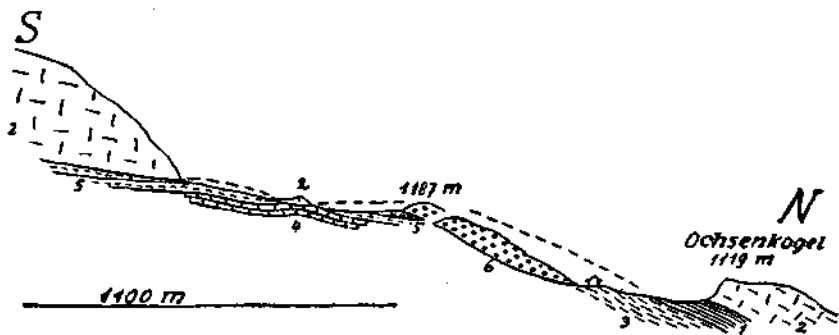


Abb. 10. Profil auf der N-Seite des Hohen Student, 1:6700 ca.

- |                                 |                      |
|---------------------------------|----------------------|
| 6 Gosaukonglomerat              | 3 Liasfleckmergel    |
| 5 Gelb verwitternder Mergelkalk | 2 Wettersteinkalk?   |
| 4 Hornsteinkalk, Ob. Jura       | 1 Werfener Schichten |

Dessen lichter Kalk scheint hier an f ihnen zu sitzen — sowohl nach NO wie nach NW zieht sich sumpfiges — leider aufschlußloses! — Gelände unter ihm hinab!<sup>105)</sup> — W von hier hinab zieht sich ein sumpfiger Wald, in dem nur spurenweise Werfener Schichten sichtbar werden; auch einzelne Stücke von schwarzem Lydit deuten eine Fortsetzung des — bis nahe an den Ochsenkogel am N-Rand der Deckscholle verfolgbaren — Silurs an. In einem Sickerloch kommt die Unterlage zum Vorschein: weißer Oberjurakalk.

W von der ausgedehnten Gosanbedeckung auf der W-Seite des beschriebenen Rückens steht ein Stall<sup>106)</sup> auf einer schönen Wald-

<sup>105)</sup> Wenn das richtig ist, so kann dieser Kalk nicht normal auf Hauptdolomit liegender „basaler“ Dachsteinkalk sein, sondern er bildet eine Scholle auf den ins Halltal hinabsteigenden Werfener Schichten der Lachalpendecke, wohl von gleichem Alter wie der Kalk des Student (vgl. S. 41 f.). Eine Entscheidung wäre durch weitere Verfolgung der Werfener Schichten zu beiden Seiten zu suchen; wozu meine Zeit leider nicht ausreichte.

<sup>106)</sup> Auf Blatt Müzzzuschlag anscheinend etwas zu weit östlich.



wiese. Dort liegen typische Liasfleckmergel umher — vermutlich die Fortsetzung der oben genannten. Darüber auf der Wiese folgt Jurahornstein; weiter aufwärts wieder der gelbgraue Mergelkalk. Man kann vermuten, daß es sich da um eine normale, sehr flach gelagerte Folge handelt. Aber Sicheres über die Lagerung ist aus den unzulänglichen Aufschlüssen nicht zu entnehmen. — Gegen S aufwärts verschwindet alles unter den Moränen des Studentgletschers; gegen W aber, am Abhang gegen den tiefen, zum Halltal (Grabensbauer) hinabziehenden Grabens, decken sich wieder Gosaukonglomerate darüber, die bis nahe an den vorgenannten Stall hinaufreichen. Die Aufschlüsse lassen keine Entscheidung zu, ob sie in eine Furche eingelagert oder tektonisch eingesenkt sind; daß letzteres indessen teilweise zutrifft, sieht man auf der W-Seite des Grabens. Dort reicht ein lichter Triaskalk — Dachsteinkalk laut Spenglers Darstellung auf Blatt Schneeberg—St. Agyd — Felsen bildend in das Kartengebiet herein. Er stößt gegen S an die Gosau, die aber auf dieser Grabenseite nicht mehr aus Konglomerat, sondern aus grauen glimmerreichen Sandsteinen besteht. Schon dieser Umstand macht es wahrscheinlich, daß die O—W über den Hang laufende Grenze keiner normalen Auflagerung entspricht; Sicherheit ist jedoch nicht zu erlangen. Sicher durch eine Querverwerfung bedingt ist dagegen ein stark einspringender Winkel dieser Grenze; der W-Flügel ist um ca. 40—50 m nach S verstellt.<sup>107)</sup> — Auf der Höhe des Rückens legt sich über Sandstein über den Kalk. Gegen S folgt aufschlußloses Gelände; dann der Moränenkranz.

In dessen Inneren bieten einige Verzweigungen des Grabens noch Aufschlüsse. Ein nahe horizontaler Jagdsteig quert bei etwa 1150 m Höhe; an ihm trifft man gleich W einer schönen Quelle geringe, aber sichere Spuren von Werfener Tonschiefern. Darunter liegen in den Wasserrissen reichlich rote Hornsteine (Jura). Sonst herrscht in weiterer Verbreitung intensiv roter Tonboden, von dem es fraglich bleibt, woraus er hervorgeht (vorgosauischer Verwitterungsboden?). Gegen das Halbrund der Abstürze des Studentplateaus folgt ein breiter Schuttgürtel; doch kann es keinem Zweifel unterliegen, daß die vorgenannten Schichten unter den lichten Kalk ziemlich flach hineingehen.

Auch an dem Sporn, welcher das Halbrund westlich abschließt (Hochkamp), gewinnt man diesen Eindruck. Auf dem flacheren Gehänge unter seiner O-Seite liegen an einem Steig reichlich Stücke von gelbem, sandig-schieferigem Mergel und rotem Hornstein umher. Dieser letztere ist aufwärts zu verfolgen bis dahin, wo der Abfall steiler wird; hier ist Gosaukonglomerat aufgeklebt, welches die gelben Mergel reichlich als Gerölle enthält. Es reicht bis auf die Höhe des Rückens, bis etwa 1300 m. Auf dessen W-Seite ist zwischen den Felsen der Triaskalke, die sonst hier die Unterlage bilden, eine dreieckige Wiese ausgespart, ohne Spnr eines Aufschlusses. Die gelben Mergel liegen zwar reichlich umher, doch ist man nicht sicher, ob sie nicht aus der Gosau stammen. Zweifellos ist irgend ein fremdes Schicht-

<sup>107)</sup> Kommt auf Blatt Mürzzuschlag nicht gut zum Ausdruck.

glied hier, an Verwerfungen, eingekellt; die Eintragung als Oberjura auf Blatt Mürzzuschlag ist aber nicht ganz frei von Hypothese.<sup>108)</sup>

Mit diesem Sporn tritt der Abbruch der Kalktafel hart an den Blattrand heran. Ihr Fuß ist auch da von Schutt verhüllt; und nur an einer Stelle konnte ich einen Aufschluß zwischen diesem finden: in dem tiefen, zum Grayer hinabführenden Graben tritt, nur wenige Meter vom anstehenden Kalk des Studentklotzes entfernt, stark zerpreßter Liasfleckenmergel zutage. Die Grenze steht hier wahrscheinlich steil (Aufbiegung oder Verwerfung?, sicher nur lokal!). Knapp unterhalb tritt aus dem Schutt die riesige, für Mariazell gefaßte Artur-Krupp-Quelle<sup>109)</sup> aus — die (mit einer Ausnahme) einzige bedeutende Quelle rings um den Student. Es ist nicht zweifelhaft,<sup>110)</sup> daß sie tatsächlich aus dem Kalk kommt und die einzige wesentliche Entwässerungsader des ganzen Plateaus darstellt; zumal jener hier so tief wie nirgends sonst: bis unter 1100 m hinabreicht. — Wie sich der obige Lias zu dem auf Blatt Schneeberg—St. Agyd bis an den Blattrand eingetragenen Dachsteinkalk verhält, entzieht sich der Feststellung, da Schutt darüber liegt (er muß nämlich nicht unbedingt das normale Hangende sein!, vgl. S. 131).

W von diesem Graben beginnt bald eine ausgedehnte Bedeckung mit Gosausandstein, die zusammen mit den jungen Schutthalden jeden Einblick in den Untergrund verunmöglicht. Bevor wir uns nun den Aufschlüssen des NW-Ecks und der W-Seite zuwenden, sei vom Freinsattel aus der Rundgang um den Berg in umgekehrter Richtung angetreten.

β) Die SO-Seite. — Wenig S vom Freinsattel trifft man, an dem Jagdsteig, der von der westlichen Einsattelung ausgehend die ganze Student-Ostflanke quert, typische Werfener Schichten (grüne Tonschiefer usw.); besonders auf dem derzeit frischen Schlag unter der Pilzenmauer liegen sie zwischen dem Kalkblockwerk umher. Bis hinab in den Gschwandgraben sieht man solche Gesteine immer wieder (einmal ziemlich mächtige Rauhwacke dazwischen!). Ist man aber auf dem Jagdsteig bis etwa 230—300 m N von der zum Jagdhaus über Gschwand hinabziehenden Rippe gekommen, so ändert sich das Bild mit einem Schlage und von Grund auf; hier wird das ganze Gehänge ebenfalls bis hinab zum Talgrund von Fleckenmergeln eingenommen. Durch genaue Begehung — anstehende Aufschlüsse, die Beobachtungen über die Lagerung zulassen würden, fehlen! — konnte festgestellt werden, daß die Grenze beider Gesteine schräg nach S hinabzieht, die Fleckenmergel mithin auf den Werfenern liegen.

Geht man auf das SO-Gehänge über, so kommt man auf dem horizontalen Jagdsteig bei ca. 1100 m sehr bald wieder in Werfener

<sup>108)</sup> Der blaue Punktaufdruck auf dem — auf Blatt Mürzzuschlag übertrieben groß gezeichneten — Dreieck ist zu Unrecht stehen geblieben; Jura-Hornsteinkalk ist es wohl nicht!

<sup>109)</sup> Ich schätzte die frei überlaufende Wassermenge auf  $\frac{1}{4}$  bis  $\frac{1}{2}$  m<sup>3</sup>/sek. (15. Juni 1935). — Die Quelle ist nicht identisch mit der von Spengler (1931 a, S. 499) erwähnten, die bei 987 m, d. h. etwa 100 m tiefer im gleichen Graben austritt!

<sup>110)</sup> Denn ein anderes Sammelgebiet für die gewaltige Wassermasse ist nicht vorhanden!

Schichten, die oberhalb der Fleckenmergel liegen; dann aber nochmals in solche, die nun nach oben bis an eine erste auffallende Felsstufe aus hellem Kalk reichen. Unterhalb stellen sich hier auch wieder Werfener ein und engen jene auf einen schmalen, noch weit am Gehänge fortlaufenden Streifen ein; über ihm treten rote jurassische Hornsteine auf, die es wahrscheinlich machen, daß die Fleckenmergel wirklich Lias sind (und nicht etwa Mürztaler Mergel, an die man allenfalls auch denken könnte, wenn sie auch sonst nicht so überwiegend als Fleckenmergel ausgebildet sind). Schließlich verschwinden diese jüngeren Schichten unter dem Schutt, der von den hellen Kalkmauern oberhalb herabkommt; die Werfener aber sind darunter zusammenhängend verfolgbar, zum Hahnreitsattel und bis Schöneben. W des Hahnreitsattels<sup>111)</sup> reichen sie am Gehänge bis etwa 1200 m, und gleich darüber erhebt sich ein Wandl aus lichthem massigem Kalk, der hier somit unmittelbar auf den Werfener zu liegen scheint; darüber allerdings ist der Anschluß an die Felswand der Hahnreitmauer noch durch Schutt und quartäre Gehängebreccie verhüllt.

Nun bleibt das Profil an der SO-Ecke des Student noch gegen oben zu ergänzen. Die oben aus dem Hangenden des Fleckenmergels erwähnte helle Kalkwand (II) ist noch nicht die tiefste ihrer Art: weiter W erhebt sich eine solche (I) im Hangenden des Jurahornsteins, von der vorigen durch eine Terrasse mit Werfener Schichten geschieden. In diesen keilt darüber der Kalk II aus; Werfener Schichten sind vor ihrem W-Ende in einem Wasserriß anstehend sichtbar: rote, grüne, graue, gelbe Tonschiefer, stark verdrückt, mit mittlerem NW-Fallen; sie nehmen hier anscheinend das ganze Gehänge über I ein und setzen auch auf der Terrasse über II fort. Im unmittelbaren Hangenden von II aber liegen rote und dunkelgrüne Hornsteine. Gegen NO geht der Kalk II besonders an der Basis in hellen Dolomit<sup>112)</sup> über, bevor er auch hier zwischen Werfenern endet. Darüber folgt nochmals eine helle Stufe aus hellem Kalk III,<sup>113)</sup> in der Fortsetzung des zuvor genannten Wasserrisses von hellem Dolomit (3—4 m) bedeckt, darüber wieder Jurakalk mit (z. T. überwiegendem) Hornstein (6—8 m), endlich stark verwitterter Fleckenmergel auf der obersten Terrasse, auf der weiter östlich auch Werfener liegen. Eine gegen O hinabführende Gasse trennt hier den Kalk III vom zusammenhängenden Klotz des Studentkalkes; doch ließ sich nicht sicher feststellen,

<sup>111)</sup> Name nach Geyer; fehlt auf Blatt Mürzzuschlag. Die Schreibung „Höhnreitmauer“ der Karte ist nach Geyer unrichtig!

<sup>112)</sup> Sollte sich darauf die Angabe Geyers (1889, S. 530) beziehen: „nordöstlich vom Hahnreit ... oberhalb der nach Frein hinabziehenden Straße im Hangenden des Werfener Schiefers ein vom Unteren Dolomit der Umgebung nicht abweichendes Gestein“? Ich habe sonst nirgends einen Dolomit in dieser Gegend im Hangenden der Werfener gesehen.

<sup>113)</sup> Man könnte allenfalls auf die Vermutung kommen, die Kalke I und II seien nichts weiter als von III oberflächlich abgerutschte Staffeln. Ich konnte jedoch nichts finden, was zur Begründung einer solchen Vermutung dienen könnte, wie Abrißspalten usw.; auch bereiten gewisse Einzelheiten (Dolomit bei I im Liegenden, bei III im Hangenden) Schwierigkeiten. Der bloße Wunsch, das tektonische Profil zu vereinfachen, ist aber als Unterlage für die angedeutete Vermutung doch zu wenig!

ob die Schichten der Terrasse hinabziehen und mit den Werfern und Fleckenmergeln der Basis in Verbindung stehen, wie es fast den Anschein hat. — Eine Deutung der skizzierten Verhältnisse ist nicht ganz einfach; vgl. S. 131.

Die erwähnte oberste Terrasse steht nun gegen W in ununterbrochener Verbindung mit dem Buchalpenboden (Abb. 11). Dort hat Geyer (Karte; 1889 gar nicht erwähnt!) Gosauschichten eingetragen — vermutlich auf Grund des verbreiteten roten Verwitterungslehms. Tatsächlich liegen dort in großer Ausdehnung meist hellgraue, ganz typische Oberjurakalke mit roten, seltener schwarzen oder gelben Hornsteinlagen; anstehend, mit steilem Einfallen gegen NW bis NNW, sieht man sie am N-Rand der Wiesen, besonders in der Mulde beim Fallzeichen der Karte. Sonst findet man vielfach nur Hornsteinsplitter in den Wiesen, so S vom Buchalpenboden bis an den Steilabfall der Hahnreitmauer hinauf. Gegen O ist die Verbindung mit den oben genannten Aufschlüssen längs der Terrasse fast un-

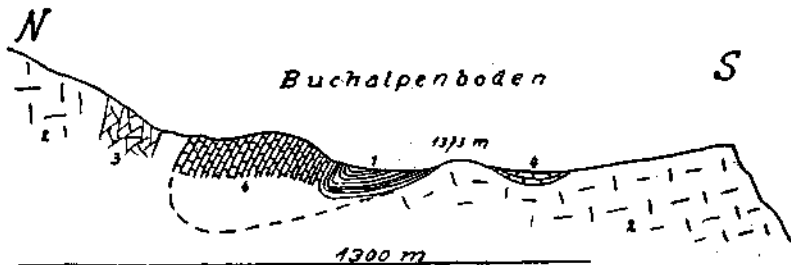


Abb. 11. Profil über den Buchalpenboden (Hoher Student), 1 : 3300 ca.

- |                            |                       |
|----------------------------|-----------------------|
| 4 Hornsteinkalk (Ob. Jura) | 2 Wettersteinkalk (?) |
| 3 Dolomit                  | 1 Werfener Schichten  |

unterbrochen. Außerdem aber finden sich eine ganze Reihe von Werfener Vorkommen; auf Blatt Mürzzuschlag konnten aus Maßstabrücksichten nur die bedeutenderen eingetragen werden. Selten liegen sie unmittelbar auf dem Triaskalk; so in dem westlichen Vorkommen, im Graben unterhalb des Buchalpenbodens bei 1280 m (wo die Werfener — dünn-schichtige graue Kalke mit grünen Tonschieferlagen — sogar *Anodontophora fassaensis* Wissm. enthalten). Aber schon bei diesem Werfener Rest beobachtet man etwas weiter unterhalb, auf der N-Seite des Grabens bei einem Wasseraustritt, daß sich der Jurakalk mit Hornstein darunter einschleibt. Andere Vorkommen liegen ganz auf diesem, wenn er auch meist nicht mächtig ist; das lassen mehrfach Sickerlöcher erkennen, die aus den Werfern durch den Jurakalk bis in die Triasunterlage hinabreichen; so beim Sattel P. 1378,4 (der Orig.-Aufnahme). Hier sind die Werfener ebenso ausgebildet wie beim vorigen Aufschluß, mit Querschnitten von Gastropoden; bei den anderen, östlich folgenden, sind es rote und grüne Tonschiefer und Sandsteine; gewöhnlich sind sie durch kleine Wasseraustritte gekeunzeichnet. Der liegende Triaskalk geht zu oberst häufig über in bräunlichgrauen Dolomit, besonders längs des Waldrandes auf

der N-Seite; aber auch auf der S-Seite kommt solcher unter Jura und Werfenern häufig noch zum Vorschein — allerdings in unkartierbar geringer Mächtigkeit und Ausdehnung. Südlich des Werfener Vorkommens O P. 1378,4 (auf Blatt Mürzzuschlag vernachlässigt!) liegt zwischen Dolomit und liegendem Triaskalk noch etwas dünnschichtiger dunkler Mergelkalk — ebenfalls ein nicht ausscheidbar winziges Vorkommen. Weiter nach O gewinnt ein weiteres Schichtglied immer größere Bedeutung: der ebenfalls schon genannte Liasfleckenmergel, der — soweit die Lagerungsverhältnisse klar sind — am N-Rand des Jurakalks sich einschleibt; vielfach ist er zu grauem Ton verwittert. Endlich ist noch östlich vom Ringboden der dunkle Stinkkalk zu erwähnen, der in ansehnlicher Mächtigkeit — allerdings größtenteils nur durch Lesesteine gekennzeichnet — den von der Hahnreitmauer nach O fortsetzenden hellen Triaskalk überlagert und unter den Jurakalk einfällt; wegen der Gesteinsbeschaffenheit vgl. S. 45.

Eine Deutung der Verhältnisse am Buchalpenboden usw. soll später (S. 131) versucht werden.

γ) Die SW-Seite. — Hier kommt in der Schlucht des Falbersbaches unter Schöneben Dachsteinkalk als tiefstes Glied hervor. Er reicht bis an den (tieferen!) großen Weg, d. h., bis auf etwa 1075 m empor, am Almkogel<sup>114)</sup> oberhalb Pflanz. Hier liegen darüber die schon Geyer (1889, S. 536) bekannten Kössener Schichten in geringer Mächtigkeit; darüber, den Rücken des Almkogels bildend, ein grauer dünnschichtiger Mergelkalk (nicht stinkend) unsicherer Zugehörigkeit (Lias?, aber jedenfalls nicht typisch! Auf Blatt Mürzzuschlag nicht ausgeschieden!); endlich an dem alten Weg von Schöneben (unbedeutend eingesenkter Sattel) roter Jurakalk in einzelnen Bruchstücken. Wenig darüber im Walde trifft man bereits auf Werfener; solche liegen auch an dem Weg gegen Schöneben bei den großen Quellaustritten, von wo sie nach W unterhalb des Weges sich bis hart an den Dachsteinkalk heran verfolgen lassen: es ist die Fortsetzung der Werfener des Hahnreitsattels — d. h., der Studentunterlage! —, welche hier auf die erwähnten jungen Schichten überschoben sind. Auf den Wiesen NW vom Almkogel bis zur Hollerbauer-Huben aber scheint Gosau zu liegen, nach Lesesteinen von braun verwittertem glimmerreichem Sandstein.

Ebensolcher steht auch in dem — vom Buchalpenboden herabziehenden Atzgraben<sup>115)</sup> bei etwa 1100 m an,<sup>116)</sup> mit westlichem Einfallen; verbunden mit schwarzgrauem Mergel. Etwa 15 m höher folgt ein Aufschluß in dünnbankigem grauem Kalk, etwas bituminös, aber viel weniger als das problematische Gestein der Roten Mauer (vgl. S. 43 f.), dem er sonst gleicht; seine Deutung ist hier natürlich

<sup>114)</sup> Name nach Geyer (1889, S. 530).

<sup>115)</sup> Name von der Sektionskopie 1 : 25.000; fehlt auf Blatt Mürzzuschlag.

<sup>116)</sup> Unterhalb fehlen Aufschlüsse im Atzgraben ganz. Was man darin entblößt sieht, ist meist ein tiefgründiger roter (seltener blaugrauer) Lehm; es bleibe dahingestellt, ob man ihn auf (vorgosauisch!) verwitterte Werfener Schichten beziehen darf oder ob er verrutscht und verschwemmt ist — irgend einen Anhaltspunkt zur Entscheidung dieser Frage konnte ich nicht finden. — Wahrscheinlich war er für Geyer mit ein Anlaß, die Ausscheidung von Gosau in dieser Gegend viel zu weit auszudehnen.

fast noch problematischer! Auf Blatt Mürzzuschlag wurde er nicht berücksichtigt. Er fällt bergwärts — anders als die obige Gosau, deren Auflagerung wohl diskordant ist. Weiter aufwärts fehlen im Graben wieder alle Aufschlüsse bis an die Felsmauer, mit der bei etwa 1200 m der lichte Kalk des Student beginnt. Aber S des Grabens ist dessen Unterlage sichtbar: roter Hornstein, darunter Liasfleckenmergel; noch weiter abwärts bedecken Werfener Schichten eine ziemlich ausgedehnte Verflachung (Waldschlag!), die gegen unten durch einen ausgesprochenen Wall aus Triaskalkschutt (Moräne!) begrenzt ist. — Aber auch über der untersten Kalkmauer folgt noch einmal ein flacheres Gehängestück, das von roten Hornsteinstücken bedeckt wird (bis an den Fuß eines schroff zum Atzgraben abbrechenden Felsturmes, ca. 1275 m); es ist zu vermuten — nicht zu sehen! —, daß es sich da um eine Einpressung der Unterlage zwischen nahe N—S-verlaufenden Verwerfungen handelt.

Die Folge: Werfener Schichten — Fleckenmergel — Oberjura (Hornstein, bzw. hornsteinführender Kalk) — lichter Studentkalk läßt sich nun mehr oder minder längs dem ganzen SW-Abfall feststellen; soweit wenigstens mächtige Schutt- und dichte Waldbedeckung überhaupt etwas festzustellen erlauben!

Zunächst trifft man am oberen Ende des Wasserrisses, der von der Hollerbauer-Hube hinaufzieht, große Anrisse in dunkelroten und schwarzgrünen Hornsteinen; darunter kommen die Fleckenmergel hervor, während N über den Anrissen im Wald geringe Spuren von Werfener Schichten (stark verwitterte Tonschiefer) sichtbar werden. Solche schieben sich hier — einzig hier auf dem ganzen SW-Abfall! — auch über dem Jura ein. Wenig höher steht bereits der lichte Kalk an. — Unter dem Lias ist hier nichts aufgeschlossen. Doch zeigen die Schuttmassen im Walde oberhalb der Hollerbauer-Stube eine auffallend unregelmäßige Bodenbeschaffenheit, mit zahlreichen mehrere Meter tiefen Gruben. Man ist versucht, dieselbe auf ausgelaugtes Haselgebirge unter dem Schutt zu beziehen; da aber nicht der leiseste weitere Anhaltspunkt zu finden war, habe ich darauf verzichtet, auf Blatt Mürzzuschlag solches hier einzutragen.

Zwischen dem W-Ende des Dachsteinkalks des Almkogels und dem Fuße des Schafkogels<sup>117)</sup> steigen die Werfener Schichten bis in das Tal des Falbersbaches hinab. Auf dessen N-Gehänge sieht man sie an vielen Stellen; am schönsten (Kalklagen, z. T. bedeckt mit schön erhaltenen Exemplaren von *Naticella costata* Wiss.) bei der Quelle unter dem S-Fuß des Schafkogels, bei ca. 980 m (Fossilzeichen der Karte!). An dem Weg, der von hier gegen SO ziemlich horizontal durch den Wald quert, sieht man ebenfalls die Werfener, außerdem aber auch Stücke von grünlichem Quarzit, typischem Quarzphyllit, Mürztaler Mergel — dieser wohl einer aus der Unterlage aufgeschleppten Scholle (vgl. Naßköhr u. a.) angehörend; eine irgendwie sichere Folge dieser offenbar in die Werfener eingebackenen Fetzen festzustellen, ist unmöglich.<sup>118)</sup> Knapp über dem genannten Wege aber

<sup>117)</sup> Name nach Geyer; P 1119 der Sektionskopie 1:25.000.

<sup>118)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag ist nur der Quarzphyllit, und zwar ganz schematisch, eingetragen!

tritt bereits Liasfleckenmergel auf und läßt sich an Hand von Lesesteinen mehr als 100 m am Gehänge aufwärts verfolgen; gut zu sehen ist er allerdings selten, z. B. an dem oberen Weg Schöneben—Mooshuben bei einer Quelle auf ca. 1050 m. Es ist zwar möglich, daß Verrutschung seine Ausdehnung größer erscheinen läßt als sie wirklich ist; doch läßt sich keine sichere Unterlage für einen solchen Verdacht beibringen. Zu oberst, bei etwa 1200 m, traf ich mitten im Wald — nähere Kennzeichnung des Platzes ist unmöglich! — auch noch einzelne Stücke des hangenden Jurahornsteins.

Zwischen hier und dem Schafkogel ist bis auf die Werfener hinab alles verhüllt von einem breiten Schuttstrom. Das bewaldete Felsriff des Schafkogels aber besteht wieder aus Dachsteinkalk, gekrönt von Konglomerat (und Kalk) der Gosau. Solches legt sich auch an seinen W-Fuß und zieht, eine ausgeprägte Gehängerippe bildend, nach S zum Falbersbach hinab. Aber noch auf der W-Seite des Konglomeratzuges zeigen einzelne Vorkommen das Fortziehen der Werfener (usw.) an: hat man nämlich von dem zuvor erwähnten Werfener Fossilfundpunkt her auf dem Weg (tiefer als der gelb bezeichnete!) nach Mooshuben den Konglomeratzug gequert, so findet man auf einem versumpften Gehängestück kleine Splitter von Quarzphyllit anstatt der erwarteten Gosausandsteine! Doch stellen diese sich alsbald auch ein, als Untergrund schönen Wiesengeländes. O überm Hollerbauern befindet sich darin ein großes Sickerloch, das mich veranlaßte, auch hier ein Hervortreten des Werfener Untergrundes (Gips oder Rauhwaacke) anzunehmen. Allerdings besteht auch die Möglichkeit, daß es durch einen Gosaukalk bedingt wäre; zu sehen ist nichts. — Oberhalb des Schafkogels sind an dem oberen Weg Schöneben—Mooshuben wieder Werfener zu sehen, die auch in die Einseukung zwischen zwei vom Schafkogel ausgehenden Felsspornen hineingreifen (allerdings sehr mangelhaft aufgeschlossen!). Auch Spuren von schwarzem Serizitphyllit<sup>119)</sup> finden sich am Weg. Einzelne gute Aufschlüsse in Werfenern, z. T. mit Haselgebirge und Rauhwaacken, bietet der tiefe Graben, der vom Schafkogel gegen N hinabzieht; so kann man die aufschlußlosen nassen Wald- und Wiesenflächen ringsum auch als Werfener kartieren. Erst wenn man vom Sattel O des Schafkogels gegen O ansteigt, trifft man anderes: nämlich die Fleckenmergel, deren Untergrenze hier anscheinend um mehr als 200 m, bis auf 1200 m ca., aufwärts verschoben ist; ein leichter Gefällsknick scheint sie zu bezeichnen. 30—40 m höher folgen anstehende Felsen von Oberjurakalk, in welchem ich ein Bruchstück eines kleinen Belemniten fand.

Der Dachsteinkalk des Schafkogels ist also ringsum (soweit nicht Gosau die Zusammenhänge verschleiert) von Werfener Schichten usw. umgeben; wie ein Riff spießt er aus diesen hervor. Es wäre nun wohl möglich, durch Annahme einer Reihe von Verwerfungen diese Verhältnisse zu deuten. Aber ein sicherer Anhaltspunkt für eine solche Annahme fehlt; weiter in die Umgebung fortsetzen ließe sich keine von ihnen. Tatsächlich ist wohl auch eine andere Deutung — Reliefüberschiebung! — vorzuziehen: vgl. S. 152.

<sup>119)</sup> Auf Blatt Müzzuschlag aus Maßstabgründen vernachlässigt.

Die Werfener sind an dem Weg zum Oberen Steinbauer noch weit zu verfolgen; W unter der Roten Mauer liegt auch wieder reichlich grünlicher Phyllit umher. Die Felsen der Roten Mauer selbst bestehen aus dem S. 43 f. behandelten bräunlichen Stinkkalk, der nicht, wie Geyer (1889, S. 535) möchte, vom Student weg, sondern durchwegs mit wechselnder Neigung nach S einfällt, d. h. gegen O unter den Student hineinstreicht. An dem Sattel zwischen Roter Mauer und Student aber, und gegen diesen aufwärts bis etwa 1260 m, liegt auf dem Stinkkalk roter hornsteinführender Jurakalk (östlich vom Sattel darin die von Geyer entdeckten Lagen mit klastischem Material; vgl. Cornelius 1937 b). Darüber liegt der hier auf weite Erstreckung zerrüttete, vielfach geradezu in eine Breccie mit rötlichem Bindemittel verwandelte Studentkalk.

Ein Graben<sup>120)</sup> N der Roten Mauer bietet keine Aufschlüsse. Aber die Kuppe jenseits desselben besteht wieder aus dem Stinkkalk — hier aber mit N-Fallen! Ebenso setzt dieser auch noch über einen weiteren, gegen den Oberen Steinbauer hinabziehenden Graben nach NO fort. Am Fuße des Studentgehänges sieht man in diesem Graben wieder die Auflagerung des Oberjurakalkes, der hier eine kleine Wandstufe aufbaut; der Kontakt mit dem Studentkalk ist durch Schutt verhüllt. — Gegen abwärts in dem Graben aber findet man, besonders längs des Weges, wieder massenhaft Stücke von grünlichem Phyllit, der auch oberhalb des Wiesenrandes am Fuß der Kuppe N der Roten Mauer entlang zu verfolgen ist. Es liegt wieder eine altkristalline Scholle vor; von Werfenern dagegen fehlt hier jede Spur! Nicht ganz eindeutig sind die Beziehungen zu dem Stinkkalk: das Eingreifen des Phyllits in den Graben zwischen die Stinkkalkkuppen spricht wohl dafür, daß er diese unterteuft (wie dies auch aus regionalen Erwägungen wahrscheinlich ist). Aber das vielfach recht steile Einfallen des Stinkkalks steht in offenkundigem Gegensatz zu der allem Anschein nach recht flachliegenden Grenzfläche. Das Wahrscheinlichste ist wohl, daß der Stinkkalk über der Phyllitunterlage in sich zusammengeschopt ist, vielleicht auch z. T. an der Grenzfläche diskordant abgeschnitten; in diesem Sinne ist das Profil 4 (Taf. II) gezeichnet. Aber ganz auszuschließen ist es auch nicht, daß noch steilstehende Verwerfungen beteiligt sind, deren Verlauf sich freilich nicht näher angeben läßt.

Weiter gegen O fehlen Aufschlüsse zwischen dem Studentkalk des nördlichen Steilabfalls und der Gosau; doch wird der Abstand beider so gering, daß nicht mehr viel dazwischen Platz hat. Einen Aufschluß bietet erst wieder der Graben der Grayer Lahn (vgl. oben, S. 122).

Es bleibt noch der Verband mit der Gosau von Mooshuben zu betrachten. Leider bleibt er in dem aufschlußarmen Gelände einigermaßen hypothetisch; nicht einmal in dem tiefen Graben N vom Schafkogel ist die Gosaugrenze halbwegs deutlich — wenn er auch in seinem tieferen Teil sehr schöne Aufschlüsse in der Gosau bietet.

<sup>120)</sup> Die topographische Darstellung auf der Sektionskopie 1:25.000 läßt hier alles zu wünschen übrig: weder dieser noch der folgende Graben sind angedeutet — dagegen ein nach N hinabziehender, wie er tatsächlich nicht existiert!



Es sind die S. 78 genannten Nierntaler Schichten in zwei Lagen, die obere etwa 10 m, die untere eher noch etwas mächtiger, getrennt durch gelbliche sehr weiche Mergel (von denen nicht zu sagen ist, ob sie als jüngstes Schichtglied den Kern der Synklinale bilden oder aber eine Antiklinale zwischen zwei Teilsynklinalen!). Alles fällt steil nach O.

Östlich dieses Grabens erhebt sich der schon genannte Hießbauerkogel Geyers. An der felsigen Kante gegen den ersteren steht typischer rötlicher Gosaukalk an, der z. T. konglomeratisch, z. T. auch schneeweiß und feinkristallin wird und dann von manchen Triaskalken nicht zu unterscheiden ist. Dies ist besonders gegen N der Fall, wo er die Rippe W des mehrfach genannten Grabens bildet. Die Hochfläche unterm Hießbauerkogel-Gipfel umgibt er auch im S — infolge einer Knickung im Streichen? Eine weitere solche ist zwischen hier und dem Schafkogel anzunehmen, auf dessen W-Abfall der Gosaukalk fortsetzt; allerdings fehlt er auf der Zwischenstrecke ganz (Zerreiβung?) bis auf einen kleinen Fetzen am Waldrücken N vom Schafkogel.<sup>121)</sup> — Am Gipfel des Hießbauerkogels steht ebenfalls ein lichter feinkristalliner Kalk an, der aber auf Grund des schon erwähnten Geyer'schen Fossilfundes (vgl. S. 41) Dachsteinkalk sein dürfte. Die schöne Waldwiese, die er zusammen mit dem Gosaukalk einrahmt, ist leider vollkommen aufschlußlos; wahrscheinlich liegt sie bereits in Gosaumergeln. Durch diese spießt anscheinend der Dachsteinkalk des Gipfels hindurch. Auf dem W-Abfall ist ihm aber auch noch Gosaukonglomerat aufgelagert. Darunter aber, an dem sehr aufschlußarmen Waldgehänge der NW-Seite, fand ich einige Stückchen Quarzphyllit, die wohl anzeigen, daß hier wieder inmitten der Gosau<sup>122)</sup> eine der kristallinen Schubschollen der Lachalpendecke zutage kommt (denn die andere Möglichkeit: daß der Quarzphyllit aus einem Gosaukonglomerat ausgewittert wäre, besteht zwar theoretisch, ist mir aber wegen des Fehlens entsprechender Begleitgesteine unwahrscheinlich).

Weiter N befindet sich auf der O-Seite des bereits öfters genannten, vom Schafkogel nordwärts ziehenden Grabens der Untere Steinbauer. Der Name dürfte von dem auffallenden Fels herzuleiten sein, der sich als schroffe Mauer O über dem Hof erhebt. Er besteht wieder aus dem rötlichen sandig-feinbrecciösen Gosaukalk, N—S-streichend in nahe senkrechter Stellung (vgl. Abb. 5, S. 78). Sein S-Ende befindet sich auf ungefähr der gleichen W—O-Linie, an welcher der Gosaukalkzug des Hießbauerkogels gegen N aussetzt; das legt den Verdacht nahe, daß er dessen abgescherte und gegen O verstellte Fortsetzung sein könnte. Sicherstellen läßt sich das aber nicht; im Gegenteil scheint ein anderer Fund eher dafür zu sprechen, daß wir uns hier schon im O-Flügel der Gosausynklinale befinden, deren Kern die oben

<sup>121)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag ist hier versehentlich Hauptdolomit stehen geblieben!

<sup>122)</sup> Die Abgrenzung gegen diese auf Blatt Mürzzuschlag ist ganz schematisch! Es wäre an dieser Stelle sogar möglich, daß die Quarzphyllitinsel noch größer wäre; die Aufschlußarmut läßt eben mancherlei Möglichkeiten offen!

angeführten Nierentaler Schichten bilden. Denn folgen wir dem Steig, der zum Oberen Steinbauer führt, S um die Felsmauer herum, so treffen wir östlich von ihr einen grauen Mergelkalk mit schwarzen Hornsteinschnüren, sehr steil O-fallend. Der Gosau gehört dies Gestein jedenfalls nicht an;<sup>123)</sup> der Gesteinsbeschaffenheit nach möchte man am ehesten an Lias denken<sup>124)</sup> — ein aus dem Untergrund aufgeschürfter Span, der das Liegende jenes Kalks bilden könnte. Wenig weiter aufwärts am Steig stehen jedoch mehrfach wieder gelbgraue feinschichtige Mergel an, die nur Gosau sein können; ebenso auch an dem anschließenden, südwärts (nach Schöneben) führenden Weg. Und auch auf den Wiesen hinauf zu dem flachen Sattel O vom Steinbauer findet man nichts anderes, wenn auch die Aufschlüsse sehr mangelhaft sind. Nur eine kleine baumbestandene Felspartie NO dieses Sattels besteht wieder aus weißem Kalk und einzelnen Blöcken des feinschichtigen rötlichen Gosaukalkes.

War in dieser ganzen Gegend der westlichen Studentvorberge das Streichen aller tektonischen Elemente im Bereich der Gosau N—S, so legt sich in auffallendem Gegensatz dazu N der Steinbauer-Wiesen Gosaukalk — mit einer Konglomeratbank mit exotischen Geröllen — O—W-streichend quer vor jene. Er ist der äußerste S-Rand eines großen von Spengler als Orbitoidenkalk kartierten Flecks, der eben noch auf Blatt Mürzzuschlag hereinragt; über seine Tektonik gibt Spengler leider keine nähere Auskunft.

5) Zur tektonischen Deutung des Hohen Student — Stellen wir zunächst die beiden eingangs unterschiedenen Elemente: den Kalkklotz des Studentplateaus einerseits, andererseits die bunt aus älteren und jüngeren Gliedern zusammengesetzte Zone der Senken und Vorhöhen ringsum einander gegenüber und fragen nach den gegenseitigen Beziehungen beider, so kann die Antwort auf Grund der angeführten Lokalbeobachtungen nicht zweifelhaft sein: der Kalkklotz liegt zweifellos oben auf! Das ist nicht nur am W-Eck unmittelbar zu sehen, sondern geht ebenso aus der Umgrenzung besonders auf der N-Seite hervor, wo die Schichten der Umgebung in die Buchten des Kalkklotzes einwandfrei hineingreifen. Daß dieser unter jenen hervortrauchte (Spengler), dafür hat sich kein Anhaltspunkt ergeben.

Nun ist aber die Vorhöhenzone alles andere als in sich einheitlich. — Wir fanden daran beteiligt einmal ältere Schichtglieder: Werfener, ja ausgedehnte Fetzen paläozoischer und wahrscheinlich vopaläozoischer Schichten, die wir ohne Bedenken als „normale“ Unterlage des Studentkalks betrachten können; und andererseits viel jüngere: Dachsteinkalk, Kössener Schichten, Lias und Oberjura; auch der seinem Alter nach problematische, aber vermutlich obertriadische Stinkkalk der Roten Mauer gehört dazu. Ein Teil dieser Gesteine gehört der Unterlage der Werfener an: der Dachsteinkalk des Hießbauer-, Schaf- und Almkogels (hier

<sup>123)</sup> Dies hat mir auch Prof. O. Kühn bestätigt.

<sup>124)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag ist das kaum ein paar Quadratmeter messende Vorkommen vernachlässigt.

mit auflagernden jüngeren Schichten bis Oberjura), ebenso natürlich die am Freinsattel untertauchende Obertrias der Wildalpe; inwieweit auch vom Lias und Jura auf der N-Seite dasselbe gilt — wie man auf den ersten Blick wohl annehmen möchte — muß vorläufig dahingestellt bleiben. Denn auf der ganzen W-Seite, von der Roten Mauer bis über den Atzgraben, treten gleichartige junge Schichten in einer ganz anderen, abnormen Stellung auf: sie liegen über den Werfenen, z. T. unmittelbar vom Studentkalk überlagert! Auch auf der SO-Seite ist es ähnlich; wengleich hier meist noch eine geringe Mächtigkeit von Werfenen über dem Jura folgt und ihn vom Studentkalk trennt. Dies gibt einen Fingerzeig für die Auffassung dieser abnormen Lagerungsverhältnisse: die ganzen riesigen Massen junger Schichten sind in die Werfener eingebackene Schollen<sup>125)</sup> nach Art der aus dem Halleiner Salzbergbau (vgl. Kühnel 1929, S. 525, u. a.) bekannten; sie wurden bei der Bewegung der Lachalpendecke aus dem Untergrunde mitgeschleift, eingewickelt und passiv verschleppt. Daß sie dabei teilweise bis an die Obergrenze der Werfenen und in unmittelbaren Kontakt mit dem Hangenden derselben geraten sind, ist nicht gar so verwunderlich: dergleichen konnte bei dem tektonischen Transport schon zustande kommen — allerdings nur, wenn man eine nicht gar zu kurz bemessene Transportstrecke zur Verfügung hat! Insofern ist das Vorhandensein dieser verschleppten Schollen ein nicht unwichtiger Anhaltspunkt, um die Größe des tektonischen Vorgangs zu beurteilen (vgl. S. 169); wenn sie auch leider keine unmittelbare Auskunft über ihre einstige Heimat geben können.

Es bleibt noch, kurz auf die Verhältnisse am Buchalpenboden (S. 124) zurückzukommen. Daß die dortigen Juraschichten nicht normal auf dem Studentkalk liegen dürften, wurde bereits S. 42 f. angedeutet. Im Gegenteil legt die Kombination von Liasfleckenmergel und Jurahornsteinkalk mit Werfener Schichten, die sich hier ganz so wie in der Unterlage findet, den Verdacht einer engeren Verbindung mit dieser nahe. Am O-Ende dieser Zone könnte man in Versuchung kommen, diese Verbindung unmittelbar senkrecht nach unten, durch den Kalk hindurch, zu vermuten. Aber die Verhältnisse auf der W-Seite widersprechen dem: hier zieht der Kalk geschlossen durch, Jura und Werfener liegen ersichtlich obenauf. Es bleibt also nur übrig, sie — zumindest die Werfener! — durch eine Überfaltung von S (eine andere Richtung kommt angesichts der Anordnung der Vorkommen nicht in Frage!) aus der Unterlage zu beziehen, wie Taf. II, Prof. 4, andeutet.

Der Student ist somit, schon was den vorgosauischen Bau betrifft, einer der kompliziertesten Berge der Kalkalpen; und zu alledem kommt noch die jüngere Tektonik, welche die Gosau von Mooshuben zu einer N—S-streichenden Mulde verbogen hat. Die dort auftretenden Detailkomplikationen sind wohl teils auf „Kerbwirkung“ teils auf Materialverschiedenheit zurückzuführen.

<sup>125)</sup> Einen ähnlichen Eindruck hatte Geyer (1889, S. 527) von den Dachsteinkalkkriffen des Schafkogels usw., die wir heute aber besser anders deuten; vgl. oben.

e) Sauwand; Mulde von Mooshuben; Stockbauerkogel (Taf. II, Prof. 4; Taf. III, Prof. 5). Von der Sauwand entfällt nur ein Teil auf das Kartenblatt Mürzzuschlag, an dessen äußerster NW-Ecke; und nur dieser Teil soll hier besprochen werden.

Die Sauwand bildet den W-Flügel der Gosaumulde von Mooshuben: weniger steil als der O-Flügel hebt er sich heraus. Dachsteinkalk bildet den Gipfel, an dessen O-Fuß sich bei rund 1000 m Höhe (am rot markierten Weg zur Sauwand, der längs des Fußes des steileren Gehänges emporführt) das Gosaukonglomerat anlegt; die Auflagerungsfläche ist mit etwa 40° O-Fallen aufgeschlossen. Die Mächtigkeit des Konglomerats ist nicht groß; weiter ahwärts am gleichen Weg liegt Gosausandstein darauf. — Weiter S aber kommt der Untergrund der Gosau in viel größerer Ausdehnung zutage: die flache, der Sauwand vorgelagerte Waldterrasse besteht fast ganz aus Werfener Schichten! Roter Sandstein herrscht vor, allerdings ist er meist nur in spärlichen kleinen Bröckchen zu beobachten. Auch vereinzelte Stückchen von schwarzem Lydit wurden gefunden; es muß also auch hier noch ein paläozoischer Schubfetzen stecken, doch gelang es nicht, ihn genauer festzulegen. Und an dem Weg, welcher von dem vom Gehöft Waßhuber horizontal am Waldrand südwärts führenden nach aufwärts abzweigt, trifft man reichlich dunklen Kalk, z. T. ganz typischen Gutensteiner; auch seine Abgrenzung auf der Karte ist nur schematisch möglich. Im südlichen Teil des Werfener Bereichs treten am Abfall der Terrasse im Walde<sup>126)</sup> dunkle Mürztaler Mergel eines verschleppten Fetzens auf. Endlich kleben verschiedentlich — z. B. wenig oberhalb des eben erwähnten Gesteins — auch noch Reste von Gosaukonglomerat (und -kalk z. T.) auf den Werfener Schichten; als Zeugnis dafür, daß die heutige Oberfläche nicht sehr verschieden ist von der vorgosauischen. Besonders hinzuweisen ist auf einen kleinen Gosarest<sup>127)</sup> unmittelbar an der Werfener—Dachsteinkalkgrenze, der auf den Gedanken bringen könnte, es hätte hier eine nachgosauische Aufschiebung stattgefunden. Sicherzustellen ist das nicht — das Vorkommen besteht nur aus Lesesteinen; auf alle Fälle kann sie nur von minimaler Bedeutung sein, da ja die Gosauschichten im übrigen einheitlich über Werfener und Unterlage hinweggreifen.

Auch die sanfte Wiesenmulde von Mooshuben selbst wird teilweise von Werfener Schichten eingenommen, wie Geyer (1889, S. 527) schon wußte. Seine Angabe, daß sie über die Senke zwischen Hießbauer- und Schafkogel hinweg mit den Werfenern der Student-Basis in Verbindung stünden, kann ich allerdings nicht bestätigen (vgl. S. 128; unter der Gosau hindurch mag eine solche Verbindung natürlich bestehen!). Der Satz aber, daß eine Abgrenzung gegenüber der Gosau nur sehr schematisch möglich ist, gilt natürlich heute ebenso wie zu Geyers Zeit. Beobachtet habe ich die Werfener nur W der tiefsten Senke, vor allem neben dem zum Waßhuber führenden Weg aus einem Entwässerungsgraben angehoben; aber auch sonst gelegentlich. Die Ostseite hingegen ist im Wiesenbereich durch äußerste

<sup>126)</sup> Nähere Kennzeichnung der Stelle ist leider nicht möglich.

<sup>127)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag einigermaßen übertrieben dargestellt.

Aufschlußarmut ausgezeichnet; die spärlichen vorhandenen Anzeichen deuten eher darauf, daß dort Gosau liegt. — Besser ist es dort bestellt, wo Konglomerate, bzw. Kalke der Gosau auftreten, die sich stets durch Felsen oder wenigstens Lesesteine verraten. Ihre Verteilung ist von auffallender Regellosigkeit. Am N-Rand des Blattes ist die Dachsteinkalkklippe P. 1098 von Gosaukalk umlagert; ein SO vorgelegter Hügelrücken besteht aus Konglomerat, das sich bis zum Waßhuber verlängert: der Hof steht noch darauf, aber gleich W davon sah ich eine frisch ausgehobene Grube in grüngrauem Gosausandstein. Hier steckt also ein NO-streichendes Teilelement innerhalb der Mulde. — Im S aber legt sich Gosaukalk auf die Werfener des westlichen Muldenflügels,<sup>128)</sup> als bewaldeter Sporn in die Mulde hineinreichend; ja noch am Weg S des Hollerbauers findet sich Kalk und Konglomerat. Dieser Sporn scheint am ehesten mit einer jähen Schwenkung der Gesamtmulde aus N—S- in O—W-Streichen in Beziehung zu stehen; denn auch das Konglomerat ihres O-Flügels führt S vom Schafkogel die gleiche Schwenkung aus, überschreitet den Falbersbach und quert als auffällige, senkrechte Felsmauer den N-Sporn der Fallensteinerleiten. Der Gosausandstein, der am Falbersbach in senkrechter Stellung und mehrfach am Aufstieg von dort nach Mooshuben in Anrissen sichtbar, gehört dem O—W-streichenden Muldenkern an. Das W-Ende der Mulde befindet sich beim Eibelbauer: auf den Wiesen N desselben liegt Gosausandstein umher, während den Kamm des von der Sauwand gegen SO laufenden Bükens das Konglomerat des N-Flügels bildet; bei etwa 1040 m tritt — infolge einer Verwerfung? — der Dachsteinkalk der Sauwand an seine Stelle. Im S-Flügel der Mulde fehlt hier das Konglomerat, abgesehen von einem Fetzen auf dem Gehänge zum Falbersbach.

SO vom Eibelbauer treten unter der Gosau wieder Werfener Schichten (Geyer 1889, S. 525) hervor.<sup>129)</sup> Der Stockbauerkogel (P. 1114) S davon aber besteht aus Dachsteinkalk — dem Ende der Tonion; vgl. S. 137 —, der S fällt, unterlagert von Mürztaler Mergel (und Kalk). Er bildet den ganzen W-Abfall, von 1000—1050 m abwärts (z. T. große Anrisse!); der ganze vom Eibelbauer gegen W hinabziehende Graben ist darein eingeschnitten und auch das Fußgestell der Sauwand besteht daraus; das Einfallen hat sich hier gegen N gewendet. Man möchte annehmen, daß der Dachsteinkalk der Sauwand gerade so normal darauf liegt, wie der des Stockbauerkogels —, daß sich diese beiden Berge als S- und N-Flügel eines aufgebrochenen Gewölbes entsprechen. Schwierigkeiten bereitet da aber die Angabe Geyers, daß der Dachsteinkalk der Sauwand südlich unter fossilführende Kössener Schichten einfallt (1889, S. 525). Dies Südfallen ist nun offenbar nur den Kössener Schichten zuliebe konstruiert — in der Natur ist an dem sehr massigen Kalk nichts davon

<sup>128)</sup> Er widerlegt die Behauptung Geyers (1889, S. 527), daß allgemein die Orbitoidenkalke der Gosau Werfener Untergrund meiden; immerhin sind solche Vorkommen einigermaßen selten!

<sup>129)</sup> Den von Geyer auch erwähnten Muschelkalkdolomit habe ich nicht wiedergefunden; womit jedoch kein Zweifel an seinem Vorhandensein ausgedrückt sei!

zu sehen. Die Kössener Schichten habe ich auf der Karte nach Geyer eingetragen; sie wiederzufinden, ist mir trotz wiederholten Suchens nicht gelungen. Ihre tektonische Deutung scheint mir nur in der Weise denkbar, daß sie eben nicht mit dem Dachsteinkalk in normalem Verbands stehen, sondern einen der zahlreichen Schubsetzen an der Basis der Lachalpendecke — zu der die Werfener beim Eibelbauer ja gehören — bilden. Es liegt hier wieder eine typische Reliefüberschiebung vor: das Sauwandgewölbe war schon vor Ankunft der Lachalpendecke bis auf die Mürztaler Mergel hinab durchfressen! Zugleich bietet es ein schönes Beispiel von Kerbwirkung: die Gosaumulde liegt gerade im Scheitel des aufgebrochenen Gewölbes. Vgl. Prof. 4, Taf. II.

f) Die Gruppe des Fallensteins (Taf. III, Prof. 5). Oben (S. 114) wurde die Schilderung des Gebirgsbaues am Taschelgraben abgebrochen. Auf seiner O-Seite sahen wir den Hallstätter Kalk des Proles unter die Werfener Schichten der Lachalpendecke hinabtauchen. Er ragt jedoch gleich wieder aus diesen hervor im Törlstein: der lichten Kalkmauer, die sich vor den Ausgang des Taschlgrabens legt, der dahinter künstlich zu einem kleinen See (Holzschwemme!) gestaut ist. Nördlich legt sich roter Lias auf den Hallstätter Kalk, in dem von W herabkommenden Seitengraben; ebendort folgen weiter gegen N Mürztaler Mergel, (Haupt-) Dolomit und nochmals Hallstätter Kalk — ein Rest einer Zwischenschuppe (von übrigens geringer Bedeutung); dann endlich die Werfener Schichten des Freintales. Am Gehänge gegen dieses liegt ihnen etwa  $\frac{1}{2}$  km W vom Taschelgraben nochmals Gutensteiner Kalk auf (Lesesteine!), als letzter von der Abwitterung verschonter Rest der Synklinale des Freinriegels.

Im ganzen kann man den Törlstein betrachten als steile unsymmetrische Antiklinale des basalen Gebirges; der S-Flügel fehlt. Unter dem S-Abfall liegt unmittelbar Werfener Schiefer; doch reicht er hier lange nicht so weit nach S wie auf der O-Seite des Taschlgrabens. Zwar fand sich auch auf dem Gehänge SW über dem Stausee noch grüner Werfener Sandstein; allein er reicht hier nicht mehr hoch. Mürztaler Mergel bildet weiterhin das ganze Gehänge östlich unter dem Turm- und Dürrkogel. Vermutlich fällt er steil unter die Werfener; aber anstehende Aufschlüsse, die das mit Sicherheit erkennen ließen, fehlen. Auch worauf die südlichere Lage der Grenze auf der O-Seite des Grabens beruht, ist nicht zu sehen.

Gegen W versinkt die Törlstein-Antiklinale, nachdem sie kurz vor ihrem Ende ein Bruch gegen S verschoben hat.

So wie der Hallstätter Kalk des Proles auf jenen Mürztaler Mergeln aufruht, so auch seine Fortsetzung in den Gipfeln der Fallensteingruppe, deren Unterlage auch auf der SW-Seite daraus besteht. Unmittelbar zu sehen ist die Auflagerung zwar nur SO unterm Dürrkogel und auf der O-Seite des Turmkogels; sonst ist die Grenze durch Schutt verhüllt. Man möchte meinen, daß da ganz einfache Verhältnisse herrschen; doch genauere Beobachtung zeigt, daß dies keineswegs der Fall ist.

Es besteht nämlich keine Übereinstimmung zwischen der Neigung der Auflagerungsfläche, die nach dem Kartenbild unter dem Fallenstein ganz flach gegen W gerichtet ist, und dem ebendort überall deutlichen O-Fallen der Schichten. Gegen den Schwaboden<sup>130)</sup> wird dieses sogar recht steil; und um jeglichen Zweifel zu zerstreuen, ist hier am Fuß der Wände dem Hallstätter Kalk noch roter Liaskalk mit gleicher Neigung aufgelagert! Auch dem Dürrkogel — in welchem das Einfallen nach N gedreht hat — findet sich nordseitig noch roter Kalk — hier allerdings fossilleer — angeklebt, in steiler Stellung; und er kommt in nächste Nachbarschaft des Mürztaler Mergels der Unterlage, der in fast unveränderter Höhenlage von O auf die S-Seite des Schwabodens hineinreicht! Diese Beobachtungen zwingen zu dem Schlusse, daß die Auflagerung nicht normal ist, sondern von einer Abscherungsfläche gebildet wird. Daß dies auch für den Turmkogel gilt, ergibt sich aus dem z. T. ziemlich steilen W-Fallen seines Hallstätter Kalkes, während auch hier die Basisfläche flach liegen muß. Die Fallensteingruppe erscheint damit als eine nahe N--S-streichende (im S aber auch gegen S aufgebogene) „Mulde ohne Boden“ (vgl. Ampferer 1923, S. 110).

Damit ist aber das Maß der Komplikationen noch nicht voll; denn im Kern dieser Mulde liegen — Werfener Schichten! Sie bilden die N-Seite des Schwabodens (soweit dort nicht Moränen liegen!) und kommen somit fast in unmittelbare Berührung mit dem Mürztaler Mergel der S-Seite; der Boden der Mulde fehlt ja! Gegen W lassen sie sich ziemlich weit in den Graben zwischen Fallenstein und Litzlkogel hinauf verfolgen; sie sind hier an einer Verwerfung eingekleilt, der dieser Graben seine Entstehung verdankt. — Die Werfener lassen sich in Spuren bis auf den grasbedeckten Sattel zwischen Turm- und Litzlkogel verfolgen; die Aufschlüsse sind hier freilich sehr mangelhaft. Anscheinend stehen sie unmittelbar in Verbindung mit der breiten Werfener Zone des Hahnreitsattels (vgl. S. 123).

Diese kommt auf dem N-Gehänge von Turm- und Litzlkogel beinahe in Berührung mit dem Hallstätter Kalk. N des ersteren ist nur etwas Mürztaler Mergel (Lesesteine!) dazwischen, von dem es ungewiß bleibt, ob er der Unterlage des Hallstätter Kalks — der dann nach N auch auskeilen würde — angehört oder einer Zwischenschuppe, wie in so vielen anderen Fällen. Unter dem Litzlkogel ist nicht nur wirklich eine solche Zwischenschuppe entwickelt (aus Mürztaler Mergel und Hauptdolomit, bzw. Hallstätter Kalk bestehend), sondern es legt sich auch wieder roter Liaskalk auf den „basalen“ Hallstätter Kalk; z. T. mit augenscheinlicher Diskordanz, da dieser auch hier — so weit sichtbar — flach O fällt, während dem Lias, nach seiner ganzen Verteilung im Gelände, nur mittleres bis steiles N-Fallen zugeschrieben werden kann.

Es bleiben hier noch einige Aufschlüsse um Schöneben zu besprechen. O von diesem Platze ragt aus den Werfenern ein zackiges Riff

<sup>130)</sup> So heißt (der Name fehlt auf Blatt Mürzzuschlag) der einsame Wiesboden (alter Gletschersee!) zwischen den Gipfeln des Dürrkogels, Fallensteins, Litzl- und Turmkogels — einer der landschaftlich schönsten Plätze der gesamten Mürztaler Kalkalpen.

aus lichtem Kalk hervor. Erstere lassen sich ringsherum verfolgen; doch liegen an der S-Seite des Riffs auch Spuren von Mürztaler Mergel. Das Riff selbst ist vermutlich Hallstätter Kalk (durch Fossilien sichergestellt ist das Alter allerdings nicht!); tektonisch möchte ich es am ehesten für ein Gegenstück zum Törlstein — eine aus dem Untergrund hindurchspießende Antiklinale — halten. Die Mürztaler Mergel wären dann „Zwischenschuppe“. — S Schöneben ragt eine weitere Felsgruppe auf, über dem Wege zum Buchalpenkreuz und nach Niederalp. Sie besteht aus teilweise lichtrotem Kalk — der Fortsetzung des Rhätkalks der anderen Grabenseite; hier allerdings ohne Fossilien.<sup>131</sup>) S stößt, mit nahezu senkrechtem Kontakt (im dichten Jungwald schlecht aufgeschlossen), Mürztaler Mergel daran — das NW-Ende des nämlichen, der auf der ganzen SW-Seite die Kalke des Fallensteins etc. unterlagert.

g) Die *Tonion* (Taf. II, Prof. 4; Taf. III, Prof. 5). Dieser höchste Berg der Gruppe bildet einen langen, in NW—SO-Richtung gestreckten einförmigen Felswall aus Dachstein-Riffkalk, über dessen interessante Faziesbeziehungen — Übergang in Aflenzer Kalk usw. — bereits (S. 62) berichtet wurde.

Er liegt auf der O- und NO-Seite dem Mürztaler Mergel des Buchalpen- und Falbersbachgrabens genau so auf wie auf der anderen Seite des letzteren der Hallstätter Kalk des Fallersteins. Die Auflagerung ist auch hier diskordant — infolge von lokaler Abscherung; das sieht man deutlich am Herrenboden, dessen schöne Wiesenfläche durch fensterförmiges Auftauchen der Mürztaler Mergel bedingt ist. In verschiedenen Wasserrinnen beobachtet man sie anstehend, mit wechselvollem, z. T. steilem bis sehr steilem Einfallen, in auffallendem Gegensatz zu der gleichförmig flachen Umrahmung durch den Riffkalk. Schichtung zeigt dieser hier fast nicht; gegen N, wo er solche annimmt, fällt diese ausgesprochen gegen NO bis N — wiederum im Gegensatz zu der viel flacher geneigten Basisfläche. Besonders deutlich ist dies am Natterriegel zu sehen; hier legt sich das S. 65 erwähnte Rhät auf den Dachsteinkalk, der darunter am Falbersbach infolge der angedeuteten Diskordanz ganz (oder fast ganz) auskeilt.

Am Natterriegel liegt im roten Rhätkalk ein Sattel, auf den N ein Zacken aus lichtem massigem Kalk folgt; das Rhät zieht auf der SW-Seite darunter fort. Man möchte den lichten Kalk am ehesten für tektonisch wiederholten Dachsteinkalk ansehen; als solcher wurde er auch auf der Karte eingetragen, aber sicherzustellen ist das nicht. Gegen NO fällt er ab zu einer schönen grünen Wiese, aus der sich abermals ein zackiges Felsriff aus lichtem massigem Kalk erhebt. Trotz geänderten Streichens — mehr gegen WNW — möchte ich dies am liebsten für eine Fortsetzung des O Schöneben aus den Werfern auftauchenden (? Hallstätter) Kalkes (vgl. oben) halten. Dann sollten auf der obigen Wiese bereits Werfener vorhanden sein; es gelang mir aber bei wiederholtem Nachsuchen nicht, etwas anderes dort zu

<sup>131</sup>) Es ist möglich, daß ein Teil dieses Kalkes noch zum Hallstätter Kalk gehört; doch ließ sich eine Abtrennung nicht vornehmen.



finden als winzige Bröckchen von ganz verwittertem Sandstein, deren Natur kaum sicher zu erkennen ist.

W vom Natterriegel folgt die Mulde des Jodelbodens, von Moränen und weiter oben von Bergsturzblockwerk bedeckt. W von ihr liegen unter den tiefsten Dachsteinkalk-Felsstufen, die von etwa 1180 m gegen W auf 1100 m hinabsteigen, Mürztaler Mergel als Lesesteine auf der Halde, wenn auch nicht gerade häufig. Ob sie unter dem Dachsteinkalk hervortreten oder als „Zwischenschuppe“ über ihm liegen, ist hier wieder nicht feststellbar; daß sie auf der unmittelbaren W-Seite der Mulde des Jodelbodens noch höher, bis ca. 1275 m, nach S zurückgreifen, spricht wohl eher für die erste Möglichkeit, läßt sich aber immerhin auch anders deuten (Verwerfung!). Gegenüber vom Hofe „Bock“ treten die Werfener Schichten der Lachalpendecke auf die Tonionseite über; wenig weiter W tritt auf ihnen bei 980 m eine große Quelle aus, aus Schutt, unter dem die Mürztaler Mergel hier endgültig verschwunden sind. Die Werfener lassen sich am tieferen Gehänge der Fallensteiner Leiten weiter verfolgen bis auf die flache Terrasse gegenüber von Mooshuben, auf deren N-Abfall die Gosau herübergreift (vgl. S. 133); der Kontakt mit dem Dachsteinkalk der Tonion liegt zwar andauernd unter Schutt, doch kann nach der ganzen Sachlage kein Zweifel bestehen, daß jener unter die Werfener einfällt. Deutlich sieht man dies ja in der weiteren Fortsetzung beim Eibelbauern (S. 133); mit dem dortigen Dachsteinkalk (Stockbauerkogel) ist der der Tonion über den untersten, schluchtartigen Abschnitt des Falbersbaches hinweg lückenlos verbunden.

SO vom Fallensteiner Wirtshaus endet der Dachsteinkalk mit einer auffälligen, kühnen Felsgestalt auf der SW-Seite des Baches. Er ist hier gegen die Mürztaler Mergel von Verwerfungen begrenzt, gegen N wie gegen SW; besonders am SW-Fuß ist der Kalk ganz zermahlen. Am Sattel S der Felsgestalt aber liegen Spuren von Werfener Schichten — zweifellos einer winzigen, auffallend tief (ca. 830 m) eingeklemmten Deckscholle, der Lachalpendecke angehörig. Auch den dunkelgrauen, braun anwitternden Dolomit, der am Rücken von hier gegen S ansteht und sich auch weiter S, auf dem Rücken N vom Kreuz beim Lechner, in Lesesteinen findet, möchte man — als Gutensteiner Dolomit — dazu rechnen.

Die Verwerfung setzt gegen SO in den Lechnergraben fort. Auf seiner SW-Seite steht am Tonionweg ziemlich dunkelgrauer, geschichteter Dolomit an, der zwar an sich wohl in das Liegende des Tonion-Dachsteinkalkes gehören könnte, doch fällt er ganz abweichend: flach W. Aber auch mit den Mürztaler Mergeln, die sowohl gegen S als gegen SO aufwärts das ganze Gehänge bilden — vielfach anstehend, mit wechselnd steilem, vorwiegend östlichem Einfallen — besteht kein normaler Verband.<sup>132)</sup> Sie werden im O bei ca. 1800 m — gegen den Lieglergraben steigt die Grenze schnell hinab — von Dachsteinkalk überlagert, der auf eine kurze Strecke im oberen Lechnergraben mit dem gleichartigen Gestein des Tonionrückens sich zu verbinden scheint.

<sup>132)</sup> Hier ist auf Blatt Mürzzuschlag die rote Linie (= Verwerfung) ausgelassen.

Aber eben nur scheint! Auf dem Sattel bei dem Jagdhaus O P. 1191 schiebt sich der problematische dunkle Mergelkalk dazwischen, der S. 77 f. und auf Blatt Mürzzuschlag mit Vorbehalt zur Gosau gestellt wurde. Und darüber stellt sich bereits hier in geringer Mächtigkeit der helle geschichtete — aber meist stark zerrüttete — Dolomit ein, der, bald auf 150—200 m anschwellend, die ganze SW-Flanke der Tonion durchzieht. — Daß er — als Wettersteindolomit — ins normale Liegende des Dachsteinkalkes gehört, ist schwerlich anzuzweifeln; die Überschiebung — auf ? Gosau, bzw. Dachsteinkalk — vollzieht sich an seiner Untergrenze.<sup>133)</sup> O P. 1191 steht sie zunächst sehr steil, ebenso wie die betroffenen Schichten; weiter SO wird beides immer flacher. Zu verfolgen ist sie durchgehend, erst W unterm Hermkogel wird alles von Schutt verhüllt. Die Bewegung ist hier zweifellos gegen SW gerichtet; doch ist ihr Ausmaß kaum größer als einige 100 m.

Die Liegeudserie enthält unter dem Dachsteinkalk wenig mächtige Mürztaler Mergel und Reingrabener Schiefer, die meist eine ausgeprägte schmale Terrasse bilden, auf der u. a. die Liegleralm steht. Darunter folgt Wettersteinkalk bis hinab zur Sohle des Lieglergrabens (auf die Verhältnisse in der Umgebung der Einmündung des Saurüsselgrabens wird später — S. 148 f. — eingegangen). Alles fällt sehr steil gegen NO. Mehrfach setzen Querbrüche hindurch, die z. T. auch noch die ? Gosau und die aufgeschobene Tonionschuppe in Mitleidenschaft ziehen; der nördlichste schneidet die tieferen Schichten gegen N ab, wo einförmiger Dachsteinkalk bis zur Grabensohle herabkommt; zugleich wird auch das Einfallen flacher, soweit man nach den sehr spärlichen Anhaltspunkten urteilen kann, die das schlecht geschichtete Gestein bietet.

Im obersten Lieglergraben nimmt die Gosau derart überhand, daß die eben besprochene Trias darunter vollständig verloren geht. Dazu kommt auch starke Schuttbedeckung. Aber der Steig, der vom Tonionsattel in das NO-Gehänge des Grabens führt, bietet einen merkwürdigen Aufschluß (Prof. 4, Taf. II): unter grauen Gosaumergeln kommen dort, ca. 40—50 m weit aufgeschlossen, grüne und rote Werfener Schiefer zum Vorschein (kleiner Wasseraustritt). Über ihre tektonischen Beziehungen ist zunächst nichts zu erkennen; am Gehänge unterhalb liegt gleich wieder Gosaukalk, gegen N von grauem Mergel bedeckt. Trotzdem läßt die ganze Sachlage kaum einen Zweifel,

<sup>133)</sup> Geyer (1889, S. 553) verbindet die beiderseitigen Schichten zu einem gebrochenen Gewölbe. Davon kann nicht die Rede sein; nirgends auf dem SW-Gehänge der Tonion konnte SW-Fallen festgestellt werden, wohl aber mehrfach solches gegen NO bis ONO (meist steil bis sehr steil). Immerhin sind die Stellen ziemlich selten, so daß Geyers Konstruktion begreiflich erscheint, wenn man seine Auffassung der „Hallstätter Kalke“ berücksichtigt: die „Raibler Schichten“ der Liegler Alm — siehe unten! — erscheinen ihm als Synklinale in deren Hangenden. — Lahn (1933, S. 253) behauptet, daß an der W-Seite der Tonion der Riffkalk von Wettersteindolomit und Werfenern unterlagert würde. Leider gibt er nicht genauer an, wo das letztere der Fall sein soll. Ich konnte dort nirgends Werfener Schichten finden. Sollten etwa die gegen den Tonionsattel zu aus der Gosaubedeckung auftauchenden gemeint sein?

daß die Werfener zu der alsbald zu besprechenden Weißalpen-Deckscholle gehören.

Am Tonionsattel<sup>134)</sup> ist der Dachsteinkalk unmittelbar auf die Gosau (nämlich auf die problematischen „dunklen Mergel“) überschoben; ebenso auch in dem nächst östlichen Graben (Zweig des Aschauergrabens! Von hier an tritt Aflenzer Kalk an die Stelle des Dachsteinkalkes; vgl. S. 62). Hier kommen, nachdem man bereits etwas unter 1300 m eine Barre von Dachsteinkalk passiert hat, die dunklen Mergel nochmals fensterartig zum Vorschein, verschwinden aber bald wieder unter dem diskordant aufgeschobenen Dachstein-, bzw. Aflenzer Kalk (vgl. Abb. 15, S. 144). Die Überschiebung ist hier viel flacher geworden als im Lieglergraben; der Dolomit ist verlorengegangen.

Aber gleich O vom nächsten Rücken, unter dem Großen Schwarzkogel, ist er plötzlich wieder da. Offenbar ist es eine N—S-streichende Verwerfung, an der er hier einsetzt, die ihn auch NW vom Großen Schwarzkogel nochmals heraushebt und von dem W darunter im Graben anstehenden Aflenzer Kalk trennt. Gegen S aber liegt seine Überschiebung über die Gosau in einer Front mit der des W anschließenden Aflenzer, bzw. Dachsteinkalkes; was den Verdacht hervorruft, daß jene Verwerfung bereits vorgosauisch ist. Die Gosaumergel sind hier verschwunden, unter der Überschiebung liegt gleich der Gosaukalk; aber gegen SO erscheinen auch erstere wieder. Die Überschiebung läßt sich bis zum Sattel SO unterm Großen Schwarzkogel verfolgen; hier keileu die Gosauschichten ganz aus, unter dem Dolomit liegt nun Gutensteiner Kalk — aber nicht etwa normal, denn er gehört der vorgosauischen Weißalpen-Deckscholle (vgl. unten!) an, ist also unter die Tonionüberschiebung eingewickelt — freilich in minimalem Ausmaß.

Östlich von diesem Sattel geht die Überschiebung zu Ende. Zugleich auch der Dolomit. Inwieweit er noch über den mächtigen Mürtzaler Mergeln des Buchalpengrabens liegt, ist nicht klar festzustellen. Sicher ist nur, daß diese wenig weiter N mit dem hangenden Aflenzer Kalk des Großen Schwarzkogels untrennbar zusammenhängen (vgl. S. 62).

Wegen des tieferen Gehänges der S-Seite vgl. den folgenden Abschnitt.

h) Die Weißalpe und die N-Seite des Dobreingrabens (Taf. II, Prof. 3 und 4; Taf. III, Prof. 5 und 6). Die sanften Kuppen der Weißalpe bestehen größtenteils aus mäßig N- bis NO-fallendem Gutensteiner Kalk. In dem Rücken SW des flachen Bodens, auf dem die Weißalpenhütten stehen, wird das Einfallen im allgemeinen steiler und wendet sich mehr gegen ONO bis NO (bei vielen Unregelmäßigkeiten im einzelnen, die auf Faltungen in dem dünn-schichtigen Kalk zurückzuführen sind). Auf dem flachen Boden selbst aber kommen die schon Geyer (1889, S. 548) bekannten Werfener Schichten zutage, bei den südlichsten Hütten am Weg Rauhwacke und Schiefer; weiter N sind sie in einem Sickerloch, dann vor allem durch einen

<sup>134)</sup> Zwischen Weißalpe und Tonion; der Name stammt von Geyer (1889, S. 547).

langen Wassergraben auf dem ebenen Boden sehr gut aufgeschlossen. Sie scheinen hier eine flache Kuppel unter dem Gutensteiner Kalk zu bilden. Am Wege aber, der von S zu den Weißalpenhütten führt, sieht man beide Schichtglieder heftig miteinander verschuppt, wobei die Werfener z. T. vollständig zerschmiert werden. Auch Mürztaler Mergel sind an der Verschuppung beteiligt (Abb. 12); sie können nur aus der Unterlage aufgeschürft sein, wo dieses Gestein, wie bald gezeigt werden soll, vorkommt.

Heritsch (1921, S. 116) hat erstmalig vermutet, daß die skythisch-anisischen Schichten der Weißalpe einer Deckscholle angehören; ihre Grenzen konnte er freilich nicht und konnte sich daher nur mit Vorbehalt in diesem Sinne äußern. Hier soll nun gezeigt werden, daß tatsächlich auf fast allen Seiten (wenn auch z. T. nur in beschränkter Ausdehnung erschlossen) ihre Auflagerung auf jüngeren Schichtgliedern festzustellen ist.

Von N her legt sich die Gosau des obersten Lieglergrabens überall transgressiv auf den Gutensteiner Kalk. Sie beginnt meist mit Basis-konglomeraten, bzw. -breccien, die oft ausschließlich das aufgearbeitete Material des Untergrundes enthalten. Vom Tonionsattel bis N



Abb. 12 Profil längs des Weges zu den Weißalpenhütten  
(schematisch, 1 : 6000 ca.)

- |                      |                      |
|----------------------|----------------------|
| 6 Mürztaler Mergel   | 3 Gutensteiner Kalk  |
| 5 Wettersteinkalk    | 2 Rauhwacke          |
| 4 Wettersteindolomit | 1 Werfener Schichten |

der Weißalpenhütten liegt die Gosau auf dem N-Abfall der Hochfläche; weiter W aber greift sie auf diese selbst hinauf und krönt den Rücken W der Almhütten. Diese Transgression erschwert natürlich den Einblick in den Bau des Untergrundes; allein glücklicherweise gestattet solche eine Lücke: NO der Weißalpenhütten sieht man in einem Einschnitt im Gosaugelände bei etwa 1400m lichten (Wetterstein-) Dolomit, vom Gutensteiner Kalk überlagert; man kann daraus entnehmen, daß diesen nordseitig eine von der Gosau transgressiv überdeckte Überschiebung begrenzt (Abb. 13).

Auch wenn man die Senke, die den Boden der Weißalpenhütten nach NW verlängert, bis in den Graben verfolgt, der zum Saurüsselgraben hinabzieht, trifft man bei etwa 1400m auf Reingrabener Schiefer und etwas Wettersteindolomit, der weiterhin von dem in der Gegend des Falzriegels mächtigen Wettersteinkalk unterlagert wird. Auch diese Gesteine gehören jedenfalls in die Unterlage der älteren Trias auf der Weißalpe; allein die Auflagerung selbst ist hier von der Gosau verdeckt.

An dem Rücken W des eben genannten Grabens reicht der Gutensteiner Kalk tiefer, bis fast 1300 m, hinab. Er fällt hier nach O zu immer steiler gegen O und endet schließlich an einer nahe N—S-laufenden Verwerfung, die den Wettersteinkalk der Unterlage empor-

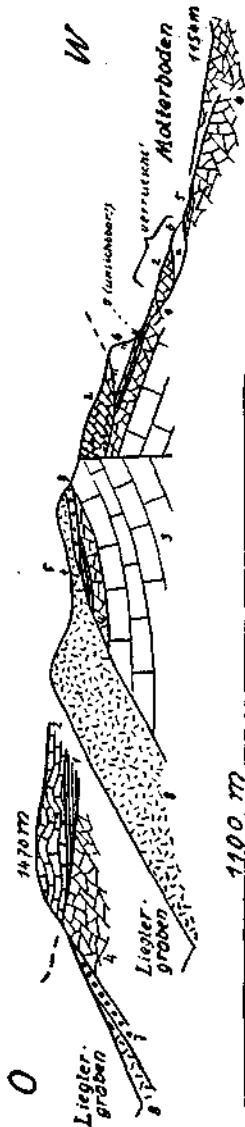


Abb. 13. Profile durch die Weißalpe, 1 : 13.300 ca.

- |                 |         |                         |                      |
|-----------------|---------|-------------------------|----------------------|
| 8 Kalk          | } Gosau | 5 Reingrabener Schiefer | 2 Gutensteiner Kalk  |
| 7 Konglomerat   |         | 4 Wettersteindolomit    | 1 Werfener Schichten |
| 6 Dachsteinkalk |         | 3 Wettersteinkalk       |                      |

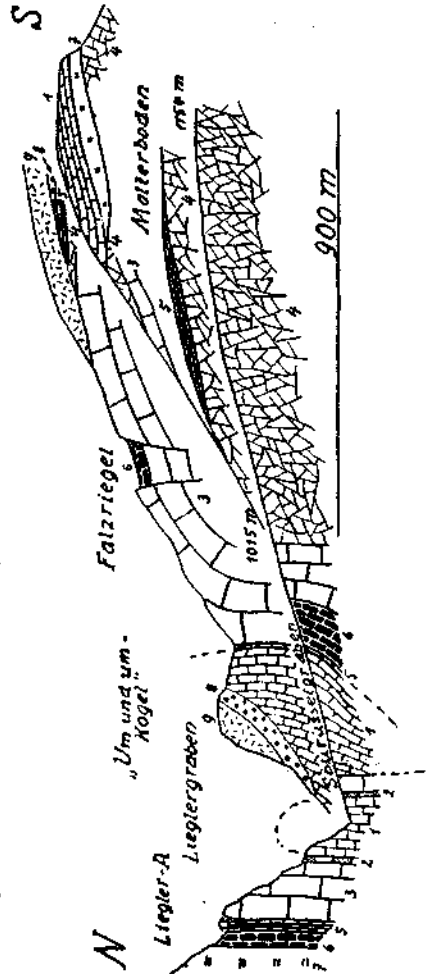


Abb. 14. Profile auf der W-Seite der Weißalpe, 1 : 13.300 ca.

- |                 |         |                         |                     |
|-----------------|---------|-------------------------|---------------------|
| 9 Kalk          | } Gosau | 6 Mürztaler Mergel      | 3 Wettersteinkalk   |
| 8 Konglomerat   |         | 5 Reingrabener Schiefer | 2 Reiflinger Kalk   |
| 7 Dachsteinkalk |         | 4 Wettersteindolomit    | 1 Gutensteiner Kalk |

rückt. Die Auflagerung ist hier also auch nicht sichtbar. Aber auf der W-Seite dieses Rückens steht es besser. Dort liegen auf dem Molterboden<sup>135)</sup> Reingrabener Schiefer dem Wettersteindolomit auf (Abb. 13

<sup>135)</sup> Im nördlichen Teil; der südliche sehr aufschlußarme Teil des flachen Bodens scheint sich ganz auf Wettersteindolomit zu befinden.

und 14). Die Aufschlüsse sind etwas mangelhaft, die Lagerung nirgends erkennbar; trotzdem kann man mit großer Wahrscheinlichkeit annehmen, daß die Schichten gegen O bis SO ansteigen. Hier verschwinden nämlich die Reingrabener Schiefer unter einem Bergsturz, der von dem NW-Ausläufer der Weißalpe herabgebrochen ist. Auch die auffällige helle Felswand gleich über dem Molterboden gehört einer großen, unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutschten Scholle im Bergsturz an; sie besteht aus lichtem massigem Kalk, der von Gutensteiner Kalk anscheinend diskordant überlagert wird. Am Abrißrande des Bergsturzes trifft man die gleiche Gesteinsfolge anstehend: unter dem Gutensteiner Kalk, der den Rücken krönt, bildet der lichte massige Kalk eine 30—40m hohe, mehrere 100m weit gegen SO fortziehende Felswand. Reingrabener Schiefer aufzufinden gelang mir hier nicht; doch ist es wahrscheinlich, daß sie unter die helle Felswand — die demnach Dachstein-, bzw. Hallstätter Kalk sein müßte — hineingehen und damit die Veranlassung zum Abbruch des Bergsturzes gewesen sind (Abb. 13).

Von dem Ende der hellen Felswand gegen SO liegt der Gutensteiner Kalk fortlaufend auf Wettersteindolomit, über dem sich weiterhin Mürztaler Mergel, am Abfall zum Saugraben auch streckenweise Reingrabener Schiefer zwischenschalten. Die von ihnen gebildete Terrasse wird einmal brüsk unterbrochen durch einen mächtigen Klotz von lichtem massigem Kalk; da die Reingrabener Schiefer von O her anscheinend über ihn hineingehen, ist er wohl Wettersteinkalk. Sein unvermutetes Auftreten zeigt wohl, daß die Aufeinanderfolge der Schichten (unter dem Gutensteiner Kalk) hier nicht ganz so ungestört ist wie man auf den ersten Blick glauben möchte.

Oberhalb dieser Stelle läuft der westliche Rücken der Weißalpe in einem Sporn gegen SO aus. Jenseits desselben greift Mürztaler Mergel (in dem von den Weißalpenhütten herabkommenden Graben) weit gegen N vor; der Gutensteiner Kalk des Sporns erscheint in diesen eingefaltet. Der ganze westliche Rücken der Weißalpe ist von dieser tektonisch getrennt im N durch eine einfache Aufwölbung, im S durch eine leichte Schuppung, die ebenso wie die Tonionüberschiebung im Lieglergraben gegen SO gerichtet, vermutlich derselben jüngeren Bewegungsphase zuzuschreiben ist wie diese.

Ostlich von hier nimmt die Mächtigkeit der Mürztaler Mergel bedeutend zu. Die Überlagerung durch den Gutensteiner Kalk der Weißalpe, der als schroffe, z.T. intensiv braunrot verwitterte Felsmauer den Rand der Hochfläche bildet, ist offenkundig, wenn auch der Kontakt selbst bis gegen den Aschauergraben von Schutt verhüllt bleibt. Das Hauptinteresse auf dieser Strecke aber knüpft sich an die Gesteine im Liegenden der Mürztaler Mergel: nicht nur Wettersteinkalk, sondern etwas weiter O auch Gutensteiner Kalk! Er bildet, mäßig N-fallend, eine 30—40m hohe Felswand, über der noch 10—15m Wettersteinkalk folgen; gegen W wird dieser mächtiger, der Gutensteiner Kalk keilt aus. Die Wand löst sich hier in eine Reihe einzelner Felsköpfe auf; der Wettersteinkalk zeigt z.T. eine feine Bänderung, ähnlich wie am Fuße der Kahlmäuer an der Rax (Cornelius 1937 a, S. 151), und wie dort wohl tektonischen Ursprungs.

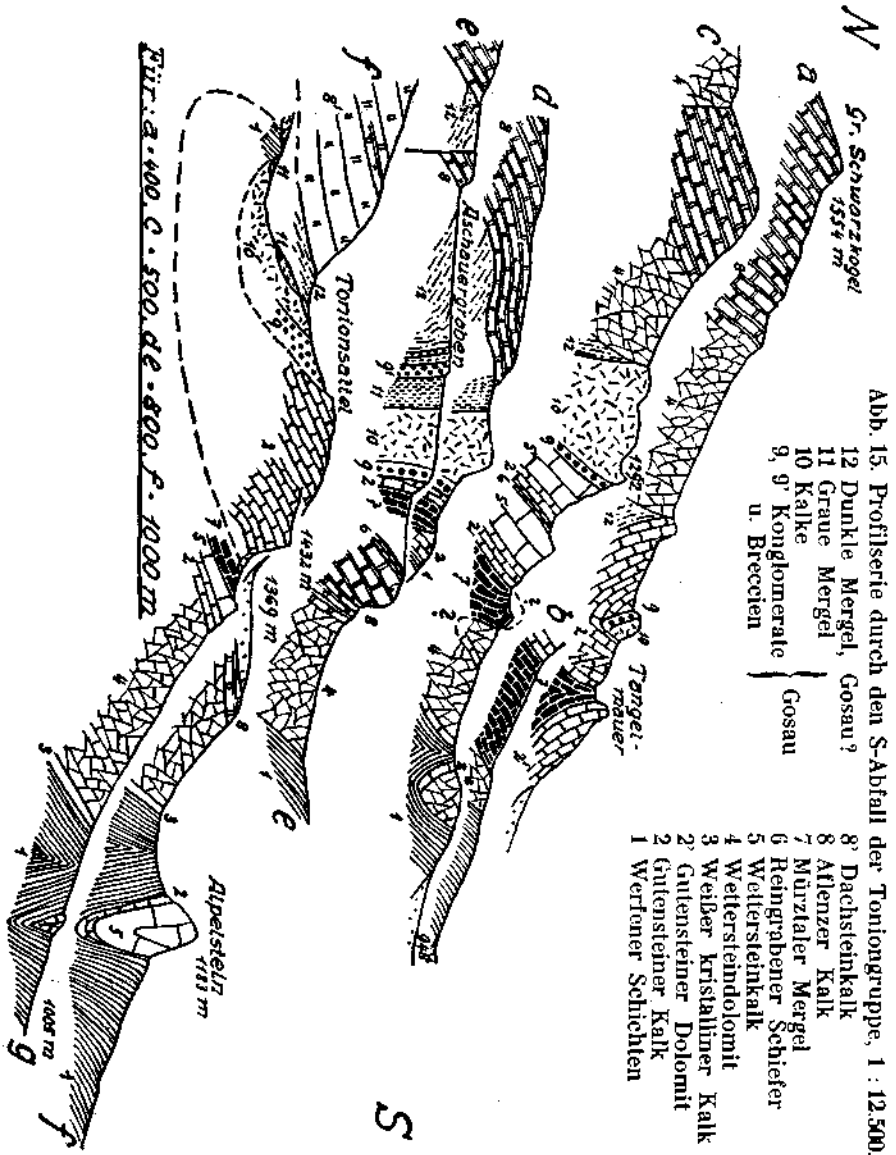
Das Liegende bildet der unter der ganzen Weißalpe durchziehende, in der Mächtigkeit stark reduzierte Wettersteindolomit des N-Schenkels der Niederalpl-Antiklinale. — Die beschriebenen Aufschlüsse zeigen, daß hier unter der Deckscholle der Weißalpe noch eine Zwischenschuppe liegt, wie wir sie schon häufig angetroffen haben, die hier jedoch im Gegensatz zu Naßköhr, Frein usw. auch tiefere Glieder der Trias: Wetterstein- und Gutensteiner Kalk an der Basis enthält. Daraus geht nun aber weiter hervor, daß auch die weitere Fortsetzung der Mürztaler Mergel auf der S-Seite der Weißalpe wirklich nicht normal auf dem Wettersteindolomit liegen kann, sondern ebenfalls dieser Zwischenschuppe angehört.

Auch im Profil des *Aschauergrabens* (Abb. 15 e) ist dieselbe klar erkennbar. Hier liegt über dem Wettersteindolomit der S. 62 erwähnte Kalk mit Mergellagen, der wohl als Aflenzer Kalk anzusprechen ist; er bildet die hohe Felsstufe mit dem Wasserfall. Darüber liegt auf der W-Seite des Grabens Reingrabener Schiefer; auf der O-Seite aber grüne Werfener Tonschiefer, größtenteils ganz zerschmiert, mit Rauhwanke. Sie wären hier — und überhaupt! — das tiefste Glied der Zwischenschuppe. Darüber wäre Gutensteiner Kalk zu erwarten; er liegt auch in zahlreichen Blöcken umher, doch ist es nicht sicher, ob er im Graben wirklich ansteht.<sup>136)</sup> Die folgenden Mürztaler Mergel sind dagegen wieder sehr gut aufgeschlossen, mit stark schwankendem, aber allgemein steilem Einfallen. Darüber am Beginn einer neuen Steilstufe Spuren von Rauhwanke und etwas schwarzer (Gutensteiner) Dolomit, als Vertreter des hier gegen O in eine schmale Rippe auslaufenden Gutensteiner Kalks der Weißalpe. Nach wenigen Metern transgrediert darauf die Gosau, mit Basis-konglomerat, jedoch ohne ausgesprochene Diskordanz: beide Gesteinsglieder stehen nämlich saiger.

Von hier gegen O bildet Gosaukalk und -konglomerat eine auffällige schroffe Felsmauer mit senkrechter Schichtlage. Der Gutensteiner Kalk an ihrer Basis geht streckenweise ganz verloren; die Transgression erfolgt auf einen lichten massigen (wohl Wetterstein-) Kalk. Das steile Waldgehänge darunter, mit seiner Fülle von Wandstufen und Bändern, im Detail zu beschreiben, ist kaum möglich; es genüge hier, daß über dem basalen Wettersteindolomit zuerst eine Wand von Wettersteinkalk (z. T. auch Spuren von Gutensteiner Kalk an der Basis) und darüber eine Zone von Mürztaler Mergeln die uns bereits bekannte Zwischenschuppe vertritt; aber in den weiter aufwärts folgenden lichten Kalken ist noch eine weitere Trennung durch Spuren von Reingrabener Schiefer angedeutet, so daß hier noch eine zweite Zwischenschuppe lokal vorhanden zu sein scheint. Um die Übersicht noch mehr zu erschweren, kommen auch noch kleine Querbrüche hinzu, die die Schuppen zerstückeln.

Gegen O nimmt die Mächtigkeit des basalen Wettersteindolomits immer mehr ab; zugleich steigt der Mürztaler Mergel der Zwischenschuppe tief gegen die Häuser von Niederalpl hinunter. Die Basisglieder der Zwischenschuppe sind verloren gegangen. Über dem Mürz-

<sup>136)</sup> Die Eintragung in Abb. 15 ist also hypothetisch.



taler Mergel kommt wieder der Gutensteiner Kalk der Deckscholle unter der Gosau hervor, welche die Krönung des zum Kleinen Schwarzkogel führenden Kammes bildet.

Einen nicht ganz leicht deutbaren Aufschluß bietet die oberhalb Nieder-  
alpi aus dem Gehänge vortretende Tangelmauer (P. 1098). Sie besteht nämlich  
aus dunklem Gutensteiner Dolomit, dessen Platten steil S fallen (Abb. 15 a) —  
im Gegensatz zu allem, was sonst von diesem Gehänge bekannt geworden.  
Zu dem Sattel N davon ziehen die Mürztaler Mergel hinauf, allerdings sehr  
mangelhaft aufgeschlossen. Sollte das eine einfache Einfaltung (von unten) in



die Lachalpendecke sein und die Tangelmauer zu dieser gehören? Daß sie aus Gutensteiner Dolomit (statt Kalk) besteht, wäre wohl ein Schönheitsfehler, spricht aber nicht entscheidend gegen die vorgeschlagene Lösung.

Ostlich der Tangelmaner überschüttet der Gutensteiner Kalk des Kleinen Schwarzkogels das ganze Gehänge mit seinem Schutt. Er zeigt sehr wechselndes Einfallen, infolge der üblichen beträchtlichen Detaillaltung; im ganzen aber erscheint er am S-Rand steil aufgebogen, gegen N flacher. Dort fallen entlang dem Graben, welcher vom Buchalpengraben gegen W abzweigt, die Mürztaler Mergel darunter, soweit die ziemlich spärlichen anstehenden Aufschlüsse etwas erkennen lassen. — Auf der S-Seite geht es Aufschlüsse erst im Tal unterhalb Niederalpl. Gleich O der Gehängebreccie, welche O vom Gasthaus eine Rippe bildet, finden sich Spuren von Werfener Schichten der Dobrein-Antiklinale, welche hier gegen O untertaucht (vgl. S. 154). Gegenüber auf der S-Seite steht bereits Gutensteiner Kalk an (Schichtkopf überm Bach), und ebensolcher bildet, sehr flach O-, hzw. NO-fallend, die N-Seite der Enge unterhalb. Weiterhin legt sich Wettersteindolomit darauf; aber plötzlich folgen nochmals Werfener, die sich auch wieder ziemlich hoch (his gegen 1000 m) in den Wald hinauf verfolgen lassen. Vermutlich gehören sie zu einem nördlichen Teilgewölbe der Dobrein-Antiklinale; der talabwärts neuerdings folgende Wettersteindolomit — über dem jene Werfener fortzusetzen scheinen — läßt sich als zugehörige Teilsynklinale deuten. Das Hangende bildet steilstehender Gosau-Orbitoidenkalk, der bis zum Gehängefuß oberhalb der Mündung des Buchalpengrabens hinabzieht. Diese selbst liegt zwar wieder in Wettersteindolomit; sonst aber ist fast das ganze O-Gehänge des Kleinen Schwarzkogels abermals von transgredierender Gosau überdeckt. Sie kann als steile einseitige Mulde gelten, mit starkem östlichem Achsenfallen, in deren Kern die grauen Mergel stecken, die schon Haidinger (1846) und Geyer (1889, S. 557) Fossilien lieferten.

Hier seien noch die Verhältnisse vom Buchalpengraben gegen O behandelt, die ohne Kenntnis des Zusammenhanges mit der Weißalpe vollkommen undeutlich bleiben müßten (Prof. 3, Taf. II). Oberhalb der Mergel setzt eine Felsmauer von Orbitoidenkalk sehr steil S-fallend über den Graben; und N davon steht stark zerrütteter Gutensteiner Kalk beiderseits in steilen Felsen an.<sup>187)</sup> Es ist die Fortsetzung des gleichen Schichtgliedes vom Kleinen Schwarzkogel, d. h., der Weißalpen-Deckscholle, welche hier unter der transgredierenden Gosau wieder hervortaut; mit dieser zusammen ist sie steil synklynal eingefaltet. Gleich N davon, wo sich der Buchalpengraben verzweigt, kommt man in die Mürztaler Mergel der Unterlage; Spuren von zerdrücktem lichtigem Dolomit finden sich an der Grenze. — Gleich O vom Graben rückt eine kleine Querverwerfung die Gosau in die Fortsetzung des Gutensteiner Kalks, so daß nun sie die Rippe krönt; doch setzt jener noch N darunter ein Stück weit fort. Die Fallachsen scheinen hier wieder gegen O anzusteigen; so streicht die Gosau auf der Rippe nach einigen 100 m in die Luft, darunter

<sup>187)</sup> Hier war 1937 der Bau einer kleinen Stauanlage zum Holzschwemmen beabsichtigt (Mitteilung von Hofrat O. Ampferer).

kommt Wettersteindolomit hervor, der nochmals einen Rest von Gutensteiner und darüber lichten massigen Wettersteinkalk trägt. Dann rücken die Mürztaler Mergel von N her bis auf die Kammhöhe; bei P. 1109,7<sup>138</sup>) sitzt nochmals ein lichter massiger Kalk darauf, von dem es vorderhand unsicher bleibt, ob er auch eine Deckscholle von Wettersteinkalk oder aber — wie auf Blatt Mürzzuschlag angenommen — normal aufgelagerter Dachsteinkalk ist; der gefundene Fossilgrus erinnert einigermaßen an den Kalk der Tonion und spricht somit trotz Unbestimmbarkeit eher für die zweite Möglichkeit.

Der Kalk hat das Gehänge der S-Seite stark mit Blockwerk überschüttet, so daß das Ende der Gosaumergel, die sich als Muldenkern bis S unter den östlichsten Gutensteiner Kalk verfolgen lassen, nicht feststellbar ist. Wohl aber setzt ein Orbitoidenkalkzug, der O vom Buchalpengraben als S-Flügel der Mulde dem Wettersteindolomit aufliegt, noch weit nach O fort. Auffallenderweise erscheinen auf seiner S-Seite nochmals graue Mergel im Gehänge W des Seebachs,<sup>139</sup>) südseitig abermals von Orbitoidenkalk flankiert. Es könnte nun allerdings sein, daß hier die durch eine Transversalverschiebung abgescherte Fortsetzung der Gosaumulde des Buchalpengrabens vorliegt (wobei zufällig der N-Flügel gerade in die Verlängerung des S-Flügels geraten wäre). Doch fehlt es bisher an anderen Anhaltspunkten für eine solche Annahme, die im Gelände allerdings nicht mehr überprüft werden konnte. So sei einstweilen die andere Deutung vorgezogen, daß eine zweite Synklinale vorliegt. Gegen O ist sie allerdings von sehr kurzer Erstreckung — schon O des Seebachs, wo freilich starke Schuttbedeckung herrscht, war nichts mehr davon nachzuweisen. Dagegen könnten wohl Gosaumergel dazugehören, die rund  $\frac{3}{4}$  km weiter W isoliert zwischen Wettersteindolomit stecken (ohne Begleitung durch Orbitoidenkalk): in einem wenig tief eingeschnittenen Graben bei „Seiser“ der Karte, bis 910—925 m. Ferner liegt auch der südlichste Orbitoidenkalk W des Buchalpengrabens (vgl. oben!) ungefähr in der weiteren Fortsetzung.

Wie an diese Gosauvorkommen die weiteren Reste auf dem S-Gehänge des Niederen Seekopfs (S. 107) anzuschließen sind bleibt ungewiß.

i) Die Neun Kögerln und Umgebung (Taf. II, Prof. 4; Taf. III, Prof. 5). Den Sockel des Neun Kögerln-Kammes im NW bilden die über den unteren Lieglergraben herüberstreichenden Mürztaler Kalke und Mergel (S. 137). Auf dem Gehänge gegen den Pfanngraben sieht man auch ihre Unterlage: Reingrabener Schiefer, längs eines auf 1000 m Höhe horizontal entlang ziehenden Steiges aufgeschlossen; darunter Wettersteindolomit. Dieser reicht über den Sattel 1051 (östl. Wehrleiten) weit nach N, während am Gehänge darunter bis hinab in den Pfanngraben wieder ausschließlich Mürztaler Mergel liegen; daß sie an einer Verwerfung abgesunken sind ist kaum zu bezweifeln. Auch N der Wehrleiten spricht die eigenartige Verzahnung im Kartenbild zwischen Mürztaler Mergeln und Wetterstein-

<sup>138</sup>) Der Sektionskopie 1 : 25.000; fehlt auf Blatt Mürzzuschlag.

<sup>139</sup>) N Kampeck; der Name fehlt auf Blatt Mürzzuschlag.

dolomit für das Vorhandensein von Brüchen. Diesem müssen die Mürztaler Mergel des Pfanngrabens mit im ganzen NO-Fallen aufliegen (das in Aufschlüssen zu beobachtende schwankt sehr stark, bezüglich Richtung wie Fallwinkel!); den Wehrleiten-Gipfel krönen sie dagegen als flache Kappe, mit nochmals einer Spur Reingrabener Schiefer gleich W unterm Gipfel. Auch am S-Fuß der Wehrleiten sind Mürztaler Mergel bis gegen 1000 m aufwärts verfolgbar; auch sie sind zweifellos an Brüchen eingeklemmt. Wie aber ihre tiefe Lage in dem Graben zu deuten, ist nicht ganz sicher; die ganz seltenen Stellen mit meßbarem Einfallen lassen vermuten, daß eine Überschiebung des Wettersteindolomits gegen S — von natürlich recht unbedeutendem Ausmaß — besteht.

Weiter aufwärts im Jägerbauergraben folgt noch einmal ein kleiner Aufschluß in Mürztaler Mergel, der wieder von flach ONO-fallendem Wettersteindolomit überlagert scheint. Dieser bildet im übrigen das ganze Gehänge bis wenig unter die Gipfel der Nenn Kögerln. Unter dem nordwestlichen (P. 1329) zieht der Mürztaler Kalk durch; der Gipfel selbst besteht aus daraufliegendem Hauptdolomit, der unter Hallstätter Kalk (auf der Vorkuppe Bittners — 1888 a, S. 174 — Fossilfundpunkt!, vgl. auch Geyer 1889, S. 554), bzw. Dachsteinkalk seitlich auskeilt. Dieser bedeckt das ganze NO-Gehänge bis hinab in den Lieglergraben. Er bildet den Kern einer Mulde; denn der Mürztaler Kalk streicht im höchsten Gipfel (P. 1358) ungefähr O—W über den Kamm, ebenfalls bis fast zum Lieglergraben hinab; wo er unter transgredierender Gosau verschwindet; nach dem Kartenbild ist einzig möglich, daß er steil nach S emporgebogen ist. Auf der nächst südlichen Scharte liegen 1—2 m Reingrabener Schiefer, die nicht weiter zu verfolgen sind; dann folgt als Liegendes Wettersteinkalk, der ebenfalls nach O tief hinabreicht, während er im SW-Gehänge bald im Hangenden des Wettersteindolomits auskeilt. Auch dieser erreicht nun, in der nächsten Scharte, die Kammhöhe.

Aber nun folgt etwas Unerwartetes: Gutensteiner Kalk zunächst auf einem einzelnen Köpfl, dann, nach einer weiteren Kammstrecke aus Wettersteindolomit, in größerer Ausdehnung am SO-Gipfel (P. 1339;6). Er fällt hier mittelsteil nach NO; der Wettersteindolomit zieht auf der SW-Seite darunter durch. Eine Überschiebung liegt ganz zweifellos vor; aber ihre Deutung ist nicht einfach (vgl. unten).

Unter dem nordwestlichen Köpfl aus Gutensteiner Kalk reicht dieses Gestein ebenfalls über den ganzen Abhang hinab, bis es von der transgredierenden Gosau bedeckt wird. Er fällt auch hier im oberen Teil mittel NO; gegen den Wettersteinkalk im N ist an einer Stelle Begrenzung durch einen senkrechten Bruch aufgeschlossen. Weiter abwärts aber schaltet sich eine ganz dünne Lage (1—2 m) von rötlichem knolligem Reiflinger Kalk zwischen beide Gesteine, konkordant, mit steilem N-Fallen; sie bezeugt, daß hier der Verband normal ist.

Unter dem SO-Gipfel ist das Gehänge der NO-Seite sehr bald durch Schutt, bzw. aufschlußlosen Jungwald verhüllt. Aber daß der Gutensteinerkalk hier nicht bis an den Fuß reicht, zeigen die Aufschlüsse auf der W-Seite des Saurüsselgrabens. Hier steht an dem Forstweg

unterhalb des Molterbodens zunächst stark zerrütteter Wettersteindolomit an, mit roten Infiltrationen. Dann folgt mit anscheinend saigerer Grenze lichter massiger Kalk — vermutlich Wettersteinkalk; weiter N fallender dunkler (Mürztaler) Kalk mit gelbgrauen Mergellagen; Reingrabener Schiefer mit brecciösen Mergellagen; endlich unmittelbar darauf Gutensteiner Kalk. Er stößt an die Gosau anscheinend mit einer Verwerfung; denn unter ihr wiederholen sich, in einer Rinne unter dem Weg aufgeschlossen, die Reingrabener Schiefer<sup>140</sup>) und der ihnen von N aufgeschobene Gutensteiner Kalk.

Es handelt sich hier also um eine im ganzen (von der Überlagerung des Mürztaler Kalks durch Reingrabener Schiefer abgesehen) normale Schichtfolge über dem basalen Wettersteindolomit, auf welche der Gutensteiner Kalk aufgeschoben ist. Und es liegt nahe, die Überschiebung vom SO-Gipfel der Neun Kögerln mit dieser im Saurüsselgraben zu verbinden. Man könnte daran denken, daß eine lokale Schuppung vorliege, mit Bewegung gegen SW. Deren Schubweite betrüge — so weit aufgeschlossen — fast 1 km; gewiß nicht viel, aber dennoch in diesem Falle mechanisch nicht vorstellbar; denn noch nicht einmal ebensoviel beträgt die Breite der Schuppe, und es ist durchaus nichts zu sehen, was im Streichen an ihre Stelle treten könnte — nicht einmal der Ansstrich einer Bewegungsfläche! Plötzlich gleich Null werden ohne irgendeine streichende Ablösung kann aber auch eine Überschiebung von nur 1 km Schubweite nicht! Die andere Möglichkeit wäre die einer Deckscholle der Lachalpendecke, die im Lieglergraben tief hinab eingefaltet wäre; die Nachbarschaft der Weißalp-Deckscholle, die gleichartige Zusammensetzung beider aus (weit vorwiegend) Gutensteiner Kalk und dessen vollständig gleiche lithologische Beschaffenheit beiderseits könnte dafür als Stütze dienen. Dagegen aber spricht der oben erwähnte stratigraphische Verband mit dem Wettersteinkalk der basalen Serie (der sich N des Grabens wiederholt; vgl. unten!); er scheint die Deckschollen-Hypothese gänzlich auszuschließen. Es bleibt noch als letzte Auskunft die Annahme, daß die Sohle der Deckscholle in der Nachbarschaft des Lieglergrabens auf basalen Gutensteiner Kalk übergriffe. Das scheint zwar etwas gekünstelt, wäre aber grundsätzlich wohl möglich; im Felde freilich fiel die Möglichkeit einer solchen Abgrenzung, mitten durch den Gutensteiner Kalk hindurch, in keiner Weise auf. So bleibt auch diese Hypothese wenig befriedigend und eine Klärung der angedeuteten Fragen von der Zukunft zu erhoffen.

Anschließend seien die restlichen Aufschlüsse des Lieglergrabens noch besprochen. Die Folge Gutensteiner-Reiflinger-Wettersteinkalk setzt unterhalb der Einmündung des Saurüsselgrabens auf die NO-Seite über, mit nahe W—O-Streichen. Sie scheint von dem NW-streichenden Reingrabener Schieferzug der Liegleralm abgeschnitten zu werden; denn bis an ihn reicht oberhalb der Saurüsselgrabenmündung der Gutensteiner Kalk, nur zu oberst etwas lichter gefärbt (aber immer noch deutlich geschichtet und mit roten Ablösungen).

<sup>140</sup>) Auf Blatt Mürzzuschlag irrtümlich Reiflinger Kalk (außerdem viel zu breit; doch war eine halbwegs exakte Darstellung dieser verwickelten Gegend in 1 : 75.000 eben nicht möglich).

Vorübergehend ist hier also der ganze Wettersteinkalk tektonisch unterdrückt; gegen SO stellt er sich aber bald — an einer Querwerfung in der tiefen Rinne der Tonionseite — wieder ein. Das Streichen ist hier allgemein SO—NW geworden, bei senkrechter Stellung der Schichten; besonders deutlich im Gutensteiner Kalk auf der SW-Seite des Lieglergrabens. Dessen NW-Grenze streicht nun gegen SO zum Rücken des Falzriegels empor; auf dessen Höhe wird sie nochmals durch Reifflinger Kalk<sup>141)</sup> (2 m mächtig) gekennzeichnet, der Gutensteiner Kalk fällt darunter steil gegen ONO. Andererseits setzt dessen S-Grenze als Steilstufe über das W-Gehänge des Falzriegels herauf bis nahe an den eben genannten Punkt; unter ihr sind an dem Wege zum Molterboden nochmals die überschobenen Reingrabener Schiefer sichtbar. — Auf dem Vorsprung zwischen Saurüssel- und Lieglergraben<sup>142)</sup> ist dem Gutensteiner Kalk noch ein Rest von Gosaukonglomerat und -kalk aufgeklebt (vgl. Abb. 14, S. 141).

Weiter aufwärts im Lieglergraben streichen bald die Reingrabener Schiefer der NO-Seite auf die Grabensohle hinab<sup>143)</sup> und legen sich weiterhin dem SW-Gehänge auf. Auch die Mürztaler Mergel treten auf die SW-Seite über; die hohen Felsen des Dachsteinkalks kommen nun bis an die Grabensohle heran. Dann rückt eine Verwerfung die Karnischen Schichten hoch am Gehänge gegen S hinauf; und auffallenderweise erscheint hier S der Reingrabener Schiefer nochmals Mürztaler Mergel, steil N unter jene einfallend und gegen S an steiler Verwerfung an Wettersteinkalk stoßend (gegen SW überschlagene Falte mit Reingrabener Schiefer im Kern?); bis auf die Höhe des Falzriegels reicht der Mürztaler Mergel, jenseits dessen die beiderseitigen Verwerfungen sich treffen. — Weiter Grabenaufwärts reicht auch ein Sporn von Dachsteinkalk auf die SW-Seite herüber, ebenfalls beiderseitig von Verwerfungen begrenzt. Bald darauf aber erreicht die Gosau die Sohle des Grabens und verdeckt in dessen oberstem Abschnitt alles ältere Gestein (vgl. S. 140).

In bezug auf die nachgosauische Tektonik stellt der Lieglergraben zweifellos eine tief eingefaltete Synklinale dar; besonders in seinem unteren Teil. Im oberen öffnet sie sich mehr. Dagegen erscheint die Tonionüberschiebung im NW mehr als Detailkomplikation im NO-Flügel dieser Mulde, während sie gegen SO sich mit größerer Bewegungsbreite darüber legt (vgl. S. 139).

Die übrige Tektonik dieser Gegend aber ist, von einigen Bruchverstellungen abgesehen, wohl gänzlich vorgosauisch.

k) Die Wetterin (Taf. II, Prof. 4). Dies ist der einfachste und langweiligste Berg der ganzen Toniongruppe; trotzdem hält auch er noch eine Überraschung für den Geologen bereit.

Ihr S-Gehänge bildet eine einfache normale Schichtfolge von der paläozoischen Unterlage (Porphyroid; ca. 1 km O Aschbach auch

<sup>141)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag irrtümlich als Reingrabener Schiefer eingetragen und mit dem Zug dieses Gesteins S des Gutensteiner Kalks verbunden!

<sup>142)</sup> „Um-und-Umkogel“ bei Geyer (1889, S. 548).

<sup>143)</sup> Nach dieser Stelle sind sie wohl in Geyers Profil (1889, S. 553) gezeichnet.

auf der nördlichen Talseite) über die transgredierenden Prebichlschichten, weiter Werfener (mit Gips!), Gutensteiner und Wettersteindolomit (beide im O geringmächtig; im W nicht nachweisbar) zum Wettersteinkalk, der den Rücken des Berges bildet. Alles fällt mehr oder minder flach N. Die einzige<sup>144)</sup> Störung bringen nur N—S-streichende Querverwerfungen in das Bild; unmittelbar sichtbar sind sie kaum irgendwo, aber an der schwankenden Höhenlage, besonders der Werfener Obergrenze mit Sicherheit abzulesen. Weit aus den größten Verstellungsbetrag: gegen 200 m vertikal gemessen,<sup>145)</sup> erzielt die Verwerfung die über den Sattel O P. 1510 und durch die große Schuttgasse S darunter anzunehmen ist;<sup>146)</sup> gesenkt ist der W-Flügel.

Auf dem N-Gebänge reicht der Wettersteinkalk einige 100 m hinab und wird dann von Wettersteindolomit abgelöst, in welchem der Jägerbauergraben eingeschnitten ist. Genau feststellen läßt sich die Grenze beider Gesteine nicht, wegen starker Schuttüberdeckung; und auch ihr gegenseitiges Lagerungsverhältnis bleibt unklar. Am ehesten möchte man wohl an ein Nebeneinander: an einen Übergang in Dolomit gegen N denken, da auf der N-Seite des Jägerbauergrabens (Neun Kögerln; vgl. S. 147) nur noch lokal in dessen Hangenden ein wenig Wettersteinkalk vorkommt. — Daß auch auf diesem Abhang noch N-Fallen herrscht, zeigt ein Aufschluß hart am westlichen Blattrande: hier ist dem Dolomit Mürztaler Kalk und Mergel aufgelagert, welche sich bis zur Sohle des Grabens hinab erstrecken. Gegen O grenzen sie auffallend gradlinig an Wettersteindolomit — zweifellos infolge einer Verwerfung.<sup>147)</sup> Jenseits des Grabens folgen die weiteren, kurz erwähnten Mürztaler Mergelreste, ebenfalls an Verwerfungen eingekeilt; ein ebensolcher noch weiter O reicht von einer Grabenseite auf die andere, auf der nördlichen vom Wettersteindolomit der Neun Kögerln-Basis deutlich (S-wärts!) überschoben. Daß diese Überschiebung, wenn auch durch Verwerfungen zerstückelt, am N-Rand der verschiedenen Mürztaler Mergel-Vorkommen weiterläuft, wurde bereits vermutet; am Blattrande wäre sie demnach gerade in der Grabensohle anzunehmen.

Auch SW oberhalb des östlichen Vorkommens im Graben, auf dem Gehänge knapp unter dem Scheitel des Hügels P. 1164, liegt noch ein kleiner Rest von Mürztaler Mergeln. Und nun kommt die Überraschung: in der Senke zwischen P. 1164 und dem Gehänge der Wetterin liegen Werfener Schichten, gut aufgeschlossen auf der

<sup>144)</sup> Abgesehen von der Einfaltung in den Werfener Schichten beim Bretterbauer.

<sup>145)</sup> Damit soll natürlich nicht gesagt sein, daß die Verstellung wirklich nur oder auch nur vorwiegend vertikal erfolgt ist; aber eine Bestimmung ihrer wahren Richtung im Raume war nicht möglich.

<sup>146)</sup> Leider ist die nächst östliche Verwerfung auf Blatt Mürzzuschlag ausgelassen: sie sollte parallel zur obigen etwa zwischen dem ersten e und t von „Wetterin“ durchlaufen und das westlichste isolierte Wettersteindolomitvorkommen gegenüber dem nächst östlichen um 50—60 m senken.

<sup>147)</sup> Die auf Blatt Mürzzuschlag als „vermutet“ eingetragene Verlängerung dieser Verwerfung nach S, durch den Wettersteinkalk der Wetterin hindurch, ist reine Hypothese!

sumpfigen Wiese in der Senke und am Weg W derselben, sowie am Waldgehänge gegen P. 1164 — wo sie bis etwa 1140 m aufwärts zu verfolgen — bei einem kleinen Quelltrichter. Das Gehänge gegen die Wetterin ist ganz mit Wettersteinkalk-Schutt überdeckt. Indessen besteht kein Zweifel, daß die Werfener dem Wettersteindolomit aufliegen, der beiderseits des flachen Wiesensattels, den jene bedecken, darunter hervorkommt; sie bilden eine kleine Deckscholle. Dagegen kann man bis zu einem gewissen Grade zweifeln ob ihre auffällig tiefe Lage mehr eine Folge von tektonischer Einsenkung oder von Reliefüberschiebung sein mag. Wenn man sich Rechenschaft darüber gibt, daß in allernächster Nachbarschaft noch Mürztaler Mergel erhalten sind, nichtsdestoweniger aber die Deckscholle auf Wettersteindolomit liegt, wird man wohl geneigt sein, an eine Reliefüberschiebung zu denken; die auffällige Einlagerung der Werfener in eine Senke mag vielleicht darauf zurückzuführen sein. Andererseits ist tektonische Einsenkung auch sicher nicht ganz unbeteiligt: wir sahen ja, daß der Jägerbauergraben einer von N her überschobenen Mulde entspricht. Inwieweit auch das Netz der in der Nähe durchziehenden Verwerfungen unsere Deckscholle unmittelbar in Mitleidenschaft zieht, läßt sich nicht sicher sagen.

#### 1) Übersicht über den Gebirgsbau der Toniongruppe.

Die Toniongruppe bauen dieselben tektonischen Elemente auf wie die Schneealpe; doch ist der Schichtbestand erweitert im basalen Gebirge bis aufwärts zum Lias;<sup>148)</sup> in der Lachalpendecke nach abwärts durch die ausgedehnten Schollen paläozoischer und wohl noch älterer Gesteine um den Hohen Student; auch in der „Zwischenschuppe“ — soweit man diese als „tektonische Einheit“ betrachten darf — ist das ganz einzeln dastehende Auftreten von Mitteltrias und Werfener Schichten auf der S-Seite der Weißalpe hervorzubeben.

Der Lachalpendecke gehören an: 1. als Fortsetzung der Roßkogel-Deckscholle der Werfener Zug des Freingrabens und der Hohe Student mit Umgebung, einschließlich die Werfener von Mooshuben, Eibelbauersattel, Schwaboden usw.; 2. die Deckscholle der Weißalpe mit ihrer Fortsetzung zum Kl. Schwarzkogel und östlich des Buchalpengrabens; 3. die kleine Deckscholle am Sattel zwischen Gr. und Kl. Seekopf; 4. die kleine Deckscholle S P. 1164 im Unteren Jägerbauergraben; 5. der winzige Werfener-Gutensteiner Rest auf dem Sattel SO Fallensteiner Wirtshaus; 6. ? der Gutensteiner Kalk des SO-Gipfels (P. 1339) der Neun Kögerln.

Deutlicher als im Schneealpengebiet ist, dank der größeren Ausdehnung erhaltener Gosaureste, eine nachgosausche Falten- und Überschiebungstektonik, welche Deckschollen und Unterlage mitsammen betroffen hat. Dahin gehört die N—S-streichende, bzw. in diese Richtung abgeknickte Mulde von Mooshuben (wogegen die O—W-streichende Mulde, in der die Student-Deckscholle liegt, wohl vorgosausch sein dürfte). Ebenso ist nachgosausch die NW—SO-streichende, dann nach OSO umbiegende Mulde des Liegler-

<sup>148)</sup> Dabei ist abgesehen von den verschleppten Juraschollen der Student-Basis, über deren Herkunft sich gar nichts Sicheres sagen läßt.

grabens, in welcher die Deckscholle der Weißalpe mit eingefaltet ist; sowie die ihr aufgeschobene SW- bis S-bewegte Tonionschuppe. Auch von der gleichfalls S-bewegten Jägerbauergraben-Überschiebung möchte man ein nachgosauisches Alter annehmen, eben wegen der Richtung; doch läßt es sich nicht sicherstellen. — Sicher vorgosauisch ist dagegen die Antiklinale des Stockbauerkogels, ebenso wie die viel bedeutendere Dobrein-Antiklinale. An dieser sind hier wieder Reste von Gosau erhalten, die zwar nicht wie im Schneealpengebiet bis auf den Werfener Antiklinalkern hinabgreifen, aber doch ihm z. T. recht nahe kommen; es tritt somit wieder der merkwürdige, wohl nur mit *Kerbwirkung* erklärbare Fall ein, daß eine vorgosauische Antiklinale mit einer nachgosauischen Synklinale nahe zusammenfällt. --

Von weiteren tektonischen Erscheinungen sei hier neuerdings erwähnt die Quersynklinale des Mürzdurchbruchs, deren sanft abfallenden W-Flügel wir im Königskogel—Seekogel vor uns haben; N Scheiterboden verengert sie sich und sendet einen schmalen Ausläufer bis über den Kartenrand an der Wildalpe. Auch am westlichen Blattrand ist eine querverlaufende Einsenkung angedeutet, in dem tiefen — allerdings z. T. durch Brüche bedingten — Hinabsteigen der Mürztaler Mergel W der Neun Kögerln, während die tiefe Lage der kleinen Deckschollen im Jägerbauergraben und beim Fallensteiner Wirtshaus vielleicht mehr Folge von Reliefüberschiebung ist, da sie ja auf relativ tiefen Gliedern der basalen Trias liegen.

Sichere Beispiele von solchen haben wir in einer ganzen Reihe von Fällen kennen gelernt: das merkwürdige Eingreifen der überschobenen Werfener im Taschelgraben und am Schwaboden, bis unter die Basis des Hallstätter Kalks (S. 135); ihre Einlagerung in das aufgerissene Gewölbe des Stockbauerkogels; das höchst unregelmäßige Relief auf der SW-Seite des Hohen Student, mit den aus den Werfenern herausspießenden Dachsteinkalk-„Klippen“ des Schafkogels und Hiesbauerkogels; das plötzliche, diskordante Abschneiden der Obertrias der Wildalpe gegenüber den Werfenern im Freingraben.

Eine sehr auffallende Erscheinung ist auch die „Supradiskordanz“ an der Basis des Hallstätter Kalks auf der Proles-W-Seite und in der Fallensteingruppe; besonders auffallend deshalb, weil sie nicht wie die von *Ampferer* (1923, S. 111) erwähnten „Abschrägungen“ eine weither bewegte Decke betrifft, sondern innerhalb einer im Streichen sowohl gegen O wie gegen W bald wieder ganz normalen Schichtreihe eingetreten ist.

Endlich ist ebenfalls bemerkenswert das „unmotivierte“ Auftreten mächtiger Lias-, Jura- usw. Schollen inmitten der Werfener der Lachalpendecke um den Hohen Student; sie wurden hier als eingewickelte und verschleppte Fetzen aus der Unterlage gedeutet, wie solche ja — wenn auch vielleicht nicht in so großer Ausdehnung — auch in anderen ostalpinen Deckschollengebieten, z. B. im Dürrenberg bei Hallein, in den überschobenen Werfener Massen stecken.



### 3. Die Kalkalpen südlich der Niederalpl-Senke.

a) Der Dobreingraben und die Umgebung des Niederalpls (Taf. II, Prof. 3 und 4; Taf. III, Prof. 6). Wir haben die Zone Werfener Aufbrüche, die wir vorgreifend Dobrein-Antiklinale nannten, bis Mürzsteg verfolgt (S. 91) und auch über die Fortsetzung längs des Dobreingrabens schon einiges berichtet (S. 106 f., 145), soweit es sich um die Aufschlüsse der N-Seite handelte. Es bleibt das Bild zunächst nach S zu ergänzen.

Bei Mürzsteg liegt auf dem Wettersteindolomit der Hochveitsch-Ausläufer die gegen N geneigte Kalkplatte der Lanauwand (Abb. 16). Sie entspricht dem Hocheck N von Mürzsteg (S. 107); wie dieses besteht sie aus anisischem Wettersteinkalk. Fossilien sind zwar nicht gefunden; allein der Zusammenhang nach O mit den (faziell z. T. abweichenden) Kalken der Lerchsteinwand läßt keine andere Wahl. Merkwürdig ist nun, daß sich auf den Wiesen des südlichen Mürzufers (am besten auf dem Wege oberhalb des Sägewerk-Lagerplatzes aufgeschlossen) Werfener Schichten auf jenen Kalk legen:

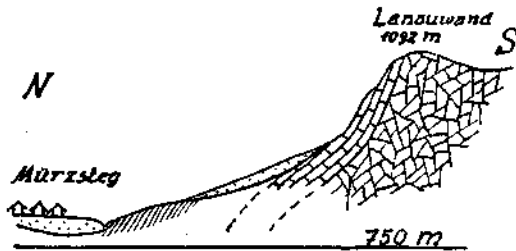


Abb. 16. Profil der Lanauwand (überkippter S-Flügel der Dobrein-Antiklinale: Werfener Schichten über anisischem Wettersteinkalk und -dolomit).

die Werfener Antiklinale ist hier nach S überschlagen! Das ist eine ganz lokale Komplikation; am Ausgang des Unter-Brunntals ist schon nichts mehr davon zu bemerken.

Gleich W davon verläßt die Werfener S-Grenze die südliche Tal-seite. Aber W vom Mittleren Brunntal erscheinen wieder Werfener Schichten; sie streichen über den untersten Abschnitt des Inner-Brunntals, wo sie den Austritt einer riesigen Stauquelle bedingen. Auf dem Rücken W von hier sind sie an einem Holzweg gut sichtbar. Dann sind sie weiter W in einem kleinen Graben nochmals aufgeschlossen, wo sie ein Diabasvorkommen (Cornelius 1936 b) beherbergen; Gosau liegt hier darüber. Wenig weiter W verschwindet dieser südlichste Teil-Antiklinalkeil ebenso wie die nördlicheren (S. 106), offenbar durch Absinken der Faltenachsen.

Aber rund 1 km weiter W tanzen die Werfener wieder hervor. Während sie nun auf der N-Seite nur einen schmalen Saum einnehmen, reichen sie auf der S-Seite gegen die Burg- und Sulzwand bis auf 1100—1150 m empor. Sie bilden eine Aufwölbung von 2 km Länge und über 1 km Breite, durch Züge von Rauhwacken und Kalken des Hangendgliedtes gegliedert. Diese verraten eine verwickelte,

wegen Mangel an Aufschlüssen freilich nicht genauer erfaßbare Innentektonik. In auffallendem Gegensatz zu ihr steht die Begrenzung gegen die Mitteltrias — ebenso aber auch zu der Zerschlitzung der Mürzsteiger Aufwölbung: wir haben hier eine ganz schlichte Kuppelform vor uns. Des Bätfels Lösung dürfte darin liegen, daß sie nur der Fortsetzung der südlichsten Teilantiklinale von Mürzsteig entspricht, die sich hier mächtig verbreitert hat.

Im weiteren Fortgang gegen W wird dies klarer: die Fortsetzung der nördlichen Teilantiklinalen ist gegeben durch die Werfener Schichten, die stark zerstückelt am Fuß des Kl. Schwarzkogels auftauchen (S. 145), um W der Häuser von Niederalpl<sup>149</sup>) Zusammenhang zu gewinnen. Die S-Aufwölbung ist im Muckenriegel von Wettersteinkalk und -Dolomit überbrückt, der N-wärts bis ins Tal hinabsteigt. Aber hier gibt es noch eine kleine Überraschung. Steigt man nämlich vom Jägerhaus das Gehänge der S-Seite gegen P. 1160 hinauf, so durchquert man zunächst Wettersteindolomit, unter dem im oberen Teil des Hanges weißer feinkristalliner Kalk (anisisch — entsprechend Hocheek—Lanauwand!) hervorkommt. Hat man den Rand der Verebnung bei P. 1160 überschritten, so steht man plötzlich auf dunkelgrauen sandigen Schiefen — dem S. 35 f. erwähnten Silur! Sie fallen anscheinend steil N unter den weißen Kalk, jedoch nur lokal: in der W-Flanke zieht dieser, steile Felsen bildend, unter dem Silur durch; dieses bildet also eine Deckscholle. Auch die Werfener gehören dazu, die man, gegen S weiterwandernd, alsbald trifft. Sie ziehen (auch dort wo das Silur bereits aufgehört hat) auf einer kleinen Terrasse noch gegen O weiter.

Es ist dies der einzige Rest der Lachalpendecke S der Niederalpl-Linie — merkwürdigerweise gerade über der S-Aufwölbung der Dobrein-Antiklinale erhalten, von deren Werfenern sie nur etwa 60 m des hellen Kalkes trennen. Das sieht wieder sehr nach einer Reliefüberschiebung aus: die Dobrein-Antiklinale war nicht nur schon aufgewölbt, sondern auch fast bis auf die Werfener Schichten erodiert, als die Lachalpendecke ankam!

W von hier fließen die Werfener der verschiedenen Teilantiklinalen zusammen; die trennenden Teilantiklinalen lösen sich in Züge von einzelnen Kalk-, bzw. Dolomitinseln auf. Eine nördliche bildet den Gipfel des Aibelsteins; gegen W setzt sie noch ein kleiner Gutensteiner Dolomitrest fort, dann sticht sie endgültig in die Luft. Stärker entwickelt ist eine südliche Teilsynklinale, die sich hier erst in die breite südliche Aufwölbung einsenkt: über die Gräben und Rücken auf der N-Seite des Wildkamms ist ihr Wettersteindolomit zu verfolgen, gegen W von Gutensteiner Dolomit gesäumt, bis er plötzlich auf dem; zum Sohlenkogel ansteigenden Gehänge abschneidet — offenbar an einer Verwerfung herausgehoben und zugleich gegen N versetzt. Denn auf dem Rücken O des Sohlenkogels setzen die genannten Gesteine wieder ein; in der Gipfelpartie werden sie faziell

<sup>149</sup>) Es ist zu unterscheiden: die Ortschaft Niederalpl (900 m ca.) und der gute 3 km weiter W befindliche P a B Niederalpl (1220 m).

durch Wettersteinkalk ersetzt. Gegen W sticht er in die Luft; ein schmaler Zug von Gutensteiner Dolomit setzt noch fort bis an die Straße bei P. 1083. Aber auch W von hier im Bachbett unter der Straße steckt noch ein Fetzen des gleichen Gesteins, als Zeugnis für die tiefe Einfaltung. Und ein letzter isolierter Rest hat sich noch  $\frac{1}{2}$  km weiter W beim Bretterbauer erhalten.

Die „Dobereinlinie“ Geyers erkennen wir also, nach dem Gesagten, als eine aufrecht stehende Werfener Antiklinale, die einerseits durch Teilsynklinale geteilt, anderseits auch in der Richtung des Streichens durch axiale Senkungszone gegliedert ist. Die von Spengler einmal (1919, S. 253) geäußerte Vermutung, daß an dieser Linie die Hochveitsch dem nördlichen Gebirge aufgeschoben wäre, hat sich nicht bestätigt; ebensowenig die von Heritsch (1921, S. 122), daß die Lachalpendecke in der Dobereinlinie wurzele.

b) Die Hochveitsch (Taf. III, Prof. 6). Der Bau der Hochveitsch ist sehr einfach: es ist eine fast genau O—W-streichende Synklinale aus anisich-jadinischen Kalken mit Werfener Unterlage, die längs des Südabfalls zusammenhängend sichtbar ist; wo man hier das Einfallen feststellen kann, ist es flach oder wenig steil gegen N. Wie tief dieselbe eingefaltet ist, entzieht sich unserer Kenntnis — abgesehen vom W-Ende, wo die Einfaltung nur wenig tief ist. Hier ist die Synklinale zweigeteilt durch die Werfener Aufpressung über der Bärenalpe, die am Weg zur Hochveitsch bis etwa 100 m unter den Sattel „Gingatzwiesel“ emporreicht; gegen N stößt sie mit steilem Bruch an den Wettersteinkalk des Wildkamms, der die zweite, ganz flache Teilsynklinale bildet. — Der Ausstrich der Werfener-Kalkgrenze in den Gräben SW Niederalpl — soweit er sich erkennen läßt! — spricht dafür, daß auch hier noch der Nordschenkel der Synklinale ganz flach ist; ebenso östlich vom Muckenriegel bis zur Turnerwand (vgl. S. 153 f.). Weiter östlich scheint der Nordschenkel steiler zu werden, bei Mürzsteg ist er sogar lokal überkippt (vgl. S. 153).

Eine Störung des Bildes bringen nur die zahlreichen Brüche mit sich, die besonders im SW an der Verstellung des Reiflinger Bandes, sonst auch an der Basischichten deutlich zu erkennen sind, im einheitlichen Wettersteinkalk aber sich höchstens durch Zertrümmerungszonen verraten. Die bedeutendsten dürften die Rotsohlbrüche sein (vgl. S. 162), deren einer<sup>150</sup> den Kalk der Hochveitsch gegen SW abschneidet und um etwa 100 m gegen O absenkt; sowie der oben genannte Bruch am Gingatzwiesel, mit Senkung des Nordflügels um ca. 200 m, der über den Sattel bei der Jagdhütte „Im Grasboden“ eine Fortsetzung finden, dann aber bald erlöschen dürfte. — Die kleineren

<sup>150</sup> Seine Existenz hat Bittner (1890, S. 308) bereits erkannt, seine Bedeutung allerdings ganz gewaltig überschätzt, wenn er ihn bis Mariazell und Scheibbs verlängern und auf ihn das weite nördliche Vorspringen der Werfener und paläozoischen Gesteine in der Gollrader Bucht zurückführen möchte! Tatsächlich ist der Bruch — wie das auch sonst die Regel — ein verhältnismäßig untergeordnetes Detail gegenüber jener großzügigen Aufwölbung der älteren Schichten (vgl. S. 160).

Brüche zeigen meist nur unbedeutende Verstellungsbeträge, um die Größenordnung von 10—15 m. Wahrscheinlich existieren an solchen noch ganz wesentlich mehr als auf der Karte einzutragen waren.

Dagegen besteht kein Anhaltspunkt für die Annahme eines großen, die ganze Veitschalmhochfläche durchschneidenden Längsbruchs. Geyers (1889, S. 593) Begründung: N-Fallen<sup>151)</sup> des Kalkes „In der Burg“, scheint mir unzutreffend; es dürfte sich dort um Klüftung handeln, die Schichtlage eher flach S geneigt sein. — Die Spaltenbildungen und Absenkungen am S-Rande des Plateaus haben selbstverständlich mit Brüchen im tektonischen Sinne nichts zu tun, sondern gehören in das Kapitel der oberflächlichen Rutschungen, bedingt durch das Nachgehen der wasserundurchlässigen Werfener Unterlage, wie dies Geyer a. a. O. richtig vermutet.

Eine dem Ausmaß nach unbedeutende, aber theoretisch wichtige Komplikation besteht noch auf der Südseite: Am Aufstieg zum Graf

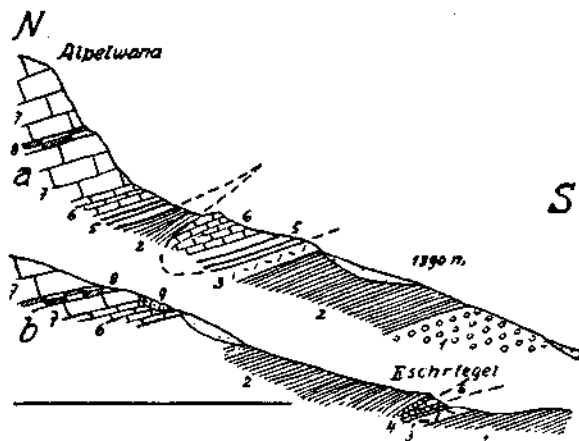


Abb. 17. Profile auf der S-Seite der Hochveitsch, 1 : 13.300 ca.

- |                           |                                   |                             |
|---------------------------|-----------------------------------|-----------------------------|
| 9 Quartäre Gehängebreccie | 5 Dunkler Kalk                    | } der Werfener<br>Schichten |
| 8 Reiflinger Kalk         | 4 Gelbe Kalke                     |                             |
| 7 Wettersteinkalk         | 3 Rauhwacke                       |                             |
| 6 Gutensteiner Kalk       | 2 Werfener Sandsteine u. Schiefer |                             |
|                           | 1 Prebichlschichten               |                             |

Meranhaus über den Eschriegel, bei etwa 1500 m steht ein kleiner Rest von typischem, wenn auch stark zertrümmertem, dunklen Gutensteiner Dolomit mitten zwischen Werfener Gesteinen an, nur 1—1½ m mächtig; gelbe Kalke der oberen Werfener und Rauhwacke umgeben ihn. Am Riegel der Schallerwiesen suchte ich vergeblich nach einer Fortsetzung — sofern nicht eine in die Werfener ca. 50 m unter der Obergrenze eingeschaltete Rauhwacke als solche gelten darf. Aber am nächstöstlichen Riegel wiederholen sich bei rund 1520 m, nochmals Werfener Schiefer über Gutensteiner Kalk; sie tragen genau die gleiche zum Anis überleitende Schichtfolge (dunkle Kalke mit tonigen Zwischenlagen), wie die basalen Werfener. — Offenbar handelt es sich in diesen Fällen um eine südbewegte Schuppe, wie sie nun vom ganzen Kalkalpen-Südrand, vom Hochkönig bis zum

<sup>151)</sup> Das im übrigen auch ohne Bruch, im Sinne von Falten tektonik, gedeutet werden könnte.

Schneeberg immer wieder bekannt geworden sind; vgl. Hahn 1913; Spengler 1918; Ampferer 1918; u. a. — Daß im vorliegenden Fall das Ausmaß der Bewegung ganz geringfügig ist, ergibt sich schon aus der geringen streichenden Erstreckung von noch nicht 2 km: über die angegebenen Punkte hinaus zeigt sich weder nach O noch nach W eine Andeutung gleichartiger Erscheinungen.

Man wird also nicht auf den Gedanken verfallen können, unsere Schuppungsfläche in die Sohle einer gegen N bewegten „hochalpinen Decke“ umzudeuten: eine solche müßte sich unbedingt in den Werfern W unter der Hochveitsch fortsetzen! Übrigens haben weder Kober (1912) noch Lahn ihre Auffassung näher begründet nach der die Hochveitsch aus zwei Decken aufgebaut wäre. Nach Lahns Kartenskizze (1933, S. 249) hat es den Anschein als ob er die Überschiebungsfläche in den Anflagerungskontakt von Prebichschichten auf Paläozoikum hineinlegen wollte; davon kann natürlich gar nicht erst die Rede sein!

Der östliche Teil der Hochveitsch ist noch einfacher aufgebaut. Prebich- (und Werfener) Schichten bilden überall die Basis des Berges, unmittelbar überm Paläozoikum. Ganz ruhig liegt darüber die kalkig-dolomitische Mitteltrias, mit meist nur mäßig steilem N-Fallen. Ein synklinaler Bau läßt sich nur da erkennen, wo im N die Werfener Schichten darunter hervortauchen (vgl. S. 153 f.).

c) Der Rauschkogel und Eibelkogel (Taf. III, Prof. 6). Dieser Berg bildet, — zusammen mit seinen SO-Vorbergen: Eibelkogel, Gesellkogel — einen durch die Erosion (fast) ganz aus dem Zusammenhang gelösten „Zeugen“ des Triasgebirges auf paläozoischer Unterlage; einen der ganz wenigen Fälle dieser Art in den Ostalpen.

Seine Tektonik ist ziemlich einfach. Es handelt sich um eine etwa N 60° O streichende Synklinale, flach in den Werfern, wesentlich schärfer ausgeprägt in den Triaskalken, welche den Kamm Rauschkogel—Lamerkogel aufbauen; dabei nimmt die Steilheit der Schenkel gegen SW zu — anscheinend nicht stetig, sondern an einem Bruch (vgl. unten!). Eine zweite, parallele Synklinale ist im S noch angedeutet durch die Triaskalke des Eibelkogels, die ebenfalls im O breit und flach, sich gegen SW zu verengern scheint — wenigstens zieht der Gutensteiner Kalk nur als schmaler Streifen zu dem Kamm P. 1339 hinüber (vgl. hierzu Cornelius, bei Redlich 1931, S. 85).

Eine kleine Komplikation besteht auch im Nordschenkel der Rauschkogel-synklinale unterm Lamerkogel: dort folgt über Werfern zunächst flach SO fallend lichtgrauer dünnbankiger feinkristalliner Kalk, der normalem Gutensteiner Kalk gar nicht gleicht, aber gegen NO in solchen überzugehen scheint; darüber eine schmale Terrasse mit dunklem, schwach serizitischem Schiefer, der nach spärlich gefundenen Übergangsgliedern ein leicht metamorpher Werfener Schiefer zu sein scheint; dann erst der steilstehende Gutensteiner Kalk des Synklinalschenkels. Man hat den Eindruck, daß die Synklinale hier mit tektonischer Diskordanz über den unteren Gutensteiner Kalk um einen geringen Betrag gegen NW vorgeschoben wäre. — Gegen NO setzt die Terrasse fast horizontal fort, steigt dann, durch einen Bruch in die Höhe gerückt, bis N P. 1562 an, wobei sich die Schichtlage zu ihren beiden Seiten angleicht.

Weitere Komplikationen sind durch Brüche bedingt. Die wichtigsten sind Querbrüche in der Rauschkogel-synklinale, mit Senkung

eines Flügels, die hier gegenüber (nicht nachweisbaren) Horizontalverstellungen entschieden vorwiegt.

Das ist ganz deutlich bei dem eben erwähnten Bruch am Lamerkogel, der die Schichten des nördlichen Synklinalflügels gegen W absenkt. Im S-Flügel ist das zunächst nicht gut zu sehen, da der Gutensteiner Kalk hier sehr steil steht, auch starke Schuttbedeckung die Beobachtung erschwert. Weiterhin aber greift der Bruch tief in die Grauwacken-Unterlage ein, der gegenüber er die Werfener (wiederrum seines W-Flügels) um ca. 250 m absenkt: im Zweiggraben N des Krumhofes (1005 m) stehen solche an, horizontal, während weiter anwärts im selben Zweiggraben Porphyroid und Silurschiefer ebenfalls anstehen. Auch die SW-Grenze der abgesenkten Werfener scheint durch eine — jedoch nicht genauer aufgeschlossene — Verwerfung gebildet zu werden; jene liegen also in einem kleinen Graben. — Andererseits scheinen die Grauwackengesteine des obersten Reischinggrabens auch gegen N an einer nahe O—W-streichenden Verwerfung abzustößen, wie ihre auffallend geradlinige Abgrenzung zeigt. — Ein weiterer Querbruch setzt durch die Scharte NO P. 1562. Auf sie reicht von NW her der Gutensteiner Kalk des NW-Flügels der Synklinale hinauf: er stößt gegen Wettersteindolomit und -kalk ab. Somit wäre hier die O-Seite abgesenkt. Leider ist über das Verhalten des SO-Schenkels der Synklinale an diesem Bruch wegen Schuttbedeckung nichts zu beobachten. Endlich scheint, nach auffallenden Reihen von Sickerlöchern zu schließen, auch unmittelbar O vom Rauschkogelgipfel ein (nahe N—S-streichender) Bruch durchzugehen, der jedoch den S-Schenkel der Synklinale höchstens noch ganz unbedeutend verwirft.

Aus der angedeuteten, verschiedenartigen Gestalt der Rauschkogel- (und Eibelkogel-) Synklinale in den Werfener Schichten und in der kalkigen Trias ergibt sich bereits die weitgehende Unabhängigkeit der letzteren von der Unterlage, die im ganzen Bereich der Mürztaler Kalkalpen hier vielleicht am schönsten in die Erscheinung tritt. Sie ist nicht möglich ohne Ablösung und selbständige Verschiebung des Kalkstockwerks, mit den Werfenern als Gleithorizont. Selbstverständlich müssen die letzteren Spuren dieses Vorgangs in sich zeigen. Das ist auch der Fall: nicht nur gibt es darin Detailfaltung, sondern anscheinend auch Anzeichen weitergehender Bewegungen. SO der Lameralpe nämlich und ebenso W. von ihr, am Gehänge gegen den Brücklergraben liegen Kalke, wie sie sonst in den Hangendpartien der Werfener auftreten, schon nahe über deren Basis, was wohl auf weitgehende innere Verschiebung der Werfener Schichtmasse zurückgeführt werden darf.

d) Der Hochangerzug. Derselbe befindet sich bereits größtenteils auf dem von Spengler kartierten Blatt Eisenerz; nur der Ostsaum seiner Trias greift noch auf Blatt Mürzznschlag über und nur dieser sei hier betrachtet.

Die Hochangertrias wird von der des Rauschkogels nur geschieden durch das — zwischen Brückenbauer und Greithof z. T. ganz schmale — Paläozoikum des Brücklergrabens. Demgemäß möchte man hier die genaue streichende Fortsetzung der tektonischen Erscheinungen des Rauschkogels erwarten. Doch ist dies nur teilweise der Fall.

Zunächst erscheint am Kartenrand über Oberaichholz eine seichte Synklinale von Gutensteiner und Wettersteinkalk — entsprechend der, welche in Spenglers (1919) Profil V links angedeutet ist — genau in der streichenden Verlängerung der Synklinale des Eibel-

kogels. Gegen O wird sie durch einen nahe S—N-streichenden Bruch begrenzt, der Werfener gegen Porphyroid und Grauwackenschiefer abstoßen läßt. Unter dem Kreuz auf der Rippe NO Oberaichholz ist er morphologisch, durch eine kleine Terrasse, von dort gegen S durch eine seichte Gehängemulde gekennzeichnet; sonst durch den geradlinigen und dem beobachteten Einfallen widersprechenden Grenzverlauf. Er senkt den W-Flügel um mindestens 100—200 m; gegen N erlischt er.

Denn N von dem schutterfüllten Kessel in der O-Flanke des Hörsterkogels steigt die Werfener Liegendgrenze flach gegen N in das Tal hinab, das sie etwa 1300 m S Greithof erreicht. Hier liegt Prebichlkonglomerat in großen Massen umher — ebenso auch weiter S z. T. — und kennzeichnet den Verband mit den Grauwackengesteinen als mindestens streckenweise normal. Gegen N hebt sich die Grenze wieder — zunächst an einem O—W-Bruch, der das genannte Prebichl-

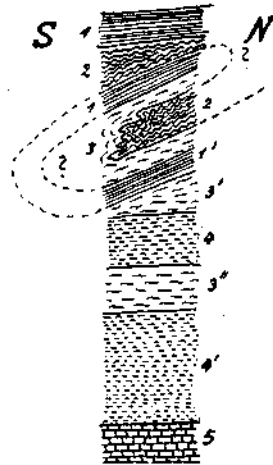


Abb. 18. Profil im Wasserriß,  $\frac{1}{2}$  km S Greithof (W-Seite des Brücklergrabens). Erklärung im Text.

konglomerat gegen eine auffallende Mauer von erzführendem Kalk verwirft; er ist wohl die Fortsetzung des Bruches, den Spengler S vom Hochangergipfel einzeichnet, doch hat seine Sprunghöhe beträchtlich abgenommen. Aber auch weiterhin steigt die Grenze an; wir haben also eine flache Synklinale passiert — die Fortsetzung der Rauschkogelsynklinale. Ihre Mitteltrias bleibt jenseits des Kartenrandes; sie senkt sich ebenso flach wie die Werfener gegen N (vgl. Spengler 1919, Prof. V) — die Disharmonie der Faltung vom Rauschkogel hat sich hier ausgeglichen. Weiter gegen N herrscht dann ganz flache Lagerung.

Daß aber auch hier innerhalb der Werfener starke Bewegungen stattgefunden haben, ergibt sich nicht nur wiederum aus der Einschaltung einer Kalklage nahe über der Basis, die sich unterhalb des Greithofes fast geschlossen durchverfolgen läßt, sondern auch aus unmittelbaren Aufschlüssen. Etwa 500 m unterhalb Greithof zeigt ein Wasserriß des W-Gehänges das folgende Profil (Abb. 18):

1. Werfener, z. T. ausgesprochen rote Tonschiefer, oben normal, unten meist furchtbar zerdrückt; darein eingewalzt.
2. Schwarzer Lydit (Silur).
3. Sehr feine grünlichweiße serizitische Schiefer, z. T. intensiv gelb anwitternd; wohl auch zur Grauwackenserie gehörend, wengleich in der Nachbarschaft sonst nicht übereinstimmend bekannt.
  - 1'. Nochmals eine Lage von ganz zerdrückten roten Werfener Schiefen.
  - 3'. Grünliche Serizitschiefer wie oben (3).
  4. Silurschiefer, grau, normal.
  - 3''. Grünliche Serizitschiefer wie (3).
  - 4'. Silurschiefer wie (4).
5. Erzführender Kalk (vermutlich die Fortsetzung der Wandstufe weiter S, vgl. oben!).

Dies Profil zeigt also deutlich Verschleifungserscheinungen an der Werfener-Grauwackengrenze: die ursprünglich vielleicht vorhandene Diskordanz ist vollständig „ausgebügelt“; das Prebichlkonglomerat, das wenige 100 m weiter S und dann wieder im Quellgebiet des Greitgrabens ansehnliche Mächtigkeiten erreicht, ist weggeschert; Werfener und Grauwackengesteine sind ineinander verspießt. — Auch innerhalb der Werfener sind Bewegungsspuren anzutreffen: in dem Wegeinschnitt N Oberaichholz sind sie auf längere Erstreckung auffallend blätterig zerdrückt. Wahrscheinlich wären ähnliche Spuren wesentlich häufiger, wenn größere anstehende Aufschlüsse nicht so selten wären.

e) Die Gollrader Bucht (Taf. III, Prof. 6). Unter diesem Namen versteht man seit Stur (1871, S. 111) die breite Aufwölbung untertriadischer und paläozoischer Schichten, die zwischen den Kalkmassen der Hochveitsch und der Hochschwabgruppe weit nach N vorstößt — mit ihren größtenteils niedrigen und sanften, bewaldeten Rücken in scharfem landschaftlichem Gegensatz zu den genannten Kalkmassen. Die westliche Blattgrenze durchschneidet sie, so daß nur ein Teil — freilich der größere — auf Blatt Mürzzuschlag fällt; <sup>162)</sup> nur von diesem sei hier die Rede, und nur so weit als die alpidische Tektonik in Frage kommt. Über den inneren, variskischen Bau des paläozoischen Untergrundes wird in einer späteren Arbeit berichtet werden.

Der letztere ist in zwei Zonen hoch, dazwischen einmal flach aufgewölbt. Die eine, südliche, begrenzt die Rauschkogelmulde gegen N; man kann sie als S-Rand der Gollrader Bucht betrachten. Nach ihrem höchsten Gipfel sei sie Turntaler Antiklinale genannt. Sie streicht nahezu gradlinig etwa N 75° O über 6 km; gegen O versinkt sie S der Rotsohlschneid unter die Prebichl- und Werfener Schichten der Hochveitsch-S-Seite und gleicht sich offenbar sehr rasch aus — nirgends ist weiterhin eine Andeutung ihrer Existenz zu bemerken. — Die Turntaler Antiklinale ist ausgesprochen unsymmetrisch gebaut: gegen S fällt sie flach ab, gegen N wesentlich steiler; wahrscheinlich ist sie auf einem guten Teil ihrer Erstreckung sogar gegen N überschoben oder überkippt. Klar zu sehen ist dies allerdings nur im O, im obersten Rotsohlgraben, wo die paläozoischen Gesteine in vier Keilen horizontal in die Werfener Schichten eingefaltet sind

<sup>162)</sup> Wegen des westlichen Teils vgl. Blatt Eisenerz 1 : 75.000.



(vgl. das schematische Profil in Redlich 1931). Die Überfaltungsbreite der einzelnen Keile beträgt immerhin in jedem Falle einige 100 m; die trennenden Werfener zwischen den beiden tiefsten Keilen sind vollständig abgequetscht, denn man sieht sie nur im mittleren Hauptast des Grabens — der im übrigen die besten Aufschlüsse bietet — bei etwa 1340 m, während im nördlichen das Porphyroid von 1300 bis 1375 m ohne Unterbrechung reicht. Wie gewöhnlich in solchen Fällen, sind die Werfener auch hier leicht metamorph (vgl. Cornelius 1937 a, S. 138)! — Weiter W sind die Aufschlüsse nirgends mehr ausreichend um ähnliche Erscheinungen festzustellen.

Die N folgende Eimmuldung der Werfener Schichten ist anscheinend recht tief, jedenfalls überall tiefer als der Boden der Gräben. Aber im W hebt sich schon nach knapp 1 km Breite die Unterlage abermals heraus. Ihr erstes Erscheinen konnte festgestellt werden im obersten Köhlergraben, etwa  $\frac{1}{2}$  km oberhalb der Gabelung bei P. 1025, u. zw. auf dem W-Gehänge bis etwa 1150 m aufwärts. Grabenaufwärts steigt die Hangendgrenze des Paläozoikums noch ein wenig an, bis etwa 1200 m, um sich dann wieder zu senken: im Aschbachgraben oberhalb Raab steigt das Konglomerat der Prebichlschichten bis zum Sträßchen auf der Grabsohle herab. Auf der NO-Seite jedoch liegt die Grenze höher (Achsengefälle oder Verwerfung?, vgl. unten!).

Von dieser zweiten Mulde hebt sich das Paläozoikum nach N wiederum steil zur dritten Antiklinale, die Aschbach-Antiklinale genannt sei. Das Paläozoikum — wesentlich Porphyroid — ihres Kerns tritt über fast 6 km streichender Erstreckung (auf Blatt Mürzzuschlag allein fast 4 km) zutage. Auch ihr Streichen ist N 75° O. Auf der SW-Seite des Sohlenkogels, bei den Eisengruben, versinkt das Paläozoikum, umhüllt von Prebichl- und Werfener Schichten: die Aschbach-Antiklinale setzt in die breitere südliche Teilaufwölbung der Niederalpl-Antiklinale fort. Wir können daraus den Schluß ziehen, daß diese auch weiter nach O — mindestens soweit sie breit entwickelt ist — nicht auf die Trias beschränkt bleibt, sondern einen Kern des variskisch gefalteten Untergrundes enthält!

Die Aschbach-Antiklinale ist nun aber nicht eine einfache Aufwölbung, sondern vielmehr ein aufgewölbtes Paket aus liegenden Falten (vgl. Prof. 6, Taf. III): sie ist zerschlitzt durch drei Werfener Züge, die sich O vom unteren Dürrwaldgraben von der Werfener Bedeckung des S-Schenkels loslösen (bis auf den schmalen südlichsten Zug, der anscheinend gänzlich abgequetscht ist). Im Dürrwaldgraben durchquert man alle drei in nahezu horizontaler Lage; die beiden nördlicheren lassen sich von hier weit gegen WSW verfolgen, der nördlichste bis auf die Schulter (P. 994) über Aschbach. Auch hier sind die eingefalteten Werfener meist etwas metamorph. — Den N-Schenkel der Aschbach-Antiklinale bilden die Werfener, welche die Triaskalke der Wettering unterteufen; etwa 1 km ONO Aschbach sind sie auf ganz geringe Mächtigkeit reduziert — Porphyroid reicht hier bis auf den Fuß des N-Gehänges hinüber —, doch nimmt sie von da nach beiden Seiten rasch zu.

Zweierlei ist noch nachzutragen. Einmal bezüglich des Innenbaus

der großen Werfener Masse: daran sind verschiedentlich Schuppungen beteiligt. Zunächst kann man längs der Turntaler Antiklinale einen Keil von Prebichlschichten verfolgen, der von ihrem Scheitel gewissermaßen abgekämmt und nach N in die Werfener Schichten vorgetrieben zu sein scheint; so beiderseits des Rotsohlgrabens, auf dem Jodlkogel, bei P. 1423. Aber auch weiter N — anscheinend nicht mit dem vorigen zusammenhängend — trifft man beiderseits der Aufwölbung des Kohler- und Aschbachgrabens einen höheren Zug von Prebichlschichten, etwa 50—100 m über dem basalen Konglomerat: so auf der O-Seite der Kohlerhöhe bis gegen den Blattrand bei der Fladenalpe, ebenso S „Im Gupf“ — hier steil aufgerichtet — und von da über den Gleißenriegelgraben hinweg zu verfolgen; endlich auch in der Gegend der Sohlenalpe, über der versinkenden Aschbach-Antiklinale. Gelegentlich der Aufnahmen war ich auch hier überall der Ansicht, daß tektonische Doppelung vorliege; heute bin ich nicht mehr so ganz überzeugt davon und empfehle diese Stellen meinem Nachfolger zur Revision. — Zweifellose Schuppungen liegen dagegen vor, wo sich in den Hangendpartien der Werfener Kalk- und Rauh-wackenzüge innerhalb der Schiefer wiederholen. Das ist unter der Hochveitsch-W-Flanke ebenso der Fall wie unter der Wettering; doch sind die Aufschlüsse nirgends so zusammenhängend, daß man diese Schuppungen in den Einzelheiten klarstellen könnte.

Endlich ist noch auf die Brüche hinzuweisen, welche in der Gollrader Bucht eine bedeutende Rolle spielen; eine bedeutendere als man in diesem Schieferland von vornherein erwarten möchte. Von den Rotsohlbrüchen war bereits die Rede (S. 155). Einige kleine Querbrüche durchsetzen die Turntaler Antiklinale und verstellen die Grenze des Paläozoikums gegen die auflagernden Prebichl- und Werfener Schichten (am auffallendsten auf der W-Seite des Kammes Turntalerkogel—Jodlkogel). Eine Verwerfung parallel dem unteren Aschbachgraben hebt das Paläozoikum des NO-Flügels (bei P. 1069) um etwa 100 m gegenüber Werfener Schichten, die beim Troger bis etwa 980 m hinabgehen; aber auch auf dem Gehänge gegen den Gleißenriegelgraben liegen solche schon von 1020—1050 m abwärts, was dafür spricht, daß parallel zu diesem Graben ein weiterer Bruch abzweigt. Ob die Aschbachgraben-Verwerfung noch weiter aufwärts läuft, ist nicht ganz sicher; ebenso ob ein Parallelsprung in der Grabensohle selbst die tief hinabreichenden Werfener und Prebichlschichten oberhalb Raab gegen NO begrenzt (vgl. oben!); auch seine Sprunghöhe würde etwa 100 m betragen. Eine bedeutende Verwerfung schneidet die Silurschiefer des Aschbachgrabens zwischen Wagner und Pahr gegen SO ab; im Fortstreichen längs des Gemeindetales läßt sie dieselben nochmals hervortreten. Vermutlich zersplittert sie sich zuletzt in die Brüche, welche die Triaskalke des Wildkamms zerstückeln (S. 155).

f) Übersicht. Das Gebiet S der Niederalplsenke ist dadurch ausgezeichnet, daß in der Gollrader Bucht der variskisch gefaltete, paläozoische Untergrund innerhalb der Kalkalpen zutage tritt. Er bildet drei Antiklinalen, deren südlichste und nördlichste gegen N Verfaltung mit der Bedeckung von Prebichl- und Werfener Schichten

zeigen. Die nördliche Autiklinale geht gegen O in die südliche Aufwölbung der mehrteiligen Dobrein-Antiklinale über, welche Hochveitsch und Toniongruppe scheidet; auch in der Längsrichtung ist sie durch mehrfaches Auf- und Absteigen der Achsen gegliedert, welches die Werfener Schichten nur in einzelnen Aufbrüchen an die Oberfläche treten läßt.

Der Bau der Triaskalkmassen darüber ist sehr einfach: Hochveitsch und Rauschkogel bilden einfache Synklinalen, eine südlichste ist am Eibelkogel angedeutet, die ebenso wie die des Rauschkogels im Hochangerzug eine Fortsetzung gegen W findet. Während die Hochveitsch ziemlich genau O—W streicht, ist das Streichen der beiden südlichen Synklinalen  $65^{\circ}$  O. Gegen O streichen alle in die Luft aus — die Hochveitsch-Synklinale N Neuberg (S. 86); wir müssen annehmen, daß sie sich einst noch ein gutes Stück weit über der Grauwackenzone fortgesetzt haben. Der Kalkalpen-Südrand ist somit nicht etwa irgendwie im inneren Bau der Kalkalpen begründet, sondern er schneidet die Bauelemente der Kalkalpen unter spitzem Winkel ab; er ist eine „zufällige“ Grenze! Keine Spur ist jedenfalls von einem Bruch an dieser Stelle zu bemerken.<sup>153)</sup>

Sonst sind Brüche zahlreich, im ganzen aber von untergeordneter Bedeutung. Die bedeutendsten sind die Rotsohlbrüche an der Hochveitsch; die Brüche des Aschbachgrabens und jene des Reischinggrabens auf der S-Seite des Rauschkogels. Über 200—250 m gehen die (vertikalen) Verstellungsbeträge nirgends hinaus.

Der einzige Rest einer höheren Decke in dem ganzen Gebietsabschnitt ist die kleine Deckscholle aus ? Silur und Werfener Schichten auf dem Sporn des Muckenriegels (P. 1160) S der Häuser von Niederalpl. Es liegt kein Anlaß vor, ihn nicht der Lachalpendecke zuzurechnen.

Seine Lagerungsverhältnisse sind im Sinne einer Reliefüberschiebung zu deuten. Da das vorgosauische Alter der Lachalpendecke anderwärts festgelegt ist, geht daraus wieder ein ebenfalls vorgosauisches Alter für die Aufwölbung der Dobrein-Antiklinale hervor; was mit der direkten Altersbestimmung auf Grund der Gosaureste W Mürzsteg — und weiter O, bei Krampen (S. 86) in bestem Einklang steht.<sup>154)</sup>

Eine wahrscheinlich viel jüngere, anders — nämlich gegen S — gerichtete Bewegung am Kalkalpen-S-Rand bezeugt die kleine Aufschiebung auf der S-Seite der Hochveitsch.

<sup>153)</sup> Es würde mir überflüssig scheinen, dies besonders zu betonen, wenn nicht das Gespenst dieses Bruches immer wieder von Zeit zu Zeit im Schrifttume auftauchen würde. Auch Spengler (1922, S. 158) hat sich schon dagegen gewandt.

<sup>154)</sup> Diese älteste vorgosauische Faltung ist also keineswegs nur auf die Nachbarschaft des Puchberg—Mariazeller Streifens beschränkt, wie Spengler (1931 b, S. 528) meint. Damit entfallen auch dessen weitere Schlüsse bezüglich der faziellen Bedingtheit dieser Faltung.

#### 4. Tektonische Hauptergebnisse.

Wir haben gesehen, daß es in dem untersuchten Bereiche der Mürztaler Kalkalpen nur zwei tektonische Großeinheiten gibt. — Einmal ein „basales Gebirge“ im Sinne von Spengler (1931 b, S. 526) — wobei es überflüssig ist zu bemerken, daß „basal“ ein relativer Begriff ist; aber sichtbar ist seine Deckennatur in dem Untersuchungsgebiet eben nicht, und es sei daher hier nicht weiter darüber diskutiert. Im S und in der Gollrader Bucht liegt es mit Diskordanz — zweifellos primär! — auf der paläozoischen Unterlage (der höheren der beiden Grauwackendecken); durch sie ist deren variskische Faltung bewiesen, doch fehlt es andererseits auch nicht an gemeinsamen, jüngeren Bewegungen (Verschuppung von Paläozoikum und Trias an der Rotsohl-schneid und am N-Rand der Gollrader Bucht). Auch eine Abscherung und selbständige Bewegung der Trias gegenüber dem Paläozoikum ist zweifellos erfolgt, ungeachtet des stellenweise erhaltenen Transgressionsverbandes. Aber die Abscherung ist nicht so sehr an der Transgressionsfläche selbst eingetreten — wenngleich auch hier die teilweise Zerreißen der Prebichlschichten in Linsen für solche Vorgänge spricht — als vielmehr innerhalb der Werfener Schichten. Das zeigt einmal schon deren sehr veränderliche Mächtigkeit an sich; dann die Schichtwiederholungen und Schuppungen innerhalb der mächtigeren Werfener Anstauungen (welche meist nicht in die höhere Trias eingreifen); und endlich die in seltenen günstigen Aufschlüssen (S. 159 f.) sichtbaren Durchbewegungserscheinungen innerhalb der Werfener. Wie groß die Relativbewegung der Triasdecke gegenüber dem Paläozoikum sein mag, ist freilich nicht zu ermitteln.

Auf dem „basalen Gebirge“ schwimmen nun eine Reihe von Deck-schollen, die ich in Anlehnung an Heritsch (1921, S. 119) als Lachalpendecke<sup>155)</sup> zusammengefaßt habe: Sonnleitstein—Hinteralpe—Student; Lachalpe; Rauhenstein; Weißalpe—Kl. Schwarzkogel; dazu noch eine Reihe ganz kleiner Reste, deren einer, auf dem P. 1160 bei Niederalpl noch S des Dobreinbaches sich befindet.

Es ist vielleicht nicht überflüssig darauf hinzuweisen, daß irgend welche nennenswerte Unterschiede im Schichtbestande zwischen Lachalpendecke und basalem Gebirge nicht bestehen; soweit man da bei dem beschränkten Schichtumfange der Lachalpendecke — nach oben bis einschließlich Ladin — urteilen kann. Aber innerhalb dieses Bereichs finden sich in beiden tektonischen Elementen ganz dieselben faziellen Differenzierungen: die Unterschiede innerhalb einer Decke sind also weitaus größer als von der einen zur anderen! Im basalen Gebirge setzen sich solche fazielle Verschiedenheiten womöglich noch verstärkt auch in der Obertrias fort; insbesondere sind die Mürztaler Mergel und Hallstätter Kalke untrennbar mit den anderen Fazies-ausbildungen verknüpft und in keiner Weise für eine besondere Decke charakteristisch.<sup>156)</sup>

<sup>155)</sup> Es sei auch hier bemerkt, daß der Name „hochalpine Decke“ dafür nicht mehr in Frage kommt, nachdem die großen südlichen Kalkplateaus: Rax, Hochveitsch usw., also die „Hochalpen“ unserer Gegend, sich gerade als größtenteils nicht dazu gehörig erwiesen haben.

<sup>156)</sup> Damit soll indessen für den Zusammenhang Hallstätter Kalk führender Deckschollen mit ihrer faziell anders ausgebildeten Umgebung in anderen Gegenden (Salzkammergut, Salzburger Alpen) keine Lanze gebrochen sein!

An der Entstehung dieses Kalkalpenbaues ist nun zunächst eine Vorphase von oberjurassischem Alter beteiligt. Wir konnten sie freilich nur erschließen aus dem Vorkommen von klastischem Werfener Material im Oberjurakalk des Hohen Student (Cornelius 1937 b). Derartige Vorkommen sind ja heute bereits von verschiedenen Punkten der Nord- wie der Zentralalpen (Graubünden!) bekannt; einige wurden a. a. O. — ohne Anspruch auf Vollständigkeit! — aufgeführt. Es sind auch gleichartige Deutungen schon für mehrere dieser Vorkommen geäußert worden (z. B. Kühnel 1927; Leuchs 1929). Allen ist gemein, daß sie u. a. Material recht tiefer Horizonte: Untertrias, z. T. sogar kristalline Schiefer, führen, was ohne Entfernung einer Gesteinsmasse von — bescheiden gerechnet! — um 1000 m Mächtigkeit nicht möglich ist. Und andererseits ist die Absatztiefe der betreffenden Oberjuragesteine gewiß keine ganz geringe gewesen; um Kilometer sei hier nicht gemarktet, aber um gewöhnliche Schelfsedimente handelt es sich zweifellos nicht mehr.<sup>157)</sup> Wir haben also mit einem recht ansehnlichen Höhenunterschied zu rechnen, der tektonisch entstanden sein muß. Ob über eine rein vertikale Aufwölbung hinaus in unserem Gebiete damals auch schon schärfere Faltungen und Horizontalbewegungen erfolgten, entzieht sich unserer Kenntnis; die Möglichkeit erscheint ohne Zweifel gegeben, nach Winklers (1920, S. 19 f., sowie Fig. 6 auf Taf. III) Fund einer ausgesprochen diskordanten Auflagerung von Kimmeridge-Breccien am Maznik (Julische Alpen); selbst dann, wenn man bezüglich des Alters der diskordanten Oberalmschichten im Göllgebiet (Kühnel 1927) skeptisch sein und wenn man bezüglich der Transgression der berühmten Hornsteinbreccie über die liegenden Falten des Sonnwendgebirges<sup>158)</sup> Wähners und Spenglers Ansicht der tektonischen Entstehung teilen sollte. — Als Ort der angedeuteten Bewegung kommt in unserem Falle nur die Gegend der nachmaligen Lachalpendecke in Frage, deren „Embryo“ also schon zu oberjurassischer Zeit angelegt wurde.

Das Alter der eigentlichen Deckenbewegung konnten wir in Übereinstimmung mit allen früheren Beobachtern eindeutig als vorgosauisch feststellen: die Gosauschichten transgredieren in der Umgebung des Hohen Student, an der Sauwand und Weißalpe eindeutig über Lachalpendecke und basales Gebirge. Wir konnten weiter auch feststellen, daß die Dobrein-Antiklinale bereits — wenigstens mit einem Teilbetrag — vorgosauisch aufgefaltet worden sein muß. Von der Dobrein-Antiklinale ist aber ihre paläozoische Kernaufwölbung, die Aschbacher Antiklinale, nicht zu trennen; diese besitzt aber einen Innenbau aus N-schauenden liegenden Falten, die man sich wohl vor der Auffaltung zur gemeinsamen Antiklinale entstanden denken muß: auch sie wären also vorgosauisch. Es mag

<sup>157)</sup> Erörterung der Frage bezüglich der Radiolarite bei Cornelius 1935 a, S. 227 f.; für Hornsteinkalke wie in unserem Falle gilt wohl eine etwas geringere Tiefe als dort angenommen.

<sup>158)</sup> Mit Radiolarit wechsellagernde sedimentogene Breccien gibt es dort aber auch nach Wähler-Spengler 1935, S. 148 f.; sie zeigen, daß die tektonischen Bewegungen dort schon im Dogger begonnen haben.

naheliegen, diesen Schluß auf die Gesamtheit der alpidischen Tektonik in der Gollrader Bucht zu verallgemeinern. Ganz zwingend ist das jedoch nicht; und so möge die Frage nach ihrem Alter lieber vorläufig offen bleiben.

Jedenfalls ist die größte Bewegung, die in unserem Gebiet feststellbar ist, schon vorgosauisch. Wir müssen nun fragen: in welcher Richtung ist sie erfolgt? Von wo ging sie aus und wie groß ist ihr Ausmaß? Auf die erste dieser Fragen ist die Antwort fast einmütig. Ebenso wie Kober seinen Decken in den Mürztaler Alpen allgemeine Bewegung von S gegen N zuschrieb und sein Schüler Lahn (1930, 1933) dies übernahm, ebenso hat auch Ampferer (1924, S. 60) für seine „Ultradecke“ und Spengler (1931b) für seine Schneebergdecke an der Herkunft aus S festgehalten. Auch Trauth (1936) schließt sich für den hier allein in Frage kommenden „südjuvavischen“ Anteil dieser Auffassung an; so wäre die Übereinstimmung vollkommen und es möchte überflüssig scheinen, darüber zu diskutieren, wenn nicht E. Kraus (1936, S. 259f.) vor kurzem eine abweichende Ansicht veröffentlicht hätte.

Nach der Auffassung von Kraus wären die Kalkalpen durch Unterschiebung von beiden Seiten: von N und von S her, zustande gekommen. Die obenauf schwimmenden Deckschollen führt er auf „Ausschiebung hangendster Stockwerksteile“ zurück, die „in der Nähe der nordalpinen Einengungsnahe“ erfolgt wäre. Die Herkunft einer einheitlichen „Schneebergdecke“ (im Sinne von Spengler 1931!) vom Kalkalpen-S-Rand scheint ihm unvereinbar mit den gerade dort auftretenden Überschiebungen gegen S (1936, S. 264).

Diese Schwierigkeit ist nun heute schon überwunden; denn es konnte gezeigt werden (Cornelius 1937a, S. 182), daß Spenglers Schneebergdecke nicht einheitlich ist; und daß gerade die Masse von Rax und Schneeberg der Nachbarschaft der S-Überschiebungen zum Trotz nachweislich, wenn auch nicht gegen N, aber doch gegen NW bewegt ist. Und auch in dem vorstehend untersuchten Gebiet konnten wir, in der Gollrader Bucht, bis nahe an den Kalkalpen-S-Rand Überfaltungen und Schuppungen gegen N nachweisen (S. 160f.); wenn ihr Ausmaß auch nicht groß ist, so ist es doch immer noch größer als das der meisten S-Überschiebungen in unserem Abschnitt. Es ist also da kein Hindernis gegen die N-Bewegung einer hangenden Decke zu finden — um so weniger als die N-Bewegungen in der Gollrader Bucht ebenso wie die Lachalpendecke selbst wahrscheinlich aus vorgosauischer Zeit stammen (vgl. oben!). Die S-Bewegungen aber wären als Ergebnis einer späteren Phase trotz räumlicher Nachbarschaft unschwer damit zu vereinbaren.

Was nun Kraus' Vorstellung von der „Ausschiebung hangendster Stockwerksteile“ betrifft, so ist in unseren Profilen nirgends eine Stelle ersichtlich, wo man so etwas annehmen könnte. Unter der Student—Roßkogel—Sonnleitstein-Deckscholle? Dann könnte sie an ihrem W-Ende nicht so friedlich in einer flachen Schüssel liegend auslaufen, sondern müßte als steilgestellter Werfener Zug noch weithin fortsetzen. Denn darüber muß man sich klar sein: eine so energische Querschnittverkürzung, die sich im „Ausschub“ einer viele

Kilometer breiten Deckscholle äußert, kann nicht im Streichen plötzlich gleich Null werden — das ist aus rein geometrischen Gründen unmöglich; sie müßte in irgend einer Weise allmählich ausklingen. Es bleibt also N unseres Gebiets die Puchberg—Mariazeller Störungszone, die ja tatsächlich auf einem großen Teil ihres Verlaufes das Bild einer mehr oder minder steil eingeklemmten Werfener Platte bietet (vgl. die Profile I—VIII bei Spengler 1931 b). Die Lachalpendecke hätte also im Querschnitt — und dies ist, wenn ich recht verstehe, auch die Ansicht von Kraus — die Gestalt eines, in dem Bereich östlich Mariazell allerdings sehr einseitig entwickelten Riesenspilzes, mit dem Stiel in eben jenem Werfener Streifen. Allein dieser hält auch nicht in der erforderlichen Ausdehnung durch: beim Gscheidl löst er sich (vgl. Blatt Schneeberg—St. Ágyd! sowie Spenglers Profile IX—XII) in eine Reihe isolierter Deckscholten auf, die Unterlage gewinnt Zusammenhang — von einem „Ausschieben“ ist hier nicht mehr das geringste zu bemerken!

So scheint es mir denu doch einzig annehmbar, mit Spengler jenen „Stiel“ auf eine sekundäre Einfaltung unserer Lachalpendecke zurückzuführen — ganz abgesehen von der abenteuerlichen Gestalt, welche diese andernfalls bekommen würde.

Auch Trauths (1936) Trennung einer süd- und einer nordjuvavischen Decke, welch letztere in eben diesem Puchberg—Mariazeller Störungstreifen wurzeln würde, scheint mir aus demselben Grunde unannehmbar; um so mehr als der Zusammenhang beider in der Gegend N des Hohen Student wahrscheinlich noch enger ist als man nach Spenglers Prof. IV meint (vgl. oben, S. 120).

Wir kommen also zurück auf die Auffassung einer einheitlichen, vorgosauisch aus S bewegten Lachalpendecke. Von der Spengler'schen unterscheidet sie sich nur dadurch, daß ich, wie bereits anderwärts ausgeführt, die Rax-Schneeberg-Masse nicht mehr damit vereinigen kann; deshalb ist auch der Name Schneebergdecke natürlich nicht mehr dafür verwendbar. — Mit der „juvavischen Decke“ (Hahn 1913) der Salzburger Kalkalpen steht die Lachalpendecke sicher in naher Beziehung; ob es sich aber wirklich um eine einheitliche Riesendecke handelt, die die ganzen Kalkalpen mindestens vom Saalachgebiet bis zum Ostrande überdeckt hat, wird schwer zu entscheiden sein. Ich bleibe daher lieber bei dem obigen Lokalnamen.

Immerhin sind von der Sohle der Lachalpendecke einige Erscheinungen bekannt, welche darauf schließen lassen, daß wir es hier mit einer ganz gewaltigen Decke zu tun haben, von der die vorhandenen Reste nur noch ein schwaches Bild geben, nicht nur was die einstige Ausdehnung, sondern vor allem auch was die Mächtigkeit betrifft. Gemeint sind die Erscheinungen mechanischer Gesteinsumformung an der Deckenbasis: Verflaserung von massigen Kalken, wovon das schönste Beispiel 1937 von den Kahlmäuern an der Rax, ein weiteres oben (S. 142) von der Weißalpe angeführt wurde. Sie setzen eine sehr erhebliche Belastung voraus. Weniger besagen in dieser Hinsicht die wilden Verknetungen, die man mitunter — soweit nämlich genügende Aufschlüsse da sind — in den überschobenen

Werfener Massen, besonders im Haselgebirge, trifft; diese plastischen Massen reagieren ja sehr leicht auf Bewegungen durch Ausbildung tektonischer Fazies, zumal da, wo sie das Schmiermittel für einen großen Ferntransport abgeben mußten.

Denn um einen solchen handelt es sich zweifellos. H a h n s Ansicht bezüglich der juvavischen Decke: daß ihre Heimat nicht weit S vom heutigen Kalkalpenrand zu suchen, ist ja seither ziemlich allgemein angenommen worden. Aber gar zu eng darf man sich den Anschluß an jenen doch auch nicht vorstellen. Denn nicht nur haben wir Anhaltspunkte für die Vermutung, daß noch einige Trias S ihres heutigen Randes rein durch die Abtragung seit der Gosau verschwunden ist (S. 80); sondern es treten auch überall am Kalkalpen-S-Rand — soweit sie nicht tektonisch entfernt sind! — die Prebichlschichten zutage; die Deckscholle der Lachalpendecke aber enthalten zwar vielfach Schubfetzen aus dem variskischen Untergrund, niemals aber von Prebichlschichten! Das ist nur verständlich, wenn in dem Gebiet, aus dem die Schubfetzen stammen, die Prebichlschichten ausgekeilt waren. Aber auch jene älteren Schubfetzen bieten nicht die Gesteine der unmittelbar benachbarten Grauwackenzone: einzig die Lydite könnten dorthier stammen, aber schon die S. 35 f. beschriebenen Grauwackenschiefer sind nicht mehr ganz identisch. Und die weitaus verbreitetsten Gesteine der Schubfetzen: die Quarzphyllite, sind heute in der Grauwackenzone auf Blatt Mürzzuschlag überhaupt so gut wie unbekannt (die sie am Student begleitenden Grünschiefer ließen mich zeitweise an die Silbersbergserie denken, aber die Gesteinstypen sind verschieden). Gleiches gilt von den aus der Fortsetzung auf Blatt Schneeberg—St. Ägyd (Spengler 1931 c, S. 11) bekannten Marmoren, Kalkphylliten usw. Man könnte alle diese Gesteine am ehesten in der Unterlage des Altpaläozoikums einreihen; vgl. z. B. einerseits H a m m e r s Toneckphyllite, andererseits die zahlreichen altkristallinen Marmor- und Grünschiefervorkommen, die K. Metz und L. H a u s e r in letzter Zeit von Blatt Bruck—Leoben aus dem Bereich des Karbonzuges bekannt gemacht haben, zu denen es auf Blatt Mürzzuschlag nur im Stübminggraben O Turnau und im Arzbachgraben bei Neuberg z. T. Analoga gibt. Man müßte sich vorstellen, daß diese in der heute abgetragenen südlichen Fortsetzung eine viel größere Bedeutung gewonnen hätten; und dort erst könnte das Heimatgebiet der Lachalpendecke sein.<sup>159</sup>) In diesem Zusammenhang ist auch das Vorkommen von Phyllitgeröllen in der Krampener Gosau (S. 76) bemerkenswert: von S stammen sie zweifellos, aber in der benachbarten Grauwackenzone findet sich das Gestein heute nicht.

Einen gewissen Anhaltspunkt für Fernbewegung liefern auch die Schollen jüngerer Sedimente in den Werfener Schichten der Lachalpendecke (am Hohen Student, S. 130 f.).

<sup>159</sup>) Da jene Gesteine an der Basis der oberen Grauwackendecke liegen, bzw. in die tiefere eingefaltet sind, folgt aus dem Gesagten, daß die Hauptüberschiebung innerhalb der Grauwackenzone von der Bewegungsbahn der Lachalpendecke mindestens nahezu berührt wird. Dies spricht dafür, daß die erstere selbst vorgosauisch — wenn nicht noch älter! — sein muß.



Eine solche Einverleibung fremder Schollen ist wohl am einfachsten vorstellbar, wenn es sich um hervorragende Teile eines unebenen Reliefs handelt, die von der darüber hinwegbewegten Decke „abgehobelt“ werden — ein Gedanke, den Ampferer gelegentlich ausgesprochen hat. In unserem speziellen Falle spricht dafür vielleicht noch, daß diese Schollen junger Gesteine zumeist fast oder ganz bis an die Obergrenze der Werfener durchstoßen. Dies könnte man so deuten, daß eine Bodenerhebung zuerst mit jenem plastischen Material der Deckensohle umgossen, dann erst vom Untergrund abgehoben wurde; die heutige Gestalt dieser jungen Schollen läßt freilich keine Rückschlüsse mehr zu auf die jener Bodenerhebung — sie ist ganz auf die weitere Umgestaltung: Verschleifung, Einwickelung usw. — beim Transport zurückzuführen. Dieser kann aber auch aus diesem Grunde wieder nicht gar kurz gewesen sein! Doch ein genaues Maß für die Weglänge läßt sich auch so nicht gewinnen.

Erscheinungen, welche auf eine Reliefüberschiebung hinweisen, haben wir ja auch sonst von der Lachalpendecke öfters anführen können (S. 96, 114, 117 usw.). Trotzdem ist das Problem: Untergrund und Decke, nicht in allen Fällen mit diesem Schlagwort zu lösen. Dort wo höhere Teile des Untergrundes fehlen, liegt es ja gewiß nahe dieses Fehlen auf Erosion zurückzuführen, auch wenn weitere spezielle Anzeichen dafür nicht gegeben sind. Anders liegt die Sache, wenn die Reduktion tiefere Schichten des Untergrundes betroffen hat, über denen höhere mehr oder minder wohl erhalten geblieben sind. Ein solcher Fall wurde (Cornelius 1937 a, S. 184) von der W-Seite der Rax erwähnt; ein anderer liegt auf dem N-Abfall der Dobrein-Antiklinale vor, zunächst S der Schneeanpe. Dort sahen wir N Krampen (S. 92) nur eine ganz geringe Mächtigkeit von Gestein und Wettersteindolomit den Werfenern aufrufen; weiter aber folgt nicht gleich die Überschiebung, sondern der (? Pseudo-) Hallstätter Kalk der „Klause“ und, wo gegen W auch er auskeilt, die Mürztaler Mergel. Welche der S. 88 angedeuteten Auffassungsmöglichkeiten auch zutreffen mag — eines der beiden genannten Schichtglieder ist normales obertriadisches Hangendes zu jener äußerst reduzierten Mitteltrias, die bereits wenig weiter nördlich, im „Tirol“, auf ein Vielfaches der Mächtigkeit anschwillt, die sie bei Krampen noch besitzt (vgl. Prof. 1, Taf. I). Es ist also klar, daß diese Reduktion — und ähnliches gilt wohl auch in der Fortsetzung gegen W, NNiederapl — unmöglich auf die Erosion zurückgeführt werden kann: sie hätte unbedingt zuerst die Mürztaler Mergel, bzw. Hallstätter Kalke entfernen müssen, ehe sie der Mitteltrias darunter irgend etwas anhaben konnte. Es bleibt wohl nichts anderes übrig, als darin eine mechanische Ausdünnung durch die darüberbewegte Lachalpendecke zu sehen, die einen Teil ihrer Bewegungsenergie auf den Untergrund übertrug; dabei können ja sehr wohl relativ hangende Teile des letzteren im ganzen bewegt worden sein, während die Hauptablösung und damit die stärkste Reduktion in einem tieferen Stockwerk erfolgte. Aber das eine sieht man daraus wieder: die Dobrein-Antiklinale muß, mindestens mit einem Teilbetrag ihrer Auffaltung, bereits vorhanden gewesen sein, als die

Lachalpendecke über sie hinwegging; sonst wären Erscheinungen wie die genannten hier nicht zu denken.

Die größte Deckenbewegung und ein wichtiger Anteil der übrigen Tektonik unseres Gebiets sind wie wir sehen sicher vorgosauisch. Wie steht es nun mit der jüngeren Tektonik?

Dahin gehört die Einfaltung der Gosau bei Krampen (S. 86) und W Mürzsteg (S. 107, 153) — merkwürdig dadurch, daß die Muldenachsen so nahe an den Scheitel der Niederalpl-Antiklinale gerückt sind, daß man da nur Kerbwirkung annehmen kann. Dahin gehört weiter die tiefe Einfaltung der Gosau im Lieglergraben und ihre Überdeckung durch die Tonion-Überschiebung. Ebenso ist der nördliche Gosauzug, vom Seekogel östlich Frein über die vereinzeltten Reste im Frein-graben bis zum Student eingefaltet; man könnte daran denken, daß diese Einfaltung mit der der Roßkogel-Student-Deckscholle zusammenginge. Auf der W-Seite des Student freilich tritt noch eine Spezialbewegung hinzu: hier sehen wir die Gosau in der Mulde von Mooshuben nicht nur eingefaltet, sondern auch die Mulde selbst in N—S-Richtung abgeknickt, dies in Verbindung mit unregelmäßigen Teilbewegungen einzelner Gesteinskörper im O-Flügel und wohl mit einem Vorschub des Student selbst gegen NW.<sup>160)</sup>

In diesem letzten Fall können wir also zwei nachgosauische Bewegungsphasen unterscheiden: eine erste, welche die Gosau einfaltete und eine zweite, welche die Mulde knickte. Anderwärts sind wir nicht so gut daran; aber die Annahme liegt nahe, daß auch die Bewegung der Tonion gegen SW in diese zweite nachgosauische Phase gehört.

Nicht sicher datierbar — da sie nirgends Gosau betreffen — sind die Bewegungen gegen S auf der S-Seite von Schneealpe und Hochveitsch, sowie im Jägerbauergraben (S. 147); doch ist es mindestens sehr wahrscheinlich, daß auch sie nachgosauisch sind. Ein Anhaltspunkt wäre gegeben, wenn wir die an der Schneealpe mit eingeschuppten Mürztaler Mergel mit Sicherheit zur „Zwischenschuppe“ stellen dürften (vgl. S. 88); da diese zusammen mit der Lachalpendecke gewandert sein muß, wäre dies ein Zeichen dafür, daß die S-Bewegung mindestens einer jüngeren Phase angehörte als die große Deckenbewegung.

Im Gegensatz zu der großen einheitlichen S—N-Bewegung der vorgosauischen steht die Regellosigkeit dieser nachgosauischen Phasen, was die Richtung betrifft. S—N-Bewegung tritt jetzt ganz zurück gegenüber solcher von N nach S; dazu kommen aber auch Bewegungen gegen NW (Student; sekundär gegen W!) und SW.

Dabei ist das Ausmaß aller dieser Bewegungen beinahe ein verschwindendes: über einige 100 bis höchstens 1000 m geht es nirgends hinaus! Wenn man nur unseren Alpenabschnitt kennen würde, müßte man jedenfalls die vorgosauische ganz entschieden für die eigentliche Bauzeit des Gebirges ansprechen, alle späteren Bewe-

<sup>160)</sup> Ein Beispiel im kleinen für Abknickung vorgebildeter Faltenelemente durch Bewegungen einer späteren Phase in einer Richtung schief dazu; vgl. dazu Sander 1921.

gungen für untergeordnete Nachläufer. Aber es liege uns fern, zu verallgemeinern!

Eine genauere zeitliche Einordnung ist leider für alle diese nach-gosauischen Bewegungen nicht möglich. Gefühlsmäßig möchte ich die N—S-Bewegung des S-Randes für die jüngere halten (ausgelöst durch Erosionsentlastung im S?); sie könnten möglicherweise ins jüngere Miozän<sup>161</sup>) hereinreichen. Bei den anderen ist das nicht wahrscheinlich, weil sie nirgends die alt- bis mittelmiozäne Landoberfläche, deren Erbe in den kalkalpinen Hochflächen („Raxlandschaft“) vorliegt, ersichtlich in Mitleidenschaft ziehen. — Die Bewegungen mit ausgesprochener W-Komponente ist man versucht, durch die ganzen Ostalpen hindurch einer mehr oder minder einheitlichen „Knickungsphase“ zuzurechnen; das wurde ja schon öfters ausgesprochen. So jung wie W Schmidt (1922, S. 18) wollte — der noch die großen Talzüge durch seine „Ötztalerphase“ verbogen glaubte — können wir sie freilich nicht ansetzen, nach dem oben gesagten; aber ebensowenig kann sie noch vorgosauisch sein (Sander 1921), wie wir sahen. Die Wahrheit dürfte irgendwo in der Mitte liegen.

Die jüngste sicherzustellende Bewegung ist die Verbiegung der alten Landoberfläche, die entlang dem Kalkalpen-S-Rand eine flache Antiklinalc (oder zwei sich ablösende?) in der Verteilung der Höhen erkennen läßt; wegen Einzelheiten, vgl. Cornelius 1938. Sie ist wohl in mehreren Phasen von Mittelmiozän an zustande gekommen. Für pliozäne und jüngere Bewegungen fehlt es an Anhaltspunkten; nur ein allgemeines Ansteigen des Gebirges hat wohl noch fortgedauert. Daß jungquartäre Bewegungen merklichen Ausmaßes im Bereiche des Mürzdurchbruches jedenfalls nicht mehr erfolgt sind, wurde 1938 aus dem Verhalten der Terrassen geschlossen.

Nachschrift. Die vorliegende Arbeit war schon abgeschlossen, als ich durch die Freundlichkeit von Herrn Dr. W. Scharf (Neuberg a. d. Mürz) Fossilien aus dem Hallstätter Kalk der Schneecalpe erhielt. Der Fundort: „Naßköhr, etwa 200 m vor der Abzweigung zum ehemalig kaiserlichen Jagdhaus“ dürfte nicht weit westlich von dem alten Geyer'schen Ammonitenfundpunkt entfernt sein. Auch der ziemlich dunkelgraue Kalk ist wohl der gleiche. Leider ist der Erhaltungszustand des Materials sehr schlecht; trotzdem konnte Dr. H. Zapfe bestimmen:

*Arcestes cf. intuslabiatus* Mojs.

*Tectus strobiliformis* Hörn.

*Tectus* sp. und andere unbestimmbare Gasteropoden.

Hierzu schreibt Dr. Zapfe: „Im Hinblick auf den schlechten Erhaltungszustand und die außerordentliche gegenseitige Ähnlichkeit der zahlreichen Arcestitiden überhaupt habe ich die verwandten Gruppen durchgesehen und es hat sich dabei herausgestellt, daß

<sup>161</sup>) Wie dies Spengler (1926, S. 37f.) für eine analoge Bewegung auf der S-Seite der Hochschwabgruppe wahrscheinlich machen konnte.

wohl überhaupt nur Arten der norischen und karnischen Stufe in Betracht kommen (etwa die *Arc. extralabiati*). Es besteht keinerlei Hinweis auf eine ältere (Ladin oder Anis) Form. *Arc. intuslabiatus* ist eine norische Form. *T. strobiliformis* kommt in karnischen und norischen Hallstätter Kalken vor ... nicht auf die klassischen Vorkommen um Hallstatt beschränkt ... Soweit aus dieser spärlichen Faunula Schlüsse gezogen werden dürfen, weist sie auf karnisches bis norisches (wahrscheinlich norisches) Alter.“ Sie steht somit ganz im Einklang mit der oben (S. 38 f.) vorgeschlagenen Lösung der Altersfrage dieser Kalke.

#### Literatur.

##### a) Das Untersuchungsgebiet betreffend.

- 1846 Haidinger, W. v., Brief an v. Leonhard. Neues Jb. Min., S. 45.  
 1847 Hauer, F. v., Notiz in: Haidingers Berichte über die Mitteilungen von Freunden der Naturwissenschaften I, S. 160.  
 1847 Haidinger, W. v., ebendort, II, S. 43.  
 1847 a Hauer, F. v., ebendort, II, S. 75.  
 1848 Haidinger, W. v., Geologische Beobachtungen in den österreichischen Alpen. Ebendort, III, S. 347.  
 1850 Hauer, F. v., ebendort, VI, S. 10.  
 1850 Morlot, A. v., Einiges über die geologischen Verhältnisse in der nördlichen Steiermark. Jb. Geol. Reichsanst. 1, S. 99.  
 1852 Hauer, F. v., u. Foetterle, F., Bericht über die Arbeiten der Sektion I. Jb. Geol. Reichsanst. 3/4, S. 56.  
 1853 Hauer, F. v., Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. Jb. Geol. Reichsanst. 4, S. 715.  
 1858 Hauer, F. v., Über die Cephalopoden der Gosauschichten. Beitr. Palaeontographie Österr. 1, S. 7.  
 1866 Stur, D., Bemerkungen zu den Ergebnissen der geologischen Untersuchungen der Herren Professor E. Suess und Dr. Edm. v. Mojsisovics im österreichischen Salzkammergute. Jb. Geol. Reichsanst. (16 Verhandlungen), S. 175.  
 1869 Stur, D., Über das Niveau der Halobia Haueri Stur. Jb. Geol. Reichsanst. 19, S. 281.  
 1871 Stur, D., Geologie der Steiermark. Graz.  
 1873 Redtenbacher, Die Cephalopoden der Gosauschichten in den nordöstlichen Alpen. Abh. Geol. Reichsanst. 5/5.  
 1879 Mojsisovics, E. v., im Jahresbericht des Direktors; Verh. Geol. Reichsanst., S. 4.  
 1887 Mojsisovics, E. v., und Geyer, G., Die Beschaffenheit der Hallstätter Kalke in den Mürztaler Alpen. Verh. Geol. Reichsanst., S. 229.  
 1888 a Bittner, A., Über ein Vorkommen von Brachiopoden des salzburgischen Hochgebirgskorallenkalkes an der Tonionalpe südöstlich vom Gußwerke Mariazell, und über einen Fundort von Hallstätter Petrefacten an den Neun Kögerln gegenüber der Tonion. Verh. Geol. Reichsanst., S. 174.  
 1888 b Bittner, A., Ein neuer Fundort von *Monotis salinaria* in Niederösterreich und seine Beziehungen zu den Mürztaler Monotiskalken. Verh. Geol. Reichsanst., S. 176.  
 1888 c Bittner, A., Aufnahmebericht von Turnau bei Aflenz. Verh. Geol. Reichsanst., S. 248.  
 1888 Geyer, G., Reisebericht. Verh. Geol. Reichsanst., S. 219.

- 1889 Bittner, A., Ein neuer Fundort von Brachiopoden des Hallstätter Kalkes auf dem Naßköhr bei Neuberg an der Mürz und die Hallstätter Brachiopoden von Mühlthal bei Piesting. Verh. Geol. Reichsanst., S. 145.
- 1889 Geyer, G., Beiträge zur Geologie der Mürztaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. Jb. Geol. Reichsanst., S. 497.
- 1890 Bittner, A., Aus dem Gebiete des Hochschwab und der nördlich angrenzenden Gebirgsketten. Verh. Geol. Reichsanst., S. 299.
- 1890 a Bittner, A., Die Brachiopoden der alpinen Trias. Abh. Geol. Reichsanst. 14.
- 1892 Mojsisovics, E. v., Die Hallstätter Entwicklung der Trias. S.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 101, Abb. I, S. 776.
- 1892 Bittner, A., Was ist norisch? Jb. Geol. Reichsanst. 42, S. 387.
- 1898 Bittner, A., Neue Fundorte von *Haplophragmium grande* Reuss in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen. Verh., S. 215.
- 1898 Böse, E., Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. Z. Deutsch. Geol. Ges. 50, S. 468 u. 695.
- 1903 Diener, C., Bau und Bild der Ostalpen. Wien (bes. S. 395 f.).
- 1906 Arthaber, G. v., Die alpine Trias des Mediterrangebietes. Lethaea geognostica II. Teil I/3 (S. 384 f.).
- 1912 Kober, L., Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 88, S. 47.
- 1918 Ampferer, O., Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 96, S. 1.
- 1919 Spengler, E., Das Aflenzler Triasgebiet. Jb. Geol. Reichsanst. 69, S. 221.
- 1920 Spengler, E., Zur Stratigraphie und Tektonik der Hochschwabgruppe. Verh. Geol. Reichsanst., S. 49.
- 1921 Heritsch, F., Geologie der Steiermark. Mitt. Naturw. Ver. Steiermark 57.
- 1922 Redlich, K. A., und Stanczak, W., Die Erzvorkommen von Neuberg bis Gollrad. Mitt. Geol. Ges. Wien 15, S. 169.
- 1922 Spengler, E., Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. I. Teil. Jb. Geol. Bundesanst. 72, S. 155.
- 1923 Kober, L., Bau und Entstehung der Alpen. Berlin (Bornträger). Bes. S. 168.
- 1924 Staub, R., Der Bau der Alpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, n. F. 52
- 1925 Spengler, E., Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. II. Teil. Jb. Geol. Bundesanst. 75, S. 273.
- 1926 Spengler, E., und Stiny, J., Erläuterungen zu Blatt Eisenerz—Wildalpen—Aflenz. Herausg. v. d. Geol. Bundesanst. Wien.
- 1930 Cornelius, H. P., Aufnahmebericht über Blatt Mürzzuschlag. Verh. Geol. Bundesanst., S. 34.
- 1930 Lahn, E., Zum geologischen Bau des Rax- und Schnealpengebietes. Mitt. Geol. Ges. Wien 23, S. 1.
- 1931 Kober, L., Das alpine Europa. Berlin (Bornträger).
- 1931 Redlich, K. A., Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten. Beiträge zur Geschichte des österreichischen Eisenwesens. I. Wien-Berlin-Düsseldorf. Darin Beitrag von Cornelius, H. P., Die Eisenerzlagerstätten südlich der Hohen Veitsch.
- 1931 a Spengler, E., Aufnahmebericht über Blatt Schneeberg—St. Ägyd. Verh. Geol. Bundesanst., S. .
- 1931 b Spengler, E., Die Puchberg—Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau der östlichen Nordalpen. Jb. Geol. Bundesanst. 81, S. 487.
- 1931 c Spengler, E., Erläuterungen zu Blatt Schneeberg—St. Ägyd. Herausg. v. d. Geol. Bundesanst. Wien.

- 1932 Cornelius, H. P., *Anfangsbericht über Blatt Mürzzuschlag*. Verh. Geol. Bundesanst., S. 52.
- 1933 Cornelius, H. P., *Ein albitreiches Erntivgestein in der Untertrias bei Neuberg im Mürztal (Steiermark)*. Verh. Geol. Bundesanst., S. 112.
- 1933 Lahn, E., *Der Bau der niederösterreichisch-steirischen Kalkhochalpen (Schneebergalpen)*. N. Jb. Miner., Beil.-Bd. 71, Abt. B, S. 241.
- 1934 Cornelius, H. P., *Anfangsbericht über Blatt Mürzzuschlag*. Verh. Geol. Bundesanst., S. 40.
- 1935 a Cornelius, H. P., *Anfangsbericht über Blatt Mürzzuschlag*. Verh. Geol. Bundesanst., S. 42.
- 1935 Pia, J., *Die Diploporen der anisichen Stufe Bosniens*. Ann. géol. Pénins. Balkanique, Beograd, 12, S. 190.
- 1936 a Cornelius, H. P., *Anfangsbericht über Blatt Mürzzuschlag*. Verh. Geol. Bundesanst., S. 41.
- 1936 b Cornelius, H. P., *Eruptivgesteine in den Werfener Schichten der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen*. Verh. Geol. Bundesanst., S. 197.
- 1936 c Cornelius, H. P., *Geolog. Karte des Raxgebiets und Erläuterungen dazu*. Herausg. v. d. Geol. Bundesanstalt Wien.
- 1936 Kraus, E., *Der Abbau der Gehirge, I. Der alpine Bauplan*. Berlin (Bornträger).
- 1936 Trauth, F., *Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen*. Mitt. Geol. Ges. Wien 29 (Suess-Festschrift), S. 473.
- 1937 a Cornelius, H. P., *Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiete der Rax*. Jb. Geol. Bundesanst. 87, S. 133.
- 1937 b Cornelius, H. P., *Über den Oberjurakalk mit klastischen Beimengungen vom Hohen Student*. Verh. Geol. Bundesanst., S. 212.
- 1938 Cornelius, H. P., *Über Tertiär und Quartär im Mürztal oberhalb Kindberg und seinen Nachbartälern*. Jb. Geol. Bundesanst. 88, S. 103.
- 1938 Kober, L., *Der geologische Aufbau Österreichs*. Wien (J. Springer).

#### Geologische Spezialkarten.

Blatt Mürzzuschlag 1:75.000, aufgenommen von G. Geyer und M. Vacek 1887—1888 im Auftrage der Geol. Reichsanst. Wien (handkoloriert).

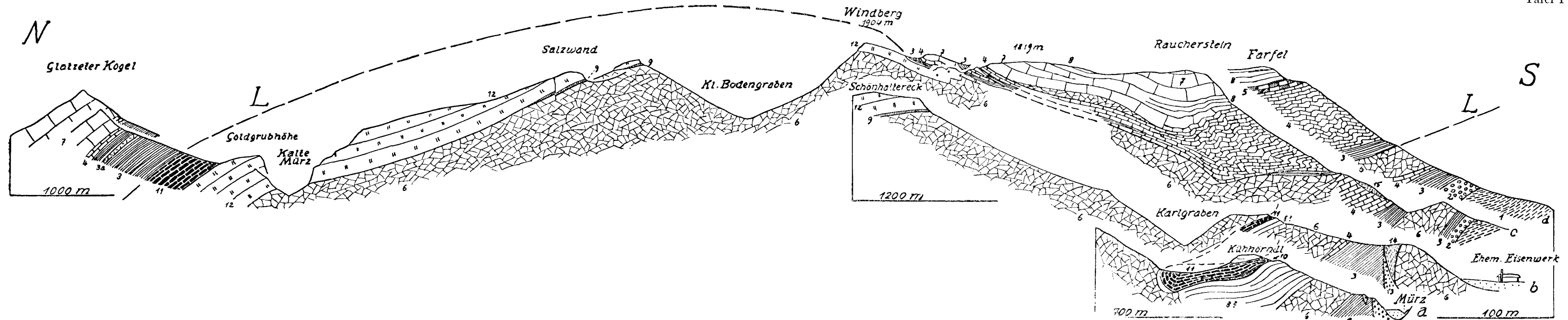
Blatt Mürzzuschlag 1:75.000, aufgenommen von H. P. Cornelius, herausg. v. d. Geol. Bundesanst. Wien, 1936.

Man vergleiche auch die beiden, von E. Spengler aufgenommenen, Nachbarblätter: *Eisenerz—Wildalpe—Aflenz* (1926) und *Schneeberg—St. Ägyd* (1930); beide ebenfalls von der Geol. Bundesanst. Wien herausgegeben.

#### b) Sonstige angeführte Literatur.

- 1919 Ampferer, O., *Über die Bedeutung von Kerben für den Verlauf tektonischer Gestaltungen*. Verh. Geol. Reichsanst., S. 133.
- 1924 Ampferer, O., *Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen (I. Fortsetzung)*. Jb. Geol. Bundesanst. 74, S. 35.
- 1933 Ampferer, O., *Geologischer Führer für das Kaisergebirge*. Wien (Geol. Bundesanst.).
- 1898 Ampferer, O., und Hammer, W., *Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges*. Jb. Geol. Reichsanst. 48, S. 290.
- 1914 Benesch, F. v., *Die mesozoischen Inseln am Poßruck (Mittelsteiermark)*. Mitt. Geol. Ges. Wien 7, S. 173.
- 1887 Bittner, A., *Aus dem Gebiete der Ennstaler Kalkalpen und des Hochschwab*. Verh. Geol. Reichsanst., S. 89.
- 1934 Brinkmann, R., *Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Ostalpen*. S.-Ber. Preuß. Akad. Wiss. math.-phys. Kl. 17, S. 470.

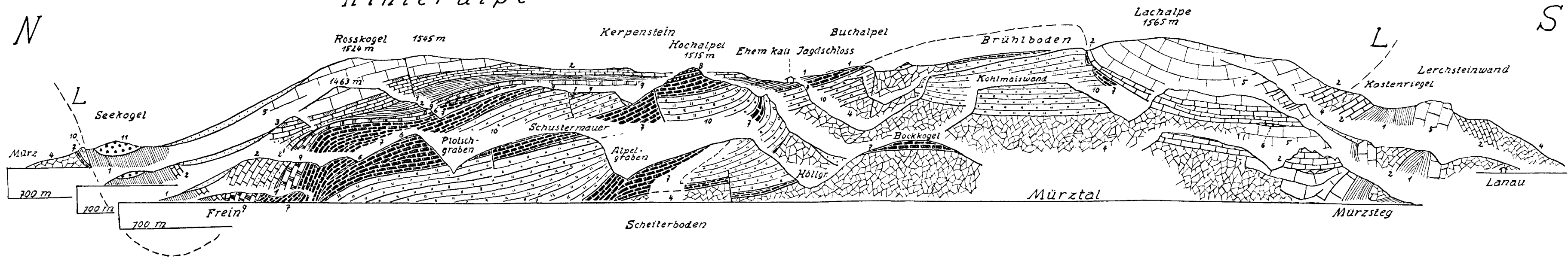
- 1937 Brinkmann, R., Gundlach, K., Lögters, H., Richter, W., Mesozoische Epirogenese und Paläogeographie in den österreichischen Nordalpen. Geol. Rdsch. 28, S. 438.
- 1935 b Cornelius, H. P., Geologie der Err-Juliergruppe, I. Teil. Beitr. Geol. Karte Schweiz, n. F. 70.
- 1913 Hahn, F. F., Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitt. Geol. Ges. Wien 6, S. 238.
- 1906 Haug, E., Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. Bull. Soc. Géol. France, 4 série, 6.
- 1932 Hummel, K., Zur Stratigraphie und Faziesentwicklung der südalpiner Mitteltrias. N. Jb. Miner. Beil.-Bd. 68, Abt. B, S. 403.
- 1922 Kockel, C. W., Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Mitt. Geol. Ges. Wien 15, S. 63.
- 1927 Kühnel, J., Geologie des Berchtesgadener Salzberges. N. Jb. Miner. Beil.-Bd. 61, Abt. B, S. 448.
- 1928 Leuchs, K., Beiträge zur Lithogenese kalkalpiner Sedimente, I. Beobachtungen an Riffgesteinen der nordalpiner Trias. N. Jb. Miner., Beil.-Bd. 59, Abt. B, S. 357.
- 1929 Leuchs, K., Die Oberjura-Breccien des Aalbachtals östlich Tegernsee. Zbl. Min., Abt. B, S. 417.
- 1936 Leuchs, K. und Mosebach, R., Die spätladinische Hebung. Zbl. Min., Abt. B, S. 1.
- 1937 Lögters, H., Oberkreide und Tektonik in den Kalkalpen der unteren Enns (Weyerer Bögen—Buch-Denkmal). Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg 16, S. 85.
- 1912 Pia, J. v., Neue Studien über die triadischen Siphoneae verticillatae. Beitr. Pal. u. Geol. Oesterreich-Ungarns u. d. Orients 25.
- 1920 Pia, J. v., Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. Abt. Zool-Bot. Ges. Wien 11/2.
- 1930 Pia, J. v., Grundbegriffe der Stratigraphie mit ausführlicher Anwendung auf die europäische Mitteltrias. Leipzig u. Wien.
- 1937 Pia, J. v., Stratigraphie und Tektonik der Prager Dolomiten in Südtirol. Wien (Selbstverlag).
- 1937 a Pia, J. v., Sammelbericht über fossile Algen: Dasycladaceae 1928 bis 1936, mit Nachträgen aus früheren Jahren. N. Jb. Min. III, S. 985.
- 1921 Sander, B., Zur Geologie der Zentralalpen. Jb. Geol. Bundesanst. 71, S. 174.
- 1936 Sander, B., Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge; Min. Petr. Mitt. 48, S. 27 u. 141.
- 1922 Schmidt, W., Zur Phasenfolge im Ostalpenbau. Verh. Geol. Bundesanstalt.
- 1918 Spengler, E., Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitt. Geol. Ges. Wien 11, S. 1.
- 1926 a Spengler, E., Die tertiären und quartären Ablagerungen des Hochschwabgebietes und deren Beziehungen zur Morphologie. Z. Geomorph. 2, S. 21.
- 1937 Vortisch, W., Über schichtenparallele Bewegungen. Zbl. Miner., Abt. B, S. 263.
- 1935 Wähner, F., und Spengler, E., Das Sonnwendgebirge im Unterinntal, ein Typus alpinen Gebirgsbaues, II. Teil. Wien (F. Deuticke).
- 1920 Winkler, A., Das mittlere Isonzgebiet. Jb. Geol. Staatsanst. 1920, S. 11.



Prof. 1. Serienprofil durch den mittleren Teil der Schneealpe, 1:20.000.

- |                              |                                 |                           |                      |                                  |                              |
|------------------------------|---------------------------------|---------------------------|----------------------|----------------------------------|------------------------------|
| 15 Quartäre Gehängebreccie   | 12 Hallstätter u. Dachsteinkalk | 9 Carditaschichten        | 8 a „Grüne Schicht“  | 5 Reiflinger Kalk                | 3 a Rauhwacke darin          |
| 14 Gosau, Mergel             | 11 Mürztaler Mergel u. Kalk     | 8 Pseudo-Hallstätter Kalk | 7 Wettersteinkalk    | 4 Gutensteiner Kalk (u. Dolomit) | 2 Prebichlschichten          |
| 13 Gosau. Kalk + Konglomerat | 10 Reingrabener Schiefer        | (8?) Derselbe fraglich    | 6 Wettersteindolomit | 3 Werfener Schichten             | 1 Schiefer d. Grauwackenzone |

*Hinteralpe*

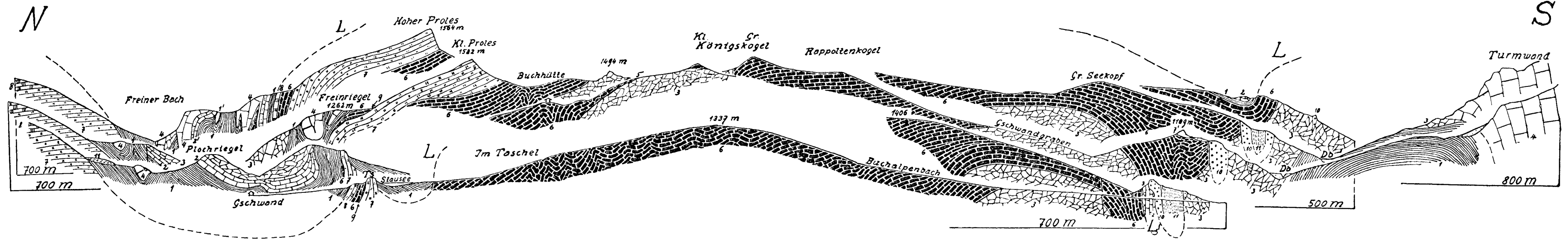


Prof. 2. Serienprofil durch den westlichen Teil der Schneealpe, 1:20.000.

- |                                   |                      |                            |  |                     |                        |
|-----------------------------------|----------------------|----------------------------|--|---------------------|------------------------|
| 11 Gosau                          | 9 Hauptdolomit       | 7 Mürztaler Mergel u. Kalk | 5 Wetterstein (u. Pseudo-Hallstätter Kalk) | 3 Reiflinger Kalk   | 2 Gutensteiner Dolomit |
| 10 Hallstätter bzw. Dachsteinkalk | 8 Opponitzer Dolomit | 6 Reingrabener Schiefer    | 4 Wettersteindolomit                       | 2 Gutensteiner Kalk | 1 Werfener Schichten   |

L = Lachalpendecke.

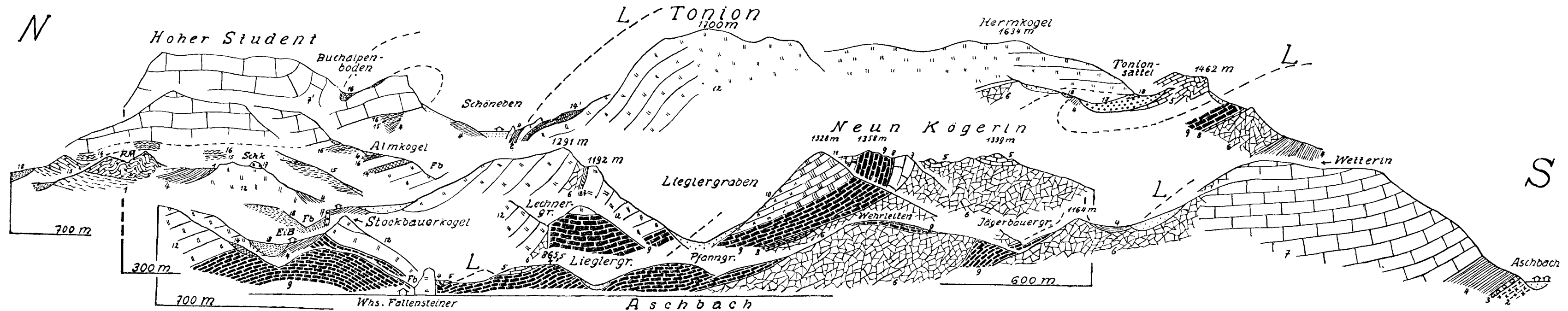




Prof. 3. Serienprofil durch die östliche Toniongruppe, 1:20.000.

Abkürzungen: Db = Dobreinbach; Ts = Törlstein.

- |                               |                    |                            |                         |   |
|-------------------------------|--------------------|----------------------------|-------------------------|---|
| 11 Gosau, Mergel u. Sandstein | 8 Hauptdolomit     | 6 Mürztaler Mergel u. Kalk | 3 Wettersteindolomit    | 1 Werfener Schichten                    |
| 10 Gosau, Kalk u. Konglomerat | 7 Hallstätter Kalk | 5 Reingrabener Schiefer    | 2 Gutensteiner Kalk     | 1' Rauhwaacke (nur z. T. ausgeschieden) |
| 9 Roter Liaskalk              | 7' Dachsteinkalk   | 4 Wettersteinkalk          | 2' Gutensteiner Dolomit |   |

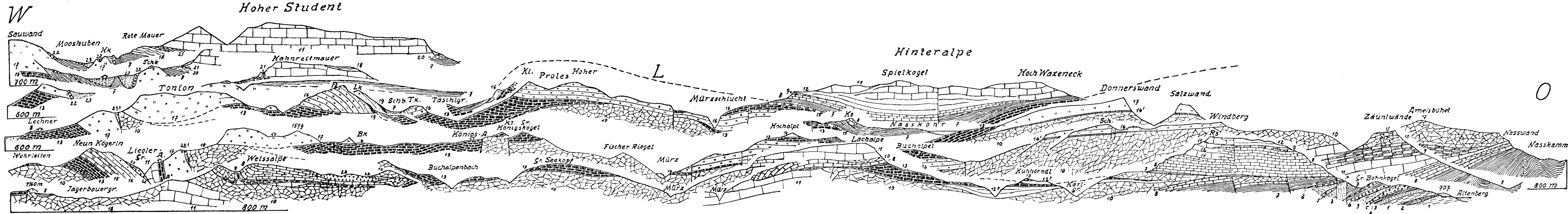


Prof. 4. Serienprofil durch die westliche Toniongruppe, 1:20.000.

- |   |                             |                            |                         |                                |
|---|-----------------------------|----------------------------|-------------------------|--------------------------------|
| 18 Gosau, Mergel u. Sandstein           | 15 Fleckenmergel, Lias      | 12 Dachsteinkalk           | 8 Reingrabener Schiefer | 4 Werfener Schichten           |
| 17 Gosau, Kalk u. Konglomerat           | 14 Kössener Schichten       | 11 Hauptdolomit            | 7 Wettersteinkalk       | 3 Prebichlschichten            |
| 16 Hornstein u. Hornsteinkalk. Ob. Jura | 14' Starhemberger Sch. Rhät | 10 Hallstätter Kalk        | 6 Wettersteindolomit    | 2 Porphyroid                   |
|   | 13 Bräunlicher Stinkkalk    | 9 Mürztaler Mergel u. Kalk | 5 Gutensteinerkalk      | 1 Quarzphyllit u. Grünschiefer |

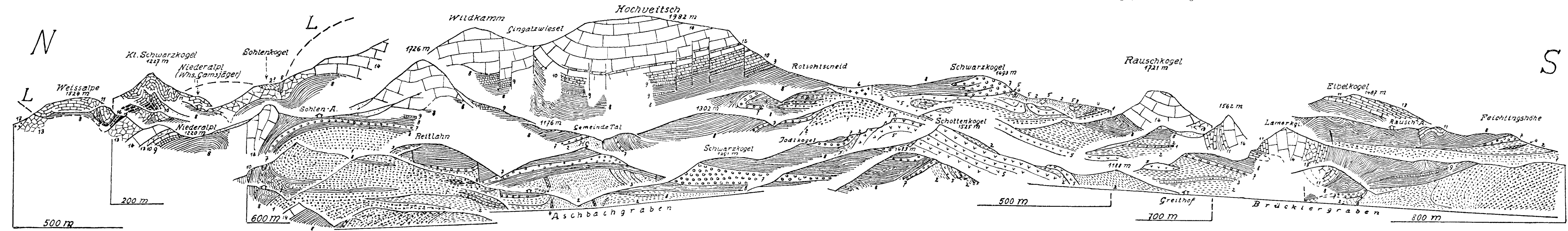
Abkürzungen: EiB = Eibelbauer; Fb = Falbersbach; RM = Rote Mauer; Schk = Schafkogel.

L = Lachalpendecke.



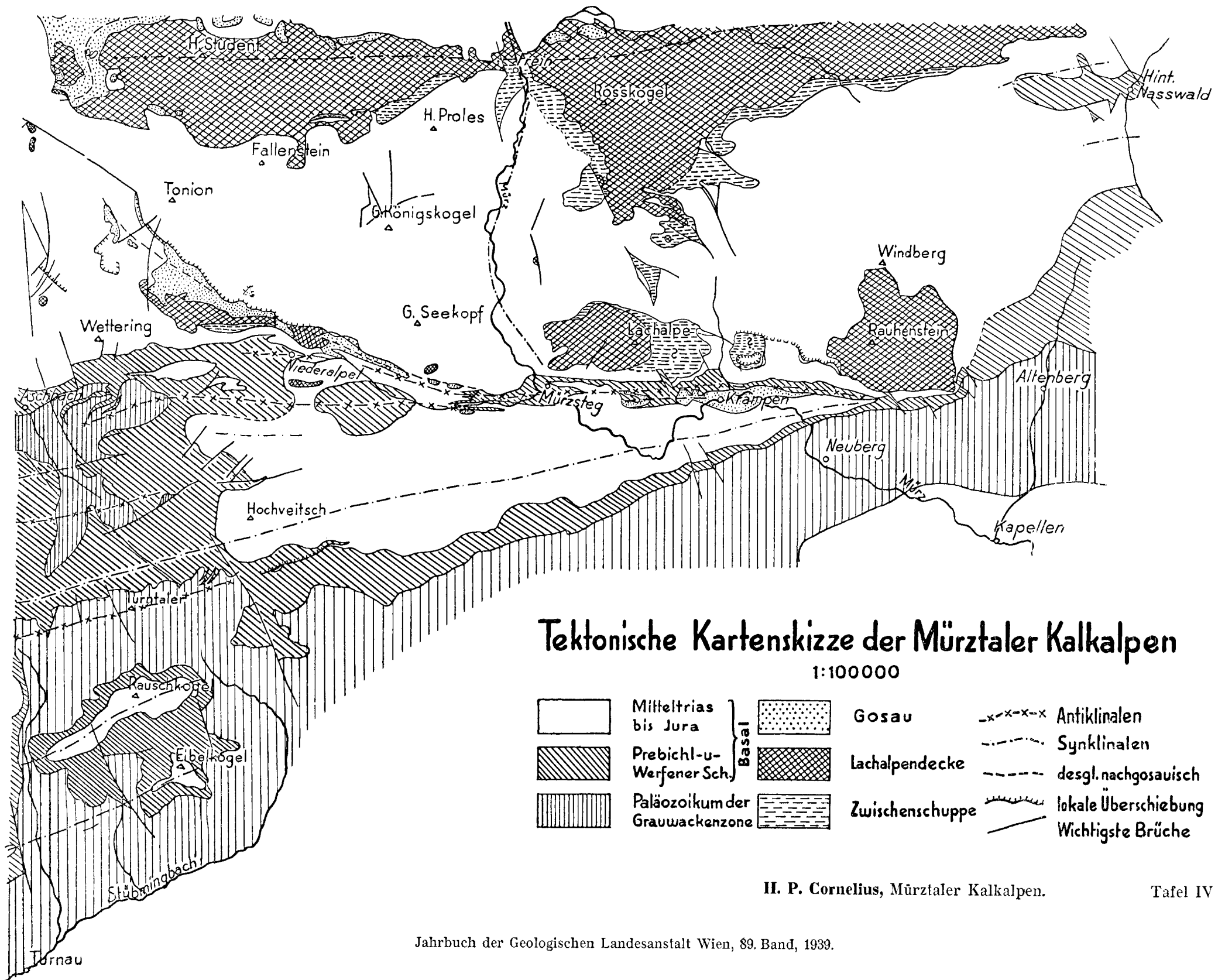
Prof. 5. Längsprofilserie durch Toniongruppe und Schneealpe, 1:40.000.

- |   |                          |                     |                       |                                     |                       |                                |                 |                       |  |
|---|--------------------------|---------------------|-----------------------|-------------------------------------|-----------------------|--------------------------------|-----------------|-----------------------|--|
| 23 Gosau, Mergel u. Sandstein   | 20 Fleckenmergel         | 17 Dachsteinkalk    | 14' Cardita-Schichten | 13 Mürztaler Mergel u. Kalk + Rein- | 11 Wettersteinkalk    | 8 Gutensteiner Kalk u. Dolomit | 5 Porphyroid    | } Grauwacken-<br>zone | 2 Grünschiefer } Grauwacken-<br>zone<br>1 Silberbergschiefer } |
| 22 Gosau, Kalk u. Konglomerat   | 19 Roter Kalk } Lias     | 16 Hallstätter Kalk | 14 Opponitzer Dolomit | grabener Schiefer                   | 10 Wettersteindolomit | 7 Werfener Schichten           | 4 Lydit         |                       |  |
| 21 Hornstein u. Hornsteinkalk. Ob. Jura   | 18 Bräunlicher Stinkkalk | 15 Hauptdolomit     |                       | 12 Pseudo-Hallstätter Kalk          | 9 Reiflinger Kalk     | 6 Prebichlschichten            | 3 Silurschiefer |                       |  |
| Abkürzungen: Bk = Buchalpenkreuz; Fs = Fallenstein; Hk = Hiesbauerkogel; Ks = Kerpenstein; Lk = Litzkogel; Rs = Raucherstein; Sch = Schönhaltereck; Schb = Schwaboden; Schk = Schafkogel; Tk = Turmkogel. |                          |                     |                       |                                     |                       |                                |                 |                       |  |



Prof. 6. Serienprofil durch Hochweitsch (W-Hälfte), Gollrader Bucht und Rauschkogel, 1:20.000.

- |                             |                       |   |                             |                     |                                      |
|-----------------------------|-----------------------|---|-----------------------------|---------------------|--------------------------------------|
| 17 Gosau                    | 14 Wettersteinkalk    | 11 Gutensteiner Kalk                            | 8 Werfener Schichten        | 5 Erzführender Kalk | } Grauwackenschiefer<br>1 Porphyroid |
| 16 Mürztaler Mergel u. Kalk | 13 Wettersteindolomit | 10 Gutensteiner Dolomit                         | 7 Prebichlschichten         | 4 Lydit             |                                      |
| 15 Reingrabener Schiefer    | 12 Reiflinger Kalk    | 9 Werfener Kalke (nur teilweise ausgeschieden!) | 6 Gabbro der Rotsohlschneid | 3 Quarzit           |                                      |
- Abkürzungen: HG = Hoher Gupf; Tk = Turntaler Kogel. L = Lachalpendecke.



H. P. Cornelius, Mürztaler Kalkalpen.

Tafel IV



# Neue Fossilfunde und Beobachtungen am Kalkalpennordostrand bei Wien.

Von Georg Rosenberg (Wien).

(Mit 1 Textfigur.)

Im folgenden gelangen einige Fossilneufunde und kleinere Beobachtungen am Nordostrand der Kalkalpen bei Wien zur Mitteilung, die sich wegen der verstreuten Lage der Lokalitäten dem Rahmen geschlossener Darstellungen weniger einfügen:

Frankenfelser Decke,

„Kieselkalkzone“.

Am neuen Rhätfundpunkt östlich von  $\diamond$  266 im Gütenbachtal (Rosenberg 1937, S. 165) fand Herr O. Krofian u. a. auch

*Thamnastrea* sp.

Im Hangenden (?) dieses Vorkommens beobachtete Genannter vereinzelt Lesesteine, „die in ihrem sandig-kalkigen Habitus, mit spätigen Crinoidenresten, stark an den Unterlias in Fazies der Kalksburger Schichten erinnern und von den schon bekannten Fleckenmergeln der (nördlichen)  $\diamond$  317 überlagert werden dürften“. Vielleicht besteht ein gewisser Zusammenhang mit dem ziemlich fossilreichen Rhät + Kalksburger Schichten — mit *Lima*, *Pecten*, *Ostrea Pinna* und *Crinoiden* —, die auf der Totenwiese am Wege südöstlich der (nördlichen)  $\diamond$  317 relativ gut aufgeschlossen sind.<sup>1)</sup> etwa in der Art, daß beide Vorkommen in das stratigraphisch Liegende der erwähnten Fleckenmergel gehören. Die Lagerung als solche ist undurchsichtig.

Hangenschuppe („Kälberhaltzone“).

Im mittleren der drei Steinbrüche auf der „Oberen Kälberhalt“ bei Kaltenleutgeben, NNO des Eichkogels („Mathiasruhe“,  $\diamond$  430), fand Obengenannter, gelegentlich eines gemeinsamen Besuches, in einer Partie von stark zerrütteten Dogger-Crinoidenkalken, die im westlichen Teile des Nordrandes austreicht:

*Pentacrinus* sp.

Im östlichsten dieser Aufschlüsse fanden sich in den Fleckenmergelkalken der Nordseite (Rosenberg 1938, S. 149, 157) nenerdings so zahlreiche Exemplare von ?<sup>2)</sup> *Ophioceras raricostatum* Ziet., daß durch die damit ermöglichte ausgedehntere Materialübersicht der Nachweis von Lias  $\beta$ , Lotharingien, „raricosta-

<sup>1)</sup> Hier sammelten: Dr. E. Braumüller, O. Krofian und der Verf.

<sup>2)</sup> Das „?“ bezieht sich auf die unsichere generische Stellung dieser Form!

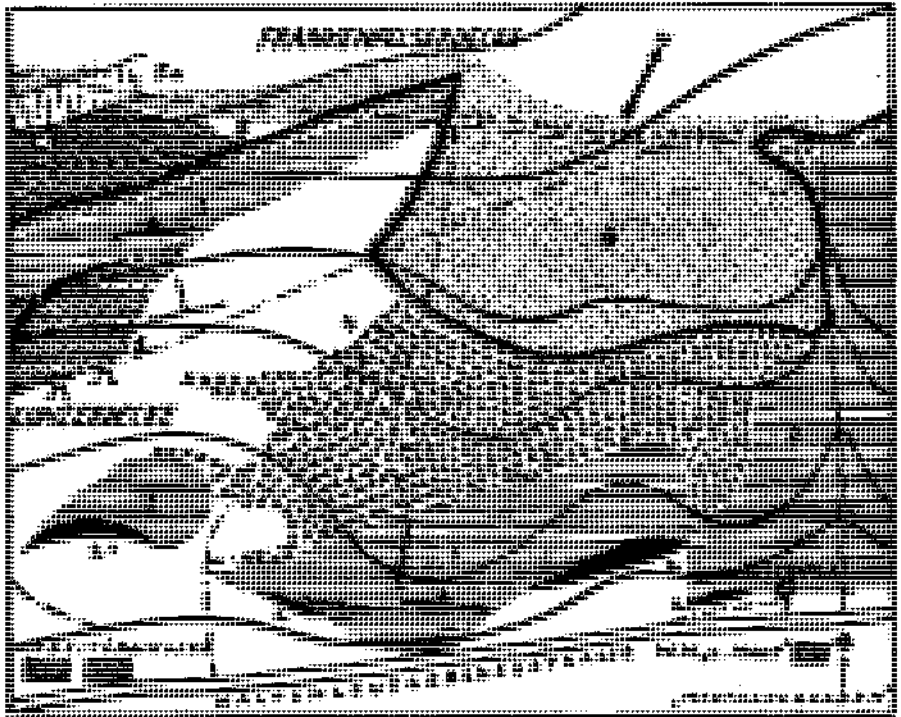


Fig. 1.

Kärtchen der „Zone von Mauthaus“ nordöstlich der „Waldmühle“ bei Kaltenleutgeben, N.-O. und deren nächster Umgebung. Maßstab ca. 1:4000\*). Unter Benützung der älteren Kartendarstellungen von Spitz (1910, Karte) und Solomonica (1934, Karte, Taf. III.). Fallzeichenschlüssel lt. Spitz'scher Karte, i. c. Lunzer Decke: 1: Muschelkalk. 2: Lunzer Schichten. 3: Hauptdolomit, ev. auch rhätische Schichten. 4: „Blockzone“ mit Hierlatzkalk, höheren Juraschichten (? Dogger Kalken und ? lithonischen Kalken) sowie Fleckenmergeln und Aptychenkalken des Tithon-Neokoms. Frankenfelder Decke: 5: Kalkschiefer des Tithon-Neokoms, 5a: „Massige Kalkstufe“. Schicht 3 nördlich des Wortes Lunzer Decke“ entspricht der Schichte 13, Glied 5a einem Teil der Schichte 11 und Glied 5 den Schichten 11 und 12 bei Rosenberg (1938, Fig. 1 und S. 152). 6: Oberkreideflysch. Gezähnelte Linie: Ausstrich der Grenze zwischen Lunzer- und Frankenfelder-Decke. Die Richtung der Überschiebung ist so angegeben, wie man sie regional zu sehen gewöhnt ist: Also nach Norden blickend. Tatsächlich liegt aber im Raume von SW her bis etwa „d“ des Wortes Frankenfelder Decke letztere Einheit heute tektonisch eher über oder neben der Lunzer Decke. Vom Mauthausgraben nach O zu dürfte sich das Verhältnis wieder umkehren, das heißt, „normale“ Lage eintreten. Kurvenlinien nördlich der Straße: Versuchsgrabungen. In Schicht 5 wurden wegen der Scherschieferungsüberprägung keine Fallzeichen eingesetzt. Die Schieferungsfugen scheinen im Südteil dieses Gliedes nach SO zu fallen, im Mittelteil söhlig zu liegen und sich im allernördlichsten Teile gegen NW zu legen. Dieses NW-Fallen ist aber noch unsicherer als die zwei anderen angegebenen Richtungen!

\*) Da eine topographische Grundlage zur Darstellung dieses winzigen Erdenflecks in einem brauchbaren Maßstabe natürlich nicht vorhanden gewesen ist, gehen wir eine einfache Zeichnung mit einigen geographischen

tum“-Zone nunmehr als mit Sicherheit erbracht gelten kann, um so mehr als ja auch die *Asteroceraten* vom gleichen Schichtstoß auf Lotharingien weisen (l. c. S. 149).

Auf der Halde der Südseite des gleichen Aufschlusses fand sich:

*Lamellaptychus* sp.<sup>3)</sup>

wohl Oberjura-Neokom, womit die unsrerseits 1938, S. 158. vermuthungsweise ausgesprochene Gleichstellung der südseitigen Glieder dieses östlichsten Steinbruches mit den ausreichend neubelegten tithonisch-unterneokomen Aptychenmergelkalken der Ost- und Südseite des westlichsten der drei „Kälberhaltbrüche“ als deren streichende Fortsetzung, auch eine pal. Stütze erhält. —

Der „Jurarest im ‚Leopoldsdorfer Wald‘ an der Hauptdolomitgrenze (unterm ‚W...‘)<sup>4)</sup> den *Solomonica* (1934, S. 99) an die Nordseite seines damals angenommenen Fensterkanales der Frankfurter Decke gestellt hatte, wurde vermessen und hinsichtlich seines Gesteinsbestandes eingegliedert: Es sind die tithonisch-neokomen Aptychenkalke und Kalkschiefer der Schichten 11 und 12 des Kälberhalt—Eichkogelprofils (Rosenberg 1938, S. 152 und 159), u. zw. deren streichende Fortsetzung, die hier mit ca. 60° und noch steiler gegen N unter den Hauptdolomit des Leopoldsdorfer Waldes einfällt (Schieferungsflächen!). Laut Ausweis unseres Kälberhalt—Eichkogelprofils von 1938, dessen Anlegung hier noch zulässig ist, bilden diese Schichten das nach S überkippte stratigraphisch Hangende des vorgenannten Hauptdolomituzuges und stehen demnach nicht am Nordrand einer Halbfensterzone, sondern am Südrand der Frankfurter Decke an der Deckengrenze gegen die Lunzer Decke; der Hauptdolomit zug unmittelbar südlich des eben besprochenen Jura-Neokomuzuges dürfte nämlich bereits eine „Staffel“ dieser Einheit sein. Gleich westlich vom eingemessenen Jura-Neokomaufschluß der Frankfurter Decke, ganz lokal quer zum allgemeinen Streichen gestellt: die „massige Stufe“ der Schicht 11.

Im Rhät der Südseite des Leopoldsdorfer Waldes am Karrenweg südlich des Jägeransitzes fand sich<sup>5)</sup>

*Dimyopsis (Plicatula) intusstriata* Emmr.,

ferner am gleichen Wege im Walde etwa SW der ersten Stelle

*Placunopsis* („*Anomia*“) sp.

Bei diesem Rhätzuge Hornsteinlesebrocken (z. B. eine größere Partie von dunkelhoniggelbbraunem Hornstein in einem dichten, muschelartig brechenden, lichtbräunlichgrauen Mergelkalk), die anstehend zwar nicht gefunden werden konnten, aber wohl nur einer Schichte aus dem stratigraphisch Hangenden der Trias entstammen können. Es ist wahrscheinlich neokomer Aptychenkalk; wenn es sich doch um einen

Anhaltspunkten; die Kurvenlinien sind keine Isohypsen, sondern „Formenlinien“ zur Andeutung der Geländegestaltung, die Nordorientierung wurde verlassen, weil ihre Beibehaltung einen ungünstigen Ausschnitt ergeben hätte. Die Zeichnung ist also im feldgeometrischen Sinne keineswegs winkelgetreu — für das Verständnis des Geschilderten ist das jedoch bedeutungslos.

<sup>3)</sup> Bestimmung von Herrn Direktor F. Trauth bestätigt.

<sup>4)</sup> Von uns bereits 1938, S. 148, kurz besprochen.

<sup>5)</sup> Gelegentlich einer gemeinsamen Wanderung mit Herrn O. Krofian.

tiefere Horizont (höherer Dogger-Malm) handelte, wäre der Hornsteingehalt als Andeutung der in der Frankenfeser Decke so weit verbreiteten Kiesel- und Hornsteinkalkfazies des höheren Jura aufzufassen, die in der Kälberhalt—Eichkogelzone dieser Einheit sonst so gut wie ganz zu fehlen scheint (hierzu Rosenberg 1938, S. 160).

### Lunzer Decke,

#### „Höllensteinantikline“, Nordteil.

Vom langen Neokomstreifen südwestlich des Mon Perou (Spitz, Solomonica), der nach ersterem insbesondere auf eine längere Strecke am breiten Wege Rodaun-Kälberhalt zu spüren sein müßte, ist gegenwärtig erst im westlichen Teile des Ausscheidungsgebietes etwas zu merken. Solomonica stellt ihn (1934, Karte Taf. III) zur Frankenfeser Decke, erwähnt ihn aber nicht weiter.

Wir halten diesen Zug auf Grund seiner Stellung und seines Gesteinscharakters für ein Äquivalent des Neokoms der „Zone von Mauthaus“, oder der Schuppe nördlich von dieser, und stellen ihn damit in die Lunzer Decke, an dieser Stelle knapp südlich der Überschiebung stehend!

#### Schichtfolge und Stellung der „Inseln von Mauthaus“:

Bei der Bezeichnung „Mauthaus“ nordöstlich der Waldmühle im Kaltenleutgebener Tale hat Spitz (1910, Karte) eine im Streichen in fünf Teile zerlegte Serie ausgeschieden, deren einzelne Lappen in wechselnder Zusammensetzung aus Hauptdolomit-Dachsteinkalk, Rhät, Hierlatzkalk, „huntem Jurakalk“ und Neokom bestehen. Die Zwischenräume bis zum südlichen Norstreifen sind als mit „schiefrig-sandigem Lias“ (= Oberkreide der späteren Frankenfeser Decke) verkleidet angegeben. Im östlichsten und mittleren Lappen ist Schichtwiederholung angedeutet, die im Text (l. c. S. 404) als Wahrscheinlichkeit vermerkt ist. Ausdrücklich wird (l. c. S. 403) eine gewisse Unverbindlichkeit, zumindestens für einen Teil dieser Ausscheidungen, wegen der Auflösung in „wirre Blöcke“ betont. Die Erklärung dieser „Kleintektonik“ seitens Spitz bedarf einer Besprechung: Was ist zunächst die erstgenannte der hier „bündelförmig zusammenlaufenden Dislokationen“, der „Firsteinbruch der Flösslmulde“? Soll es der Firsteinbruch der Höllensteinantikline vom Großen Flössl sein? Sein Ausstrichgebiet liegt über 1 km südwestlich vom Westende der Mauthauszone! Ist darunter die Einengung der Höllensteinantikline durch die Flösslmulde bei der Waldmühle zu verstehen? Dafür wäre zwar wohl kaum der Ausdruck „Firsteinbruch“ zur Anwendung gekommen, auch liegt die Mauthauszone ziemlich exzentrisch zur direkten Einengungsstelle, wenn aber tatsächlich so etwas wie besonders starke Zertrümmerung im Raume um eine Vorprellungsstelle gemeint gewesen sein sollte, so ließe sich damit schon eine Vorstellung verbinden!

Was die zwei anderen Störungen, die „im Lunzer Sandstein der nördlichen Talseite“ und die „zwischen Muschelkalk“ (der nördlichsten Lunzer Deckenschuppe) „und Neokom“ (des Westendes der Mauthauszone) anbelangt, so kann man die erstgenannte wohl kaum ernstlich mehr in mittelbaren Eingriff mit Zerreißen in der Mauthauszone bringen, als die zahllosen anderen Störungen, die in deren ganzen Umkreis spielen<sup>6)</sup>

<sup>6)</sup> Die Leitlinie der Verdoppelung östlich des Wienergrabens (Spitz, Solomonica, Rosenberg) läßt sich überhaupt nicht verfolgen. Eine Zone von Lunzer Sandstein stößt am Osthang des Eichkogels gegen die Hauptüberschiebung zu, die andere verschwindet oberflächlich noch westlich vom „Zementfabrikaufschluß“. Weiter östlich erscheinen Äquivalente der Karnischen Stufe westlich vom Graben zwischen „Unterer“ und „Oberer Kälberhalt“ und im westlichen der beiden Aufschlüsse NW der Mauthauszone, die mithin vom „Lunzer Zug“ eher umgangen wird!



und die zweite, was kein Einwand gegen Spitz sondern eine Erweiterung seiner Andeutung sein soll, ist nichts anderes als die nordwestliche bis westliche (?) tektomische Begrenzung der Mauthausschuppe selbst, eine Linie, an der wohl mehr zwei übereinander als nebeneinander gelegene Körper abstoßen.

Im Profil (l. c. Taf. XII [I], Nr. IV), das durch den mittleren der fünf ausgeschiedenen „Lappen“ führt, bringt Spitz ebenfalls Schichtwiederholung zum Ausdruck und stellt den südlichen Nor-Rhätzug zur Höllensteinantikline (das ist zur heutigen Lunzer Decke), die Nordpartie — „Sandiger Lias“ (= Oberkreide), Hauptdolomit, Rhät, Hierlatzkalk, „Sandiger Lias“, Hauptdolomit (?) — zur Liesingmulde (zur jetzigen Frankenfelder Decke). Im Text (l. c. S. 404) sind die tektonischen Verhältnisse kurz gestreift: „Der Hierlatz-Jurazug bei der Waldmühle scheint verdoppelt zu sein. Schlechte Aufschlüsse.“ Dieses ist richtig, aber eine Verdoppelung des Hierlatz-Jura geht weder aus der Karteneintragung der ganzen Zone, noch aus dem Profil hervor!

Schon auf Mariner (1926, S. 89, 90, 93 und Profil 7a) hat die ganze Sache einen gewissen Eindruck gemacht: Er hält die „quer zum Streichen zerlegte, aber vollständige Serie Rhät, Hierlatz, Jura, Neokom“ sichtlich zur Gänze für den nördlichsten Teil der Lunzer Decke, hart an der Überschiebung, für den „N-Schenkel der Höllensteinantikline der zugleich der inverse Schenkel“ dieser Einheit ist.<sup>7)</sup> Es sei „sehr verständlich“, „daß hier alles in wirre Blöcke aufgelöst ist, denn in diese Zone“ falle „die Deckengrenze“. Auch die Stelle auf S. 93, vom „fast unentwirrbaren Gesteinshaufen“ bezieht sich sichtlich auf die Mauthauszone. Wenn wir auch sehen werden, daß deren tektonische Position durchaus nicht mit der Formel „Zone an der Deckengrenze“ einfach abzutun ist, weil sich von Südwesten her noch ein mächtiger Keil von Mittel- und Obertrias der Lunzer Decke zwischen sie und diese Grenze einschiebt, so daß die Mauthauszone zum Teil nicht einmal die am weitesten nordwestlich stehende Schuppe ist — wahrscheinlich erst unmittelbar südwestlich vom „Mauthausgraben“ scheint sie die Führung an der Hauptstörung zu übernehmen — so ist doch ihre gänzliche Zuteilung zur Lunzer Decke sicherlich klarer gesehen, als die schematische Aufteilung auf Sattel und Mulde bei Spitz, oder gar auf zwei großtektomische Einheiten bei Solomonica. Im Profil (l. c. S. 92, Fig. 7a) behält Mariner zwar die innere Zweiteilung der Zone bei, stellt sie aber richtig ganz zur Lunzer Decke. Der südöstliche Oberkreidezug, der ja nicht in dieser Decke stehen kann, wird geopfert, die Hierlatzverdoppelung des Spitz'schen Textes festgehalten und der nördliche Oberkreidezug in die Frankenfelder Decke an die Überschiebung gestellt.

Solomonica (1934, S. 99, 100 u. Karte Taf. III) behält im Text eine gewisse betonte Reserve bei, die schon auf die Einschränkungen bei Spitz (siehe oben) zurückgeht. Wir möchten allerdings nicht so weit gehen, die „Einordnung“ der Blockzone „in ein Kartenbild“ für unmöglich zu erklären; es sieht doch wohl vielfach im Höllensteinzug nicht viel anders aus!<sup>8)</sup> Im ganzen ist den kurzen Ausführungen zu entnehmen, daß Solomonica die Crinoidenkalke der „inseln“ zur Frankenfelder Decke ziehen will. Der Gedanke, daß, in diesem Falle, vielleicht Laubenstein- oder Vilser Kalke vorlägen, ist an sich gut und hat sich auch (siehe Rosenberg 1938) für die eigentliche Kälberhaltzone, also die wirkliche Frankenfelder Decke dieser Gegend als fruchtbar erwiesen. Für die Mauthauszone trifft die Deutung unserer Ansicht nach nicht zu. Beweis folgt. „Schwimmende Fetzen der Lunzer Decke“ aus „Rhät und

<sup>7)</sup> Die, l. c. S. 90, angedeutete Gleichstellung der Mauthauszone mit der „Serie ohne Neokom... zwischen dem Bahnhof Kaltenleutgeben und der Kote 383“ ist unvertretbar. Diese enthält an der Basis Hauptdolomit der Lunzer Decke, darüber aber tektonisch Tithon-Neokom der Frankenfelder Decke und hat somit gar nichts mit der Mauthauszone zu tun!

<sup>8)</sup> Die Positionsverrückungen, die durch die kleineren Maßstäbe ermöglicht, ja fast unvermeidlich gemacht werden, wirken sich allerdings tatsächlich sehr störend aus!

Hauptdolomit“ gibt es hier nicht. Insoweit diese, von Spitz übernommenen Kartierungsdetails überhaupt mit realen Dingen konfrontiert werden können, erweisen sie sich sämtlich als zur geschlossenen Lunzer Decke gehörig. Die Angaben über die Verhältnisse im Versuchsschurfe wären interessant, wenn *Solomonica* dessen Lage angegeben hätte; es gibt in dieser Gegend zu viele Möglichkeiten von Neokom unter Hauptdolomit, als daß man sich daraus ein Bild machen könnte! In der Kartendarstellung (l. c. Taf. III), bei der die Reserve aufgegeben werden mußte, zeigen sich die Schwächen des Teilungsversuches: Der südöstliche Nor-Rhätstreifen, aber auch das Neokom der Waldmühle (das doch kaum ernstlich von dem der Mauthauszone im Streichen zu trennen ist!) fallen zur Lunzer Decke. Mitten durch die Mauthauszone soll die Deckengrenze gehen; die „Inseln“ mit den Crinoidenkalken, dem sonstigen Jura und dem Neokom, stehen in der Frankenfelder Decke, das unmittelbar neben ihnen eingetragene, „zweite“ nordwestliche Nor-Rhät soll das der „schwimmenden Feizen“ aus der Lunzer Decke sein. Die einzelnen Lappen sind von Oberkreide des „Fensterkanals“ umgeben. An einer Stelle kommt der Ausstrich der Überschiebung sogar zwischen Rhät und Crinoidenjura zu liegen!

Es scheint, daß die für so weitgehende Schlüsse nicht recht geschaffene erste Darstellung dem neuen Bilde<sup>9)</sup> zu gewaltsam anzupassen versucht worden ist.

Wir sind der Entstehungsgeschichte dieses Kartendetails und seiner Deutungen ausführlich nachgegangen, nicht um den von uns bereitgehaltenen Lösungsversuch vor einer möglichst dunkel gehaltenen Folie glänzen zu lassen, sondern zur Verhinderung weiterer „Legendenbildung um so fragwürdige Stützen“ (Schwinner).

An Fossilien waren aus dem Gebiet bisher nur *Pentacrinen* im Crinoidenjura (Spitz) und die Neokom- (Hauterive-Barrême-) Formen des westlichsten Teiles der Zone (Richardz, Toula, „Waldmühlzunge“, Fundort 9 bei Spitz, letzte Liste bei diesem 1910, S. 385) bekannt.

#### Eigene Beobachtungen und Neufunde:

Zunächst kann doch wohl keinem Zweifel unterliegen, daß der Hauptdolomit der kapartigen Kuppe nordöstlich vom „s“ von „Mauthaus“ (bei „h“ der Spitz'schen Karte) den „Mauthausgraben“,<sup>10)</sup> an dessen Südwesthang vielleicht etwas eingeeengt, aber doch noch deutlich im Streichen zu spüren, überschreitet und direkt in die Basis der ganzen Mauthauszone hineinstreicht.

Es ist jener Streifen, der auf der Karte bei Spitz am südlichsten gegen die Straße zu mit den Signaturen für „Hauptdolomit“ und „Hauptdolomit-Dachsteinkalk wechselnd“ eingetragen ist und gegen das Waldmühlneokom zieht. Spitz gibt nordöstlich von diesem steiles Nordfallen an.

Südöstlich, und daher wahrscheinlich im Liegenden dieses Zuges, u. zw. im ersten Graben westlich des Mauthausgrabens, schon ganz gegen die Kaltenleutgebener Straße zu, fanden wir bei einer alten Aufgrabung reichlich, feinkörnige bis sehr feinkörnige, gelbbraun und grünlich-braun anwitternde, manchmal kalkhaltige Sandsteine mit vereinzelt „Häcksel“, rostfleckig und mit Limonitpunktlchen (zu diesem Erkennungsbehelf siehe *Solomonica*, 1934, S. 8); es dürfte sich wohl um einen neuen Zug von Lunzer Sandstein im Liegenden des vorerwähnten Hauptdolomitzuges handeln. Die zweite Möglichkeit — Erklärung als fälschartige Oberkreide — brächte große Deutungsschwierigkeiten und ist besser beiseite zu stellen, wenn auch nicht strikt anzuschließen. Anfangs 1938 konnte festgestellt werden, daß sich an der Südwestseite des erwähnten

<sup>9)</sup> Über den „Fensterkanal“ Kalksburg-Wienergraben etc. zur Gänze, siehe Rosenberg, 1937 und 1938.

<sup>10)</sup> So nennen wir, zu Verständigungszwecken, die ausgeprägte Senkung mit dem langen oft trocken liegenden Wasserriß, die, ein Stück nordöstlich des W. H. „Mauthaus“ beginnend, nach Nordnordwesten hinaufzieht.

Grabens eine Fortsetzung dieses Vorkommens befindet, auch tritt dieser Streifen, gegen SO verstellt, am Wege zum, beim W. H. „Mauthaus“ befindlichen Reservoir noch einmal auf. Auch in allernächster Nähe eines Versuchsgrabens im Hauptdolomit, am Hange der gegen die Arbeiterhäuser zu abfällt, fanden sich plattige, gelb verwitternde, feinkörnige Kalksandsteine!

Alle Beobachter stimmen darin überein, daß dieser Zug obertriadischer Gesteine in die Lunzer Decke zu stellen ist.

Unmittelbar nordwestlich von ihm wird man, unbeeinflusst von all den konstruierten Komplikationen, zunächst das normale stratigraphisch und tektonisch Hangende der Obertrias zu suchen haben!

Was sieht man nun also wirklich hier in der eigentlichen „Blockzone“ von Mauthaus?

Vom Rhät gegenwärtig so gut wie nichts. Es fand sich lediglich eine Zweischalerspür in einem wahrscheinlich noch triadischen Gesteinsbrocken. Ob jemals so viel fossilbelegtes Material vorhanden gewesen ist, daß man mehrere gut individualisierte Züge unterscheiden konnte (Spitz), läßt sich daher heute nicht mehr überprüfen.<sup>11)</sup>

Unmittelbar an den Hauptdolomit grenzt die Zone mit dem vielbesprochenen Crinoidenjura: Im Gebiete der Ansscheidungsinsel südlich vom „a“ von „Mauthaus“<sup>12)</sup> finden sich, auf größerer Fläche verstreut, zahlreiche Blöcke von lichtroten, zum kleineren Teile auch rötlichgrauen, grobspätigen Crinoidenkalken vom Typus der Hierlatzkalke der Lunzer Decke (etwa der Gegend des „Nackten Sattels“ oder des „Kleinen Sattels“ bei Gießhübl). (Ganz vereinzelt auch eine dichter feinkörnigere Varietät, die aber durchaus nicht mehr dem gleichen Niveau angehören muß!) Im roten Kalk fand sich

*Belemnites* sp.

und in dem mehr grauen Typ, der stellenweise brachiopodenreich ist,

*Rhynchonella* cfr. *Uhligi* Haas.,

ein Exemplar, das eine Übergangsform von der gerippten zur ungerippten Varietät vorstellt.

Diese Art ist aus dem unteren und mittleren Lias von Südtirol beschrieben worden, aber aus dem Hierlatzkalk bisher nicht bekannt. Die zu spärlichen Fundortsangaben bei Haas vermindern noch den an und für sich nicht allzu großen Leitwert dieses Fundes,

<sup>11)</sup> „Das Rhät an der Kuppe oberhalb Mauthaus“ (Solomonica, I. c. S. 100), östlich des Mauthausgrabens und außerhalb der „Blockzone“, ist das normale strat. Hangende und tekt. Liegende des Hauptdolomits der „kapartigen Kuppe“ und gehört zur Lunzer Decke, mit der Solomonica es auf der Karte (I. c. Taf. III) auch richtig vereinigt. Im Text scheint seine Position als Beweis für das Südfallen am Südrande, d. i. im Hangendsten des „Fensterkanals“ der Frankenfelder Decke Kalksburg-Wienergraben aufgeführt zu werden.

<sup>12)</sup> D. i. auf dem flachen Rücken nordöstlich der dortigen Arbeiterhäuser, am Wege westlich von ihm und gegen den Graben östlich von ihm zu; am Rücken selbst ein Probeschurfgraben in triadischen Gesteinen, dessen Weiterführung vielleicht beim Erreichen des „bunten Jura“ eingestellt worden ist. Beim Nordende der Aufgrabung viele Blöcke von Hierlatzkalk!

daß es sich aber um eine Liasform handeln dürfte, darf wohl angenommen werden; die zeitliche Übereinstimmung mit dem Hierlatzniveau ist nun also jedenfalls pal. besser gestützt als die mit dem der Laubenstein- oder der Vilser Kalke.

Überaus verdächtig im Hinblick auf die primären Lagerungsverhältnisse der Crinoidenkalke und vielleicht übrigens auch des höheren Jura von Mauthaus ist die große Nähe der Obertrias, die überall in der Blockzone in Erscheinung tritt. Immer wieder findet man im Bereiche der sicheren Juraäquivalente Stücke von obertriadischen Gesteinen — wohl meistens Hauptdolomit<sup>13)</sup> — und es ist nicht ausgeschlossen, daß dies der Grund, oder einer der Gründe für Spitz gewesen ist, um die Annahme einer „Verdoppelung“ des „Hierlatz-Jurazuges“ in Erwägung zu ziehen.<sup>14)</sup>

Diese Verhältnisse lassen sich aber auch gut als Durchschimmern eines schon ursprünglich sehr eng gewordenen stratigraphischen Kontaktes deuten, der dann kaum viel anderes vorstellen kann, als den altbekannten Transgressionsverband von Hierlatzkalk und vielleicht auch außerdem einen des höheren Jura über Nor und eventuell etwas Rbät.

Da die präliasische Denudationsfläche ein noch immer geometrisch ungleich komplizierteres Gebilde ist als selbst tektonisch hergenommene Schichtflächen im Hauptdolomit, macht das stelle Nordwestfallen in der unterlagernden Obertrias (Spitz), sofern es überhaupt einen größeren Raum einnehmen sollte, nicht allzuviel aus, da die Auflagerungsfläche mit ihren Karstaschen ja eben anders liegen kann; nimmt man mit Hlauschek (1922) an, daß der Hierlatzkalk auch tektonische Spalten gefüllt habe, so ist man sogar von der heutigen Raumlage des vorliasischen Reliefs, und der der unterlagernden Trias unabhängig. —

Es dürften übrigens nicht nur der Hierlatzkalk, sondern auch Äquivalente höherer Juraniveaus direkt über der Trias auftreten. Dies wegen ihrer regellosen Mischung mit den Hierlatzkalk- und Obertriasblöcken.

Auch die Lagerungsverhältnisse sprechen also, soweit sie bei diesen Aufschlußverhältnissen eben beurteilt werden können, gegen die von Solomonica vorgeschlagene Deutung dieser groben Crinoidenkalken als Laubenstein- oder Vilser Kalk; wird doch schon ersterer wohl in der Regel durch verschiedene Faziesgebilde des Lias unterlagert (rote Oberliaskalke am Roten Stein, Hierlatz- und Liashornsteinkalk am Laubenstein selbst, Hornsteinlias am Heuberg, Hierlatzkalk und Liasfleckenmergel am Grestener Schwarzenberg) (Trauth), während die Vilser Kalke häufig Hornsteinkalke und — selten — Liasfleckenmergel im Liegenden haben (Geyer, Trauth). Im engeren Nachbargebiete der Mauthauszone haben wir (1938, S. 151, 158 und Profil Fig. 1) die in der südlichsten Schuppe der Frankenfelsdecke (Kälberhaltzone) auftretenden lichten Crinoidenkalken (l. c. Schicht 7) u. a. gerade auch wegen ihrer höchstwahrscheinlichen Unterlagerung durch Liasfleckenmergelkalke, Adneterschichten und ?Dogger-?Klauskalke als Vilser Kalke angesprochen.

<sup>13)</sup> Verschleppung durch menschliche Tätigkeit ist zwar durchaus nicht ganz auszuschließen — siehe „Versuchsgrabung“ — aber die Streu von größeren Stücken obertriadischer Gesteine ist so ausgebreitet und geht so weit nach Norden, daß man hier, in diesem Waldgebiet, doch eher an „Durchstechen“ aus dem Boden zu denken gezwungen wird!

<sup>14)</sup> Was Spitz zur kartenmäßigen Ausscheidung der Hauptdolomit-Rhätwiederholungen veranlaßt haben könnte, kann auch damit noch nicht aufzuklären versucht werden, weil es auf seiner Karte ja wieder nur einen Hierlatz-Jurastreifen gibt!

Laubenstein- und Vilser Kalk wären also kaum so nahe der Obertrias zu erwarten, wie die Crinoidenkalk von Mauthaus tatsächlich zu liegen scheinen. „Hingegen pflegen die Hierlatzkalke auf der Obertrias (Hauptdolomit, Rhät) aufzuruhen und werden höchstens gelegentlich von Liasfleckenmergeln überlagert“ (Trauth, 1921, S. 227, 228).

Fossilführung, Gesteinsbeschaffenheit und Lagerungsverhältnisse sprechen also für Hierlatzkalk, und da er mit einem Obertriasstreifen der Lunzer Decke auf das engste verbunden ist, für Hierlatzkalk der Lunzer Decke.

Zu den höheren Gliedern des Juras von Mauthaus<sup>15)</sup> rechnen wir mattrotliche und graue, tonige, dichte Kalke mit „wolzig“ verteilten Farben, im Schlift Foraminiferen, lichterötlich braune dichte splätterige tonige Kalke mit

*Belemnites* sp.,

ferner mit bräunlich grauen splätterigen Kalken eng verbundene violettbraunrote dichte, crinoiden- und ebenfalls belemnitenführende Kalke.

In einer weißlich-schuppigen lichtgrauen Schmitze fand sich eine kleine Lumachelle von

*Posidonomya (Posidonia)* sp.,

und in einer brännlichgrauen Partie

*Rhynchonella (Cyclothyris)* sp.

Als Bildungszeit dieser Gesteine ist Oberlias<sup>16)</sup>-Dogger anzusetzen; enger gefaßt wird man, wegen der großen Häufigkeit der Posidonomyenlumachelle im Bath-Kelloway der Ostalpen, an eine fazielle Vertretung des Klausniveaus denken. Zum Vergleiche sind die weißen Posidonomyenkalke der Klauschichten des Salzkammergutes (Mojsisovics, Spengler) und die lichtereren Klauskalkvarietäten der Vorkommen „Mitterwand“ bei Hallstatt und „Bodingbach“ bei Lunz<sup>17)</sup> (Trauth) heranzuziehen, wenn auch die typischen Erzausscheidungen nicht beobachtet wurden.

Auch die Lagerungsverhältnisse dieser Gruppe stellen wir uns ähnlich denen der Klauskalke vor (Nähe der Obertrias!).

Es soll nicht übergangen werden, daß auch die Laubenstein- und die Vilser Kalke Posidonomyen führen! Im Hinblick auf die im Vorstehenden satzsam erörterten Umstände halten wir das aber für bedeutungslos.

Vielleicht in das Tithon gehören stumpfrötliche, lichtsokoladebraune und fleischrote dichte Kalke.

Sicheres Tithon-Neokom sind dichte muschelrig brechende Fleckenmergel und hellgelbbraune tonhältige dichte Kalke mit dem typischen „Steingut“charakter solcher Bildungen, die einen großen

*Lamellaptychus* f. ind.<sup>18)</sup>

geliefert haben.

<sup>15)</sup> Spitz (l. c. Karte) scheidet in den „Mauthausinseln“ zwei Partien mit der Signatur für „bunten Jurakalk (zum Teil Dogger)“ aus, ohne von hier Gesteinstypen anzuführen, desgl. geben Mariner und Solomonica noch keine Beschreibung dieses „bunten Juras“.

<sup>16)</sup> Bittner, Trauth!

<sup>17)</sup> Lunzer Decke!

<sup>18)</sup> Für gültige Bestimmung danken wir Herrn Direktor F. Trauth!

Dieses ist die direkte streichende Fortsetzung des Neokoms der „Waldmühlzuge“ und, wie oben schon bemerkt, vielleicht dem Neokomzug nördlich und nordwestlich der „kapartigen“ Kuppe gleichzustellen.

Da auch der höhere Jura und das Neokom, ebenso wie der Hierlatzkalk, von der liegenden Obertrias der Lunzer Decke nicht zu trennen sind — das stratigraphisch höchste Glied ist zudem die streichende Fortsetzung des „Waldmühle“-Neokoms, das selbst Solomonica zu dieser Einheit stellt — gehört der ganze Obertrias-Jura-Neokomzug der „Mauthauszone“ zur Lunzer Decke.

Was die kartenmäßige Darstellung der „Blockzone“ anbetrifft, so glauben wir, in Ansehung dessen was man unter den gegenwärtigen Aufschlußverhältnissen vertreten kann, einer vereinfachten Eintragung das Wort reden zu müssen — auf die Gefahr hin, ein schein genaues Detailbild opfern zu müssen! (Hierzu Textfig. 1.) Eine weitere kritische Betrachtung der Spitz'schen Kartendetails, die, im ganzen genommen, ja richtig sind, kann daher entfallen, nur auf die „Oberkreideummantelungen“ müssen wir später noch zurückkommen.

Möglicherweise schon mit dem Nordwestrande eines großen Teiles der „Blockzone“, wahrscheinlich aber erst von unmittelbar südwestlich des „Mauthausgrabens“ an, gegen Nordosten zu, dürfte die Mauthauszone selbst, bzw. ihre Fortsetzung, vielleicht unter Vermittlung von Nordsüdtafeln, also nordüberlegter Nordschenkel der Höllensteinantiklinale, direkt an die Deckengrenze herantreten.

Lesebrocken vom Charakter der „Blockzone“gesteine, nördlich der „kapartigen“ Kuppe gefunden, sowie der bereits besprochene Neokomstreifen dort (Spitz, Solomonica), sprechen für diese Annahme.

Es ist aber durchaus nicht ausgeschlossen, daß sich von Südwesten her, unter dem Fächer von Oberkreidelesesteinen, die der Frankenfels Decke entstammen, noch ein Span von Trias der Lunzer Decke zwischen die Mauthauszone und die Frankenfels Decke einschleibt, der dann die gerade erwähnten Jura-Neokomgesteine des Gebietes an der Deckengrenze trüge.

Wahrscheinlicher erscheint uns die erste Annahme.

Jedenfalls erweist sich aber die Mauthauszone, vor allem ja durch den Obertriaszug, gegen Nordosten zu als mit dem Nordschenkel der Höllensteinantiklinale des Gebietes westlich der „Neumühle“ (Kober, Solomonica) verbunden.

Ganz anders liegen die Verhältnisse im Gebiete des Südwestteiles der Zone und nordwestlich von diesem!

Westnordwestlich von der Blockzone und nordnordwestlich der Arbeiterhäuser<sup>19)</sup> befinden sich zwei große Steinbrüche.<sup>20)</sup>

Diese Aufschlüsse liegen etwa an der Stelle, an der Spitz (l. c. Karte), bei „Unt“ von „Unterer Kälberhalt“, zwei, von „schiefrig-sandigem Lias“ (= Oberkreideflysch) ummantelte Hauptdolomitpartien eingetragen hat. (Fallzeichen: Flaches NNW-Fallen.) Solomonica (l. c. S. 103) hat zumindestens einen dieser Steinbrüche besucht („... Muschelkalkbruch O des Grabens zwischen oberer und nnterer Kälberhalt...“), den Schichtbestand

<sup>19)</sup> Siehe Fig. 11

<sup>20)</sup> Der östliche ist nur durch ein schon etwas verstürztes Felsentor zugänglich und daran sofort kenntlich.

zur Gänze als erster erkannt und richtig in die Lunzer Decke verwiesen; seine Karte (l. c. Taf. III) gibt aber das Spitz'sche Bild wieder, so daß hier isolierte Hauptdolomitpartien nördlich der geschlossenen Lunzer Decke aufscheinen (Deckschollen?).

Man sieht im Liegenden dichte, splitterige, schwärzlich- und bräunlichgraue, stellenweise dolomitische und bituminöse dünnplattige Kalkc, in einzelnen Partien crinoidenreich (erkenubar: *Pentacrinus* sp.<sup>21</sup>) vom Habitus der Gutensteiner Kalke — auiso-ladinischer Muschelkalk der Lunzer Decke (Solomonica). Schichtverband erhalten, teilweise auffallend flache Lagerung mit Einfallen etwa gegen NW. In den Hangendpartien der Aufschlüsse außerordentlich starke Zerrüttung, in geschonten Teilen — ob das noch Muschelkalk oder schon Hauptdolomit ist, kann nicht angegeben werden — sieht man mittelsteiles Einfallen unter oder gegen die im NW vorbeistreichende Frankenfesler Decke. Bräunlichgraue, zerscherte, bröckelnde kalkfreie Tonschiefer als Vertretung des Karinths ummanteln den Muschelkalk. Vermutlich aus dem Hangendsten stammen: Kalkhältige Rauhwaacke, dichter, hellbraungelblicher, dolomitischer Kalk und dichter lichtgraubrauner Kalk — Karinth-Nor.

Wie man sich im Unterteile des Grabens zwischen der „Oberen“ und der „Unteren Kälberhalt“, der ein Stück südwestlich der beiden Steinbrüche vorbeizieht, durch einfache Umschau überzeugen kann, ist der beschriebene Muschelkalk nun nichts anderes als die direkte in NO streichende Fortsetzung des großen Muschelkalkaufschlusses nördlich der Zementfabrik in „Waldmühle“ und der hangende Lunzer Horizont unseres westlichen Aufschlusses bedeutet ein Wiederauftauchen des von Südwesten her an den genannten Graben herantretenden Lunzer Sandsteinzuges von nördlich der Waldmühle.<sup>22</sup>) Ein eventueller norischer Anteil in den beiden Steinbrüchen entspräche seiner Lage nach dem Hauptdolomit bei der Südwestecke des Aufschlusses mit dem Verwalterhäuschen auf der „Oberen Kälberhalt“ (Rosenberg 1938, S. 159).

Es übersetzt also eine mittel- und obertriasführende Schuppe des Nordschenkels der „Höllensteinantikline“ (Lunzer Decke) den Graben zwischen der „Unteren“ und der „Oberen Kälberhalt“ und zieht nach Nordosten bis gegen „M“ von „Mauthaus“ der Spitz'schen Karte, woselbst sie am südlichsten der von Rodaun zur Wiener Hütte führenden Wege und auch unmittelbar nördlich von ihm noch deutlich zu beobachten ist. Hier, schon ganz im Bereiche des Oberkreideflysches der Frankenfesler Decke, aber sichtlich im Streichen der in den beiden Steinbrüchen aufgeschlossenen Glieder gelegen: Ziemlich angedehute anstehende Felspartien von Gutensteiner oder, wahrscheinlicher, Hauptdolomit.

Unmittelbar nordnordwestlich vom westlichen der beiden geschilderten Aufschlüsse, etwa nördlich vom „U“ des Wortes „Untere

<sup>21</sup>) Entdeckt von O. Krofian.

<sup>22</sup>) Spitz (l. c. Karte) und Solomonica (l. c. Karte Taf. III) lassen Muschelkalk und Lunzer Sandstein der Waldmühle am Graben zwischen „Unterer“ und „Oberer Kälberhalt“ endigen.

Kälberhalt“ der Spitz'schen Karte, liegt der von uns (1938, S. 159) kurz geschilderte „schachtartige“ Steinbruch mit der „massigen Stufe“ und den Aptychenkalkschiefern<sup>23)</sup> des Tithon-Neokoms der südlichsten Teilschuppe der Frankenfelscher Decke (Kälberhalt—Eichkogelzone, Nachweis 1938). Die Schieferungsfugen in den Kalkschiefern scheinen sich im allernördlichsten Teile dieses Gliedes gegen Nordwesten zu legen (diese Angabe ist am unsichersten!), in der Mittelpartie etwa söhlig zu liegen und im Südteile nach Südosten zu fallen.

Erst hier, in diesem Teilabschnitte also auch orographisch weit von der Mauthauszone entfernt, streicht die Frankenfelscher Decke durch und es liegt, wie weiter südwestlich im Gebiete des Wiener Grabens, der Ausstrich der Hauptbewegungsbahn („Deckengrenze“) zwischen dem Tithon-Neokom ihrer südlichsten Teilschuppe (Kälberhalt—Eichkogelzone) und der Obertrias der Lunzer Decke. Die Überschiebung selbst ist nicht aufgeschlossen; man kann daher nicht mit Bestimmtheit sagen, ob die Rückbeugung (Lunzer unter Frankenfelscher Decke [Mariner, Rosenberg]), die am Eichkogel östlich des Wiener Grabens direkt zu sehen ist, hier noch anhält. Im allernördlichsten Teile des Nordschenkels der Höllensteinantikline ist steiles Einschießen etwa gegen NW zu beobachten, und da am Hang orographisch darüber die Aptychenkalkschiefer der Frankenfelscher Decke durchziehen, ist man zunächst verleitet, die Lunzer Decke tatsächlich unter sie einschießen zu sehen. Da aber die Scherschieferungsüberprägung im südlichsten Teile der Kalkschiefer nach SO zu weisen scheint und ihr Aufschluß doch schon ein gutes Stück hangaufwärts und von der nordwestfallenden Obertrias der Lunzer Decke entfernt liegt, kann hier auch ein ganz anderer Kontakt, ein „Abstoßen“ (ein „Nebeneinander“?) vorhanden sein.<sup>24)</sup>

Während also die Mauthauszone im Mittelteile und gegen Nordosten zu zur Staffel an der Deckengrenze zu werden scheint, schiebt sich zwischen diese und den Südwestteil des Mauthauszuges von SW her ein mächtiger Keil mittel- und obertriadischer Gesteine ein, der seinerseits gegen SW bis etwa nördlich der Waldmühle an der Hauptstörung abstößt und zwischen dem „Verwalterhäuschensteinbruch“ (Rosenberg 1938, S. 159) und dem Osthange des Eichkogels („Mathiasruhe“,  $\phi$  430) von der nächsten südwestwärts folgenden Teileinheit (Scherlinse?) abgelöst wird.

Der Nordteil der „Höllensteinantikline“ zwischen dem Wiener Graben und der Neumühle ist also kein einheitlicher „Streifen“, sondern zeigt deutlichen Staffelbau in der Art, daß der jeweils südlich bis südöstlich gelegene Span den nördlich vor ihm auskeilenden an der Hauptstörung ablöst, an der die Staffelgrenzflächen schief abstoßen.

<sup>23)</sup> Schichten 11 und 12 der Schilderung von 1938.

<sup>24)</sup> Daß sich bei diesen Lagerungsverhältnissen im Raume Wienergraben — „M“ von Mauthaus „Deckschollen“ der Lunzer Decke auf Gliedern der Frankenfelscher Decke schwimmend zeigen könnten, ist wohl ausgeschlossen!



Wiederholungen und „Spaltungen“ der Lunzerzüge kommen schon bei Spitz und Solomonica in den Kartenbildern deutlich zum Ausdruck. Es dürfte aber auch noch Solomonica durchaus nur an Störungen innerhalb der geschlossenen Deckenstirn gedacht haben,<sup>25)</sup> während wir zu sehen glauben, daß diese, in dem genauer untersuchten Teilgebiete, gar keine geschlossene „Einrollung“ (Ampferer) ist, sondern in Teilstafeln aufgelöst erscheint, deren Begrenzungsstörungen gegen die Hauptüberschiebung zu offen sind. Beweis: Verhalten der Lunzer Züge, die vor der „Deckengrenze“ nicht zurückschwenken, sondern auf sie gegen NO znstoßen; so der am Osthange des Eichkogels (im östlichsten der gegen S blickenden Aufschlüsse) und der im eben geschilderten westlichen der beiden Steinbrüche nordöstlich des Grabens zwischen der „Oberen“ und der „Unteren Kälberhalt“.

Südwestlich vom Wienergraben ändert sich diese Streichungstendenz im nordwestlichsten Lunzer Zuge: Statt gegen SW weiterzuziehen, schwenkt er nach NW gegen die Deckengrenze am östlichen Gernberg (♠ 398) zu.

Eine solche Staffeltrennungsstörung innerhalb der Lunzer Decke muß im Gebiete der Mauthauszone<sup>26)</sup> zwischen deren Südwestteil und dem nordwestlich bis nördlich von diesem liegenden „Keil“ austreichen.

Da eine direkte Beobachtung wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht möglich ist, haben wir auf eine Andeutung der vermutlichen Störungsausstrichlinie verzichtet und wollen nur ihre ungefähre Lage im Kartenbilde angeben: Etwa durch die Mitte des Wortes „Lunzer Decke“ in Richtung auf die in der leeren Fläche stehende Ziffer „4“ zu. Im Schnitt senkrecht darauf, von den Versuchsgrabungen gegen WNW tritt ja Schichtwiederholung (Schuppung) deutlich in Erscheinung: Lunzer Schichten (?) — Hauptdolomit (ev. noch rhätische Schichten) — „Blockzone“ mit Hierlatzkalk bis Neokomaptenschichten — Muschelkalk — Lunzer Schichten — Hauptdolomit (?).

Die bis nun mitgeteilten Beobachtungstatsachen haben sich zu einem verständlichen Bilde der Lagerungsverhältnisse in und um die Mauthauszone geformt. Aber eine schwierige Angelegenheit haben wir noch vorenthalten: Die Verbreitung der flyschartigen Oberkreide der Frankenfelsener Decke!

Schlechte Aufschlußverhältnisse und zufällige Ungunst der Oberflächengestaltung erschweren zwar die Urteilsbildung (Mehrdeutigkeit!), wir wollen aber — ohne unsere Auffassung damit in „ein auch anders können“ umleiten zu wollen — gleich vorwegnehmen, daß hier ein Punkt vorliegt, der gegen sie ausgelegt werden kann!

In der Kartendarstellung haben wir eine für uns ungünstige Möglichkeit festgehalten.

Gerade im Gebiete nordnordwestlich des Hauptteiles der „Blockzone“ nämlich springt ein ausgedehnter Fächer von Oberkreideleresteinen weit aus dem hypothetischen Flächenanteil der Frankenfelsener Decke gegen SSO vor, dessen Umgrenzung äußerst schwer festzustellen und dessen raumgeometrische Bedeutung kaum recht zu ermessen ist.

Wir haben seine Südsüdostgrenze etwa dort gezogen, wo die Streu von Sandsteinbröckchen bei Erreichung der ersten „Blockzonegesteine“ entschieden weniger dicht wird, aber es ist durchaus nicht zu leugnen, daß auch in der Mauthauszone selbst bis ins Tal immer noch so viele von ihnen auftreten,

<sup>25)</sup> L. c. S. 103, 104; „Liegendschinkel“ und „Kernummantelung“ haben wir für das engere Gebiet des Wienergrabens bereits 1938, S. 161, 162, besprochen.

<sup>26)</sup> Siehe Kärtchen!

daß es leicht begreiflich ist, wenn Spitz und Solomonica ihre „Inseln“ vielfach als förmlich von Oberkreideflysch umgeben eingetragen haben. Auch im Südwesten, etwa bei „4“ des Kärtchens, mag der Oberkreideflysch noch viel weiter gegen die beiden Steinbrüche in der Mittel- und Obertrias der Lunzer Decke zu reichen, was eine sehr weitgehende Verspießung an der Deckengrenze anzeigen kann.

Es ist nun durchaus nicht zu leugnen, daß man sich an dieser Stelle — wenn auch sonst nichts dafür spricht — entgegen unserer Deutung, eine starke Südversetzung der ganzen Frankenfeser Decke etwa an einem N—S-Blatt vorstellen kann.

Aber es ist ja nicht einmal sicher, ob der „Fächer“ von Oberkreidelesesteinen tatsächlich ihre räumliche Verbreitung, respektive deren Schnitt mit der Oberfläche nmreißt! Es ist wohl möglich, und schon Spitz hat das (1910, S. 403) angedeutet, daß alles nur Verrollung in dem gegen S erst sanft, dann steiler abfallenden Gelände ist! Wenn wir uns auch — leider — Spitz' Vorstellung von „der Verrollung durch den leicht beweglichen Liassandstein“ (= Oberkreideflyschsandstein) nicht zu eigen machen können, weil nicht recht einzusehen ist, warum ein Sandsteinbröckchen im Gekrieche oder sonstwie gerade leichter beweglich sein sollte als eines von Neokommergelkalk, so ist doch an sich die Möglichkeit, daß nur eine ganz oberflächliche Bedeckung mit Oberkreideflyschbröckchen vorliege, durchaus nicht von der Hand zu weisen! Damit wäre diese Schwierigkeit wohl gehoben und man könnte sich vorstellen, daß die „Deckengrenze“ etwa in der Gegend der Wörter „Weg, Wiener Hütte, Rodaun“ verlief. Dann müßte das Kartenbild einfacher gestaltet werden. Die Entscheidung ist dormalen nicht zu treffen.

Ein Gesteinstyp, ein sehr kalkreicher, plattiger, hell graubraun anwitternder Kalksandstein fand sich sowohl im Gebiete unserer Oberkreideflyschausscheidung, als auch im ? Lunzer Zug nordöstlich der „Arbeiterhäuser“. Auch diese Unstimmigkeit soll nicht verschwiegen werden, um alle Schwierigkeiten aufzuzeigen.

### Die Stellung des „Mon Perou“<sup>27)</sup>

Mariner (1926, S. 90) hat als erster die Vermutung ausgesprochen, daß das Hauptdolomitgebiet des Mon Perou (er schreibt „Mont Perod“) im Garten des Kalksburger Jesuitenkollegiums als Deckscholle der Lunzer Decke aufzufassen sei, die auf der Frankenfeser Decke schwimme. Eine Begründung fehlt. Solomonica (1934, S. 103 und Karte, Taf. III) in dessen Tendenz diese Auffassung gelegen war, hat sich ihr angeschlossen. Lant Karte rechnet er zu dieser kleinen Deckscholle die von Spitz übernommenen Rhätzüge im NW und SO des Hauptdolomits. Die ganze Scholle soll auf dem Oberkreideflysch der Frankenfeser Decke schwimmen. Wir hatten uns (1937, S. 174) bei der Revision der Umgebung eine Stellungnahme noch vorbehalten. Nach der eingehenden Analyse der „Kälberhalt-Eichkogelzone“ 1938 und neuerlichen Begehungen im nächsten Umkreise des Mon Perou<sup>28)</sup> erscheint es angebracht, die Frage nach seiner Stellung wieder anzuschneiden.

<sup>27)</sup> Sprachlich richtiger wäre vielleicht: „Die Stellung von „Mon Perou“ zu schreiben, da sich jedoch hierüber nichts sicheres ermitteln ließ und dies auch geologisch bedeutungslos ist, so soll es beim „Berge“ Perou bleiben.

<sup>28)</sup> Ein Versuch, die Erlaubnis zum Betreten des umfriedeten Jesuitenkollegiumparkes, in dem sich „Mon Perou“ (♣ 320) erhebt, zu erhalten, ist leider mißlungen. Spitz muß sie, wie seine Karteneintragungen zeigen, wohl gehat haben.

Da die Jura-Neokomzüge der „Kälberhalt—Eichkogelzone“, also die im westlich anschließenden Gebiete überall am weitesten südlich stehenden Elemente der Frankenfeser Decke, bereits westlich vom Mon Perou gegen die Jesuitenwiese zu nach NO schwenken (Rosenberg 1938, S. 161), ist es wenig wahrscheinlich, daß er eine Deckscholle der Lunzer Decke bildet. Dagegen sprechen außer der allgemeinen Steilstellung in der engeren und weiteren Umgebung (hierzu S. 179, 188 und Fußnote <sup>24</sup>) auch noch folgende Erwägungen: Wie auf S. 179 besprochen, dürfte die Hauptdolomitpartie südlich von  $\phi$  357 bereits zur geschlossenen Lunzer Decke gehören. Spitz (1910, Karte) hat zwar den ganzen großen Acker nördlich vom Wege Rodaun—Wiener Hütte, als Oberkreideflysch (bei ihm noch Lias) ausgeschieden; das stimmt jedoch nicht ganz. Südlich der eben erwähnten Hauptdolomitpartie bringt nämlich der Pflug wieder Hauptdolomit zutage, und wenn auch an der westlichen Stiftsmauer der Oberkreideflysch etwas weiter nach S, gegen den Weg Rodaun—Wiener Hütte, auszubuchten scheint, so tritt er im Süden besagter Dolomitpartie wohl kaum mehr auf. Man kann sich daher vorstellen, wenn auch nicht beweisen, daß die Deckengrenze zwischen der Jura-Neokompartie der Frankenfeser Decke S von  $\phi$  357 und dem südlich von ihr gelegenen Hauptdolomitgebiet, das dann schon zur geschlossenen Lunzer Decke zu stellen wäre, verläuft, von dort der Stiftsmauer SW von  $\phi$  320 zustrebt, um dann nordwestlich vom Mon Perou zum Reichliesingtal zu ziehen.<sup>25</sup>) Wenn diese Vermutung zuträfe, dann gehörte das Gebiet des Mon Perou, etwa als streichende Fortsetzung des Hauptdolomitgebietes südlich von  $\phi$  357, zur geschlossenen Lunzer Decke. Gegen diese Annahme spricht der von Spitz S von  $\phi$  320 eingetragene Oberkreideflyschstreifen. Da er im abgeschlossenen Parkgebiet ausgeschieden erscheint, konnten wir ihm leider nicht nachgehen.

Eine andere, aber z weitrangige Deutungsmöglichkeit wäre, sich das Gebiet des Mon Perou als Kulisse der geschlossenen Frankenfeser Decke vorzustellen, die im Osten unter der Jura-Neokom-Oberkreidezone des Leopoldsdorfer Waldostendes zum Vorschein komme.

Unter den drei Erklärungsversuchen scheint uns jedenfalls die Deckschollentheorie die geringste, die Annahme, der Mon Perou gehöre zur geschlossenen Lunzer Decke, die größte Wahrscheinlichkeit zu besitzen.

„Höllensteinantikline“, Südteil — „Flössmulde“, Nordteil.

#### Neuer Doggerfundpunkt.

Schon T o u l a (1905, S. 261) ist bekannt gewesen, daß das klassische Vorkommen von Klausalken „Im öden Saugraben“ seine Fortsetzung nach ONO hat. Auch K o b e r (1926, S. 67) erwähnt „rote Dogger Kalke“ vom E i n g a n g

<sup>25</sup>) An der nordwestlichen Stiftsmauer reicht ein Streifen von Oberkreideflysch der Frankenfeser Decke tatsächlich bis zum Weg am Ufer des Reichliesingbaches herab, was gegenüber unserem vorläufigen Bericht (1937, S. 174) hiermit richtiggestellt sei. Das Gebiet der Juraneokomaufschlüsse, der weitaus größte Teil des Hangfußes also, ist aber von Oberkreideflysch frei!

des echten „geographischen“ Oden Saugrabens, das wäre die am weitesten östlich gelegene unter den bis jetzt bekannt gewordenen Stellen.

Am Rasenkamm nördlich vom Westende des wirklichen geographischen „Oden Saugrabens“, etwa südlich des sogenannten „Gemeindesteinbruches“, der in der Tiefe am Fußwege Rodaun—Waldmühle die Obertrias des Südteiles der Höllensteinantikline aufschließt, liegt ein bisher unbekannt gewesenes Doggervorkommen mit überaus instruktiven Aufschlußverhältnissen.<sup>30)</sup> An der weiter westlich gelegenen „klassischen“ Stelle ist nämlich die Schwächezone an den Grenzen Rhät—Dogger—Malm von im Streichen liegenden Störungen ergriffen worden, die stratigraphische Beobachtungen so erschweren, daß T o u l a (1871, S. 445) alle dort aufgeschlossenen Formationen als „ziemlich concordant übereinander“ folgend befunden hat, obwohl doch schon die ihm ja bekannt gewesene Lücke zwischen Rhät und Bath zur Vorsicht gemahnt hätte. 1905 („Literaturübersicht“, S. 251, Referat über die Arbeit von 1871) sind ihm Störungen bereits bekannt — „Einklemmung“ des Klauskalkes. Auch S p i t z spricht (1910, S. 384) nur von Störung, aber von einer „zwischen Rhät und Klauskalk“, was uns als vielleicht zu enge gefaßt erscheint. Wie man sieht, ist bei den Schilderungen des alten Fundortes, eben weil sie dort nicht so recht zu beobachten ist, von der interessantesten Erscheinung eigentlich nirgends die Rede: vom Verbandsverhältnis der Klaus-schichten zu ihrer stratigraphischen Unterlage.

An einem Punkte der neuen Stelle (Schlagspuren!) ist deutlich zu beobachten, wie über prachtvoll entwickelten Thecosmilienkalken des Rhät zunächst eine Zone graubraunen bis graurötlich(rost-)braunen dichten Mergelkalkes mit zahlreichen Crinoidensplittern folgt (von den Korallen ist nichts mehr zu sehen!), lokal stellt sich auch in ganz geringer Breite ein grünlicher Farbton ein und wie dann ganz scharf das typische Klauskalksediment ansetzt, dicht, dunkelviolett bis bräunlichrot, mit den typischen Erzinkrustationen; aufgeschlossene Mächtigkeit bis zu ca.  $\frac{1}{4}$  m.

Hier fand sich wenige Zentimeter über dem Rhät

*Terebratula* sp.,

aus dem Formenkreise der

*Terebratula perovalis* Sow.

*Terebratula perovalis* Sow. selbst ist nach Deslongchamps und Rothpletz (Laubensteinkalkel) eine Form des höheren Unterdoggers (Aalénien,  $\beta$ , „Murchisonae-Zone“), nach Koken geht sie bis Dogger  $\delta$  hinauf; unser recht gut erhaltenes, großes Exemplar steht einem Typ aus dem „Murchisonae“-Horizont nahe. Das stünde mit der Deutung des neuen Vorkommens als Klauskalk zunächst in keinem guten Einklange, wenn man in diesem Zusammenhange nicht daran zu erinnern in der Lage wäre, daß

<sup>30)</sup> Beste Zugänge: Entweder, von Rodaun kommend, aus dem Kessel an der orographisch rechten Talseite, durch den die „Liechtensteinstraße“ in Windungen aufsteigt (unten eine Verkaufshütte!) westwärts durch den nördlichsten, am Ausgange engen Graben (= „Oder Saugraben“) hinaus, weit nach hinten und dann dem Weg am Rasenkamm nach, oder, von der Kapelle bei der Eisenbahnhaltestelle „Neumühle“ aus, den schmalen steilen Trennungskamm zwischen „Gemeinde“- und „Hödl“-Steinbruch aufwärts, wodurch man fast genau die richtige Stelle am Kamme oben trifft!

interessanter Weise schon Ooppel (1863, S. 190) von der Klausalpe bei Hallstatt eine *Terebratula* cf. *perovialis* aufgeführt hat<sup>31)</sup> und somit aus unzweifelhaften Klausschichten höchstwahrscheinlich auch eine Form vorliegen hatte, die der „*Ter. perovialis*“ aus den tieferen Dogger-Horizonten nahesteht. Vielleicht handelt es sich in beiden Fällen um eine oder mehrere neue Bath-Formen, die *Ter. perovialis* wenigstens äußerlich sehr ähnlich sehen.

Die Auflagerungszone steht an dieser Stelle senkrecht, doch muß das noch kein taschenförmiges Eingreifen des Klauskalksedimentes in seine Unterlage bedeuten, weil saigere Stellung oder steiles Südfallen der Obertriassschichtplatten hier im Mittelschenkel zwischen „Höllensteinantikline“ und „Flößlmulde“ ohnedies zu erwarten ist. Es läßt sich bei dem geringen Umfange des Aufschlusses zwar nicht feststellen, welche Gestalt die Oberfläche der Thecosmilienkalke zur Zeit ihres Untertauchens unter den Meeresspiegel gehabt haben mag, wenn die sichtbare Anlagerungsfläche Schichtfläche gewesen ist, dann liegt maskierte Diskordanz vor (Schaffner).<sup>32)</sup> Wenige Schritte weiter westlich, ebenfalls auf der Höhe des felsigen Kammes, scheint Übergreifen über kleine Karstaschen stattgehabt zu haben.

#### „Gießhübler Mulde“, Südteil.

Neufunde in der Oberkreide des „Wassergesprengs“.

Im Steinbruche des Herrn H. Hattey (Wien), am Westhange des Eichberges (♠ 527), etwa bei „r“ des Wortes „Wassergespreng“ der Karte Spitz (es ist dies der höher am Hang liegende der beiden von Genanntem bis vor kurzem betriebenen Brüche), fanden sich, durch besondere Aufmerksamkeit des Inhabers und der Arbeiterschaft entdeckt und sichergestellt, in den liegenden polygenen Breccien ein gut erhaltener

Selachierzahn und

? *Typocidaris hirudo* Sor. sowie

? *Typocidaris vesiculosa* Gdf.

Herr Prof. A. Jeannet vom Geologischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich, der sich in liebenswürdigster Weise der Mühe einer Bestimmung der Cidaritenstacheln unterzogen hat, betont ausdrücklich, daß es sich nur um den Versuch einer Annäherung an bekannte Formen handelt und läßt durchaus auch noch andere Möglichkeiten offen. Dies vorausgesetzt, sei — ebenfalls nach Jeannet — noch erwähnt, daß *Typocidaris hirudo* vor allem im unteren Turon vorkommt, während *Typocidaris vesiculosa* eine Cenoman-Form ist. Ohne diesen Funden eine Bedeutung beimessen zu wollen, die ihnen zweifellos nicht zukäme, soll

<sup>31)</sup> Von Spengler (1918, S. 324 und Fußnote 1 der gleichen Seite) als vom Klausloch stammend zitiert.

<sup>32)</sup> Wie solche, wenn auch ohne Subsumierung unter diesen Begriff, von Waagen (1924, S. 60, 61) aus dem westlichen Totengebirge (Gebiet des Schaaabodens) beschrieben worden ist. — Die von Ganss (1937), auf Grund der älteren ausführlichen Darlegungen Waagens in obzitiert Arbeit, neuerlich geforderte Annahme zweier Verkarstungsperioden in den Gebieten der Hierlatz-Klausalkalkentwicklung, einer präliasischen und einer ober- vor allem aber postliasischen halten wir für unumgänglich notwendig.

Vorstehendes doch festgehalten sein, weil Brinkmann (1935, S. 147) geneigt ist, den überwiegenden Teil der Breccien des Wassergesprengs in die Obere Gosau, also sehr hoch, einzustellen.

Ötscherdecke.

Anningergebiet.

Dr. Rudolf Toth übergab uns eine Suite von Rhätfossilien zur Bestimmung, die er und Ö. Spiegel (Gumpoldskirchen) am sogenannten „Vierjochkogelweg“ des Anningers gefunden hatten.

In einem dichten, grauen, tonigen Kalke, der teilweise ganz von Schalenresten erfüllt ist, kommen vor:

- ? *Rhynchonella subrimosa* Schafh.,
- Zeilleria (Waldheima) norica* Sss.,
- ? *Spiriferina Kössenensis* Zugm. (Kleine Klappe),
- Dimyopsis (Plicatula) intusstriata* Emmr.,
- Modiola (Mytilus) minuta* Gdf.,
- Lopha (Ostrea) Haidingeriana* Emmr.,
- Modiola Schafhautli* Stur,
- Pecten* sp.

Ohne neuerliche Untersuchung des Fundortes im Rahmen einer großzügigen Untersuchung des ganzen Anningergebietes, hat eine Beurteilung dieser Fauna keinen Sinn. Die Funde sollen für zukünftige Forschungen hier nur vorläufig festgehalten sein!

Gleiches gilt für den ausgezeichneten Rhätfundpunkt am Ansgange des Baytales bei Gumpoldskirchen. Hier sammelten im nördlichen, also orographisch linksseitigen großen Aufschluß („Quidenusbruch“) in letzter Zeit, außer dem Verfasser, die Herren Toth, Spiegel und Krofian.<sup>33)</sup> Einer Auswertung der Fauna nach den Prinzipien der modernen Rhätforschung (Sieber) müßten genaueste Profilierung, fazielle und eventuelle sedimentpetrographische Studien vorangehen. An dieser Stelle seien zunächst nur die Bestimmungsergebnisse aus dem Material der neuen Aufsammlungen ohne Berücksichtigung der im älteren Schrifttum bereits erwähnten Formen mitgeteilt:

- Sphaerocodium* sp.,
- Cidaris subverticillata* Cott. (häufig),
- Cidaris* cfr. *caudex* Stopp.,
- Pentacrinus bavaricus* Winkl.,
- Rhätina (Terebratula) gregaria* Sss. (häufig),
- Terebratula* cfr. *pyriformis* Sss., Übergangsform zu
- Rhätina gregaria* Sss.,
- Rhynchonella* cfr. *cornigera* Schafh., var. *karpathica* Zugm.,

<sup>33)</sup> Viel gutes Material gleichen Ursprunges liegt auch auf einem Depotplatz an der orographisch rechten Talseite!

- Pterophloios Emmrichi* Gümbel, Dorsalklappen (häufig),  
*Pterophloios Emmrichi* Gümbel, Ventralklappen,<sup>34)</sup>  
*Pecten (Chlamys) Winkl. Stopp. cfr. var. Swinicensis* Goetel,<sup>35)</sup>  
*Pecten* sp.,  
*Homomya Caffii* Desio<sup>35)</sup> (häufig).

Dimensionen nach Desio:		Dimensionen dreier Exemplare aus dem Baytal:		
Länge:	71	71	78	71
Höhe:	55	53	55	54
Breite:	38	36	40	36

Ein Exemplar ist von *H. Caffii* sicher abtrennbar; der Form und den Dimensionen nach ist es zur „*lagenalis*“-Gruppe zu stellen, aber eine Entscheidung ob es zu *Hom. lagenalis* Schafh. s. str. oder zu der als *Hom. lag.* Schafh. var. *longobardica* Desio beschriebenen Form zu stellen ist, kann nicht getroffen werden.

- Pteria (Avicula) contorta* Portl. (sehr häufig),  
*Lima (Plagiostoma) punctata* Sow. (im Sinne Trauths, nicht Goetels),  
*Lima (Plagiostoma) cfr. gigantea* Sow., var. *punctata* Sow. (im Sinne Goetels),  
*Placunopsis (Anomia) alpina* Winkl.,  
*Gervillia praecursor* Quenst.,  
*Ganoid?*-Schuppe.

#### Auszug aus dem Schrifttum.

- 1863 O p p e l, A., „Über das Vorkommen von jurassischen Posidonomyen-Gesteinen in den Alpen“. Zeitschrift der Deutschen Geol. Ges. Jahrg. 1863, S. 188, Berlin.  
1871 T o u l a, F., „Beiträge zur Kenntnis des Randgebirges der Wiener Bucht“. Verhdlg. der K. k. Geol. Reichsanst., S. 275.  
1905 T o u l a, F., „Geologische Exkursionen im Gebiete des Liesing- und des Mödlingbaches“. Jahrb. d. K. k. Geol. Reichsanst., 55. Bd., S. 243.  
1910 S p i t z, A., „Der Höllensteinzug bei Wien“. Mittlg. d. Geol. Ges. in Wien, III. Jahrg., S. 351.  
1918 S p e n g l e r, E., „Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut“. Jahrb. d. Geol. Reichsanst., Bd. LXVIII., S. 285, Wien.  
1921 T r a u t h, F., „Über die Stellung der pienninischen Klippenzone und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen“. Mittlg. d. Geol. Ges. in Wien, XIV. Jahrg., S. 105.  
1922 H l a u s c h e k, H., „Beobachtungen über das Lagerungsverhältnis des Hierlatzkalkes zum Dachsteinkalk im Dachsteingebirge“. „Lotos“, 70. Bd., Prag, S. 111.  
1924 W a a g e n, L., „Zur Stratigraphie und Tektonik des Toten Gebirges“. Verhdlg. d. Geol. Bundesanst., Nr. 2, 3, S. 51.  
1926 K o b e r, L., „Geologie der Landschaft um Wien“. Verlag Springer, Wien.

<sup>34)</sup> Gültige Bestimmung durch Herrn Prof. G. v. Arthaber.

<sup>35)</sup> Fund und Bestimmung: O. Krofian.

- 1926 **Mariner, F.**, „Untersuchungen über die Tektonik des Höllesteinzuges bei Wien“. Verhdlg. d. Geol. Bundesanst., Nr. 2, 3, S. 73.
- 1934 **Solomonica, P.**, „Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und der angrenzenden Gebiete“. Mittlg. d. Geol. Ges. in Wien, XXVII. Jahrg., S. 1.
- 1937 **Rosenberg, G.**, „Bericht über weitere Begehungen in der Umgebung von Kalksburg und Kaltenleutgeben (N.-O.), Kalkalpiner Anteil und Fylschrand“. Verhdlg. d. Geol. Bundesanst., Nr. 7, S. 163.
- 1937 **Ganss, O.**, „Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges“. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., Bd. LXXXVII, S. 331, Wien.
- 1938 **Rosenberg, G.**, „Das Gebiet des Wienergrabens bei Kaltenleutgeben (N.-O.)“. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., 88. Bd., S. 147.



# Stadiaie Moränen des Hochalm-Ankogel-Gebietes.

Mit einer Textabbildung und einer Karte.

Von Walter v. Senarclens-Grancy, Graz – Ankara.

Inhaltsübersicht.		Seite
I. Einleitung		197
II. Rezeute Vergletscherung und Moränen		197
III. Jüngere frührezeute oder Fernau-Moränen		198
IV. Die jungstadiale oder Daun-Vergletscherung des Maltatales		205
V. Die Daun-Gletscher der übrigen größeren Täler		216
VI. Ausblasung		223
VII. Altstadiale und hochglaziale Moränen		225
VIII. Schlußwort		290

## I. Einleitung.

Anläßlich der Fortsetzung der von F. Angel geleiteten geologischen Aufnahmen der Ankogel-Hochalmspitz-Karte des Deutschen Alpenvereins im Sommer 1935 habe ich die glazialgeologischen Aufnahmen im wesentlichen abgeschlossen. Die Begehungen und der Druck dieser Studie wurden durch die vom Hauptausschuß des Deutschen Alpenvereins gewährten Beihilfen ermöglicht. Es ist mir eine angenehme Pflicht, für diese großzügige Unterstützung aufs herzlichste zu danken.

Im besonderen gedenke ich ferner des steten Interesses und der liebenswürdigen Unterstützung, welche mir bei diesen Aufnahmen von seiten des Herrn Univ.-Prof. Dr. F. Angel zuteil wurden.

Die vorliegende Arbeit ist die Ergänzung und Fortsetzung eines kleinen Vorberichtes über die Aufnahmen in diesem Gebiet im Jahre 1934.<sup>1)</sup> Die besonderen Umstände des derzeitigen Aufenthaltes veranlassen mich, auch dieser, als ausführlicher Abschluß geplanten Arbeit, ebenfalls nur knappste Form zu geben. — Für eingehendere Lektüre dieser Studie empfiehlt sich die Beschaffung der oben genannten Karte des Deutschen Alpenvereins, sowie für die Nachbargebiete die Beschaffung der Karte der Goldberg- und Ankogelgruppe von Gustav Freytag und F. Kordon.

## II. Rezeute Vergletscherung und Moränen.

Die jungen, unbegrüntten Moränen nahe vor den Gletschern des Gebietes sind in der AV.-Karte im allgemeinen gut gekennzeichnet (vergleiche hierzu die Bemerkungen in 1, Seite 153—154).

<sup>1)</sup> W. v. Senarclens-Grancy, Stadiaie Moränen im Hochalmspitz—Ankogel-Gebiet. Zeitschr. f. Gletscherk., Bd. XXIII, Heft 1/3, 1935.

Die Moränenkarte\*) umreißt in schwarzer Farbe die im Sommer 1935 vergletschert angetroffenen Flächen und die größeren Firnflecken, von denen ein Übersommern anzunehmen war. — Schwarze senkrechte Schraffen kennzeichnen felsige Flächen mit frischen Schliften und Moränen Spuren zwischen dem heutigen Eisrand und der äußersten Eisgrenze vor 80 bis 90 Jahren, sowie ausgeaperte Hänge von Fels oder Schutt über dem Eis noch vergletschertes Karböden. — Ferner umfaßt diese Signatur kahle und meist hellfarbige Felspartien der Hochkare, auf denen hie und da frischer Blockschutt liegt, der von Firn oder Eis bewegt wurde und nicht unmittelbar von Bergstürzen herrühren kann. Es sind dies Flächen, die im Frühsommer noch als Firnfleckenlandschaft zu bezeichnen sind, die derzeit im Spätsommer bis zu den Graten hinauf fast oder ganz ausapern, die aber gleichwohl in älteren Karten (Aufnahmen des Militärgeographischen Institutes Wien) Ende des vergangenen Jahrhunderts z. T. noch als vergletschert eingetragen sind.\*\*\*) Teilweise ist der Außenrand dieser Hochflächen durch frische, rezente Moränen gekennzeichnet, wie S des Weinschnabel. Z. T. verlieren sich diese Kahlstellen (Mulden) allmählich in etwas herastem (Buckel) und talwärts zunehmend begrüntem Gelände. — Mitten darin liegt, fast unmotiviert, der Bogen einer rezenten Moräne wie im Kilmpreinkar. Die Ausdehnung der Flächen ist — im Verhältnis zu anderen Gruppen — in der Hafnergruppe am größten, vorhanden sind sie in allen flachen Hochkaren.

Überall sind sie zweifellos Zeichen stärkster Verfirnung, wenn nicht sogar ausgesprochener (aber kurzfristiger) Vergletscherung der 1850er Jahre in schuttarmem, zur Vergletscherung wenig günstig geformtem Gelände. Bei Fortdauer der gegenwärtigen Witterung übereinige Jahrzehnte dürften zahlreiche dieser Kahlflächen berast werden.

Im Schlapperebenkar liegt hart vor der 1850er Moräne ein leicht verdoppelter Stand der 1820er Jahre. Dieser Stand ist außer der in 1, Seite 154, angeführten 1820er Moräne vor dem Großelendkees der einzige seiner Art. Bei beiden Vorkommen ist der feine und schlammige Schutt stark berast, hingegen sind die Roll- und Kantblöcke völlig frisch wie an den 1850er Moränen. Im ganzen hebt sich das Äußere der 1820er Wälle von den 1850ern, wie auch von den frührezenten Moränen gut ab.

### III. Jüngere frührezente oder Fernau-Moränen.

Auf Grund der ausführlichen vergleichenden Studien von H. Kinzl<sup>2)</sup> war die Möglichkeit eines Auftretens frührezenter Moränen der Gletschervorstöße des 17. bis 18. Jahrhunderts in den Hochkaren dieses Gebietes von vornherein gegeben.

\*) Wenn nichts weiteres angegeben ist, ist hier stets die schwarzweiße, rein glazialgeologische Karte gemeint, nicht die geologische AV.-Karte, welche auch Eintragungen der Moränenflecken enthält.

\*\*) Besonders in den Hochflächen des Kölnbreinkares.

<sup>2)</sup> H. Kinzl, Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Zeitschr. f. Gletscherk. 1929, Bd. XVII, S. 66 f.

Es war ursprünglich auch ein Ziel dieser Untersuchungen, diese Möglichkeiten an Hand allfällig vorhandener historischer Berichte zu überprüfen. Bedauerlicherweise war diese Ergänzung aus Zeitmangel nicht durchführbar; der vorliegende Bericht ist in dieser Hinsicht kein Abschluß, sondern nur ein Anfang. — Es war anderseits von vornherein während der Aufnahmsarbeiten sehr wahrscheinlich geworden, daß besondere Nachrichten über alte Gletschervorstöße in hochgelegenen kleinen Karen ohne alte Bergwerksbetriebe, in einem als Almwiese kaum mehr geeigneten Gelände, schwerlich noch zu erwarten sind.

Ausgehend von den Gedankengängen von H. Kinzl<sup>2)</sup> und im Rückblick auf die gesamten Beobachtungen ist festzustellen, daß im allgemeinen die Natur der frührezenten Vorstöße und der dadurch gebildeten Moränen eine Reihe gewisser Eigentümlichkeiten aufweist, daß die frührezenten Wälle zumindest als eine besondere Gruppe herausgehoben und kartiert und — von wenigen Ausnahmen abgesehen — auch ohne historische Berichte ohne Schwierigkeiten von den älteren wie von den jüngeren Moränengruppen gesondert werden können.

Wie im ersten Bericht (1, S. 157), so glaube ich auch hier die Merkmale der jüngeren frührezenten oder Fernamoränen des Gebietes folgendermaßen zusammenfassen zu können: Naher Anschluß an gleich exponierte rezente Moränen, (hier meist) einfacher Wallbau, Fehlen einer deutlich verbindenden Schuttdecke oder typisch anschließender Wallzüge zu stadialen Moränen hin, Lagerung in günstiger Karnische, besonders nahe am Rückgehänge des Kares, übersommernde Firnreste zwischen Moränen und Karrückwand oder auch hart vor dem Stirnwall. — Infolge der Schneearmut der letzten Jahre sind Firnflecken in Nähe der frührezenten Moränen im allgemeinen eine Seltenheit geworden. Jedoch sind die Stellen, an welchen sie in den letztvergangenen Jahren und Jahrzehnten zu liegen pflegten, derzeit noch durch auffallende helle, frische, bewuchsarme — oder freie — Schutt- oder Felspartien genau so gekennzeichnet, wie anderenorts das frische Gelände ausgedehnter Firn- und Eisbedeckung mit oder ohne rezente Moränen.

Die Bestimmung eines vereinzelt derartigen Moränenvorkommens ist nicht immer einfach. Ist jedoch einmal der ganze Bestand eines Tales oder mehrerer Täler an Moränen aufgenommen und sind, ausgehend von den rezenten Ständen, die Moränengruppen gegliedert und ihre ungefähren Größenausmaße und Abstände festgestellt, dann fällt die Einordnung ehemals unsicherer Vorkommen nicht mehr schwer. — Um den nötigen Überblick über<sup>3)</sup> die Gesamtverhältnisse zu erhalten, war es naturgemäß nötig, die Untersuchungen mehrfach über die AV.-Karte hinaus zu erstrecken. Die beigegehebene schwarzweiße Karte soll dazu dienen, die Ergebnisse inner- und außerhalb des Gebietes der AV.-Karte zu einer Übersicht zu vereinigen, welche dem Erfassen

der Einzelheiten der heutigen Gletscherspuren wie auch der Bildungsbedingungen der vergangenen Gletscher selbst dienlich sein soll.

Nur als ein Beispiel für mehrere füge ich die Überlegung zur endgültigen Auffassung der Moräne „2400“ der Moränenkarte des ersten Berichtes (1) hier „2380—2500“ SO des Kreuzkogels (P. 2686) bei. — Bei der ersten Begehung war nur die annähernde Bezeichnung „früh-rezent-daun (Egessen)“ möglich gewesen. — Die Moräne liegt sehr tief, wenn man berücksichtigt, daß das Kar zur Schneesammlung niedrig, tief und sehr ungünstig ist. Es besteht hier nur eine flache Mulde, welche in eine S-exponierte Karplatte eingesenkt ist und die Rückwand dieser Karplatte, der Grat Kreuzkogel—Mallnitzriegel, ist gerade ober der Mulde sehr unansehnlich.

Die tieferen Partien dieser Moräne sind gleich der Umgebung rasig. Die höheren Partien und besonders die inuere Abfälle der Wälle sind sehr arm an Bewuchs und größtenteils völlig frisch, das gleiche gilt auch für etwa zwei Drittel des flachen Fels- und Schuttgeländes zwischen Wall und rückwärtiger Karbegrenzung. Zweifellos ist dieses Gebiet in den 1850er Jahren stark verfirnt oder nahezu vergletschert gewesen. Von diesem Zustand ausgehend ist die zu Vollvergletscherung des Kares bis „2380“ hinab nötige Senkung der Schneegrenze nur mehr recht geringfügig.

Außerdem schließen fast unmittelbar und im gleichen „frischen“ Gelände nach NW weitere Wälle von feinem und auch grobem Schutt an, welche S des Kreuzkogels sich bis in 2500 m Höhe emporziehen; das ist ungefähr bereits die Höhe gleichexponierter Gletscher und rezenter Gletscherspuren SW der Gamskarlspitze.

Talaus von „2300“ fehlen ähnlich angeordnete Stirnwälle. Die tiefer gelegenen Wälle sind, wie ein Blick auf die Karte zeigt, die Ufer- und Mittelmoränen von Gletschern, welche ein unvergleichbar bedeutenderes Größenausmaß besaßen, eben den jungstadialen oder Daun-Gletschern. Die Sonderung der Stände ist durch Berücksichtigung aller Verhältnisse und durch die Aufnahme der Moränen des ganzen Weißenbachtals leicht und klar geworden.

Die bezeichnete Moräne und ebenso „2350“ unter der Woiskenscharte (= S P. 2555) bestehen zumeist aus feinem Schutt, eine Ausnahme für die meist sehr grobblockigen frührezenten Moränen.

Das Gstößkar zwischen Keeskogel (P. 2885) und Groß-Arital zeigt eine besonders eigentümliche Anordnung der frührezenten Moränen deutlich auf. Sie liegen bei „2400—2200“ in tiefen seitlichen Partien des N-exponierten Kares, dessen mittlere höhere Lage von heutiger Vergletscherung und rezenter Moräne eingenommen sind. Und zwar liegen sie meist tiefer als diese, trotz geringerer Höhe der Umrahmung und meist ungünstiger Lage. — Allenthalben zieht sich ein schmaler Streifen des Kargeländes von den rezenten Moränen mehr oder minder unmittelbar bis zu den älteren Moränen hin, welcher durch „frische“ Flächen, dürftige Moränenstreuung oder noch durch über-sommernde Firnreste erwarten läßt, daß hier auch in den 1850er Jahren eine erhebliche Verfirnung bestanden hat. — Weiters fehlt in diesem größeren N-exponierten Kar talaus der rezenten Moränenstirnen ein Stirnwall von gleichem Typus wie der auf die Randkerbe

des Kares beschränkte Blockwall. — Die Endwälle der jungstadialen Gruppe anderseits liegen fern und tief, und nur ihre auslaufenden Schutdecken ziehen sich hoch empor.

Während der frührezenten Vorstöße dürfte hier eine mächtige Firnmasse etwa das doppelte Areal der heutigen Vergletscherung oder mehr bedeckt haben, ohne in der Karmitte irgend welche Spuren zu hinterlassen. Da, wie erwähnt, das Material dieser frührezenten Moränen durchweg ausgesprochener Bergsturzschutt ist, so scheint es, daß gerade dort, wo die vermuteten großen Firnmassen mit ihrem unsteten Unterrand gegen die Karwände hin ausliefen, Bergstürze ausgelöst wurden, die selbst wiederum den von ihnen bedeckten Teil des Firns zu kleinen, aber stationären Gletscherchen umwandelten. Die Spuren des gleichzeitig zu vermutenden Gletschers in der höheren, mittleren Karpattie wurden vom 1850er Vorstoß überholt. Frührezente Wälle dieser Art liegen ferner bei „2450“ im obersten Murtal und bei „2370“ im Lanischkar (oberstes Pöllatal). Die Areale der rekonstruierten frührezenten Vergletscherung oder Verfirnung sind in der Moränenkarte meist bei weitem zu klein dargestellt.\*) — Der Typ dieser Moränen ist sehr ähnlich den im ersten Bericht (1) geschilderten Verhältnissen im Hochalmkar N Schmiednock—Tullnock, nur reichte im Hochalmkar in den 1850er Jahren der Gletscher des höchsten Geländes doch eben noch tiefer als die Firn- und Eismassen des niedrigeren Geländes, sowohl während der rezenten wie während der frührezenten Periode. — Von den in 1, Abb. 1, dargestellten Typen (S Mußwand und Quirl, SW Venedigergruppe) unterscheiden sich die hier zuletzt ausführlich erörterten dadurch, daß sie in ungünstigen Karteilen liegen, während S Mußwand und Quirl gutgeformte Kare die frührezenten Moränen bergen.

Von nicht geringem Interesse wie das Auftreten der frührezenten Moränen ist auch ihr Ausfall in Gebieten, in denen man sie auf Grund des Vergleiches mit dem Nachbargelände oder mit dem Gesamtgebiet erwarten möchte. — So fehlen frührezente Moränen im Kar NW des Schoher (Eissig = P. 2971) trotz allgemeiner Geländegunst. — Vor allem fällt sehr auf, daß in dem von brüchigen, wilden Granitgneiswänden umrahmten Preimelkar, im Abschnitt S der hinteren Findelkarspitze (P. 2703) nicht die Spuren eines größeren frührezenten Gletschers liegen, wie es im Vergleich mit den Hochalmkarmulden, NW des Schmiednock zu erwarten wäre, sondern nur die Moränen geringfügiger, kleiner rezenter oder frührezenter Gletscherchen in sehr kleinen und hohen Karnischen. Zwar liegt am Grunde dieses Kares grober Blockschutt in reichlicher Menge. Aber er ist untrennbar mit einer unmittelbar anschließenden, sehr mächtigen und ebenfalls sehr groblockigen Mittelmoräne verbunden, welche über das früh-

\*) Außerdem wurde diese Rekonstruktion grundsätzlich nur in Karen mit frührezenten Moränen eingezeichnet.

rezente Ausmaß weit hinaus talaus zieht. — Augenscheinlich infolge völligen Abtransportes des groben Lockermaterials der Steilwände durch die Gletscher der jungstadialen Gruppe ist hier im 17. bis 18. Jahrhundert kein Bergsturz erfolgt, der, wie oben angedeutet, zur Bildung eines frührezenten Kargletschers so wesentlich hätte beitragen können.

Es ist wahrscheinlich, daß dieses Kar hier in ähnlicher Weise mit Firnmassen erfüllt war, wie das oben erörterte Gstößkar mit seiner tiefen seitlichen frührezenten Moräne, ohne daß hier, wie dort oder unter der Karmitte, Moränen aufgeschüttet wurden und ohne daß der von den jungstadialen Gletschern hier verbliebene Schutt neuerlich zu Wällen zusammengeschoben werden konnte. — Immerhin ist das Kar S des hinteren Findelkarkopfes noch unvergleichlich günstiger zur Schneeanammlung geformt und heute schuttreicher als das Gstößkar. .

Noch deutlicher sind die hier skizzierten Verhältnisse im Hohen Gößkar zu beobachten. Auch hier ist das Ausmaß der 1850er und der frührezenten Vergletscherung viel kleiner als man angesichts des günstigen Hochgebirgsgeländes und im Vergleich etwa mit der Vergletscherung der Gamskarlspitze erwarten möchte. Und auch hier liegt nahe vor den jüngsten Wällen die Moräne der Gletscher der jungstadialen Gruppe, aber nicht nur Schutt, sondern auch Mittelwälle und nicht sehr ferne innerste Endwälle. Die innersten Verzweigungen dieser Wälle sind heute noch vom Firn der letzten Jahrzehnte „frisch“ erhalten worden. Gleichwohl war die Firn- und Eisbedeckung der frührezenten Depressionsmaxima nicht ausreichend, die älteren Formen zu zerstören.

Ich halte für die wesentliche Ursache des Ausfalles zu erwartender größerer frührezenter Gletscher in den hier und oben erwähnten Gebieten eine Verringerung der Schneeniederschläge in einer Zone, die von der mittleren bis südlichen Hafnergruppe gegen die zentrale Hochalm- und südliche Ankogelgruppe und gegen die Maresenspitze (P. 2917) hin verläuft und die insgesamt als ein Gebiet im Lee der nördlichen Hafnergruppe und der Ankogelgruppe aufzufassen ist. Von dieser Leezone nach NW hin beträgt die Senkung der gleich exponierten und einander auch sonst entsprechenden rezenten oder frührezenten Moränen und die Senkung der „Schneegrenze“ überhaupt etwa bis zu 300m (siehe hierzu Abb. 1).

Ferner liegt, wie schon in 1 angeführt, die Schneegrenze im Gebiet des Bösen Eck und in der Reißbeckgruppe wieder tiefer. Die Moränen im Gebiet der Großen und Kleinen Leier sind z. T. als frührezent (nicht rezent) zu berichtigen.

In ungemein bezeichnender Weise nehmen in etwa allen kleineren Karen in der oben umrissenen Zone geringen Schneeniederschlages (höherer Schneegrenze) die innersten Stände (Egessen) der jungstadialen Gruppen den Raum und die Höhe der erwarteten frührezenten Moränen ein. — Das verweist auf eine strenge Parallelität der klimatischen Erscheinungen, auf geringere Niederschläge auch

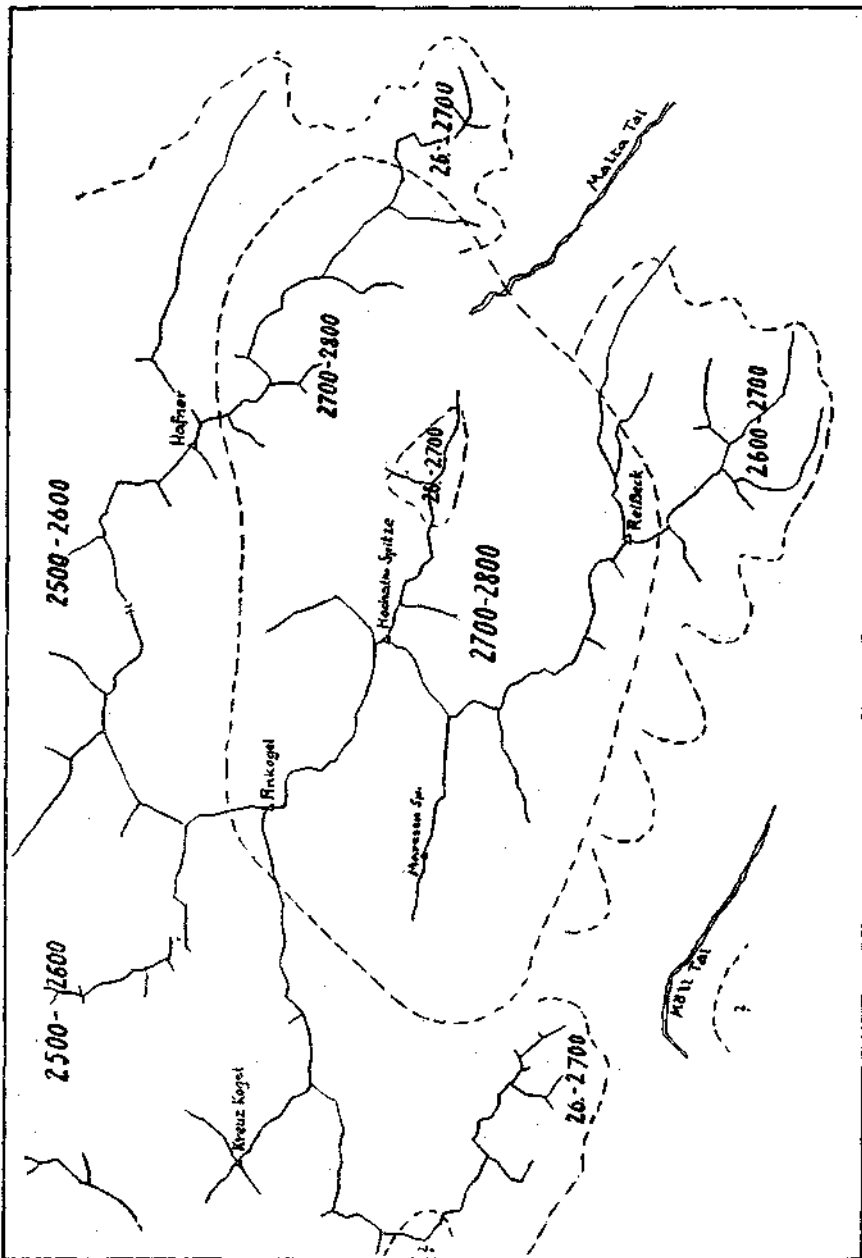


Abb. 1. Ungefähre Lage der Schneegrenze im Hochalm—Ankogelgebiet.

im Ende der jungstadialen Phase und auf rascheres und vielleicht völliges Rückschmelzen der kleineren, dünneren Gletscher dieser Kare, so daß der letzte jungstadiale Vorstoß hier nur mehr kleine, hochgelegene und günstige Räume erfüllen konnte.

Dnrchwegs kann für den geringeren Abstand zwischen rezent-frührezenten und den jungstadialen Moränen, auch hier in allen Kares und Hochtälern die Regel aufgestellt werden: Begünstigte die Form die Bildung großer jungstadialer Eismassen, so ist das Gelände vor den rezenten und frührezenten Ständen weithin frei von älteren Stirnwällen. War das Gelände aus irgend einem Grunde wenig oder sehr ungünstig, so ziehen sich die Wälle der jnngstadialen Gruppe hoch in die Kare empor und dann finden sich auch innerste stadiale Stirnwälle knapp vor rezent-frührezenten Aufschüttungen. Diese Regel hat genaue Anwendung auch in großen Räumen mit verschiedenen günstiger Gestalt, so daß in einem Hochtalgebiet die Abstände der verschiedenen Gruppen in der Haupttalfurche unverhältnismäßig groß, in ungünstigen Karteilräumen unverhältnismäßig klein erscheinen können. Nur ein Beispiel für sehr viele gibt die Anordnung der Wälle im östlichen Leinkar und in den Hochflächen S des Reedsees.

#### Blockmoränen mit mosaikartiger Oberfläche.

Die frührezenten Moränen des Höllkares N Geißelkopf, des Sparangerkares und des Schlapperebenkares bestehen fast durchwegs aus grobblockigem Bergsturzschutt. Wallformen befinden sich im Schlapperebenkar nahe der 1820er Moräne, im Sparangerkar bei „2150“, im Höllkar bei „2300“. Die Moränen sind meist berast, doch finden sich auch kahle Stellen. Hier beobachtet man eigentümliche mosaikartige Bilder der miteinander fest verkeilten Blöcke von Kalkglimmerschiefer. Der Durchmesser der Blöcke schwankt zwischen  $\frac{1}{2}$  bis 4 m. Gleichwohl ist die Fläche dieses „Mosaiks“ fast völlig eben infolge der raschen Abwitterung aller ursprünglich hervorragenden Kanten und Ecken des milden Gesteins. — Besonders deutlich fand ich diese Erseheinung an der Außenseite des Walles „2300“ im Höllkar; sie ist bechränkt auf die Moränenteile, welche naturgemäß infolge der Lage in einem etwas höheren Teilraum des Kares der Verwitterung stärker ausgesetzt waren. Häufige Firnbedeckung in den vergangenen Jahrzehnten mag zu diesem Phänomen beigetragen haben.

Der frührezente Schutt der Moränen bei „2235“ im Schlapperebenkar ist fast durehwegs Kalkglimmerschiefer der nördlichen, das Kar umgebenden Grate. Der Schutt der unmittelbar innerhalb der frührezenten Moränen liegenden rezenten Stände ist von völlig anderer Art, er entstammt den Serizitschiefern, Grünschiefern usw. der innersten Karumrahmung. — Ähnliches ist im Hochtälchen unterm Pleßnitz- und Kälberspitzkees zu beobachten. Die rezente Moräne des Kälberspitzkeeses besteht ganz vorwiegend aus den Granitgneisen der etwas entlegenen südlichen Kämme. Die davor liegende frührezente Moräne ist eine auf Eis zur Ruhe gekommene und dementsprechend als Moräne geformte Schuttmasse von serizitischen u. a. Schieferen, ganz ohne Zentralgneisbeimengung, welche aus einer der Moräne sehr nahe gelegenen Karmulde S P. 2863 herabgekommen ist.

Ein starkes Zurückschmelzen des Eises vor den frührezenten Vorstößen, eine katastrophenartige, aber nur kurzdauernde Ansammlung mächtiger Schneemassen im 17. bis 18. Jahrhundert ist die Ur-



sache dafür, daß das Eis im äußeren ungünstigeren (S-Exposition) Talraum aus einer kleinen seitlichen Karnische tiefer herabdrang als aus einem schattseitigen und höher liegenden, aber entfernteren Teil des Tales.

Hier besteht tatsächlich eine Parallele der Äußerung der Vergletscherung geologisch kaum vergangener Zeiten mit einer Eigentümlichkeit der Vergletscherung einer Teilperiode der Schlußvereisung im Sinn von O. Ampferer<sup>3)</sup> (siehe weiter unten die Bemerkungen über die Altstadien).

#### IV. Die jungstadiale oder Daun-Vergletscherung des Maltatales.

Da die starkē heutige Verringerung der Gletscherflächen Rückschlüsse auf die Stadialgletscher fast nicht mehr gestattet, war es nötig, durch die Darstellung, mittels schwarzer Flecken und Schraffen, für den ersten Blick die Gesamtfläche der rezenten und frührezenten Vergletscherung zu veranschaulichen. — Das so gewonnene Kartenbild erleichtert das Verständnis der Beobachtungen und des Versuches einer Rekonstruktion des großen Gletschers im Maltatal.

Talaus der rezenten und frührezenten Moränen des Klein-Elendtales folgen zugeschüttete Felsbecken und steilere Hänge im Wechsel mit breiten Rundhöckern, geschliffenen und gerillten Platten und mit breiten Felsrampen, welche gegen die höheren Karverebnungen hin ununterbrochen oder in Absätzen ansteigen. Diese Ebenheiten tragen vielfach dünn verstreute Spuren und Decken von Moränen (Rollblöcke) und Moränenflecken von feinem schlammigem, berastem Material.

Diese Ebenheiten könnten ebenso gut auch Moränenwälle tragen, da die Umrahmung genügend Schutt liefert und die Ebenheiten größtenteils vom Bach und den seitlichen Schutthalden nicht erreicht werden. — Wenn hier Wallmoränen fehlen, so sind sie zweifellos nie gebildet worden. Dabei liegen nun die kritischen Absätze so nahe bei oder hintereinander, daß von einem isolierten Wall wenigstens irgend ein Stück der Ufer- oder Stirnpartie erhalten sein müßte. Und umso eher müßten Teile von Wallgruppen erhalten sein, in welchen die jungstadialen Moränen vorzukommen pflegen (wie beispielsweise im Lein- kar, im Plesching und vielfach andernorts).

Unterstützt von Beobachtungen in Nord- und Osttirol und andernorts scheint es nun sicher, daß das von Stirnwällen freie Geländetalaus der rezent-frührezenten Moränengruppen als das innerste Gebiet der jungstadialen Gruppe angesehen werden muß, als ein Talraum, in welchem der Gletscherrückgang ohne weitere Unterbrechung stattfand. Wird nach

<sup>3)</sup> O. Ampferer, Waren die Alpen zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung unvergletschert? Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, Bd. 145, H. 7—10, 1936.

einer Kette der so bezeichneten Ebenheiten ein Teil eines Stirnwalles gefunden, so ist er nicht ein beliebiger, sondern mehr oder minder der erste, innerste Stand, vor dem dann noch weitere Stände der jungstadialen Gruppe zu erwarten sind. Gemäß den Beobachtungen im Klein-Elendtal und andernorts und den obigen Gedankengängen wurde nach Verebnungen und etwa darauf befindlichen Wällen weitergesucht.

Zahlreiche kleine und größere wallfreie Ebenheiten ziehen sich vom Klein-Elendtal gegen die Einmündung des Kölnbreinbaches hin. Auch das Engtal der Malta von der Sameralm bis zur Gmünder Hütte besitzt derartige wallfreie Verebnungen, allerdings in größeren Abständen. — Da nun aber bei der Sameralm überall nicht nur die tiefen Absätze nahe dem Talgrunde, sondern auch die allmählich ansteigenden Felsrampen bis zu 200 bis 300 m über dem Tal trotz ihrer Breite frei von Wällen sind, so ist bereits hieraus eine gewisse Eismächtigkeit zu folgern. — Östlich ober der Sameralm, an dem Südkamm des Kölnbreinkares, liegt nun einer der ersten Plätze, welcher beim Rückgang der stadialen Vergletscherung freigegeben wurde.

Hier befindet sich bei „2000“ ein kleiner, aber gut erhaltener Uferabsatz, der im Kölnhrein-Seitentale einen 80 bis 100 m starken Gletscher voraussetzt. Dieser Stand ist der mehr oder minder jüngste der jungstadialen Gruppe des Kölnbreintales. Denn talaus der rezenten Moräne und von den ausgedehnten „frischen“ Flächen des Kölnbreinkares fehlen weitere Endwälle oder deren Spuren im flachen Talboden des Kölnbreintales wie auch auf den niederen felsigen Stufen zum Maltatal hinab vollkommen.

Aber auch höhere Wälle über „2000“ fehlen, obgleich Platz zur Aufschüttung vorhanden wäre. Daraus ist zu schließen, daß während der älteren jungstadialen Phasen das gesamte Gelände gegen P. 2449 hin mit Ausnahme steiler Gratpartien völlig vergletschert war. Eine so starke Vergletscherung niedrigen Geländes nimmt nicht wunder, da NE P. 2449 die erwähnten Spuren rezenter Verfirnung in breiter Fläche und trotz ungünstiger Geländeformung bis gegen 2350 m herabziehen.

Der erwähnte Wallabsatz „2000“ biegt nicht gleichlaufend mit dem Knick der Talstufe ab, sondern zieht am Hang entlang eben durch, ins Leere. Er erfordert den Anstau durch Eis im Haupttal in ungefähr der gleichen Höhe wie der Wallabsatz, eben in etwa 2000 m Höhe. Da der Talgrund hier in etwa 1700 m liegt, besaß der jüngste Gletscher der jungstadialen Gruppe noch etwa 300 m Mächtigkeit (vgl. die Bemerkungen oben über die Wallfreiheit der tieferen Felsabsätze) und eine Breite von etwa 1 km.

Merkwürdigerweise fehlen in nächster Nähe talauf oder talab der Einmündung des Kölnbreintales Ufermoränen des Haupttalgletschers. Man möchte diese Moränen zwangsläufig erwarten, sofern man es als natürlich ansieht, daß bei Rückzugsperioden große Talgletscher sich stets noch lange halten (und Ufermoränen anhäufen), während die Enden kleiner Seitengletscher rasch ins höhere Kargehänge emporwandern — die Generalregel, welche Abb. 3 der oben erwähnten Studie

von O. Ampferer bezüglich der Pasterze und ihrer Seitengletscher vorzüglich illustriert.

Es gibt aber vielleicht auch Ausnahmen zu dieser Regel, bis zu einem gewissen Grade wenigstens. Ich erwähne hier nochmals, daß Th. C. Visser<sup>4)</sup> aus dem Karakorum zwei Gletscher in folgendem Verhältnis zueinander abbildet: einen größeren Talgletscher, dessen Oberfläche beträchtlich tiefer gesunken ist als seine ehemalige, noch frische Ufermoräne und einen aus einem steilen seitlichen Kar herabhängenden Nebengletscher, der durch die Öffnung der Ufermoränen des Haupttalgletschers sich noch herabsenkt und die Oberfläche des großen Eisstromes noch erreicht.\*)

Jedenfalls gewinnt man im oberen Maltatal im Bereich der Arlscharte den Eindruck, daß mit der Senkung der Oberfläche des Haupttalgletschers auf 2000 m absolute Höhe herab ein gleichzeitiges Verschwinden des Eismantels der niedrigeren Berge des Arlscharte-Gebietes nicht stattgefunden hat. Sondern die seitlichen Eismassen vermochten sich von dem immer noch bedeutenden Eisstrom im Haupttal nicht zu trennen und dadurch wurde bis zur Phase des letzten pausenlosen Abschmelzens nur an seltensten Stellen ein Gelände frei, an welchem Moränen wie „2000“ im Kölnbrental angeschüttet werden konnten. — Dadurch scheint mir das Fehlen von End- oder Ufermoränen im Kar (Mitterkar) SW des Lausnock (P. 2521) erklärt, ebenso das Fehlen von hohen Absätzen zwischen den Mündungen der schattseitigen Seitentäler des Lang-, Findel- und Preimelkares.

Man muß sich vorstellen, daß die klimatische Verbesserung zu Ende der jüngerstadialen Periode sich verhältnismäßig bald an den „taläußeren“ Partien des großen Gletschers geäußert hat und ferner in den großen Karen der zentralen bis südöstlichen Hochalmgruppe (siehe die früheren Bemerkungen über den Ausfall frühreifer Moränen, über das Gebiet „im Lee der Ankogelgruppe“; siehe ferner weiter unten die Angaben über die Moränen der Kare dieses Gebietsteiles).

Hingegen dürfte sich die klimatische Verbesserung in den nördlichen bis nordwestlichen „talinneren“ Gebieten der genannten Gruppen verhältnismäßig spät ausgewirkt haben, in eben den Gebieten, in welchen infolge des Reichtums an Niederschlägen überhaupt in den letztvergangenen Jahrhunderten und in den 1850er Jahren Gletscher zahlreicher niedriggelegener Kare ihre Spuren hinterließen (siehe auch weiter unten die Erörterung der Vergletscherung der Arlscharte).

Weitere Moränenwälle der inneren Elendtäler liegen bei „2120“ am Reckenbichl SW der Sameralm. Es sind sehr kleine und

<sup>4)</sup> Th. C. Visser, Gletscherüberschiebungen im Nubra- und Shyok-Gebiet des Karakorum. Zeitschr. f. Gletscherk. 1932, XX, S. 29 ff., Taf. V.

\*) Nur vermag ich derzeit zu meinem Bedauern nicht festzustellen, ob es sich hier tatsächlich nur um ein passives Nachsinken des Seitengletschers handelt oder um einen ausgesprochenen Vorstoß, vielleicht sogar um eine Vorstoßperiode der letzten Jahre im Karakorum, welche an kleineren Seitengletschern zunächst zu beobachten ist, während die Oberfläche der großen Talgletscher die entsprechende Hebung erst später zeigen könnte.

sehr eng aneinander geschlossene Bögen, sie liegen alle in gleicher Höhe und bilden zusammen einen Absatz von Ufermoränen des rechten Ufers eines Gletschers, welcher dem Klein-Elendtal entsprang, und, aus der Talöffnung hervortretend und über den Felsrücken des Reckenbichl herabsinkend, sich mit dem Eisstrom des Groß-Elendtales vereinigte. — Die Eisdicke des zugehörigen Klein-Elendgletschers betrug ca. 140 m. Das Gefälle von „2120“ zu „2000“ ist ein sehr natürliches. Vermutlich sind diese Wallvorkommen gleichzeitig aufgeschüttet worden.

Im Talgrund des Groß-Elendtales liegen einige kleine, aber deutlich geformte Wälle nahe NO der Osnabrücker Hütte. Es sind Mittelmoränen der Gletscher aus den nahen und heute noch vergletscherten Hochregionen im SW und SO; ihnen irgendwie zuzuordnende Endmoränen fehlen auf den benachbarten Ebenheiten. — Bemerkenswert sind ferner Schuttabsätze an der Talwand O der Osnabrücker Hütte. Ihre Neigung weist auf einen Gletscherhalt etwa 1 km NO der Osnabrücker Hütte. — Aber auch dieser Eisstand dauerte nicht so lange, daß auf den entsprechenden felsigen Ebenheiten des Talgrundes ein Stirnwall hätte gebildet werden können.

Im Klein-Elendtal fehlen, wie erwähnt, derartige Spuren vollkommen, obgleich das Klein-Elendtal an geeigneten Ebenheiten noch reicher ist.

Vielleicht liegt die Spur eines innersten Haltes vor, der an größeren Gletschern der jungstadialen Gruppe auch in anderen Alpentteilen nur sehr selten zu bemerken ist, während er in kleinen Karen häufig zu finden sein mag. Einstweilen wird dieser vielleicht tatsächlich „innerste“ Stand vernachlässigt zugunsten der Auffassung des wesentlichen innersten Standes mit den Ufermoränen bei „2000“ im Kölnbreintal und mit einer diesen Moränen und der Wallfreiheit der erstbeschriebenen Gebiete entsprechenden Größe.

Nur der Vollständigkeit wegen seien hier noch die Schuttabsätze des letzten Eistrückganges O des Steinbachkogels (P. 2827), NO des Nördlichen Schwarzorns (P. 2912) und O des Südlichen Schwarzorns erwähnt. Sie verdanken ihre Entstehung lokaler Geländegünstigkeit, keinem besonders ausgeprägten (länger dauernden) Halt.

Das Wastelkar SO des Kölnbreinkares besaß ungefähr die gleich große 1850er Vergletscherung wie das Kölnbreinkar, liegt aber schon etwas im Lee der nordwestlichen Fortsetzung der Hafner-Gruppe. Darum wohl blieb die Karmündung gegen das Maltatal hin nicht vollvergletschert, sondern fanden hier die Uferwälle mehrerer jungstadialer Stände Platz: Der innerste Wall bei „2170“ läßt den Querschnitt eines Gletschers von ganz ähnlichen Ausmaßen wie „2000“ im Kölnbreinkar ermesen. Daran schließt sich ein höher gelegener Wall, welcher bei „2200“ endet; in seiner Krümmung schließt ein dritter, vielleicht äußerster, Wall an.

Hier unter dem Ende des SW-Grates des Hafner ist auch erstmals in der Richtung vom Kölnbreinkar her das Gelände zwischen den Mündungen der seitlichen Kare während des Eistrückganges etwas früher ausgeapert, so daß der letzte, innerste bedeutendere Vorstoß der jungstadialen Gruppe hier einen mächtigen grobblockigen, typisch

geformten Stirnwall in einer kleinen Mulde aufzuschütten vermochte. Das Fehlen eines ähnlichen Standes in der flachen Mulde S P. 2472 ist wohl mehr auf die hier geringe Geländegunst zurückzuführen.

Im Mahr-Ochsenkar liegen erstmals in Richtung vom Kölnbreinkar her Stirnwälle zweier Stände (a, b). Hier hatte sich der seitliche Gletscher schon ziemlich früh vom Eisstrom im Maltatal losgelöst (entsprechend der „Hebung der Schneegruppe“ von der nordwestlichen Hafnergruppe hierher (siehe auf der Karte die Hebung der Höhen der 1850er Gletscherspuren gleich großer Gletscher gleicher Auslage). — Die Endwälle liegen a) in 1950 bis 2000 m Höhe und im seitlich anschließenden Gelände bei „2000 bis 2070“. H. her oben im Kar und nahe den rezenten und frührezenten Moränen sind erhalten: b) Die sehr sanft geformten berasten, feinschuttigen Wälle eines sicher innersten Standes bei „2500“ und die zugehörigen Bergsturzwälle (mit prägnanter Formung) bei „2230“. — In ungefähr 2200 m Höhe mußte der Gletscher geendet haben, der naturgemäß die Talfurche zwischen den beiden eben erwähnten Vorkommen erfüllte. Er hinterließ keinen Stirnwall, vielleicht weil das Gelände an der Höhenlinie 2200 etwas stärker geneigt ist oder weil der letzte innerste Vorstoß auch hier wieder nur in den seitlichen und besonders in den S-exponierten, ungünstig geformten und daher früh eisfrei gewordenen Kartteilen wesentlich und typisch in Erscheinung treten konnte.

Im Mahr-Kühkar liegen tiefe deutliche Wälle und Wallabsätze bei „2050“ bis „2100“; sie entsprechen den tiefen Ständen (a) im Mahr-Ochsenkar; höhere deutlich geformte Wälle bei „2450“ entsprechen ebenfalls den höheren Stadien (b) des benachbarten Kares im NW. — Auch im Kar W des Hafnersonnblick (P. 3032) ist diese Staffelung vorhanden; jedoch sind infolge der hier im allgemeinen ungünstigen Formung Wallmoränen überhaupt nur spärlich ausgebildet. — Von den letztgenannten Wallvorkommen aus und z. T. auch von dem tiefen Stand (a) des Mahr-Ochsenkars ziehen Decken von Moränenschutt weiter talaus. Ihre Entstehung fällt etwa in die Zeit der Aufschüttung des dritten äußeren Walles im nnteren Wastelkar.

Unter der Mündung des Wastelkars liegt ein ausgedehntes Gelände von Rundhöckern mit schwacher Überstreuung von Moränenschutt. Vergeblich sucht man hier Spuren von Wallmoränen des seitlichen Gletschers oder des Gletschers im Malta-Haupttal. Ich vermute daher, daß die Eisoberfläche noch während der letzten wesentlichen stadialen Phase hier bei etwa 2000 m Höhe gelegen hat, gleich hoch wie am Ausgang des Kölnbreinkares. Die normalerweise zu erwartende stärkere Senkung der Eisoberfläche dürfte durch den Zustrom der großen Seitengletscher aus der mittleren Hafnergruppe und vor allem aus der östlichen Hochalmgruppe ausgeglichen worden sein.

Frei von Wallmoränen sind auch die ausgedehnten Verebnungen des Moos; nur selten finden sich hier gerollte oder kantige Findlinge. Auch das Moos blieb bis zum letzten Eisrückgang völlig von den jungstadialen Eismassen bedeckt.

N des Moos, nur durch eine etwa 50 m hohe Felswand abgetrennt, liegt abermals eine kleine Verebnung in

etwa 1930 bis 2000 m Höhe. Auf ihr liegen, erstmals in der Richtung von den Elendtälern her, zwei sehr deutliche, mäßig grobblockige Uferwälle, an deren Außenseite im schon wieder steileren Hang noch ein dritter Wall ansetzt; bergwärts anschließend liegt noch etwas Moränenschutt. — Man könnte diese Wälle als innere bis innerste mit Sicherheit bezeichnen, wären sie nicht, wie erwähnt, von den Verehnungen des Moos durch eine Felswand getrennt. Sicher liegen nicht äußerste jungstadiale Wälle vor, da im jungstadialen Hochstand die Mulde N—NO dieser Wälle gewiß ebenso stark vergletschert war wie etwa das Gehänge des Lausnock (P. 2521), und da das talwärts drängende Eis zur Aufschüttung um diese Zeit keinen Platz freigab. — Diese Wälle sind eben nur ein schmaler Ausschnitt aus der jungstadialen Gruppe; das Ufer des innersten Standes dürfte nahe dem inneren Wall an der erwähnten kleinen Felswand gelegen haben.

Vom Moos gegen die Mahralm hin ist das Gelände zwar steil (zu steil für die fortsetzende Aufschüttung der erwähnten Wälle), aber die Bedeckung mit Moränenschutt ist gleichwohl sehr stark. Hier liegt an der Kante einer schmalen Verebnung, nahe über der theoretischen Linie der Fortsetzung der Wälle von „1930 bis 2000“ ein gut erhaltener Uferwall bei „1900 bis 1830“, auf welchem z. T. der Weg zur Kattowitz Hütte verläuft. Dieser Wall wurde ursprünglich irrtümlich als Felsrippe mit auflagernder älterer stadialer Moräne aufgefaßt (1, siehe die Moränenkarte dazu). — Hart oberhalb der Mahralm wird der Wall durch einen Bachschwemmkegel vertreten, welcher talwärts und in der Linie der Fortsetzung des Walles scharf abgekantet ist und nur an vorgelegenem Eis oder einem jetzt schon abgetragenen Wallteil gestaut worden sein kann. Die gute Erhaltung des hoch über dem Maltatal ins Leere hinausgebauten Schotterkörpers erhöht den Eindruck seiner verhältnismäßig jungen Entstehung und unterstreicht damit auch die Auffassung des ca. 500 m über dem Maltatal gelegenen Walles als Stand der jungstadialen Gruppe.

Da die obere und untere Wallgruppe der Mahralmkare den beiden inneren Wällen des Wastelkares entsprechen, so vertritt der hohe Uferwall bei der Mahralm ungefähr den dritten äußeren Stand des Wastelkares. — Es ist sehr wahrscheinlich, daß auch die Karflächen N und O der Mahralm während der Phase eben diesen dritten Standes voll vergletschert waren, so daß die hohe Moräne des Haupttalgletschers als Mittelwall, noch nicht als äußerster Uferwall gelten kann. — Immerhin kennzeichnet diese Moräne bereits einen jungstadialen Eisstrom von 500 m Dicke und etwa  $1\frac{1}{2}$  km Breite. Der jungstadiale Höchststand dürfte nicht viel bedeutender gewesen sein.

Die obersten Karnischen des Melnikkares sind heute fast eisfrei, waren aber um 1850 bedeutend vergletschert; sie besitzen ferner eine zur Aufnahme großer Eismassen günstige Formung. Daher fehlen in den oberen Karflächen vor den Stirnen der frischen Moränen jungstadiale Endmoränen. Vorhanden ist nur die Mittelmoräne der Vereinigung der Gletscher der Karnischen NW des Schober (Eissig P. 2971) und SO des Kleinen Hafnersonnblick (P. 2984). Die ausgedehnten stirnwallfreien Karhochflächen lassen darauf schließen, daß

infolge günstiger Eisstaumöglichkeiten die innersten und äußersten jungstadialen Stände bereits weit talaus lagen. — Man findet sie tatsächlich, wenn auch nicht symmetrisch erhalten, bei den oberen Melnik(taler)-Hütten in 1650 bis 1950 m Höhe. Hart über ihnen endet bei „2000 bis 2100“ der mächtige, sehr grobblockige Stirnwall eines kleinen seitlichen Kares. — Die gegen die Untere Melnikalm hinabziehenden Moränen (mit geroltem Schutt und feinem Bindemittel sind ursprünglich vielleicht hochglazialen Ursprungs, bei der genannten Alm sind sie noch zu schwach ausgeprägten Wällen überformt. — Es besteht kein sicherer Anlaß, diese Moränen noch der jungstadialen oder der altstadialen Gruppe zuzuordnen.

Die Perschitzkare und die Kare N des Schober und N des Reitereck (P. 2785) konnten nicht besucht werden; hier besteht eine Lücke, die zwar über den Rahmen der AV.-Karte hinausgreift, die aber zur Klärung der Gesamtverhältnisse in der Hafnergruppe dringend zu füllen wäre. — Angesichts der außerordentlich starken jungstadialen Vergletscherung der nordwestlichen Hafnergruppe scheint mir die bereits (1, Abb. 1) gegebene Deutung der Moränen im Bereich der Thorscharte als genügend sicher.

An die Erörterung der Verhältnisse am linken Ufer des Maltatales schließt zweckmäßig die Charakterisierung des rechten Ufers. Das Langental zeigt in kleinerem Maßstab ganz ähnliche Verhältnisse wie das Klein-Elendtal. Talaus der Gletscherreste und jungen Moränen fehlen auf den Verebnungen und Felsabsätzen bis zum Abbruch der Schlucht des Maltatales hinab Stirn- und Uferwälle vollkommen. Eine gewisse Minimalgröße des innersten jungstadialen Gletschers im Langental ist damit gegeben. Würde sich der Gletscher auf diese grob geschätzte Minimalgröße beschränken, so müßten besonders an den niedrigen Felsschwellen seines rechten Ufers Seitenmoränen auftreten. Diese fehlen aber von der Maltaschlucht bis gegen 2100 m Höhe empor. Bei 2100 m Höhe setzen Karwände der Beobachtung ein Ende.

Indirekt ist hier zu erkennen, daß während des Wechsels der jungstadialen Gletschervorstöße und -rückgänge die Eismassen eines bis zum Ende stets bedeutenden Langental-Gletschers das niedrige rechte Ufer bis in 2000 bis 2100 m Höhe empor dauernd überströmten.

Und als die Oberfläche des Gletschers im Haupttal sich auf 2000 m senkte, wie aus der Moräne am Ausgang des Kölnbreinkares gefolgert wurde, blieben hier wie dort auch die niedrigen Gehänge der seitlichen Kämme von Eis bedeckt. Nur eine sehr kleine und ungünstig geformte Nische NW unter P. 2370 verlor etwas früher den Zusammenhang mit den großen Eismassen und bot Platz für Aufschüttung, und ferner dürfte die winddurchfegte Karplatte O—SO des Gamskarnock (P. 2569) nie (während der jungstadialen Phasen) ganz vergletschert gewesen sein.

Im Mitterkar, Findelkar und Preimelkar herrschen die gleichen Verhältnisse wie im Langental: In den Furchen, in denen die Hauptmasse des Eises abfließen mußte, fehlen Stirn- oder endnahe Uferwälle. Wohl aber bergen seitliche kleinere, sonnseitige und auch sehr tief gelegene schattseitige Kare oder karartige Nischen

bereits innere und auch ältere jungstadiale Endwälle: „2100“ im Findelkar, „2250 bis 2340“ im Preimelkar, „1820“ nördlich unter dem Dürriegel (P. 2256). Im Mitterkar liegt nur ein kleiner, wenig charakteristischer Absatz auf einer Felsstufe des obersten Kares. Die übrigen in der Tallängsrichtung verlaufenden Wälle sind Formen wie im oberen Groß-Elendtal N der Osnabrücker Hütte und wie der Absatz „2120“ am Reckenbichl: Es sind innerste, z. T. sich fein verzweigende Mittel- bis Ufermoränen, ohne irgend welche Anordnung, die auf eine nahe Gletscherstirn schließen ließe.

In der Hochalm weisen Wälle bei der Hochalm-Ochsenhütte erstmals in der Reihe dieser Kare auf ein innerstes jungstadales Gletscherende in 1800 bis 1700 m Höhe. Dieses Kar ist von den eben genannten Karen das niedrigste, am weitesten geöffnete, zur Anhäufung bedeutender Eismassen ungünstigste, auch sind infolge der Geländegestaltung die Eismassen der Fläche des hentigen Hochalmkeeses zur größeren Teil nicht hierher, sondern gegen die Preimalm hin abgeflossen. Und dieses Gebiet liegt ebenso im Lee der im NW liegenden Berge wie die weiter oben angeführten Kare zwischen Hafner und Schoher (Eissig). Der innerste Stand der Talschlucht der schattseitigen Hochalm und die innersten Stände der eben erwähnten sonseitigen Hafnerkare entsprechen einander vollkommen. — Hier wie dort hatten sich die innersten Stände bereits vom Eis des im Maltatal noch liegenden Gletschers abgelöst, während der jüngste Gletscher des Preimelkares mit diesem noch in Verbindung stand.

\*

Die Moräne „1800 bis 1900“ des sehr kleinen und steilen Kares NO Gamsnock (P. 2396 der AV.-Karte, P. 2589 der Karte von Freytag & Berndt) ist vielleicht schon ein äußerster Stand. — Im Straneralmkar sind nur innere und innerste Wälle deutlich erkennbar; das Gehänge über der Alm ist zu stark bewaldet und mit Felsbuckeln und Blockschutt erfüllt, als daß sichere Erdwälle feststellbar wären. — Das Gelände NO Draxelnock (P. 2400) — Höhennock konnte nur von der gegenüber liegenden Melnikalm her eingesehen werden. Irgendwie charakteristische Wälle oder Anschüttungsformen waren nicht zu beobachten und sind angesichts der Kürze und Steilheit der kleinen Tälchen auch bei weiterer Überprüfung kaum zu erwarten. — Möglich wäre es aber, auf den flachen, mit Moränen bedeckten schmalen Verebnungen bei den Almen Annemann, Straner, Winkler, Oberfaller noch Ufermoränen des Großen Maltatal-Gletschers zu finden, welche den Wällen bei der Mahralm und N des Moos entsprechen. Meine Beschäftigung im Ausland verhinderte das erwünschte Schließen dieser Lücken.

Die Wallfreiheit der oben angeführten Verebnungen in den Elendtalern und im Maltatal und die Ufermoränen bei und NW der Mahralm zwangen zur Annahme bedeutender innerster und noch größerer äußerster jungstadialer Gletscher. Demnach erscheint es ganz natürlich, daß die felsigen Erhebungen zwischen Gmünder Hütte und



Pflüghof zwar mit Geröllmoränen teilweise bedeckt sind, daß Spuren von Endwällen aber auch hier fehlen. Man muß danach bereits außerhalb der durch den Rand der AV.-Karte gegebenen Grenze suchen.

In weitem Umkreis des Pflüghofs sind die Hänge des Maltatales zu steil, um Moränen zu erhalten. Nur an der linken Talwand der Mündung des Gößgrabens liegt ein größerer Moränenbelag von groben gerollten und eckigen Blöcken, welche fast durchwegs den Orthogneisgebieten entstammen. Die Schuttmasse endet bergwärts mit einem wallartigen Absatz, welcher gegen das Maltatal zu leicht ansteigt. Die petrographischen und topographischen Verhältnisse machen es sehr wahrscheinlich, daß der jungstadiale Daungletscher das Maltatal beim Pflüghof noch völlig erfüllte und in den östlichsten Gößgraben hereindrängte.

Talaus des Zirmhofes und Pflüghofes sind die Talhänge wiederum sehr steil, der Talboden ist Schwemmland. — Angesichts der Größe der jungstadialen Gletscher im oberen Maltatal könnten die jüngeren bis jungstadialen Gletscher hier oder bei Malta geendet haben.

Ober- und unterhalb Malta hat R. Lucerna<sup>5)</sup> Endmoränen kartiert, auf seiner Zeichnung beruht die Darstellung in der hier beigegebenen Karte. R. Lucerna hat diese Wälle als innerste Stände des Bühlstadiums und als Gschnitz bezeichnet, allerdings ohne über entsprechende Beobachtungen im inneren Maltatal zu verfügen.

Möglicherweise sind die Endmoränen von Malta z. T. altstadiale Moränen. Da solche in der Regel charakteristischen Lokalschutt der nächsten Umgebung enthalten, so wäre eine genauere petrographische Untersuchung des Moränenschuttes bei Malta sowie der Kare zwischen Tandelspitze (P. 2623) und Dornhachalpe (P. 2420) von großem Interesse.

Zumindest könnte der innere Wall bei „832“ der äußerste jungstadiale oder typische Daunwall sein. Auch hier war mir aus den angegebenen Gründen eine eingehende Untersuchung nicht möglich.

Selbst wenn auch dieser Wall altstadial sein sollte, so ist doch durch die Beobachtungen im inneren Maltatal die bedeutende Größe der Gletscher der jungstadialen Gruppe erwiesen und gerade die diese Beobachtungen zusammenfassende Art der Darstellung in der Moränenkarte soll veranschaulichen, daß nicht nur der innerste wesentliche Stand mindestens über die Gmünder Hütte talaus gereicht haben mußte, sondern daß auch der äußerste oder Daunstand höchstwahrscheinlich sehr nahe bei Malta endete. — Andererseits müssen im Umkreis von Malta auch altstadiale Gletscher geendet haben, zumindest Gletscher aus den benachbarten, wenn auch nicht sehr hochgelegenen Karen, vergleichbar den altstadialen Gletschern von Mallnitz (Moränen „1200“, „840 bis 1183“, „1625“) oder von Virgen in Osttirol.

Das Gelände von Malta gehört zu den Gebieten, in denen das Ausmaß der größten jungstadialen Gletscher das der altstadialen Gletscher erreichte.

<sup>5)</sup> R. Lucerna, Der Gletscher von Gmünd. Zeitschr. d. Wiener Geogr. Ges. Hierzu auch F. Becke, Glaziale Spuren in den östlichen Hohen Tauern. Zeitschr. f. Gletscherk. 1908/09.

Die tiefe Schneegrenze im Nährgebiet der Elendtäler, vor allem die bedeutenden Niederschlagsmengen daselbst, der Zusammenstau der Eismassen zahlreicher hoher Kare auf engem Raum und die hohe Lage der Sohle des Haupttales bis zur Sameralm hin ermöglichten es, daß die Eisoberfläche des Talgletschers über weite Strecken hin über der Schneegrenze lag und der etwa 24 km lange Daungletscher des Maltatales von einem großen, dabei gar nicht so sehr hochgelegenen Einzugsgebiet gespeist werden konnte.

Die heutige Lage der Schneegrenze im Bereich der Arlscharte ist etwa 2600 bis 2700 m (Mittelwerte der S- und N-Expositionen unmittelbar am Paß und in der nordwestlichen Hafnergruppe. Um 1850 lag die Schneegrenze in fast 2400 bis 2500 m Höhe. Die ungefähren jungstadialen Schneegrenzen wurden in 1, S. 170, vor Erkundung des Maltatales, angegeben:

Für „inneres“ Daun ca. 2300 m, für „äußeres“ Daun ca. 2200 bis ca. 2050 m.

In ungefähr 2050 m Höhe lag, wie oben ausgeführt, die Eisoberfläche des jüngsten stadialen Gletschers bei der Sameralm. Die Oberfläche des ältesten jungstadialen Gletschers dürfte von den Moränen bei der Mahralm (1800 bis 2000 m) her wohl bis gegen 2200 bis 2250 m angestiegen sein.

Während der jüngsten Daunstände lag die Schneegrenze auf dem Haupttalgletscher oberhalb der Sameralm; während der ältesten lag sie weit talaus der Sameralm bezüglich der seitlichen Kare von der Arlscharte gegen SO hin von ca. 2050 bis 2200 m ansteigend.

Eine Daunschneegrenze bei 2050 bis 2200 m mag befremden. Man darf hierbei aber nicht übersehen, daß im Gebiete hier das Gelände noch unter nur 2500 m hohen Gipfeln oder Seitengraten in den 1850er Jahren vergletschert war (N Lausnock, P. 2621, N P. 2472 im SW-Grat des Hafner).

Die hier angegebene Schneegrenze teilt das Zehr- und Nährgebiet des großen Maltatal-Daungletschers im Verhältnis 1:3, selbst wenn man die äußersten Wälle „770“ unterhalb von Malta einbezieht.

\*

Klein-Elendtal und Maltatal sind bis zur unteren Falleralm hin zweifellos frei von Stirn- und Seitenmoränen. Die Gesamtheit der Beobachtungen läßt darauf schließen, daß die wesentlichen innersten Halte des jungstadialen großen Gletschers talaus des Pflüghofes stattgefunden haben, die äußersten bei Malta. Angesichts der Größe der Gletscher ist das Ausmaß des ältesten und des jüngsten Jungstadiums wenig verschieden.

Die gleiche Beziehung wie zwischen Klein-Elendtal und Maltatal besteht auch zwischen dem Maltatal und den meisten übrigen großen Seitentälern. Erst in den Hochtälern und Karen, welche infolge des allgemeinen Ansteigens der Schneegrenze oder infolge der Formung

und Auslage der gesamten Karfläche oder eines Teiles davon zur Ansammlung mächtiger, dicker Eismassen ungeeignet waren, finden sich hochgelegene und der heutigen Vergletscherung etwas benachbarte Endmoränen. In sehr ungünstig geformten und gelegenen Karnischen, in welchen der jungstadiale Gletscher nie eine bedeutende Dicke besessen haben konnte, liegen die innersten Stände — mehr oder minder genaue Gegenstücke der angenommenen Gletscherstände talaus Pflüghof oder eben die Wälle bei „832“ — ganz nahe vor den frührezenten und rezenten Moränen (siehe hier Abschnitt III, Die Regel über die Wallfreiheit des Geländes vor rezent-frührezenten Moränen).

Die Erklärung dieses eigentümlichen Zusammenhanges bietet der Vorgang des Abschmelzens der gegenwärtigen Gletscher. An einem großen Talgletscher senkt sich zunächst die Oberfläche, der Rückgang der Zunge ist geringfügig. Ein neuer Vorstoß dieses Gletschers schließt verhältnismäßig nahe an den vorangegangenen älteren Stand (vgl. hierzu: Äußerstes Daun bei Malta, innerstes etwas NW Malta).

In der gleichen Zeit schmilzt ein weniger dicker Talgletscher und zumal ein dünner Kargletscher sehr weitgehend zurück; ein neuer Vorstoß von geringer Dauer veranlaßt eine Moräne, welche vom nahe vorangegangenen älteren Stand relativ oder unter Umständen auch absolut weit entfernt ist (vgl. hierzu: Äußerstes Daun bei Malta, innere und innerste Wälle bei der Hochalm [Ochsenhütte] und in den Karen ober der Mahralm).

Zugleich beobachten wir (wie am westlichen Trippkees), daß hochgelegene und verhältnismäßig günstig geformte, aber durch Felsstufen vom Großkar abge sonderte Karteile während einer Rückgangsperiode frühzeitig teilweise ausapern, daß hier bereits Moränen aufgeschüttet werden, während tiefer talaus noch Eis (ohne Zungenform und ohne bedeutende Mächtigkeit) liegt und gleichfalls eine Moräne aufschüttet. Setzt hier nun ein längerer Halt oder kurzer Vorstoß ein, so können am tieferen Gletscherrand und gleichzeitig nahezu mitten im Gletschergebiet Moränenwälle gebildet werden (vgl. hierzu: Äußerstes Daun bei Malta und sämtliche innere und innerste Wälle und Absätze in den bisher angeführten ungünstig geformten und S-exponierten Karteilen).

Der Vergleich mit gegenwärtigen, rückgehenden Tal- und Kargletschern ist demnach der Schlüssel zum Verständnis der gesamten, so sehr verschiedenartigen und verschiedenen gelegenen jungstadialen Moränen des Maltatales. — Die erstmalige Auffassung einer derartigen Zusammengehörigkeit der jungstadialen Moränen habe ich in Osttirol, im Stubai und in der Mieminger Kette gewonnen; sie

wurde im September 1936 in einem Referat<sup>6)</sup> durch den Sekretär des Inqua-Kongresses an einer der Tagungen des Internationalen Quartärgeologen-Kongresses in Wien zur Verlesung gebracht.

Diese Auffassung ist durchaus unabhängig von dem Vergleich, den O. Ampferer<sup>3)</sup> durchgeführt hat, indem er einerseits den Rückgang großer heutiger Talgletscher und das Abschmelzen der in den Alpenlängstälern liegenden Würmgletscher und andererseits das Freiwerden seitlicher Talräume und die Möglichkeiten des neuerlichen und tiefen Vorstoßes der seitlichen kleineren schlußeiszeitlichen Gletscher in das schon eisfreie Gebiet des Haupttales hinab in Beziehung bringt.

Meine Beobachtungen hier und in Osttirol drängen mich sehr dazu, die Auffassung von O. Ampferer über die Schlußeiszeit zu unterstreichen, jedoch mit einer gewissen Einschränkung: Auf katastrophenartige Gletschervorstöße (ähnlich den frührezenten Vorstößen) sind in erster Linie die altstadialen Moränen (Schlern, Gschnitz, vgl. 1, S. 170) zurückzuführen. Die Moränen der jungstadialen Gruppe weisen größtenteils auf eine Vergletscherung von ganz anderem, mehr ruhigem Charakter. So sehr diese Moränen verschiedenartig ausgebildet oder erhalten sind, so sehr sie verschieden hoch und in ausgedehntem Gelände verstreut zu finden sind, so besitzt doch ihre Verbreitung eine gewisse, durch glazialgeologische Karten darstellbare Harmonie und eine Möglichkeit einer einheitlichen organischen Erklärung ihrer z. T. komplizierten Verbreitung.

### V. Die Daungletscher der übrigen größeren Täler.

An die Spitze dieses Abschnittes sei eine Erörterung der Rekonstruktion der Vergletscherung im Gebiete zwischen Reedsee, Palfnerseekogel und Hölltorkogel (P. 2903) gestellt. — Die steilen, brüchigen Wände und Grate des Hölltorkogel und der Lainkarspitzen und die mächtigen rezenten und frührezenten Moränen-aufschüttungen unter diesen lassen zunächst auch eine ausreichende Schuttfuhr zur Bildung von Endmoränen im Akar oder in der Reedalm erwarten.

Statt der erwarteten Endwälle erstrecken sich aber von den genannten jungen Moränen nach N hin wallfreie Hochflächen (nur das Hintere Lainkar im W ist bis an die jungen Stände heran mit jungstadialen Wällen erfüllt). — Im N der Lainkarspitzen dehnt sich über 2½ km Länge ein flachwelliges Gelände, welches teils mit Roll- und Kantblöcken bedeckt, teils schuttfrei ist. Angesichts der benachbarten und unmittelbar darüber liegenden heutigen Gletscher ist diese Fläche zweifellos der Raum des letzten, pausenlosen Rückganges eines Gletschers, dessen südwestlicher Teil in das Hintere Lainkar hinabfloß und hier durch Moränen gut umgrenzt ist (Ende bei ca. 1850 m), während der größere nördliche Teil sich mindestens bis gegen den Rauchzgelkogel hin erstreckt haben mußte, ohne daß man sich über seine Größe rasch ein gutes Bild machen könnte.

<sup>6)</sup> W. v. Senarclens-Grancy, Moränenstudien in Ost- und Nordtirol und in den Gasteiner Bergen (Versuch einer Neugliederung der Stadien).

Nun liegt aber NO des Palfnerseekogels eine gut ausgeprägte Wallgruppe in ziemlich freier, ungünstiger Lage, auf einer felsigen Bastion der großen Kartafel. Da unmittelbar unter diesem Gipfel auch zwei kleine, frührezente Wälle liegen, so wird die besagte Gruppe als jungstadiäl gedeutet, als eine Gruppe innerer Stände, deren hohe Lage (2200 m) durch die Karform und durch die Nachbarschaft der Palfnerscharte \*) (P. 2332) geklärt ist.

Neben der mächtigen und breiten Aufschüttung liegt im O eine ungemein schmale, aber scharf geformte Wallgruppe, welche ebenfalls bei 2200 m Höhe endet. Ihr ehemaliger Gletscher war vom Eis der ersten Karmulde und -bastion durchaus unabhängig und entsprang einer kleinen Nische im O-Abhang des Palfnerseekogels. Da die gesamte Wallgruppe nicht irgendwie verruscht ist, müßte die Zunge dieses Gletscherchens auf einer Strecke von etwa 100 m nur 20 bis 30 m breit gewesen sein (das Vorkommen ist auf der Karte aus drucktechnischen Gründen noch etwas zu breit gezeichnet), ohne daß durch irgend eine Karrippe eine derart schmale Zusammenpressung erklärt werden könnte.

Die Form dieser schmalen Wallgruppe setzt aber notwendigerweise irgendeinen Widerhalt im O voraus — und das ist eben der mächtige Gletscher, der gleichzeitig die wallfreien Akarflächen hedeckte.

Die beiden Wallgruppen bedecken zwar nur ein kleines und hochgelegenes Areal. Die Anordnung ihrer Wälle läßt aber genau erkennen, daß gleichzeitig mit diesen Ständen die gesamten Akarflächen und die Gehänge O des Graukogels (P. 2497) vergletschert waren und daß diese Eismassen im Gelände des Reedsee-Jägerhauses sich teilend durch die Täler des Reedbaches und des Akarbaches abflossen. — Da dieser Gletscher bis in die steilen Schrofen des S-Kammes des Rauchzägelkogels (P. 1926) emporreichte (und in diesem ungünstigen Gelände natürlich keine Spuren hinterließ), besaß er beim Reedsee noch eine Eisdicke von etwa 100 m. — Das derart bedeutende Ausmaß der Vergletscherung der Hochflächen des Akar ist insofern beachtlich, als diese Flächen gegen NW hin nur geringen Windschutz durch den Palfnerseekogel und den Graukogel besitzen, nach N hin völlig frei liegen und im obersten westlichen Abschnitt ein kaum überhöhtes Paßgelände darstellen (Vordere und Hintere Lankarscharte).

Im Tal des Reedbaches sind mehrfach Moränenvorkommen, aber keine Wälle zu beobachten. Der Gletscher hatte dieses Tal wohl bis an die steileren Hänge hin erfüllt und konnte zweifellos die Sohle des Kötschachtales erreichen. — Der Eisstrom im Akartal hinterließ an seiner W-Seite einen mächtigen Wall von eckigem und gerolltem Schutt mit schlammigem Feinmaterial. Auf ihm führt der Jägersteig von der Probau her empor. Diese Moräne ist wohl der Uferwall des größten jungstadiälen Akargletschers, der die Probau erreichte, sich hier mit den natürlicherweise zu erwartenden, ähnlich großen Gletschern des Tischlerkares und des Reesbachtals vereinigte und vermutlich noch einige Kilometer talaus strömte. — An den großen

\*) Diese Scharte ermöglicht den ungehinderten Zutritt von NW-Winden.

Uferwall schließen sich in 1700 bis 1800 m Höhe noch zwei kleine bogige Blockwälle, welche anzeigen, daß im Bereich dieser großen Gletscher noch der nur 1926 m hohe Rauchzägelkogel eine Eigenvergletscherung zu besitzen vermochte.

W der Arlscharte erstrecken sich, ähnlich wie am Paßgelände der Lainkarscharte, von Graten nirgends wesentlich überhöhte, wallfreie, aber doch mit einer dünnen Moränenstreuung bedeckte Hochflächen. Man möchte fast annehmen, daß sie keine jungstadiale Vergletscherung besessen hätten, würden nicht in den höchsten Nischen und Schluchten mehrfach Firnflecken übersommern. — Ein mächtiger, grobblockiger, typischer Bergsturzwall W der Marchkar Spitze (P. 2518) scheint zunächst den einzigen wesentlichen jungstadialen Stand des Paßgeländes darzustellen. Dieser hiegt nun in auffallender Weise um den SW-Grat dieser Spitze, den Brunnkogel, und zieht mit steilem, hohem, scharfem First bis in die Arlscharte hinein. Dieser Wall zieht dabei in konkaver Biegung um den kleinen Pfringersee hart N der Scharte. Natürlich ist aber nicht der kleine See der Widerhalt des so merkwürdig verbogenen Gletschers und seiner hohen Moräne gewesen, sondern die eben doch beträchtlichen gleichzeitigen Eismassen des flachen Geländes W der Arlscharte. — Die Eismassen flossen zu einem kleinen Bruchteil nach S zum Maltatal-Gletscher ab, die Hauptmasse strömte nach N talaus und dürfte im Schödertal in etwa 1400 m Höhe oder tiefer geendet haben. Diesem Gletscher sind die Ufer- und Mittelwälle bei der Bärnkär-Jägerhütte und die an der großen Talstufe NO der Kulmhütte zuzuordnen. — Die derart starke Vergletscherung des Arlscharten-Gebietes dürfte durch den Windschutz des benachbarten Grates im NW — Zwölfer Spitze—Kemmeteck (P. 2785 bis P. 2484) — bedingt sein.

Die Wallgruppe „2200“ NO des Palfnerseerkogels und die letzterwähnten Uferwälle beweisen, daß große jungstadiale Gletscher nicht nur im Maltatal, sondern auch andernorts gelegen haben. Da aber die tieferen Täler der Gasteiner Berge meist enge, verebnungsfreie, steilwandige Tröge sind, deren Talgründe von den Schuttmassen der heutigen Bäche und den seitlichen Schuttkegeln und Halden völlig eingenommen sind, so ist ein Hindurchverfolgen der Möglichkeiten und tatsächlichen Wallspuren der äußersten Gletscher fast nirgends annähernd so gut wie im Maltatal möglich.

Die Erörterung des Naßfelder Tales beginnt am besten mit dem Weißental.\*) Das Ausmaß seiner 1850er und frührezenten Vergletscherung ist durch die senkrechten und waagrechten Schraffen übersichtlich gekennzeichnet. Das mögliche Mindestausmaß der jungstadialen Vergletscherung ist gegeben: einmal durch die wallreichen äußersten und die wallarmen inneren Stände der kleinen Kare des Kreuzkogel-NO-Kammes in 1950 bis 2200 m Höhe — das sind Wälle, welche unmittelbar unter die rezenten Stände des heute eben noch vergletscherten Kreuzkogels zu staffeln sind — und zweitens durch die S-exponierten Endmoränen im ungefähr gleich hohen Gelände der Laserzen SO der Hagener-Hütte in 1980 bis 2000 m Höhe, welche fast

\*) Weißental oder Weißenbachtal.

unmittelbar unter dem Eis und den rezenten Moränen des Woiskenskees liegen.

In der Nähe der 2000-m-Linie der Südabdachung des Kreuzkogels und Mallnitzriegels, längs welcher man nun ebenfalls jungstadiale Endwälle erwarten möchte, liegen aber, mit Ausnahme der westlichsten Karnische, keine Endwälle, sondern nur Mittelmoränen, deren Anordnung eindeutig auf ein Hinabreichen der S-seitigen Gletscher mindestens bis zur Sohle des Weißentales hinweist. Diese Talsohle wurde naturgemäß auch von den schattseitigen Gletschern erreicht, so daß sich hier die Eismassen stauten und talaus flossen. Die erwähnten Mittelmoränen biegen dementsprechend um, auch Uferwälle dieses Weißental-Gletschers sind bei „2100“, etwa 120 m über der Talsohle, erhalten.

In der Talsohle des Weißentales sind keine Stirnwälle zu finden; es ist aber anzunehmen, daß der Talgletscher hier eine ähnliche Größe erreichte wie der einem ähnlichen Gelände entstammende, benachbarte Gletscher des Höllkares. Ein solcher Gletscher müßte nun an der flachen, zur Wallbildung sehr günstigen Schwelle, mit welcher das Weißental in das Naßfeld einmündet, abseits des Baches Endmoränen hinterlassen haben. Diese Endwälle bestehen aber nicht. An ihrer Stelle liegt bereits Moränenschutt des Höllkares N des Gösselkopfes (Geiselkopf, P. 2974), zumeist Blöcke von Kalkglimmerschiefer, von Gesteinstypen, welche im Weißental nicht vorkommen. Diese Schuttmasse sperrt das Weißental in etwa 1750 m Höhe; ihre O- und NO-Grenze ist deutlich erkennbar und ist auf der Moränenkarte durch eine strichpunktierte Linie dargestellt. Noch über diese Grenze hinaus erstreckt sich aber flaches Gelände mit Bedeckung und Streuung von Moränen. Hier entstammt der Schutt aber nicht dem Höllkar, sondern dem Weißental. Man erkennt unschwer die granitischen Typen der Romatenspitze (P. 2697) und des Kreuzkogelkaumes.

Die größeren Eismassen des Höllkares, Schlapperebenkares und Sparangerkares haben den Gletscher des kleineren Weißentales bis zu seinem Verschwinden an das nördliche Talgehänge hin gedrängt. Ufermoränen konnten sich hier, am N-Ufer (über das S-Ufer siehe weiter unten), infolge der Steilheit nicht bilden, z. T. wohl auch infolge Eiszuflusses vom Ödenkar (W des Kreuzkogels) her. Der größte jungstadiale Gletscher dürfte daher im Naßfeld bei der Fleißalm etwa 300 bis 400 m Eisdicke besessen haben. (Die Felssohle des schutt erfüllten Naßfeldes mag etwas unter 1600 m Höhe liegen, die tiefsten Steilhänge der erörterten Talseite liegen bei und über 1900 m.) — Dieser Eisstrom hat zweifellos weit talaus in die Schlucht des Naßfelder Tales hinausgereicht, vielleicht sogar bis Badgastein.

Ein solcher Gletscher ist unverständlich, wenn man nur die heutige Vergletscherung der genannten großen Kare berücksichtigt. Die Fläche der rezenten und frührezenten Vergletscherung bietet hierfür ein ganz anderes Ausgangsmoment und die großen wallfreien Talstufen über dem tiefen Naßfeld umreißen mit den obigen Flächen zusammen bereits ein gewaltiges „innerstes Nährgebiet“ der jungstadialen Gletscher. — Auch das kleine Eselkar, durch welches der Steig vom

Naßfeld zur Hagener-Hütte empor zieht, muß während der gesamten jungstadialen Periode vollvergletschert gewesen sein und mit dem Eisstrom des Höllkares zusammengehangen haben, denn seine tieferen Verebnungen sind zwar von Moränen bedeckt, aber auch wallfrei, in seinem höheren Gelände übersommern oft Firnflecken und in gleicher Höhe, in welcher hier der oberste Karboden sich befindet, liegt unter dem Ebeneck (W der Romatenspitze), bei gleicher Höhe der Grate, eine rezente Moräne. — Eine starke Vergletscherung des Eselkares läßt auf eine noch bedeutendere Vergletscherung der Schattseite des Weißentales zurückschließen, ein größerer Talgletscher im Weißental ist damit auch von dieser Seite her wahrscheinlich.

Den Beweis für diese große jungstadiale Vergletscherung der Verzweigungen des Naßfeldtales bieten die Mittelmoränen an dem Kamm, welcher das Eselkar im N begrenzt. Sie liegen nahe dem P. 2031 in 1900 bis 1960 m Höhe und bestehen in ihrem südlichen Teil aus dem Schieferschutt des Eselkares (Granatglimmerschiefer, Phyllite, Serizit-schiefer), in ihrem nördlichen Teil aus den granitischen Gesteinen, welche von der Romatenspitze gegen die N-Begrenzung des Eselkares (P. 2365) hinziehen. Die Wälle liegen so nahe der Einmündung des Esel- und Höllkares in das oberste Naßfeld, daß sie nur gleichzeitig mit den dort entsprungenen jungstadialen Gletschern, nicht etwa früher als diese (altstadial) aufgeschüttet worden sein konnten. Diesen Mittelmoränen nach war der untere jungstadiale Weißental-Gletscher mindestens 200 m mächtig.

Das obere Naßfeld zwischen Wengeralm und Schmoranzalm ist von Absatz- und Wallformen geradezu erfüllt. Bei näherem Zusehen erkennt man aber ausgedehnte Terrassen von verschwemmtem Moränenschutt, deren Entstehung mit dem völligen Abschmelzen der Gletscher der großen Kare im S und SW des Naßfeldes zusammenhängen dürfte. — Die „Wälle“ NO der Zitterauer- und Demlingalm sind mehrfach durch Bachschluchten aufgeschlossen, hier erkennt man weiters, daß Rundhöcker aus Kalkglimmerschiefer von einer Moränendecke umhüllt werden und so Uferwälle vortäuschen. — Typische gut erhaltene Wälle sind nur bei der Reckalm vorhanden und ziehen von hier etwa 1 km weit nach N. Deutlich geformte, mit Wallständen fast vergleichbare Absätze von Moränenschutt liegen bei der Hausebenalm, über ihnen befinden sich noch drei kleine, nur aus gerolltem Schutt bestehende Wälle. Diese letzteren Stände bei der Hausebenalm setzen einen höheren und damit älteren Eisstand als die Wälle bei der Reckalm voraus.

Diese eben angeführten Moränen sind durchwegs jünger als die durch die Mittelmoränen bei „1900 bis 1960“ unter dem Eselkar gekennzeichneten Gletscher. Ihnen gleichzustellende Vorkommen im Weißental bestehen, wie erwähnt, nicht, auch nicht in dem westlichsten, zur Erhaltung von Wällen im allgemeinen günstigen Talabschnitt. — Nun ist die Frage aufzuwerfen, welchen Stand der jungstadialen Gruppe die Wallformen bei der Hauseben- und Reckalm darstellen könnten.

Im Weißental erhält man in starkem Maß den Eindruck, daß sich die Eismassen dieses Tales nach den Vorstößen, die das ganze Tal



erfüllten, und die Mittelmoränen bei „1900 bis 1960“ bildeten, von dem das obere Naßfeld erfüllenden Gletscher ablösten und ohne Pause bis in die innersten Karnischen zurückzogen und reslos abschmolzen. Es scheinen die gleichen Verhältnisse wie im Kleinelental zu bestehen. Möglich ist hier allerdings auch, daß der schwach ausgeprägte Wall bei „2100“ nicht eine Mittelmoräne, sondern den Uferwall eines etwas über 100 m mächtigen Gletschers darstellt, der einige 100 m talauf von der Bezeichnung „1750“ endete; wahrscheinlich ist dieser Stand (ein Egessenstadium) hier nicht.

Die drei kleinen wallförmigen, nur aus Geröll, nicht auch aus dem Blockschutt der Wände bestehenden Hügel ober der Hausebenalm setzen sich zweifellos in das flache, im N anschließende Gelände nicht fort; darüber vermögen auch die von Moränen bedeckten Ründhöcker nicht hinwegzutauschen. Ich halte daher dieses Vorkommen nicht für den Hinweis auf einen längeren Stand oder kleinen Vorstoß, sondern für Ablagerungen, wie sie auch heute zurückgehende Gletscher öfters hinterlassen. — Auch die tieferen deutlichen Absätze bei dieser Alm sind wahrscheinlich reine Rückzugsbildungen, Andeutungen ganz untergeordneter Halte im Rückgang, oder entstanden durch Einbruch und Einsinken stauender Toteismassen. Man kann zweifellos diese Absätze mit den Moränenterrassen östlich der Osnabrücker Hütte vergleichen, auch dort fehlt ein zugehöriger Stirnwall. Und von diesem Vergleich ausgehend, von den sicher ebenfalls stirnwallfreien Mittelmoränen NO der Osnabrücker Hütte, ist der Versuch zu verantworten, die mit den tieferen Absätzen bei der Hausebenalm sicher gleich alten deutlichen Wälle bei der Reckalm nicht als Zeugen eines besonderen Vorstoßes, sondern ebenfalls nur als Mittelmoränen des innersten Rückzugs aufzufassen. Diese Mittelmoränen entsprechen der Vereinigung der Gletscher aus dem Sparanger- und Schlapperebenkar, z. T. wohl auch den kleineren Karnischen und Felsrippen, sie sind ein Gegenstück zu den so außerordentlich klar angeordneten innersten Mittelmoränen des Hiörkar-Gletschers.

Ich glaube nicht, daß im Naßfeld innerste jungstadiale Stände (Egessenwälle) vorliegen, sondern nur Spuren während des Eisrückganges nach dem Egessenstadium. Um hier völlig sicher zu gehen, müßten diese Studien in die westlichen Nachbargebiete hinein fortgesetzt werden, um die Zahl der verschiedenen Hinweise dafür, sowie auch für das Ausmaß des Höchststandes dieses Gletschers zu erhöhen. — Gerade der im vorhergehenden Abschnitt gemachte Versuch, die Entstehung der so sehr ausgedehnten jungstadialen Wälle einheitlich zu erfassen, läßt noch die Möglichkeit offen, daß der pausenlose Rückgang nach dem letzten wesentlichen Halt oder Vorstoß (Egessenstadium) nur eine Eigentümlichkeit der größten, reaktionsträgen Gletscher ist, daß aber die klimatische Veränderung unter steten Schwankungen in positivem wie negativem Sinn vor sich ging.

und daß diese Schwankungen nur von den kleineren Talgletschern und den Kargletschern verzeichnet wurden.

Demnach wären die innersten Stände der größten Talgletscher nicht vollkommen gleich alt wie die innersten Stände kleinerer Talgletscher und Kargletscher, wohl aber dürften die innersten Stände dieser letzteren stets einander vollkommen entsprechen.

Anderseits steht es nach zahlreichen Beobachtungen in günstigem Hochgelände der Stubai-er Alpen und mehrerer Osttiroler Täler fest, daß das Gelände zwischen rezenten und frührezenten Ständen einerseits und dem genau nach den Geländemöglichkeiten gestaffelten und gleichstellbaren (in günstigeren Räumen tieferen, entfernteren, in ungünstigen Höhen, näheren) innersten jungstadialen oder Egessenständen anderseits in der Regel und in der Erstreckung von mehreren hundert Metern bis zu mehreren Kilometern vollkommen stirnwallfrei ist.

Demnach und nur aus diesem größeren, über die Gasteiner Berge weit hinausgreifenden Zusammenhang ist völlig sicher, daß man die Mittelmoränen und Moränenabsätze im Naßfeld (von den Vorkommen bei „1900 bis 1960“ abgesehen) nur ganz untergeordneten Pausen im Rückgang nach dem Egessenstand oder Vorstoß zuordnen könnte; man könnte diese Pausen nicht mehr als Stadien bezeichnen.

Möglicherweise sind auch die Wälle bei der oberen Radeckalm im Anlaufftal („1600 bis 1700“) und bei „1640“ im oberen Seebachtal nur Mittelwälle von der Art der Wälle bei der Osnabrücker Hütte und bei der Reckalm, auch die Wälle des obersten Pöllatales (unteres Lanischkar) sind so zu deuten. Bezüglich der Moränen des Mallnitzer Gebietes verweise ich auf den Abschnitt VII, Altstadiale Moränen.

Der jungstadiale Gletscher des Naßfelder Tales hat zur Zeit seines Höchststandes sicher noch vom Tal des Pochartsees her Zufluß erhalten, vielleicht auch von nördlichen Karmulden des Radhausberges. — Angesichts der Größe dieses Einzugsbereiches und der Enge der Schlucht des Naßfelder Tales ist es, wie erwähnt, möglich, daß dieser Gletscher etwa Badgastein erreicht hat. Ich vermute, daß die von F. Becke<sup>1)</sup> im Gelände des Gasteiner Bahnhofes beschriebene Wallmoräne diesen äußersten Gletscherstand zuzuordnen ist. Eine Verbindung dieses Gletschers mit dem Gletscher des Anlaufftales wäre möglich.

Im obersten Murtal und im Moritzental sind Endmoränen ungefähr des äußersten jungstadialen Standes vorhanden. Im Schrovins-, Rot-

<sup>1)</sup> F. Becke, Glaziale Spuren in den östlichen Hohen Tauern. Zeitschr. f. Gletscherk. 1908/09.

gülden-, Altenberg- und Pöllatal fehlen sie fast durchwegs infolge Steilheit des tiefsten Talgehänges. — Sehr schwer ist der äußerste jungstadiale Stand im Gößgraben abzuschätzen. Sein Nährgebiet war ziemlich umfangreich. Aus der Trippalm dürften keine starken Zuflüsse gekommen sein, da hier bei der Tripp-Ochsenhütte bereits Endwälle liegen. Hingegen liegen unmittelbar vor dem westlichen Trippkees nur Mittelwälle, keine Stirnwälle, und von hier dürfte ein starker Eiszufluß stattgefunden haben. Die Moränen an der Winterleiten, S der Gießner Hütte, zeigen lediglich an, daß wiederum in Nähe eines großen Eisstromes auch ein sehr niedriger und S-exponierter Seitenkamm eine tief herabreichende Eigenvergletscherung besitzen konnte (vgl. den Rauchzägelkogel in der Reedalm). Auf dem schmalen Gehänge unter der Winterleiten sind etwa fünf Stände übereinander gestaffelt — das gleichzeitige Ende des Gößtal-Gletschers lag aber einige Kilometer weiter talaus.

Die mächtigen, blockigen, ein- bis dreifachen Wälle des hohen Gößkares sind wohl nicht äußerste Stände, wofür ich sie früher (1) gehalten habe. Sie entsprechen nur eben den obersten Ständen der Winterleiten und den Vorstößen eines Gletscherteiles, der sich infolge der mächtigen Wandstufen und Steilhänge von den Eismassen des oberen Gößtal-Troges frühzeitig losgelöst hatte.

Aus der Sameralm und besonders aus dem Schönangerbachtal müssen sehr bedeutende Eismassen zugeflossen sein, denn das Schönangerbachtal enthält, wenn man von kleineren westlichen ungünstigeren Karabschnitten absieht, keinen inneren Endwall (Egessenwall), sondern nur Mittelwälle.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß der aus den genannten Karen herstammende Gletscher etwa bis zur Unteren Kohlmayralm oder noch weiter hinahereichte.

## VI. Ausblasung.

Die Anzahl der im Vorbericht (1) erwähnten eigentümlichen Moränen kleiner Kare ähnlicher Exposition, aber verschieden günstiger Lage zu den herrschenden Windströmungen, deren sehr verschiedene Höhe auf verschieden starke Ausblasung des Schnees zurückgeführt wurde, kann um weitere Beobachtungen vermehrt werden.

N des Gamskarnock (P. 2569) liegt in einem windgeschützten kleinen Kar in 2350 m Höhe eine frührezente Moräne. Auch im O dieses Gipfels wurde in der gleichen Höhe auf dem hier vorliegenden Kalkplateau ein frührezenter Wall vermutet, zumal hier kleine Firnflecke meist noch übersommern. — Überraschenderweise konnten aber in dem beträchtlich ausgedehnten Gelände weder frührezente noch jungstadiale Stirnwälle beobachtet werden. — Die Karplatte ist nach NW, gegen die Arlscharte hin, völlig ungeschützt, die von dort herströmenden Winde hatten während verschiedener Perioden den Schnee ausgefegt. Im südlichen Teil der Karplatte schwächte sich die Wirkung der Stürme ab oder setzte der Windschutz des Gamskarnock ein: Nahe an dem S-Grat dieses Gipfels blieben Schnee und Eis zunächst liegen und hier setzte auch die Schuttanhäufung ein. Ostlich

der Vorderen Steinkarspitze (Punkt zwischen 2569 und 2669) setzt dann plötzlich, fast unvermittelt, der talabziehende, die Karplatte querende Uferwall der geschlossenen Eismassen des Langtales ein.

Diese Äußerung der Ausblasung ist hier um so auffallender, da die flachen (aber im Lee des Kcmmetegg liegenden) Anhöhen der Arlscharte durchaus stark vergletschert waren. Die Ausblasung äußert sich offenbar sprunghaft, wechselnd entsprechend den Stromlinien der bewegten Luft und der durch die Bodenformen bedingten Unterbrechungen.

Auf die Verblasung des Schnees durch N- und NW-Winde ist vermutlich auch die verhältnismäßig hohe Lage der jungstadialen Endwälle (typisches Daun), 2200, 1700 bis 1800, 1800 im Hühnerkar und der Petzachalm, sowie „1920“ in der Jungeralm N Zitterauer Tisch zurückzuführen. Man vergleiche hierzu die geringe und hoch endende Vergletscherung dieser Kare mit der starken Vergletscherung des ungefähr gleich hohen Geländes W der Arlscharte.

Von besonderem Interesse ist ferner die Beobachtung, daß talaus vor den mächtigen Wallgruppen „2120“ und „2230“ im westlichsten Ödenkar in einem durch Karwände nicht mehr geschützten, sondern dem Wind völlig ausgesetzten Gelände noch äußerste jungstadiale (Daun-) Moränen liegen. — Aus der Mitte des höheren Kargeländes, in welcher sich die Wälle der beiden Wallgruppen nicht völlig vereinigen, leitet eine Moränendecke talaus, die sich allmählich in dünne Moränenstreuung auflöst, aber mit einer nur geringen Unterbrechung bis zu dem Wall „1950“ und anschließenden kleinen Moränenanhäufungen hin fortsetzt und nahezu wieder an die große Wallgruppe „2120“ im nordwestlichsten Ödenkar anschließt. — Die ersterwähnte Moränendecke der höheren Karmitte (Knappenbäudelsee) ist derart mit den großen Wallgruppen verknüpft, daß sie nur auf einen jungstadialen Gletscher zurückgeführt werden kann. (Die Wälle verlieren sich allmählich in diese Schuttmasse hinein.) Der Wall bei „1950“ ist genau so scharf geformt wie die anderen benachbarten jungstadialen Wälle. Er kennzeichnet den Rand eines kleinen Eislappen, der in eine unbedeutende Mulde in der Karplatte hinabging, aber zugleich die völlige Vergletscherung der gesamten westlichen, gegen Wind völlig ungeschützten Verebnungen des großen Ödenkares voraussetzt. Und dieses Ausmaß der völligen Vergletscherung hier ist gleich der durch die erwähnten Mittelmoränen gekennzeichneten großflächigen Vergletscherung der Karplatte S Kreuzkogel und Mallnitzriegel im Weißental.

Zu Beginn der jungstadialen Periode hat offenbar der geringe Windschutz durch die etwas entfernten Gipfel Kolkarspitze (P. 2521), Silberpfennig (P. 2597) und die Anhöhen der Mißpickelscharte gegenüber schwächeren Stürmen oder größeren Schneemengen genügt. — Späterhin setzten stärkere Stürme ein oder fielen geringere Schneemengen. Im oberen Weißental änderte sich offenbar wenig, da die genannte Karplatte durch den SW-Grat des Kreuzkogels genügend

geschützt ist. Hingegen entstanden im Ödenkar die höher gelegenen, typisch durch Ausblasung hochgeschalteten mächtigen Wallgruppen „2120“ und „2230“. Das Auftreten dieser Wälle ist deutlich an die Karnischen und die Nähe der schützenden Grate gebunden. Das Kartenbild zeigt, daß Gegenstücke dieser Stände S des Kreuzkogels trotz der morphologischen Ähnlichkeit der großen Karplatten und der ähnlichen Höhe nicht hestehen.

Die Verbindung der beiden Wallgruppen des Ödenkars fehlt teils infolge geringer Schuttlieferung der nur niedrigen Grate der obersten Karnische, teils infolge mangelnden Windschutzes. Die erwähnte Moränendecke am Knappenbäudelsee entstammt vermutlich — besonders die oberen Partien — großen Firnmassen ohne stationären Unterrand, ähnlich wie im flachen Kölnhreinke in den 1850er Jahren große Firnfelder über die von Moränen umgebene Gletscherzunge noch weit talaus reichten. — Die Hauptmasse der genannten Wallgruppen ist als „mitteljungstadial“ zu bezeichnen. Die innersten Wälle daselbst sind die innersten Jungstadien (Egessenwälle). Das Ausmaß des Egessenstandes ist von dem mittleren Stand hier nur wenig verschieden.

Eine ähnliche volle Vergletscherung wenig windgeschützter Flächen ist auch die Voraussetzung der erwähnten großen Gletscher im Reedsee- und im Arlscharten-Gebiet.

Auch die im Vorbericht (1) als ausgeblasen bezeichneten Hochflächen des östlichen Hörkars (NW Roßkar-Kopf, P. 2571) und in der Wollinitzenalm (zwischen den Wallgruppen „2200“ und „1930“ waren vielleicht während einer verhältnismäßig kurzen Zeit des äußersten jungstadialen Vorstoßes völlig vergletschert oder nur völlig verfirnt.\*)

## VII. Altstadiale \*\*) und hochglaziale Moränen.

a) Gebiet des TauernHauptkammes und der nördlichen Seitentäler und Kämme. Auch hier interessieren vor allem die Endmoränen, welche das äußerste Ausmaß der Altstadien umreißen. — Man würde aber in dem nördlichen Abschnitt vergeblich nach ihnen suchen, sie fehlen im Bereich der AV.-Karte und

\*) Irgend welche Zusammenhänge wie im Ödenkar konnten allerdings im östlichen Hörkar trotz eingehender revidierender Begehung nicht festgestellt werden. Da das Hörkar gegen Norden, gegen das Gasteiner Tal hin völlig frei liegt, so ist es hier gleichwohl auch möglich, daß die zuerst vertretene Meinung zu Recht besteht und daß dieses Gebiet — und die Karplatte zwischen Gamskarnock und Langental — auch beim Einsetzen der jungstadialen Periode nie vergletschert war. Auch hier wäre zur Klärung ein Ausdehnen der Beobachtungen über größere Teile des benachbarten Hochgebirges nötig.

\*\*) Unter den „Altstadien“ sind die Vorstöße, beziehungsweise Endmoränen von der Art des „Gschnitzwalles von Trims im Stubai und vom Typ der Schlern“-Stadien der Dolomiten von Trims zusammengefaßt, wobei ich hier weitgehend der von L. Ladurner<sup>8)</sup> und W. Heibel<sup>8)</sup> vertretenen Ansicht folge.

auch im Raum der darüber etwas hinausgreifenden Moränenkarte. Zur Erklärung und zum Vergleich sind hier andere Beobachtungen in Nachbargebieten heranzuziehen.

L. Ladurner<sup>8)</sup> erwähnt in den nördlichen Stubai Alpen „Schlern“-Stadien in etwa 1000 bis 1200 m Höhe. — M. Drofénig<sup>9)</sup> hat mir von der Nordabdachung der Venedigergruppe ähnliche Stände der nördlichsten kleinen Täler und deren Einmündungsstellen in das obere Salzachtal in etwa 800 bis 1000 m Höhe angegeben. Die geologische Gesäuse-AV.-Karte von O. Ampferer<sup>10)</sup> verzeichnet untere Endmoränen der „Schlußvereisung“ in 500 bis 700 m Höhe (und darüber). — Diese tiefe Lage der Altstadien ist der unmittelbare Ausdruck reicherer Niederschläge und kühlerer Witterung im Gebiet nördlich des Tauernkammes.

Aus dieser Zusammenstellung geht hervor, daß während des altstadialen Höchststandes vermutlich das ganze Gasteiner Tal und seine Seitentäler mindestens bis gegen die Klamm N Dorf Gastein hinaus vergletschert war. In ähnlicher Weise ist das für den größten Teil des Arltales zu erwarten und auch das obere Murtal dürfte bis über die Einmündung des Altenberger Tales hinaus von den altstadialen Eismassen ganz erfüllt gewesen sein. Erst in diesem Umkreis wird man mit Erfolg nach den altstadialen Endmoränen suchen.

Altstadiale innere Moränen mit Lokalschutt von der Zeit des Rückganges der altstadialen Gletscher liegen in der Reichebenalm, in der oberen Zitteraueralm (hier mit Uferwallformen), bei der Haitzingalm, im Böckfeld und in der Jungeralm. — Die tieferen Moränendecken in der Nähe von Gastein, in den O-Abhängen des Stubnerkogels, im W-Abfall des Hohen Stubls sind von älteren, hochglazialen Moränenresten nicht irgendwie unterscheidbar.

b) Im Gebiets südlich des Tauernkammes sind im Bereich der Moränenkarte altstadiale Endmoränen vorhanden. Ursache hierfür ist eine geringere Vergletscherung infolge des auch heute bekanntermaßen wärmeren Klimas und der etwas geringeren Niederschläge. Während die nördlichen Tauerntäler wohl größtenteils ganz vergletschert waren und die Gletscherenden vielfach noch in das Salzachtal hinabgingen, endeten hier die altstadialen Gletscher im Mallnitztal, in den Seitentälern der Reißeckgruppe und im Maltatal (siehe aber über dieses letztere Abschnitt IV).

Besonders in der Umgebung von Mallnitz sind mehrere tiefgelegene stadiale Stände unterscheidbar. Bereits im Vorbericht (1) wurde der dentliche Wall bei der Villa Mojsisovics erwähnt; er wurde zugleich

<sup>8)</sup> J. Ladurner, Quartärablagerungen des Sellrain; W. Heibel, Quartärgeologie des Silltales. Beide Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 1932, Bd. 92.

<sup>9)</sup> M. Drofénig, Unveröffentlichte Dissertation an der geographischen Lehrkanzel der Universität Graz (etwa 1933) über die Morphologie der Glocknergruppe.

<sup>10)</sup> O. Ampferer, Geologischer Führer für die Gesäuseberge. Geol. Bundesanst. 1935.

mit den Mittel- und Ufermoränen bei der Jamnikeralm und im unteren Woiskental als gleichzeitige Wallgruppe in Beziehung gebracht und als altstadial gedeutet. — Jedoch ist, was ganz offen zugegeben werden muß, diese Deutung noch sehr fraglich. Zu Beginn dieser Studien schien mir der große Abstand zwischen dem Wall „1200“ bei Mallnitz und den Moränen in 1800 bis 2000 m Höhe bei der Jamnikeralm sowie das erheblich verschiedene Äußere dieser Wälle hinreichend bedeutend, um hier zwei wesentliche Wallgruppen zu unterscheiden, und in diesem Sinn trug ich den Wall bei „1200“ in meinem Vorbericht (1) und in der farbigen geologischen Karte als altstadiale Moräne ein.

In der Folgezeit fand ich auch andernorts (in Osttirol) selbst derart große Abstände und scheinbar wesentliche Formenunterschiede dieser Wallgruppen, doch noch abermals durch gleichartige oder verbindend ähnliche Zwischenfälle derart unterteilt, daß ich heute auch den Wall bei „1200“ bei der Villa Mojsisovics in Mallnitz eher als altstadial bezeichnen möchte.

Sehr bemerkenswert ist das offenbare Fehlen etwa gleichalter Endmoränen des Seebachtal-Gletschers bei Mallnitz. Das Nährgebiet dieses Gletschers ist bedeutend höher und umfassender als das der Jamnikeralm. Aber es ist von Mallnitz etwas entlegener und daher scheint der Gletscher des Seebachtales nicht mehr bis in die erwartete Nähe von Mallnitz, sondern nur bis in das Seebach-Trogtal etwa W des Stapitzersees vorgedrungen zu sein. — Hier liegt vielleicht eine Ähnlichkeit mit den eigentümlich katastrophenartigen Schlernvorstößen vor.

Am ehesten endete der äußerste altstadiale Vorstoß der Gletscher S der Talstufe von Rabisch bei den Gehöften Haslacher und Zechner in etwa 800 m Höhe. — Nahe der von Lassach nach Obervellach hinabziehenden Straße liegen hier scharf geformte Wälle von hier bis zur genannten Talstufe und bis gegen die Roßkopfalpe ist das Tal von Bergsturstrümmern bedeckt, ohne daß zwischen den Wällen und den formlosen Trümmern eine scharfe Grenze gezogen werden könnte. Vielleicht hat der Bergsturz, der auf dem Eis des altstadialen Gletschers zur Ruhe kam, noch ein tieferes Vordringen der Eismassen bewirkt. — Über weitere Nachrichten ähnlicher tiefer altstadialer Moränen verfüge ich derzeit zu meinem Bedauern nicht.

Während nun im Maltatal der große jungstadiale Gletscher tief in den Bereich der altstadialen Gletscher hineingriff, endeten bei Mallnitz die Zungen der jung- und altstadialen Gletscher in dem hier immerhin beachtlichen Abstand von einigen Kilometern voneinander. — Nicht die Verschleierung oder die Verknüpfung aller Stadiengruppen, sondern die nach dem oben Angeführten ersichtliche Gliederung im Gelände von Mallnitz und andernorts ist wesentlich für die stadiale Gliederung, auch wenn sie im Raum der A.V.-Karte bei Mallnitz allein dasteht. Ich habe in Osttirol ähnliche Beobachtungen machen können, auf die einzugehen hier aber nicht Platz ist.

Die Ursache des so sehr verschiedenen Abstandes der jung- und altstadialen Moränengruppen ist die sehr verschiedene Dauer der zugehörigen klimatischen Schwankungen. — Die jungstadialen Veränderungen der Schneegrenze waren, wie schon erwähnt, langgedehnt, wenigstens zum größten Teil. Die Gletscher dieser Periode wuchsen gewissermaßen zu ihrer vollen, den Geländemöglichkeiten entsprechenden Größe heran, sie stauten sich gegenseitig und vermochten so ausgedehnte Täler zu erfüllen.

Die altstadialen Klimaschwankungen waren kürzer, katastrophenartig. Die Gletscher dieser Periode wuchsen nicht zu der den Geländemöglichkeiten entsprechenden Größe heran, ihre gegenseitige Stauung war höchst unvollkommen, sie vermochten ausgedehnte Täler von der Größe des Maltatales (vom Talursprung bis etwa gegen Malta) oder auch von der Größe des Gasteiner Tales nicht als große harmonisch durchgebildete Eisströme zu erfüllen, sondern eher nur als ungeordnete Eisanhäufungen, denen freilich die Ausbildung von Gletscherzungen und typischen Endmoränen nicht völlig fehlte.

Infolge einer wesentlich weitergehenden klimatischen Verschlechterung liegen die altstadialen Endmoränen kleinerer Talräume (wie das Mallnitzbachtal) immer noch bedeutend tiefer und weiter talaus als die Enden der im gleichen Talraum befindlichen jungstadialen Gletscher und Moränen.

Andererseits muß aus den Verhältnissen im Maltatal (ferner in Osttirol und andernorts) geschlossen werden, daß die altstadiale Vergletscherung während einer Zeit einsetzte, als die Alpen bedeutend weniger als während der jungstadialen Periode vergletschert waren.

Ich habe bereits im Vorbericht (1, S. 159) angedeutet, daß man die häufige und recht harmonische Verbreitung der jungstadialen und der 1850er Vorstöße gut miteinander vergleichen kann, sowie andererseits auch die katastrophenartigen altstadialen Vorstöße mit den kurzen, sich naturgemäß unharmonisch auswirkenden frührezenten Perioden.\*)

Auf das wichtige Moment der Dauer der Depression hat erstmals R. v. Klebelsberg<sup>11)</sup> S. 337 hingewiesen.

Die Lage der altstadialen Endwälle bei Malta, bei Virgen in Osttirol und andernorts läßt nur den Schluß zu, daß die altstadiale Periode einsetzte, als nicht nur in kleineren Seitentälern die hochglazialen Gletscher (also vielleicht auf die Größe der 1850er

\*) Gewisse Ausnahmen und mögliche Übergänge hinsichtlich tiefster Daunmoränen wie bei Mallnitz wurden angedeutet.

<sup>11)</sup> R. v. Klebelsberg, Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. 1927. Bd. 79. S. 280 ff.



Vergletscherung) zurückgeschrumpft waren, sondern daß auch weiters die typischen altstadialen Vorstöße einsetzten, als zumindest ein Teil der inneren großen Alpentäler von jeglichem Eis der letzten Großvergletscherung, auch von Toteismassen, völlig befreit war.

In diesem Sinne zeigen die altstadialen Vorstöße die Charakteristik einer nach dem Schwinden der letzten Großvergletscherung neu einsetzenden „Schlußeiszeit“ oder „Schlußvereisung“ im Sinne von O. Ampferer.

Die jungstadialen Vorstöße oder die Daungrnppe und der zweite jüngere Teil der Außerungen der schlußeiszeitlichen Klimaschwankungen ist von den Altstadien durch die längere Dauer der Schwankungen unterschieden.

#### Bühlmittelmoräne.

Einen noch bei weitem höheren und älteren Eisstand als die im letzten Abschnitt angeführten Moränen setzt der Mittelwall des Dössener Tales und Mallnitztales (+ Roßkopfm) N der Weiler Glantschnig und NW Dollnig voraus. Gut gerollter Schutt herrscht hier vor. Der Wall läßt auf eine Eisdecke von rund 300m an den Ansängen des hier sehr breiten Mallnitzbachtals und des schmäleren Dössener Tales schließen. — Der zugehörige Gletscher muß sich mit entsprechenden Zuflüssen der Polinik—Kreuzegg-Gruppe und der südwestlichen Reißbeckgruppe vereinigt haben und dürfte durch das Mölltal bis in die Nähe der Einmündung des Drautaales geströmt sein: (Bühlstadium, untergeordneter Halt im Rückgang der Würmvergletscherung).

#### Hochglaziale Moräne.

Sie ist im untersten Mallnitzbachtal und an den Gehängen des Mölltales ober Obervellach an Straßen- und Bacheinschnitten erkennbar. Wie auch andernorts besteht sie größtenteils aus gut gerolltem Blockwerk mit sehr viel feinem sandigem und lehmigem Bindemittel. Das Material der Zweigtäler der Möll ist bunt und regellos vereinigt. Man wird diese Moräne naturgemäß am ehesten auf die letzte Großvergletscherung und die anschließenden wenig prägnanten Halte in diesem Rückzug zurückführen, somit auf die Würmvergletscherung (und Bühlstadium oder -stadien).

Ein lückenhafter, aber doch gut erkennbarer Gürtel dieser Moräne umgibt den Fuß und die flachen Partien der Seitenkämme der Reißbeckgruppe und der Hafnergruppe und vermutlich ebenso auch Teile des N-Ahfalles der Tauern gegen das Salzachtal, welche ich aber nicht besuchen konnte.

Ursprünglich hat sich diese Moräne wohl auch tief in alle Seitentäler und bis in die Zentren der Hochgebirgsgruppen hinein erstreckt. Aber die wiederholten alt- und jungstadialen Vorstöße haben die

hochglaziale Moräne teils entfernt, teils neu zu Wällen geformt, teils mit dem lokalen Schutt der nächsten benachbarten Grate und Wände vermischt. Eine rein hochglaziale Moräne kann man demnach in den engeren Hochgebirgstälern gar nicht erwarten, vielfach sind aber Zentralgneisgerölle in den altstadialen Moränendecken oder -resten ehemals durch den hochglazialen Gletscher herangeschafft worden.\*)

An Moränenresten von teils hochglazialen, teils altstadialen Ursprung (mit Lokalschutt) seien der Vollständigkeit halber angeführt: am O-Abhang der Lonza, in der Haselgrube und der unteren Lugga, bei der Walker- und Unteren Treskaalm im Gößgraben. Hier im Gößgraben liegt auch noch auf einem Felsabsatz SW der Wirtalm bei „1200“ ein Wall mit dem lokalen Schutt aus der im SW anschließenden Ritteralm. Aber ähnlich wie im benachbarten Maltatal (bei Malta) ist hier nur schwer und vielleicht erst nach Vollendung der Moränenstudien in der Reißbeck- und Hafnergruppe zu entscheiden, ob noch ein äußerster jungstadialer oder ein altstadialer Stand vorliegt.

### VIII. Schlußwort.

Die glazialgeologische Geschichte des Gebietes und die Ergebnisse dieser Studie lassen sich kurz folgendermaßen zusammenfassen:

Zusammen mit den benachbarten Alpentälern bildeten auch die Berge der Ankogel—Hochalmspitz-Gruppe zu Ende der Tertiärzeit (Pliozän) Erhebungen, in welche größere und kleinere Täler in treppenartiger Staffelung eingetieft waren.

Während der quartären Eiszeit war das Gebiet der Schauplatz einer intensiven Vergletscherung. Infolge Veränderung des Klimas senkte sich die Schneegrenze um etwa 1200 m unter den hentigen Stand. Mächtige Eismassen erfüllten die Täler bis an die Gipfelgrate heran; die Eisoberfläche lag in etwa 2000 ± einige 100 m absoluter Höhe. — Aber diese Eismassen waren nur der Ursprung größerer Gletscher, welche sich, mit den Gletschern benachbarter Gebirge vereinigend, von hier weit in das nördliche Alpenvorland und in das östliche Kärntner Becken ausdehnten.

Die Spuren dieser mehrfachen Vergletscherungen (zu deren Gliederung aber im Raum der AV.-Karte keine Anhaltspunkte gegeben sind) sind folgende:

Abschleifung von Kämmen und Hängen von der oben angegebenen Höhe der Eisoberfläche bis in die Talteufe hinab; Aushobelung zahlreicher Fels- und Seebecken; Überformung der Kare und der tieferen Trogtäler; Anschüttung von Moränendecken. — Alle diese Erscheinungen sind aber seit den „Alpen im Eiszeitalter“ allgemein bekannt

\*) Moränenmassen bei der Unteren Melnikalm sind in dieser Hinsicht in erster Linie ein hochglaziales Relikt, das seine Erhaltung dem Umstand verdankt, daß hier die Moräne in die Furche oder den druckfreien Raum eines kleinen Tälchens eingepreßt und von den altstadialen Gletschern nicht entfernt, sondern nur geringfügig (bei den Almhütten) zu Wällchen überformt wurde. Der scheinbar mächtige Wall unter der Unteren Melnikalm, welcher vom Steig ins Maltatal hinab gequert wird, ist nur auf das Einschneiden der Bäche zurückzuführen.

und weisen in diesem Gebiet nichts außerordentliches auf; ein weiteres Eingehen darauf erübrigt sich also.

Der Rückgang der letzten großen (Würm-) Vergletscherung erfolgte mit verhältnismäßig geringfügigen Unterbrechungen (Bühlstadien oder Bühllhalte). Diesen Gletscherständen entstammen die von R. Lucerna (5) beschriebenen Wälle und Schuttmassen an den SO-Ausläufern der Dornbachalpe und der Mittelwall ober Glantschnig.

Späterhin lag eine Zeit noch im Mölltal und Drautal (und wohl auch im Salzachtal) das Eis (Toteis) der abschmelzenden Riesengletschern. An deren Ufern stauten die seitlichen Bäche mächtige Schottermassen an, welche im Maße des Niederschmelzens der Eisoberfläche unterschritten und terrassiert wurden (Terrassen von Gmünd,<sup>9</sup>) Lieserhofen und Spittal an der Drau). So entstand am SO-Rand der Vorberge des Hochalmmassives eine mannigfaltige Landschaft von Schotter- und Sandterrassen mit gelegentlichen Toteismulden (am Wege Seeboden—Lieseregg), recht ähnlich der von H. Bobek<sup>12</sup>) aus dem Inntal beschriebenen. Auch in den „Alpen im Eiszeitalter“ ist dieses Gebiet nicht unerwähnt geblieben, doch wäre seine genauere Kartierung von großem Interesse, insbesondere die Erkundung allfälliger zeitlicher Beziehungen zwischen diesen Terrassensedimenten und den ältesten altstadialen Vorstößen. — Auch das Salzachtal wäre im Bereich der Einmündung der Gasteiner und Arlache bezüglich ähnlicher Formen und Sedimente zu untersuchen.

Nachdem die inneren Gebirgstäler (von der Größe und Höhenlage des Mallnitz- und Seebachtales) schon eisfrei geworden waren, verschlechterte sich plötzlich und katastrophenartig das Klima wieder. Mächtige Schnee- und Firnmassen erfüllten die Kare und Täler, Gletscherzungen bildeten sich und wanderten mit den ihnen aufgeladenen Massen von Bergsturzschutt mehr oder minder weit talaus. — Die Schneegrenze senkte sich rasch, aber nur für kurze Zeit um 800 bis 900 m oder mehr unter die heutige Lage, sie befand sich also fast in einer ähnlichen Lage wie zur Zeit der letzten Großvergletscherung. Die Spuren dieser „altstadialen“ Gletscher sind im Gebiet der AV-Karte gelegentlich vorhanden, Endwälle sind aber nicht zahlreich, da das Gelände N des Tauernhauptkammes damals wohl stets bis gegen die Salzach hin vergletschert war. — Beobachtungen andernorts und anderer Autoren konnten aber für die hier nötigen Vergleiche in hinreichendem Maß herangezogen werden.

Abermals aperten die Gebirgstäler und Kare aus und abermals veränderte sich das Klima, wieder füllten sich die Hochkare mit Firn und Eis und stießen Gletscher talaus vor. Die sich wiederholenden Senkungen der Schneegrenze reichten nun nur mehr 300 bis 550 m unter den heutigen Stand. Aber die Dauer dieser „jungstadialen“ Senkungen und Gletschervorstöße war größer, und in manchen Gebieten stauten sich die Eismassen zu Gletschern an, welche fast ebenso tief herabreichten wie früher die altstadialen Gletscher.

<sup>9</sup>) R. Lucerna (5) hat die Gmündner Terrasse auf den Stau durch einen großen Bühl-Gletscher des Gmünder Beckens zurückgeführt.

<sup>12</sup>) H. Bobek, Die jüngere Geschichte der Inntalerrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 1935, Bd. 85.

Die Zahl der durch diese Gletscher aufgeschütteten Moränen ist im Raum der AV.-Karte sehr bedeutend. Das hauptsächliche Augenmerk dieser Studie war darauf gerichtet, die verschiedenen Typen dieser Moränen und vor allem den organischen Zusammenhang dieser ganzen Moränengruppe zu erfassen. Dabei wurden moränen-erfüllte Kare nicht minder berücksichtigt als moränen(wall-)freie Kare und Täler. Gegenüber dem Schema einer feingestaffelten Schneegrenze schien es hier notwendiger, den Einfluß der Geländeformen, insbesondere das Fehlen oder Vorhandensein von Windschutz zu berücksichtigen.

Um die Zusammenhänge nicht zu zerreißen, habe ich darauf verzichtet, die einzelnen Moränenvorkommen genauer anzuführen und die Moränen- und Tallandschaften eingehender zu beschreiben. — Einigermaßen soll hierfür die beigegebene Moränenkarte einen Ersatz darstellen, sie soll nicht nur der Übersicht, sondern wenigstens auch einem Teil der feineren Einzelheiten dienen. — Aus Gründen der Billigkeit mußte von einer farbigen Karte abgesehen werden; zum Zweck genaueren und vergleichenden Studiums der Karte empfiehlt es sich aber, diese teilweise oder ganz zu kolorieren.

Um das zweifellos vorhandene innerste Ursprungsgebiet der jungstadialen Gletscher klar und sicher zu unreißen, wurde auch tunlichst der Umriß der Gletschervorstöße des 17. bis 18. Jahrhunderts, der nur selten mehr erkennbare 1820er und der überall vorhandenen Vorstöße festgelegt. — Bezüglich der frührezenten Moränen mußte der Versuch gemacht werden, die Deutung ohne Prüfung der teilweise vielleicht doch noch vorhandenen historischen Angaben vorzunehmen. — Aber auch sonst konnten manche ungelöste Fragen bezüglich der Glazialgeologie, im besonderen der Moränenlandschaft der Hochalm—Ankogel-Gruppe im Bereich der AV.-Karte und nahe um diesen Bereich herum nur eben angedeutet werden, und vor allem wäre es wünschenswert, der Rekonstruktion der jungstadialen Vergletscherung eine solche der altstadialen folgen zu lassen, welche naturgemäß das Gebiet bis an die Salzach, Möll und Lieser heran umfassen müßte.

In diesem Zusammenhang ist diese Studie nur ein Schritt, der weitere Weg in dieser Richtung wird angesichts der Schönheit dieser Bergwelt und ihrer Fülle an interessanten Erscheinungen und Fragen nicht schwer werden.

Graz / A n k a r a.

Abgeschlossen am 6. November 1938.



# Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Zentralalpen (Berge westlich des Brenner). I.

Von Fred Fuchs, Innsbruck.

(Mit 56 Diagrammen und 1 Kartenskizze.)

Das Brennermesozoikum ist in drei Horizonten (Triasbasis, Raiblerschichten, Rhät) nach zwei Deformationsplänen bewegt worden: Plan 1 (B-Axen in Richtung N 50—70 W) ist älter als Plan 2 (B-Axen in Richtung N 40—80 E) und ist stellenweise von Plan 2 überprägt. In den Plan 1 ist der Vorschub des tieferen Stockwerkes der in zwei tektonische Stockwerke zu gliedernden Quarzphyllonite der Steinacherdecke und ihre teilweise Verschuppung mit den Rhätschichten zu stellen. Über diese wurde Quarzphyllonit nach Plan 2 geschoben (Gipfelregion Steinacherjöchel—Trunassattel und Berge östlich Karkamp). Die Blaserdecke und der Dolomit auf dem Gipfel der Kesselspitze sind in den Plan 2 zu stellen. — Der Anschluß von Plan 1 an die Tauernkristallisation ist gegeben.

Durch die vorliegenden Untersuchungen am feineren tektonischen Gefüge der Berge westlich der Sill wird ein Gebiet dargestellt, welches im Osten und Süden unmittelbar an die seit mehreren Jahren laufend mit denselben gefügekundlich methodischen Mitteln von B. Sander untersuchten Arbeitsgebiete anschließt. Es sollte damit beigetragen werden zur Lösung der Aufgabe, bisherige tektonische Untersuchungen in den tirolischen Zentralalpen durch Beachtung des feineren Gefüges zu ergänzen und die Rolle verschiedener Beanspruchungsrichtungen (vgl. L 14) möglichst zu klären. An dieser Klärung sind die Analysen nach B-Axen von Schmidegg (L 24, 27, 28) und Reithofer (L 26) schon wesentlich beteiligt.

Für die gefügekundlichen Untersuchungen im Handstück- und Dünnschliffbereich standen mir die Mittel des Petrographischen Institutes Innsbruck durch dessen Vorstand Herrn Prof. B. Sander zur Verfügung. Die Durchführung der feldgeologischen Aufnahmen wurden mir durch Herrn Prof. R. v. Klebelsberg, als Vorsitzenden des Wissenschaftlichen Unterausschusses des Deutschen Alpenvereins, ermöglicht. Für beide Förderungen sei hier mein Dank ausgesprochen.

Meinem Lehrer, Herrn Prof. B. Sander, danke ich besonders für seine ständige Anteilnahme an meiner Arbeit.

Herrn Hofrat F. v. Kerner, Trins, danke ich für viele Ratschläge, die ich bei ihm, als dem besten Kenner der Berge nördlich und südlich des Gschnitztales, geholt habe. Seine Arbeiten waren Grundlage meiner Untersuchungen.

Ferner danke ich Herrn Assistenten Dr. J. Ladurner, der mich in die Untersuchungsmethode am U-Tisch eingeführt hat.

Die feldgeologischen Aufnahmen wurden in den Sommern 1937 und 1938 gemacht.

In dem Gebiete des Brennermesozoikums und der Steinacher Decke konnten drei Bewegungshorizonte untersucht werden:

1. Die Triasbasis. Bewegungen in diesem Horizont wurden erwähnt von B. Sander (Tribulaun, Eiferspitz, Kalkkögel; L 6, 7, 14) und W. Hammer (Burgstall; L 20).

2. Die Raiblerschichten. Aus dem Gebiete des Pflerscher Tribulauns von B. Sander (L 19) durch Gefügeanalysen beschrieben.

3. Das Schichtpaket des Rhät. Die mit den Rhätschichten verschuppten Quarzphyllonite wurden von F. Kerner (L 2, 3, 5, 9, 15, 16) eingehend beschrieben und Deformationen von Rhätschichten erwähnt.

Auf Grund von rund 2500 Messungen von B-Axen, s-Flächen und (ac)-Klüften habe ich in dem untersuchten Gebiete zwei Deformationspläne festgestellt:

1. Ein Deformationsplan („ $P_1$ “) mit der Axenrichtung N 50—70 W, annähernd horizontal. Die Ebene der Deformation lag also ungefähr N 30 E, annähernd senkrecht.

2. Ein jüngerer Deformationsplan („ $P_2$ “) mit der Axenrichtung N 40—80 E, annähernd horizontal. Die Ebene der Deformation lag generell nach N 20 W, annähernd senkrecht.

Im einzelnen kommen größere Schwankungen der Axenrichtungen vor, gebietsweise schwenkt der Deformationsplan stetig bis zu 40° um c; es ist jedoch immer eine klare Zuordenbarkeit zu  $P_1$  oder  $P_2$  da.

Für fernerstehende Leser sei hier ein Fall eines einfachen Gefüge- und Bewegungsbildes, und zwar der für das folgende wichtigste Fall, kurz gekennzeichnet. Im Handstückbereich verwenden wir als Koordinaten für die Beschreibung  $b$  = Lot auf die Symmetrieebene (des Gefüges und der Bewegung),  $c$  ( $\perp b$ ) = Lot auf die am stärksten hervortretende Ebene des Gefüges (z. B. Schieferung durch Scherung); in dieser Ebene liegen dann die Koordinaten  $a$  und  $b$   $\perp$  aufeinander und auf  $c$ . Ist die Ebene ( $ab$ ) eine Scherfläche in einem angenähert zweidimensionalen Bewegungsbild mit Symmetrieebene ( $ac$ ), so ist  $a$  die Richtung maximaler Relativbewegung  $\perp b$ . Im homogenen Bereich eines Profiles mit vorherrschender einschäriger Scherung würde also  $a$  mit der Richtung maximaler Verschiebung — oft Transportrichtung genannt — zusammenfallen;  $b$  ist unter allen Umständen als Lot auf die Symmetrieebene definiert und fällt mit dem Streichen der Geologen nur im Falle horizontalen Verlaufes von  $b$  zusammen. Wenn also  $b$  („B-Axen“) — wie es in unserem Fall größtenteils und mit geringen Abweichungen ist — horizontal liegt, ist ( $ac$ ) als Ebene der Deformation senkrecht und ist üblicher Profilschnitt.

Die Gesteinsdaten (B-Axen, s-Flächen, (ac)-Klüfte) wurden nach der im Innsbrucker Petrographischen Institut üblichen Methode eingemessen (vgl. L 30, S. 289 ff.). Handstücke wurden orientiert entnommen.

#### Unterer Bewegungshorizont: Triasbasis.

Die dunklen mergeligen Kalke der Kalkkögelbasis am Pfiemsköpf sind stellenweise stark gefaltet. Die verbogenen s-Flächen sind manchmal steil gestellt, wie wenn sie an ein Hindernis angepreßt worden

wären. Die generelle Richtung von B ist mit N 60—70 E 0—25 W anzunehmen, doch wurden auch Axen in Richtung N 70—90 W gemessen. Am tiefsten Aufschluß ist eine flache Wellung von s längs der Axe N 25 E 30 S zu sehen; Harnischrillen liegen in gleicher Richtung. Die pyritartigen mergeligen Schiefer lassen keine Fältelung von s erkennen.

Am Kamn Hochtennboden—Hoadl sind zweierlei Axenrichtungen nachzuweisen. Die Ötztaler Glimmerschiefer: B = EW 0 und die Basalgesteine der Kalkkögel und der Wettersteindolomit: B = N 55 E 15 E. Der Glimmerschiefer am Hoadljöchel besteht aus Quarz, Muskowit und Chlorit. Am Handstück sind vereinzelt gebogene Muskowite und Chlorite zu sehen. Der Dünnschliff ( $\perp$  B) zeigt eine in bezug auf Quarz und Muskowit vorkristalline Faltung, doch sind Teile des Gesteins in Form von Glimmerfilzen nachkristallin deformiert. Da diese Glimmerfilze zugleich Chloritisierungs- und Zersetzungserscheinungen aufweisen, kann die Deformation des Gesteins nicht parakristallin sein, sondern es müssen zwei die gleichen Bahnen benutzende Deformationsakte angenommen werden, deren jüngerer mit Diaphthorose verbunden war. Aus diesem Befund ergibt sich, daß das Gestein neben das in L 6 (S 614/615) von B. Sander beschriebene Gestein vom Sonntagsbergl nahe der Adolf Piehler-Hütte zu stellen ist. In L 6 sind die Deformationsakte ausführlich beschrieben und gegliedert. Unter dem Wettersteindolomit liegen schwarze graphitreiche Schiefer, deren s eine feine Fältelung in Richtung EW 20 E aufweist. Die Gesteine der Trias sind am Grat zum Hochtennboden in große Falten gelegt, die mit ihren steilgestellten und zerknitterten s-Flächen den Eindruck machen, als ob sie wie am Pfriemesköpfl an ein Widerlager angepreßt worden wären. B = N 55 E 15 E.

An der mehrfachen Verzahnung von Glimmerschiefer und Hauptdolomit am Westhang des Hohen Burgstall (L 7) konnte folgendes festgestellt werden: Der Glimmerschiefer, der aus Quarz, Muskowit und wenig Biotit besteht, ist nachkristallin durchbewegt worden. B = N 45 W 0. Die Quarze löschen sehr stark undulierend aus, die Muskowite sind vollkommen verschmiert, liegen in s gehäuft und erzeugen die auf der Gesteinsoberfläche sichtbare Fältelung. Im Quarzgefüge sind einzelne Muskowite gerade, was in diesem nachkristallin deformierten Gestein auffallend ist. Es waren eben Inseln von Quarz und Glimmer dem Deformationsakt entzogen. An einem Schliff  $\perp$  B wurden die Quarzaxen auf dem U-Tisch eingemessen; die Quarze sind nicht geregelt (D 1). Die Deformation zu B = N 45 W ist von einer Stauchung überprägt: B' = N 50 E 35 E. Sie ist jünger als die Deformation zu B (P<sub>1</sub> + P<sub>2</sub>). Wenn man die intensive Faltung der Triasbasis am Hochtenn und Pfriemesköpfl (B = N 50—60 E) mit dieser Verzahnung vergleicht, ist anzunehmen, daß der Akt der Verzahnung in den gleichen Deformationsplan (P<sub>2</sub>) zu stellen ist. Sämtliche eingemessenen B- und B'-Axen wurden in D 2 eingezeichnet. Der verzahnte Dolomit ist sehr zerklüftet, jedoch ohne deutlich hervortretendes Klüftsystem.

Im Glimmerschiefer im Liegenden der Trias wurden noch B-Axen eingemessen: am Seejöchel (B = N 55 W 0), an der Felsrippe im



N vom Seejöchel ( $B = N 60 W 0$ ) und am Weg unterhalb der Adolf Pichler-Hütte ( $B = N 55 W 0$ ).

Zwischen Galtalm und Knappenhütte ist nahe P. 1744 die Grenze Kristallin—Trias aufgeschlossen (L 20). Am Glimmerschiefer, der gleich wie am Hochtenn und am Sonntagsbergl ausgebildet ist, erkennt man mit freiem Auge wenig verbogene Muskowite und Chlorite. Im Dünnschliff erscheinen die Quarze gepreßt, Muskowite und Chlorite kaum verbogen. Die Deformation scheint im wesentlichen vorkristallin gewesen zu sein.  $B = N 60 W 10 W$ . Nahe der Knappenhütte wurde im Glimmerschiefer die gleiche Axenrichtung festgestellt ( $N 50-60 W$ ).

Die Glimmerschiefer westlich der Starkenburgerhütte sind in bezug auf Quarz und Muskowit nachkristallin deformiert. Am Weg von der Starkenburgerhütte zum Seejöchel wurden B-Axen gemessen:  $B = N 40 W 20 E$ , überprägt von einem jüngeren  $B' = N 30 E 10 E$  ( $P_1 + P_2$ ); doch liegen auch B-Axen in nachkristallinen feldspatreichen Orthogneisen in Richtung N (vgl. auch L 6).

Die vererzten Quarzkonglomerate am Burgstall zeigen nur an einem Schurf westlich der Kaserstattalm anstehendes Gestein mit sichtbarer B-Axe. Die B-Axen sind in dem groben Konglomerat an Flächen mit Glimmergehalt in Form feinsten Fältelung dieses Glimmers zu sehen; sie liegen im NW-Sektor zwischen  $N 30 W$  und  $N 75 W$  annähernd horizontal. Eine Untersuchung von drei Schliffen  $\perp B$  auf dem U-Tisch ergab eine geringe, aber deutliche Regelung der Quarzaxen in einen Gürtel  $\perp B$  (D 3, 5, 7, 8). Große und kleine Quarze sind in einem Schliff getrennt eingemessen worden; sie ergaben die gleiche Regel (D 7, 8). Muskowite sind mit (001) scharf parallel B eingeregelt (D 4, 6). Somit ist die makroskopisch gerade noch sichtbare B-Axe durch Gefügeanalyse bestätigt. Ihre Prägung ist in bezug auf Glimmer und Quarz vorkristallin. An einem Schurf östlich der Starkenburgerhütte ist das vererzte Quarzkonglomerat von Harnischen durchsetzt (L 20), deren Rillen  $\perp$  auf die westlich der Kaserstattalm gemessenen B-Axen liegen.

Am Elferspitz wurden nicht korrelierte Faltenaxen in den untersten Triasschichten einerseits und im Kristallin andererseits festgestellt, wie es B. Sander in L 14 erwähnt hat. Der Dolomit hat auf s einen gefältelten Serizitbelag, dessen B in Richtung  $N 72 W 0-10 W$  liegt. Diese gleiche Axe ist im unmittelbar Liegenden des Dolomits in einem scharf nachkristallinen Mylonit, welcher aus in einer Grundmasse von Serizit liegenden gepreßten Quarzen, Plagioklasen und größeren verbogenen Muskowiten besteht, in Form einer Feinfältelung auf s wiederzufinden. Als Ausgangsprodukt des Mylonits kommt eine Arkose, eher aber noch der Gneis in seinem Liegenden in Frage. 3 bis 4 m unter dem Dolomit liegen die Axen in grobflaserigen Gneisen  $N 40 W 15 W-20 E$ . Die Richtung von B ist gegeben durch verbogene Muskowite in s. Die Gneise sind in viel geringerem Maße nachkristallin deformiert als die über ihnen liegenden Mylonite. Ihr nachkristalliner Charakter bezieht sich auf Quarz, Glimmer und Feldspat (wellige Translationen in (010)). Die Streuung von B in der Horizontalen ist  $N 25-55 W$ ; s ist steil bis senkrecht; Klüfte  $\perp B$  sind

ausgebildet. Die U-Tisch-Analyse ergab keine Regelung der Quarze (D 9; Schliff  $\perp$  B).

Der Glimmerschiefer am Westhang der Serles im Liegenden der Trias gleicht gänzlich dem an der Basis der Kalkkögel (Galtalm, Hochtenn, Sonntagsberg). Am angeschliffenen Handstück ist unter der Lupe eine wesentlich vorkristalline Deformation der Muskowite zu erkennen; in einzelnen Falten liegen sie jedoch gebogen. Die Richtung von B ist N 65 W 10 E. Senkrecht auf B liegen Reißklüfte.

Am Pinnisjoch liegt B in den in bezug auf Muskowit nachkristallin deformierten Glimmerschiefern N 80 W 0, mit einer Streuung von N 70—90 W. An einem kleinen, ins Pinnistal vorspringenden Seitenrat des Grats vom Joch zur Triasbasis ist dünnplattig zerfallender Glimmerschiefer aufgeschlossen, der sehr stark gefaltet ist: eine Fältelung (B = N 80 W) ist von größeren Falten mit der Axenrichtung B' = N 55 E 40 E überprägt. B' ist jünger als B. Reißklüfte  $\perp$  B sind ausgebildet. Die untersten Triasschichten sind dichte Dolomite, die auf s einen feinen Belag von gefälteltem Serizit haben. Außerdem ist s in grobe Falten gelegt. B der Feinfältelung liegt N 40 E; B der groben Faltung liegt N 15—20 W 4 W. Bei Rückgängigmachung der groben Faltung (Abwicklung) liegt das Feinfältelungs-B nicht in einer Geraden, also ist die Feinfältelung (B = N 40 E 10 E) jünger als die grobe Faltung (B = N 15—20 W 4 W).

Am Osthang der Garklerin ist die Grenze Kristallin—Trias aufgeschlossen. Beim Aufstieg vom Sandesbach über die Mäher trifft man 50 m unter der Triasbasis sehr stark gefaltete Glimmerschiefer, deren s durchwegs steil gestellt und in Falten von 1 bis 3 m Ansmaß gelegt ist. Die Faltenachsen haben die Richtung N 50—60 W 10—20 E. Auch in Form einer Fältelung von s ist dieses B gegeben. Reißklüfte  $\perp$  B sind ausgebildet. Ein Schliff  $\perp$  B gibt folgendes Bild: Biotit liegt meist sperrig in den Falten, ist jedoch in Scherflächen, die in bezug auf Biotit nachkristallin sind, leicht gebogen; Muskowit ist in erster Generation in großen Kristallen ausgebildet, die teilweise leicht gebogen sind, in zweiter Generation macht er eine feine Füllmasse aus; Chlorit ist teilweise nachkristallin leicht gebogen; die Quarze löschen undnierend aus. Zum Unterschied von diesem wesentlich vorkristallin bis parakristallin bewegten Gestein zeigt ein ungefähr 10 m unter der Triasbasis entnommenes Handstück teilweise gebogen in den Falten liegende Muskowite und Biotite. In diesem Glimmerschiefer, der wieder in die Gruppe vom Typus Sonntagsberg zu stellen ist, ist eine vorkristalline Deformation (überholt von Glimmer, Quarz und Feldspat) von einer in bezug auf Glimmer und Feldspat nachkristallinen mit der gleichen B-Axe überprägt worden. Die Biotite und Muskowite wurden dabei ohne Chloritisierung gebogen. Die gebogenen Plagioklase weisen eine in bezug auf ihre Bildung vorkristallin gefaltete interne Reliktstruktur an. Im gleichen Niveau auftretende Scherflächen haben der generellen Axenlage korrelierte Scherungsachsen; ihre s-Flächen liegen N 29 W 30 E und N 65 W 77 N, b als Schnittlinie beider hat die Richtung N 70 W 20 E. Die Glimmer sind in s hineingebogen (nachkristallin), an anderen Stellen wurde eine eindentliche Rekristallisation in denselben Flächen beobachtet, so

daß der ganze Vorgang als parakristallin bezeichnet werden muß. Die obersten Schichten des Kristallins sind graugrüne nachkristallin deformierte Chlorit-Phyllonite. Ihr Fältelungs-B liegt N 30 W 0 und ist  $\perp$  zu dieser Richtung gering gestaucht. Es kann sich hier um eine Überprägung von  $P_1 + P_2$  handeln, doch wäre die Entstehung dieser Stauchung syntektonisch möglich. Eine zweite Überprägung, die zeitlich zu B nicht in Beziehung gebracht werden kann, ist durch eine flache Wellung mit der Axenrichtung N 85 W 35 E gegeben. Die untersten Schichten der Trias haben auf s wieder gefältelten Serizit.  $B = N 66 W 15 E$ . B-Klüfte sind teilweise verheilt und liegen N 17 E 85 W. Der Dolomit der Garklerin ist von großen Klüften in Richtung N 20—30 E, saiger, durchzogen, die als B-Klüfte der Beanspruchung in (ac) = N 20—30 E eindeutig zuordenbar sind.

Die Paragneise, Orthogneise und Mylonite im Liegenden des Triahunddolomits sind nach dem Deformationsplan  $P_1$  bewegt worden. B liegt im Paragneis nahe der südlichen Tribulaunhütte N 50 W 10 E, am Gogelberg N 75 W 20 E, am Fuße der NW-Wand des Gschnitzer Tribulauns N 65 W 0, in den Myloniten, Orthogneisen und Glimmerschiefern am Sandesjöchl N 60 W 10 W—20 E, in den Glimmerschiefern unterhalb der nördlichen Tribulaunhütte N 60 W 5 W. Die gleiche Axenlage ist an der Basis der Trias der Weißwandspitze zu finden:  $B = N 65 W 10 W$ .

Die Paragneise sind seidig glänzende Schiefer mit vorherrschendem s, welches fein gefältelt ist. Sie sind reich an großen Biotitholoblasten. Der Dünnschliff gibt folgendes Bild: In einer Grundmasse von kleinen Muskowiten und Quarzen liegen undulierend auslöschende Quarze einzeln oder in größeren Gruppen (oft Gerölle), Plagioklase, welche häufig kleine Muskowite eingeschlossen haben, große Muskowite, die gerade oder selten leicht gebogen sind, Biotite, die ebenfalls sehr selten wenig gebogen sind, selten Chlorit, Granat, Turmalin, Zirkon.

Die U-Tisch-Analyse von 4 Schliffen  $\perp$  B (4 Handstücke) ergab in allen Fällen eine Regel der großen Biotite //s. In D 10, welches die Pole von (001) der Biotite eines Paragneises von der NW-Seite des Gschnitzer Tribulauns zeigt (Schliff  $\perp$  B,  $B = N 60 W 4 W$ ), ist die Häufung im Pol von s breit und geteilt. D 17 und 18 zeigen, daß in verschiedenen Lagen des Gesteins eine verschieden scharfe Einregelung der Biotite in s vorkommen kann (Paragneis, Gogelberg; zwei Lagen in einem Schliff  $\perp$  B,  $B = EW 4 E$ ). D 14 ist das Biotitdiagramm eines Paragneis nahe der südlichen Tribulaunhütte (Schliff  $\perp$  B,  $B = N 66 W 15 E$ ); es wird hier als weiterer Beleg angeführt. Die Muskowite sind mit den Polen von (001) scharf in einen nicht ganz geschlossenen Gürtel  $\perp$  B eingeregelt, welcher ein geteiltes Maximum im Pol von s hat (D 16, Paragneis, Gogelberg, Schliff  $\perp$  B). Die Quarzaxenpole fallen in einen mehr oder weniger deutlichen Gürtel  $\perp$  B. So zeigt D 15 eine geringe Unterbesetzung ungefähr in b (Paragneis, nahe südliche Tribulaunhütte, Schliff  $\perp$  B,  $B = N 66 W 16 E$ ), während D 13 (Paragneis, Gogelberg, Schliff  $\perp$  B,  $B = N 85 E 32 E$ ) einen deutlichen Gürtel  $\perp$  B aufweist. In einem anderen Handstück ( $B = EW 4 W$ ), das ebenfalls vom Gogelberg stammt, besetzen die Quarzaxenpole des geschlossenen Quarzgefüges einen breiten Gürtel

annähernd  $\perp$  B mit mehreren Häufungsstellen (D 20), die einzeln in Muskowitfz liegenden Quarze sind jedoch scharf in einen Gürtel  $\perp$  B eingeregelt (D 19). D 19, ebenso D 13, hat ein Doppelmaximum in a. An einem Schriff (südlich Tribulaunhütte) wurden geschlossene Quarzgefüge in Teildagrammen aufgenommen und es zeigte sich eine verschiedene gute Regelung der einzelnen Gruppen (Gerölle). Turmaline, die in einem Paragneis vom Gogelberg zusammen mit Quarzen einen Gang füllen, sind mit ihrem c scharf in b eingeregelt (D 11, Schriff  $\perp$  B, B = N 85 E 32 E); die Quarze dieses Quarz-Turmalin-Gefüges zeigen einen Gürtel  $\perp$  B mit einem Doppelmaximum in a (D 12); Quarz in Quarzgefüge ist gleich geregelt (D 13).

Die Prägung der B-Axe ist nach dem bisherigen Stand der Einsicht vorkristallin, vielleicht parakristallin.

Die Orthogneise vom Sandesjöchl zeigen ebenfalls eine Einregelung von Muskowit (Pole von (001)) in einen Gürtel  $\perp$  R (Schriff  $\perp$  B, B = N 58 W 22 E) mit einem geteilten Maximum im Pol von s (D 21). Die Quarzaxen besetzen einen Gürtel  $\perp$  B mit einem Doppelmaximum in a (D 22).

Die untersten Schichten der Trias (Kalke) sind nahe der südlichen Tribulaunhütte lagenweise reich an großen Biotitholblasten. Diese Biotite fallen mit ihren Polen von (001) in einen nicht ganz geschlossenen Gürtel  $\perp$  B, mit einer Häufung im Pol von s (D 23, Schriff  $\perp$  B, B = N 54 W 8 E). Einzeln in dem Biotit-Kalzit-Gefüge liegende Quarze sind mit ihren Axen in einen Gürtel  $\perp$  B, mit einer Unterbesetzung in (bc), eingeregelt (D 24). Die Biotite sind vereinzelt leicht gebogen, die Quarze löschen undulierend aus.

Am Sandesjöchl liegt unter dem Dolomit eine mylonitische Arkose. B ist durch Feinfältelung der Glimmer auf s gegeben und liegt N 60 W 10 W—20 E. Das Gestein ist in bezug auf Quarz und Muskowit nachkristallin deformiert. Die Quarze sind nicht geregelt (D 25).

Wie im Serleskamm und an der Triasbasis der Garklerin haben auch hier die untersten Schichten des Dolomits einen fein gefältelten Serizitbelag auf s. B liegt N 60 W;  $\perp$  B ist eine Schar von Reißklüften ausgebildet (N 30 E, saiger).

Die Glimmerschiefer des Pflerscher Pinkel sind in bezug auf Muskowit nachkristallin deformiert. s streicht N 20—60 W und fällt 40—50° nach NE. B = N 65 W, bis zu 30° gegen SE einfallend. Reißklüfte  $\perp$  B sind deutlich. An einer Stelle am Grat (der Glimmerschiefer ist hier am meisten geschiefert) ist B von einem B' = N 70 E 10 W in Form einer Stauchung überprägt.

An der Weißwandspitze finden wir wieder die s-Flächen der untersten Triasschichten von gefälteltem Serizit belegt, dessen B in Richtung N 60 W 5 W liegt. Im Dolomit sind der Beanspruchung zuordenbare Klüfte (N 32 E, saiger). Die Dolomite werden nach unten zu immer reicher an Serizit, sie gehen in einen rot anwitternden Serizit-Quarz-Phyllonit über, welcher korrelat deformiert ist. In der Nähe des Kammansatzes zum Hohen Zahn (Weg) wurde ein schwarzer Dolomit, der eine sehr feine Fältelung in Richtung N 80 W 4 W an Bruchflächen zeigt, an der Basis der Trias orientiert entnommen und der Schriff  $\perp$  B auf dem U-Tisch untersucht. Die Dolomitaxen

besetzen einen Gürtel  $\perp$  B mit einer ringförmigen Häufung, welche die Schnittlinie eines Doppelkegels, dessen Erzeugende mit der Kegelaxe einen Winkel von  $36^\circ$  einschließt, mit der Lagenkugel ist (D 26). Das Bild entspricht einer Einregelung der Dolomite mit (1011) subparallel einem s, welches  $\perp$  auf der Kegelaxe steht und EW 10 N liegt. s ist im Schliff nicht erkennbar. (Vgl. D 64 in L 22, wo eine halbkreisförmige Häufung der Dolomitaxenpole vielleicht der gleichen Einregelung von (1011) //s entspricht.)

In den Paragneisen, wenige Meter unter der Triasbasis, liegt B = N 74 W 20 W. Am Südhang konnten in der Nähe des Wegs gegen N leicht einfallende B'-Axen beobachtet werden, die in Form einer groben Faltung des fein gefältelten s gegeben sind. B' ist jünger als B. Die Deformation nach B ist als wahrscheinlich vorkristallin (Biotit) zu bezeichnen. Ein Schliff  $\perp$  B zeigt eine scharfe Einregelung der Pole von (001) der sehr selten leicht gebogenen Biotite im Pol von s (D 27). Die Quarze löschen undulierend aus; ihre Axenpole besetzen die Lagenkugel in uneindeutiger Weise (D 28).

### Mittlerer Bewegungshorizont: Raiblerschichten.

Den mittleren Bewegungshorizont bilden dunkle Tonschiefer (Raiblerschichten), die auf ihrem vorherrschenden s eine oft kaum sichtbare Feinfältelung haben.

Im einzelnen wurden folgende B-Axen gemessen:

Am Pfriemesköpfl liegt B = N 50 W 4 W in Form einer mit freiem Auge gerade noch erkennbaren Fältelung von s (s = N 38 W 20 S). Ungefähr  $\perp$  B sind Klüfte (N 52 E, saiger).

Die Raiblerschichten an der Basis des Wetzsteinschrofens sind hellgraue, leicht zerfallende Tonschiefer, deren Fältelung von s ebenfalls sehr fein ist. s = N 57 E 30 S, B = N 65 W 30 E. Am Hochtennboden wurden in Raiblerschichten die verschiedensten Axenrichtungen beobachtet: N 20 E 20 E, N 42 E 35 W, N 86 E 30 E.

Anstehende Raiblerschichten wurden in den Kalkkögeln noch östlich des Kleinen Burgstall gefunden und eingemessen. B liegt N 80 W 10 E, mit einer Streuung von N 65—100 W.

Im Serleskamm sind B-Axen in Raiblerschichten im obersten Pinnistal gemessen worden. B zeigt eine große Streuung von N 6—36 E, das Maximum liegt bei N 30 E. 25 E. s = N 45 W 25—30 E.

Südlich des Schnitztales wurden Raiblerschichten im äußeren Trunagraben (rechte Talseite) in bezug auf B-Axen untersucht. B = N 75 W 15 E. An anderer Stelle liegt diese Feinfältelung von s in der Richtung N 50 W 30 E und ist von zwei Axen überprägt, die N 75 E 16 E und N 28 E 8 S liegen. Relatives Alter der beiden jüngeren B ist nicht feststellbar.

Die Raibler des Pflerscher Tribulaun wurden von B. Sander gefügeanalytisch untersucht. B wurde in Richtung N 60 W festgestellt. Es ist gegeben durch einen Gürtel der Pole von (001) von Biotit und einem nicht geschlossenen Gürtel von Muskowit. Große, während der Deformation gebildete Biotite wurden je nach ihrer Lage in s eingeregelt oder mit einem Faltenaxenmaximum in B verbogen oder blie-

ben als Ausleserest infolge ihrer Lage  $\perp B$  („Querbiotite“) in dieser Lage erhalten. Die Deformation hielt nachkristallin an, was die Lage der Faltenaxe der Einzelbiotite zeigt. Es konnte auch der Bewegungssinn auf Grund der nicht vollkommen in  $s$  eingeregeltten (nieder-gebogenen) Glimmer festgestellt werden: Höheres wurde über Tieferes gegen NE bewegt (vgl. L 19). Diese Relativbewegung wurde jetzt an einem  $b$ -Schliff durch den Rotationssinn eines Biotits bestätigt.

### Oberer Bewegungshorizont: Rhätschichten.

#### Über die Gesteine des Rhät. Homogene Falten.

Die Rhätkalke sind nach  $P_1$  deformiert worden. Stellenweise ist  $P_1$  von  $P_2$  überprägt. Vollkommen korrelat dazu die mit ihnen verschuppten Quarzphyllonite südlich und nördlich des Gschnitztales.

Die Gesteinszusammensetzung ist sehr bunt: Helle Marmore, graue, plattige Kalke (meist mit Serizitbelag auf  $s$ ), mehr oder weniger glimmerreiche Kalke („Glimmerkalke“).

Das ganze Schichtpaket des Rhät ist nachkristallin im gleichen Maße wie die mit ihm verschuppten Quarzphyllonite bewegt worden. Die  $B$ -Axen der Rhätkalke sind gegeben in Form feiner und feinsten Fältelung von  $s$ , meist verrät ein gefältelter Serizitbelag auf  $s$  die Richtung von  $B$ . Glimmerreiche Kalke sind immer intensiv gefaltet, glimmerarme Kalke manchmal in Falten von Meterausmaß gelegt.

Zwei Gefügeanalysen von Rhätkalken sollen hier angeführt werden. Als erstes wurde ein heller, gefalteter Marmor von der Kirhdachspitze untersucht (Schliff  $\perp B$ ,  $B = N 40 W 6 W$ ). Das Gestein ist in bezug auf Glimmer nachkristallin deformiert, die Kalzite sind aber nach der Bewegung rekristallisiert.  $s$  ist reich an verschmierten Muskowiten. In zwei Teildiagrammen wurden je 100 Kalzitaxen in zwei Schenkeln einer Falte eingemessen ( $D 29, 30$ ;  $s_1$  und  $s_2$  eingezeichnet). Es ergab sich in beiden Fällen ein Gürtel  $\perp B$  mit einem in bezug auf die Schliffmarke (nicht auf  $s$ ) gleichbleibenden Maximum und einer Unterbesetzung im Großkreis  $\perp$  auf dem Besetzungsmaximum. Die Falte ist somit bezüglich der letzten Prägung homogen, doch mußte vorher eine anders gerichtete Schar von  $s$ , die im Gefüge nicht mehr erkennbar ist, die Scherfalte geschaffen haben, denn das in der Unterbesetzung liegende und der Oberbesetzung entsprechende  $s$  schneidet die Falte mehr als einmal. Das zweite Gestein ist ein grauer Kalk mit verschliffenen Kalzitgängen vom Wildseck (Schliff  $\perp B$ ,  $B = N 40 W$ ). In einer liegenden Falte wurden in den Schenkeln 206, bzw. 250 Kalzitaxen eingemessen und in zwei den Faltschenkeln entsprechende Teildiagramme eingetragen ( $D 31, 32$ ). Die Kalzitaxen hesetzen einen Gürtel  $\perp B$  und zeigen, daß es sich auch hier um eine homogene Deformation handelt, denn die Maxima bleiben in bezug auf die Schliffmarke gleich und nicht in bezug auf  $s$ , welche in beiden Diagrammen um  $180^\circ$  verdreht liegen (liegende Falte). Im Kalzitgefüge vereinzelt liegende Quarze besetzen mit ihren Axen den gleichen Gürtel ( $D 33$ ).

Der Grad der Durchbewegung und die Mannigfaltigkeit der Ausbildung der Rhätgesteine nimmt gegen  $S$  hin zu.

## Über die Quarzphyllonite. Abwickelbare Biegefalten.

Hier noch Allgemeines über die mit den Rhätschichten verschuppten und auf sie aufgeschobenen Quarzphyllonite. Sie sind scharf nachkristallin bewegt worden; die Glimmer sind zu zusammenhängenden Häuten verschmiert („Phyllonite“), die Quarze sind stark gepreßt. Bei der letzten Durchbewegung fanden die Teilbewegungen hauptsächlich in den Glimmerhäuten und glimmerreichen Teilen des Gesteins statt, die geschlossenen Quarzgefüge wurden nur verbogen, die Körner aber nicht eingeregelt, so daß auf diese Weise alte Regelungen der Quarze erhalten blieben. Ich habe in einer Reihe von Fällen solche alte Regelungen der Quarzgefüge nachgewiesen, indem ich Quarzphyllonitfalten abwickelbar gefunden habe.

So wurde eine Falte in einem Quarzphyllonit vom NW-Grat des Hammerspitz auf dem U-Tisch untersucht. Es handelt sich um einen intensiv gefalteten Phyllonit, dessen Glimmer ihrerseits fein gefältelt sind.  $B = N 52 W 0$ . Die Gefügeanalyse ergab eine Häufung der Quarzaxen im Pol von  $s$  (D 34 und 35 als Teildiagramme, jeweils einem Faltschenkel entsprechend), welche in bezug auf  $s$  und nicht auf die Schliiffuarke gleichbleibend ist. Da die Überbesetzung sehr zerteilt ist und außerdem in einem Faltschenkel nur 40 Quarzaxen gemessen werden konnten (D 35), läßt sich in diesem Fall nur die Abwickelbarkeit der Falte, also eine Quarzregelung vor der letzten Deformation, zeigen, aber nichts weiter über diese einregelnde ältere Bewegung sagen.

Das gleiche zeigt eine Quarzfalte in Quarzphyllonit vom Sattel 2413 östlich der Mutte.  $B = N 58 W 30 E$ , Schliiff  $\perp B$ . Die Teildiagramme D 37 und 38 zeigen einen nicht geschlossenen Gürtel, der in bezug auf  $s$  gleichbleibend ist, der jedoch in den Teildiagrammen D 39 und 40 (Bereiche des Faltenknies und des sehr kurzen Mittelschenkels der Z-förmigen Falte) nicht hervortritt. D 39 zeigt fast einen Gürtel  $\perp B$ , es sind dies Quarzaxen aus dem Mittelschenkel der Falte. In bezug auf das Maximum in der Nähe des Pols von  $s$  ist die Falte eindeutig abwickelbar. Das Sammeldiagramm D 41 (abgewickelte Falte) ergibt in Form eines Gürtels angeordnete Häufungen. Die diesem Gürtel entsprechende B-Axe liegt  $N 10 E 38 N$  und schließt mit  $s$  einen Winkel von  $20^\circ$  ein.

Ein weiteres Beispiel einer Quarzregelung vor der letzten Deformation gibt ein Quarzphyllonit vom Sattelberg. Es handelt sich um einen  $B + B'$ -Tektonit; der Schliiff liegt  $\perp a$  des Deformationsplanes, welcher  $B$  geprägt hat. Die Quarzaxen fallen in einen nicht geschlossenen Gürtel, der den frei sichtbaren Gesteinsdaten nicht zuordenbar ist (D 42). Die diesem Gürtel entsprechende Axe fällt  $25^\circ$  gegen  $N$ .

Am Karkamp (2201 m, westlich Sattelberg) wurden ebenfalls Quarzphyllonite entnommen und untersucht. Es sind dies stark zerknitterte Gesteine, deren  $s$  steil emporgestaucht worden ist. Am ersten Handstück ist eine Feinfältelung auf  $s$  ( $B$ ) von einer groben Faltung überprägt ( $B'$ ).  $B'$  ist jünger und liegt  $N 70 E 24 E$ . Da  $s$  durch die Deformation, welche  $B'$  geprägt hat, steilgestellt wurde, muß, um die ursprüngliche ungefähre Lage von  $B$  vor der Deformation nach  $B'$  zu bestimmen,  $s$  um  $B'$  gedreht werden, bis  $B$  horizontal zu liegen

kommt.<sup>1)</sup> B hat dann die Richtung N 43 W; also ist das Gestein nach  $P_1 + P_2$  deformiert. Die Gefügeanalyse ergibt einen Gürtel der Quarzaxenpole ungefähr  $\perp a$  mit einer Häufung nahe c des Bewegungsbildes  $P_2$ . Der Gürtel ist in bezug auf das s der gemessenen Quarzfalte gleichbleibend (D 43, 44, 45, jeweilige Lage von s eingezeichnet). Also ist die Falte abwickelbar, das heißt, daß vor der Prägung von B' die Quarze eingeregelt worden waren. Die diesem Gürtel entsprechende Axe fällt ungefähr mit B zusammen, doch ist auf Grund der Ergebnisse am folgenden Handstück anzunehmen, daß die Regelung der Quarze und die Prägung von B zwei zeitlich verschiedene Deformationen waren. D 46 enthält sämtliche Quarzaxen der abgewickelten Falte. Das zweite Handstück gibt folgendes Bild: Mit freiem Auge sind drei verschiedene, zeitlich ordenbare B-Axen zu erkennen. Erstens eine Feinfältelung von s (B), zweitens eine grobe zickzackförmige Knickung von s (B'), welche jünger als die erstgenannte Feinfältelung ist und schräg zu dieser liegt. Bei Rückgängigmachung der groben Knickung B' (Abwicklung) liegen die Feinfältelungsaxen B in einer Geraden: Beweis, daß B' jünger als B ist.  $B + B'$  ist wieder überprägt von einer gerade noch frei sichtbaren B''-Axe. Eine Rückgängigmachung der groben Knickung B' ergibt einen zickzackförmigen Verlauf der nun in einer Ebene liegenden Feinfältelung B'', also muß B'' jünger als B' sein. Um die Orientierung der drei Axen zu bestimmen, wurde s um B', welches fast horizontal liegt, in die Horizontale gedreht. Da die drei Axen in s liegen, sind sie nun horizontal. Ihre Richtungen sind:  $B = N 74 W$ ,  $B' = N 70 E$ ,  $B'' = N 20 W$ . Wir haben also den bekannten  $P_1 + P_2$ -Tektonit, von einer N 20 W-Axe überprägt. Die U-Tisch-Analyse (Schliff  $\perp B'$ ) ergab einen Gürtel der Quarzaxenpole  $\perp s$ , mit einer Häufung im Pol von s. Die diesem Gürtel entsprechende B-Axe liegt in s, mit a des Bewegungsbildes ( $P_2$ ) einen Winkel von  $20^\circ$  bildend. Der Gürtel wurde in verschiedenen Schenkeln einer Falte (D 47, 48, 49), in bezug auf s gleichbleibend, festgestellt. Die Falte ist somit abwickelbar. Die dem Gürtel entsprechende B-Axe liegt, mit s in die Horizontale gedreht, N 20 W. Das Gestein wurde vor den Durchbewegungen nach B, B', B'' nach der Axe N 20 W deformiert, wobei B'' mit dieser ältesten Axe zusammenfällt. Zum Unterschied von dem Quarzphyllonit vom Sattel 2413 ist hier selbst im Brennpunkt der Beanspruchung (Faltenknie, D 48) kein regelnder Einfluß der zu B' gehörigen Durchbewegungen zu erkennen. D 50 ist das Sammeldiagramm von D 47, 48, 49 (Falte abgewickelt).

Zusammenfassend ist zu sagen, daß die Quarzphyllonite vor ihrer Deformation zu B und B' bereits durchbewegt worden waren. Soweit durch die Gefügeanalyse B-Axen nachgewiesen wurden, liegen diese um N (D 51).

Daß die Quarzphyllonite mit den Rhätschichten verschuppt sind, also nicht selbst metamorphe Rhätschichten sind, beweist ihre Verbindung mit karbonen Anthrazitschiefern und Quarzkonglomeraten am Wildseck (L 5) und besonders östlich des Trunagrabens, östlich

<sup>1)</sup> Eine Steilstellung von s im entgegengesetzten Drehsinn ist am Karkamp unwahrscheinlich.



der Schneetalscharte und bei der Rotspitze (L 17). Die Rhätkalke wurden homogen deformiert, während in den Quarzphylloniten abwickelbare Biegefallen nachgewiesen wurden. Diskordanz als Kriterium der Ortsfremdheit anzuführen, ist hier nicht am Platze, da sich der Quarzphyllonit in größeren Bereichen als vollkommen stetig deformiert erweist. s-Flächen werden bei geringen Inhomogenitäten verbogen, buckelig, Systeme von Scherflächen treten auf, oft findet ein Ausweichen auch //b statt. Konstant bleiben einzig die B-Axen, was statistisch nachgewiesen ist.

### Das tektonische Gefüge der Rhätschichten und der Quarzphyllonite nördlich und südlich des Gschnitztales.

Im einzelnen werden nun die Rhätschichten des Serleskamms und des Gebietes südlich des Gschnitztales und die mit ihnen verschuppten und auf sie aufgeschobenen Quarzphyllonite in bezug auf ihre tektonische Fazies regional beschrieben.

Die Rhätgesteine des Gipfels der Kirchdachspitze sind nach (ac) = N 40 E bewegt worden: B liegt N 50 W, bis zu 20° gegen W und E einfallend. Die Streuung in der Horizontalen ist N 30—60 W ( $P_1$ ). B ist stellenweise (besonders in glimmerreichen Kalken) von einem  $B' = N 68 E 10—20 E$  überprägt ( $P_1 + P_2$ ). Während  $P_1$  Bewegungen in s und alle Übergänge zu intensiv gefalteten Gesteinen hervorgebracht hat, war die Auswirkung von  $P_2$  eine Stauchung. Im Gipfelunterbau ist Quarzphyllonit eingeschoben.  $B = N 55 W 0$ ; Klüfte  $\perp B$  sind ausgebildet.

Die Quarzphyllonite der Rippenscharte, des Padasterjochs, des NW-Grats des Hammerspitz und des Foppmanders sind einem Horizont zuzuordnen. Ebenso gehört der Quarzphyllonit der Kirchdachspitze zu diesem Horizont, nur ist das Gebiet nordöstlich der Kirchdachspitze um etwa 100 m abgesunken (L 5). Daß hier eine Verwerfung ist, zeigen die Rhätkalke am SW-Rand der Rippenscharte: sie sind steil gegen die Kirchdachspitze aufgebogen. B der Quarzphyllonite der Rippenscharte liegt N 55 W 0, mit einer Streuung von N 40—70 W. Klüfte  $\perp B$  sind meist ausgebildet. Am Gratansatz zum Hammerspitz ist in den Quarzphylloniten eine Überprägung von  $P_1$  durch  $P_2$  ( $B' = N 25 E 25 E$ ) in Form einer geringen Stauchung zu sehen. Südöstlich vom tiefsten Punkt der Scharte ist im Quarzphyllonit eine Scholle von hellem Rhätkalk eingeschlossen, die in ihrem südöstlichen Teil eine Falte mit zerschertem Mittelschenkel darstellt. Die Faltenachsen liegen N 60 E 5 W; der Mittelschenkel ist längs der Fläche N 60 E 45 S zerschert. Eindeutig ist Oberes über Unteres in Richtung N 30 W bewegt worden oder umgekehrt. Diese Falte ist  $P_2$ , der sich stellenweise in Form von bereits beschriebenen Stauchungen bemerkbar gemacht hat, zuzuordnen. Wenige Meter nordwestlich von der Falte liegen die Axen im Kalk N 50 W 5 E.

Am Weg von der Rippenscharte zum Padasterjoch steht ein scharf geschieferter Quarzmylonit im Hangenden des Quarzphyllonits an. Auf s (N 76 E 13 S) kann eine feine Fältelung ( $B = N 58 W 10 E$ )

von einer flachen Wellung überprägt ( $B' = N 76 E 0$ ) beobachtet werden ( $P_1 + P_2$ ). Der Schriff  $\perp B$  zeigt eine Einregelung der oblongen Quarze mit c in a, was schon mit dem Gipsblättchen am gewöhnlichen Mikroskop zu erkennen ist. Die U-Tisch-Analyse bestätigt dies: die Quarzaxen fallen auf einen Gürtel  $\perp B$ , mit einer Häufung in a (D 52).

Am Padasterjoch liegt B in Quarzphyllonit und Rhät N 60 W 10 W. Die gleichen Verhältnisse findet man am NW-Grat des Hammerspitz: B = N 50 W 0, mit einer Streuung von N 40—70 W, 20 W—25 E. Wie an der Rippenscharte liegt s, sofern es nicht gefaltet ist, N 55 W 30—40 E. Klüfte  $\perp B$  sind ausgebildet.

Am S-Hang des Foppmander liegt B in den Quarzphylloniten N 70 W 5 W, mit einer Streuung von N 45—80 W. Klüfte  $\perp B$  sind deutlich.

Im Grat vom Foppmander zur Wasenwand ist eine Flexur in den Rhätkalken (L 5). Helle Kalke, die auf ihrem s eine Feinfältelung haben oder in kleine Falten gelegt sind ( $B = N 60—70 W$ ) sind aus ihrer allgemeinen Lage (N 30 E 15 E) senkrecht emporgebogen. Gegen die Wasenwand zu sind dunkle Glimmerkalke aus ihrer allgemeinen Lage (N 30 E 15 E) senkrecht niedergebogen. Wir haben es hier mit einer Z-förmigen Stauchfalte mit senkrechtem Mittelschenkel im großen zu tun, wie sie an der Kirchedachspitze und an der Rippenscharte in kleinerem Ausmaß zu beobachten sind. Die steilgestellten Kalke streichen N 48—66 E, also liegt B' in gleicher Richtung ( $P_2$ ). Wenige Meter gegen die Wasenwand zu herrscht wieder  $P_1$ . Helle Rhätkalke sind nach  $B = N 60 W 0$  deformiert.

Beim Anstieg über den SW-Grat zur Kesselspitze trifft man am Gratansatz intensiv gefaltete Glimmerkalke. Eindeutig ist im einzelnen eine Überprüfung von  $P_2$  über  $P_1$  festzustellen, doch ist die Streuung der Axen so groß, daß statistisch keine deutliche Trennung von B und B' möglich ist: B besetzt auf der Lagenkugel den Bereich N 35—80 W 20 W—35 E, B' den Bereich N 45—100 E 0—30 E (D 53). Über diesen Glimmerkalken folgen helle Kalke und Marmore. Sie sind mit Teilbewegungen in s deformiert, stellenweise ist s in liegende Falten gelegt. B-Klüfte sind ausgebildet.

Am Gipfel der Kesselspitze liegen unter dem aufgeschobenen Dolomit (L 16) deformierte Kössener Schichten, deren B N 25 E liegt ( $P_2$ ). Senkrecht auf B stehen verheilte Klüfte. In den roten Kalktonschiefen im Liegenden der Kössener Schichten ist ein den B-Klüften der Schichten im Hangenden zuordenbares Kluftsystem. Am ESE-Grat sind Rhätkalke in eine große Falte gelegt (L 8), deren Scharnier gegen NW zeigt. Die Faltenaxen liegen N 35 E 0 ( $P_2$ );  $\perp$  auf diesen sind Reißklüfte (N 48 W 85 S).

Der Kamm von der Kesselspitze zur Serles ist am Sattel nordöstlich vom Hutzljoch (2562) und am Mauernjoch von Verwerfungsebenen durchschnitten (L 9). Zu diesen Verwerfungen gehören auch Verbiegungen von ss mit einer Axenrichtung N, wie sie Kerner besonders am Mauernjoch (Kamplspitz) beschrieben hat. Die Rhätschichten sind aber auch in (der großen Falte an der Kesselspitze zuordenbare) Falten gelegt. So ist am Sattel nordöstlich vom Hutzljoch ein Teil einer Flexur aufgeschlossen, deren B-Axe gegen N 30 E

zeigt. So sind die Kössener Schichten am Gipfel der Lämpermahdspitze in grosse Falten gelegt ( $B = N 50 E 5 E, P_2$ ). B-Klüfte streichen  $N 45-50 W$ .

Die Rhätkalke nordwestlich des Serlesjöchls sind teilweise sehr stark nach  $P_1$  gefaltet:  $B = N 52 W 15 E$ . Am Jöchl und in den Kalken des Gipfelunterbaus der Serles liegt B mehr gegen N gedreht:  $N 28 W 15 S, N 15 W 10 S$ . Beim Aufstieg zum Gipfel trifft man graue dünnplattige Kalke, die B von einem  $B' = N 60 E 0 (P_2)$  überprägt haben. Unterhalb des Gipfels begegnet man wieder nach  $P_1$  stark gefalteten Glimmerkalken und hellen Marmoren ( $B = N 35 W 5 S$ ).

Die mannigfaltigen Rhätkalke im Liegenden des Dolomits des Blasers im oberen Valschwern sind, wie südwestlich davon, extrem nachkristallin durchbewegt. Das ganze Schichtpaket zeigt die Auswirkung von  $P_1$ . Es handelt sich dabei nicht etwa nur um kurze Teilbewegungen in s oder Faltung und Zusammenpressung von s, sondern es sind auch Transporte auf weitere Strecken anzunehmen. In Glimmerkalken (Profil 1 B in L 9) findet man nämlich Gesteinsfetzen in Form von verschmierten Knäueln, aus Muskowit, Chlorit und Kalzit bestehend, in einer Grundmasse von nachkristallin deformierten Kalziteu und Plagioklasen.  $P_1$  ist auch hier von  $P_2$  überprägt. Glimmerreiche Kalke mit Fältelungs-B nach  $P_1$  sind in größere Falten gelegt, deren  $B'$ -Axen in Richtung  $N 30 E$  liegen ( $P_2$ ). Ihre Streuung ist  $N 12-60 E 10 W-40 E$ . Wir kennen dieses Bild bereits mehrfach aus Rhätschichten südwestlich gelegener Gebiete; nur haben wir hier den Rest der Belastung, bei deren Bewegung die Überprägungen ( $P_2$ ) geschaffen wurden, den Dolomit des Blaser.

Im einzelnen findet man in dem Bachrunst (Prof. 1 A in L 9) gefaltete Kalke mit Glimmerhäutchen auf s, die ihrerseits fein gefältelt sind. Als Zwischenlagen sind weiche glimmerreiche Kalke von phyllonitischer Fazies eingeschaltet. Der „stahlblaue Schiefer“ unterhalb des Quarzkonglomerats erinnert an die Tarntaler Kalkschiefer des Großen Obernberger Tribulaun. B liegt hier allgemein  $N 50-70 W 10 W$ . An der am weitesten ins Valschwern vorspringenden Gehängerippe (Prof. 1 B in L 9) liegen unter dem Blaserdolomit intensiv gefaltete Glimmerkalke: ein  $B = N 60 W$  ist von einem  $B' = N 30 E$  überprägt ( $P_1 + P_2$ ; D 54).

Das Quarzkonglomerat im Zwieselgraben ist im ursprünglichen Zustand der Verfestigung. Abgesehen von Harnischen, deren Rillen  $N 20-30 E$  liegen, ist kein Zeichen einer Durchbewegung zu sehen.

Am Hablerberg sind in den dunkelgrauen Rhätkalken, die an den Hängen gegen das Stutzertal aufgeschlossen sind, B-Axen festzustellen. Sie liegen  $N 35 W 30 W$ ; gegen den E-Hang des Hablerberges drchen sie gegen  $N 15 W 0$ . An den s-Flächen sieht man unter dem Mikroskop verschmierte Muskowitknäuel mit reichlich Graphit. Das im übrigen homogene Gestein hat stellenweise Kalzite mit verbogenen Zwillingslamellen.

Die Quarzphyllonite am Plazetmähder haben die Axenrichtung  $N 30-40 W 0$ . Die Fältelung zu B ist nachträglich als Harnischrille benützt worden.

Beim Aufstieg von Trins auf den Blaser trifft man oberhalb Trins glimmerreiche Kalke am Weg aufgeschlossen. Das Gestein ist ein  $P_1 + P_2$ -Tektonit:  $B = N 20 W$ ,  $B' = N 60 E$  ( $P_1 \perp P_2$ , syntektonisch?).

Südlich des Gschnitztales und westlich des Trunabaches herrschen die gleichen Verhältnisse wie im mittleren Serleskamm (L 5).

B in den Quarzphylloniten und Rhätkalken des Wildseck liegt  $N 55 W 5 W$ , mit einer Streuung von  $N 40 - 80 W 0 - 22 W$ . Selten findet man Klüfte  $\perp B$ . Im oberen des in zwei Horizonten liegenden Quarzphyllonit (Gipfelkamm) ist eine korrelat beanspruchte Kalkscholle, die auch Klüfte  $\perp B$  aufweist, eingeschlossen. Besonders die Rhätkalke im Liegenden des unteren Quarzphyllonits sind sehr stark gefaltet.

Am Roßgrubenspitz (Schönberg) hat B eine geringe Streuung zwischen  $N 45 W$  und  $N 70 W$ ; die Häufung liegt bei  $N 57 W 3 W$ . In den Bänderkalken zwischen oberem und unterem Quarzphyllonit wurden am W-Hang B-Axen in Richtung  $N 40 W$  gemessen.

Am Schmurzjoch (Rötenspitz) ist die generelle Axenrichtung in Rhät und hier in drei Horizonten auftretendem Quarzphyllonit  $N 50 W 5 W$  (Streuung  $N 20 - 70 W$ ). Gegen den oberen Trunagraben zu sinken die Rhätkalke des Schmurzjochs unter die Quarzphyllonite der Berge östlich des Trunasattels; sie sind als Wandstufe auf der linken Talseite bis zum Bach zu verfolgen. Die Flexur in diesen Kalke im obersten Trunagraben ist nicht im Zusammenhang mit der Verschuppung der Quarzphyllonite zu erklären (L 5), denn die Faltenaxen dieser Flexur liegen  $N 55 E$ , während im darüberliegenden Quarzphyllonit  $B = N 60 W$  liegt. Diese Flexur stellt sich vielmehr als eine Stauchung der Kalke dar, wie sie in verschiedenen Ausmaßen im Serleskamm zu finden sind ( $P_2$ ). Die Ebene dieser Beanspruchung lag  $N 35 W$ .  $P_2$  ist auch hier jünger als  $P_1$ : die Feinfältelung von s der Kalke nach  $P_1$  liegt nach Rückgängigmachung von  $P_2$  in einer Geraden. Dünnplattige graue Kalke am linken Bachufer östlich der Flexur sind im gleichen Sinne gestaucht.

Das gleiche Untertauchen nach E zeigen die Rhätkalke des Hohen Kreuz und des von ihm gegen ESE abzweigenden Seitenkamms. Die Kalke zwischen den Quarzphylloniten ziehen als Wandstufen um die Kare und verlieren sich gegen E unter dem Gras. An einer Stelle konnten in ihnen B-Axen in Richtung  $N 55 W 5 W$ , gegeben als Axen einer großen Falte, gemessen werden. Am N-Hang des Kares im NW des Hohen Kreuz ist nahe der oberen Grenze des oberen Quarzphyllonits eine 5 cm dicke Kalklage von diesem eingeschlossen. Daß sie dabei nicht zerbrochen, sondern ein s-Tektonit geworden ist, zeigt, daß manche Rhätkalke ebenso plastisch wie die Quarzphyllonite waren. U. d. M. ist eine starke Durchbewegung der Kalzite zu beobachten, größere Kalzite haben verbogene Zwillingslamellen. Verschlif-fene Quarzgänge zeigen allein mit Hilfe des Gipsblättchens eine Regelung der oblongen, undulierend auslöschenden Quarze mit ihrem c in a. B liegt im Gebiete des Hohen Kreuz  $N 60 W 5 W$ , an der oberen Grenze des oberen Quarzphyllonits  $N 85 W 20 W$ .

Beim Sattel 2413 östlich der Mutte ist im Quarzphyllonit eine große Streuung von B festzustellen:  $N 6 - 58 W 30 W - 30 E$ , Maximum bei

N 40 W, was mit dem Staffelbruch an der E-Seite der Mutte (L 5) zu erklären wäre. Am Gipfel der Mutte liegt B im Quarzphyllonit wieder in der generellen Richtung N 50 W 0, welche Verhältnisse man auch im W am Kamm Kreuzjöchl—Hohes Tor findet.

Die Rhätkalke setzen sich gegen S in das Gebiet des Obernberger Tribulauns fort. Mannigfaltigkeit und Durchbewegung erreichen hier den Höhepunkt. Wer den Weg Schneetalscharte—Schwarze Wand—Großer und Kleiner Obernberger Tribulaun geht, findet glimmerreiche zerfallende Phyllonite, intensivst gefaltete Glimmerkalke, graphitreiche Schiefer, helle bis graue glimmerarme Kalke und Marmore und alle Übergänge zwischen diesen. Schichten von gefalteten Glimmerkalkeu wechseln in rascher Folge mit Kalken ab, die Teilbewegungen in s zeigen: es müssen beim Deformationsakt in einzelnen Lagen verschiedenste Geschwindigkeiten und Relativbewegungen geherrscht haben. In dieser Mannigfaltigkeit heiben zwei Erscheinungen konstant: die B-Axen und die Klufsysteme, also die Symmetrie der tektonischen Beanspruchung. B liegt in Richtung N 50—70 W, wenig nach NW einfallend; die B-Klüfte streichen N 30—45 E ( $P_1$ ). Stellenweise ist  $P_1$  von  $P_2$  überprägt.

Die von O. Meier (L 17) beschriebenen schwarzen Karbonschiefer, die mit Konglomeraten und Quarzphyllonit zusammen die Kuppe im Kamm Schneetalscharte—Schwarze Wand bedecken, haben eine sehr feine Fältelung auf s. B liegt N 60 W 0.

Am Grat von der Schwarzen Wand zur Torspitze stehen phyllonitische Glimmerkalke an, die einen Teil der Hänge gegen NE mit ihrem blättrigen Schutt bedecken. Diese Glimmerkalke haben ihre Feinfältelung (B = N 60—70 W) von Stauchfalten (B' = N 50 E) überprägt. Auch in den Rhätschichten (wie im Glimmerschiefer der Basis) wirkt sich die anscheinend nur kurz dauernde, aber intensive Bewegung in den Schichten aus, die einer solchen plötzlichen Beanspruchung den geringsten Widerstand leisten.

An der Abzweigung des Grats zum P. 2687 vom Grat Schwarze Wand—Rotspitze trifft man eine Wirrnis von dünnplattig zerfallenden Kalken, doch sind auch hier s-Flächen, B-Klüfte und ein Klufsystem, in (bc) zu erkennen.  $P_1 + P_2$ -Tektonite sind beim Anstieg zum P. 2687 durch Glimmerkalke (B' = N 35 E 0) und durch Quarzphyllonite, die in wenig mächtiger Lage unter dem flachen Gipfel von P. 2687 durchziehen (B = N 65 W 0, B' = N 65 E 0), gegeben. Am Weg zum Großen Obernberger Tribulaun herrscht wieder jene Mannigfaltigkeit der Rhätgesteine. B liegt N 55—65 W, wenig gegen NW einfallend.

Der Quarzphyllonit an der Rotspitze (2621) ist ebenfalls nach P<sub>1</sub> deformiert (B = N 65 W 5 W).

Im Gebiete Trunagraben—, bzw. Portjöchl—Silltal, also im Gebiete der Steinacher Decke, finden wir im Quarzphyllonit zwei tektonische Stockwerke, die nur auf Grund statistischer Axenmessungen erkannt werden konnten. Im einzelnen liegen die Verhältnisse so:

Die Chloritschiefer und Tarntaler Quarzitschiefer an der W-Seite des Silltales haben bis zu 30° gegen W einfallende B-Axen (Tauern-Westende). Die gleiche Richtung hat B im Quarzphyllonit des Felper-

baches, dessen tektonische Stellung hier offen gelassen wird. Die Tarntaler Quarzitschiefer im Felperbach haben die EW-Axe von einem  $B' = N 12 W 30 N$  überprägt. Bei Zagl dreht das B der Tarntaler Quarzitschiefer gegen  $N 70 E 15 W$ .

Die Hänge oberhalb des Nöblacher Plateaus und der Steidlhoffterrasse sind sehr aufschlußarm. Oberhalb des Steidlhofs wurden in einer Höhe von 1350 m Glimmerkalke des Rhät nach  $P_1 + P_2$  deformiert gefunden. Eine Fältelung ( $B = N 56 W 0$ ) ist von einer Stauchung ( $B' = N 62 E 10 E$ ) überprägt. Sonst zeigen die Kalke der Brennertrias am Hang gegen Steinach keinerlei Axen oder hervortretende Klufsysteme. Sie sind teilweise sehr zerrüttet. Beim Aufstieg zur Bergeralm gelangt man bei 1400 m in Quarzphyllonit (Josefstollen). Aus dem Versuchsstollen wurden außer Quarzphylloniten stark durchbewegte Graphitschiefer gefördert. Unter den Wiesen der Bergeralm ist am Weg ein kleines Vorkommen von anstehendem Quarzphyllonit, dessen B in Richtung  $N 60-70 W 0$  liegt. Erst an der oberen Waldgrenze ist wieder Quarzphyllonit anstehend zu finden. In einem Schurf am E-Hang des Steinacher Joches wurden B-Axen in Richtung  $N 60-70 W 5-10 E$  festgestellt.

Beim Überschreiten der 1900-m-Höhenlinie findet man plötzlich eine ganz andere Axenrichtung. Von der Waldgrenze an bis zum Gipfel des Steinacher Joches ist eine Reihe von Quarzphyllonitfelsen anstehend zu finden. Die Axenrichtung ist  $N 40-70 E$ ; sie herrscht in der Kammregion vom Steinacher Joch über den Eggersteller, Leitnersteller und Kastenbergr bis zum Trunasattel. Westlich dieses Sattels kommt man in das Gebiet der Quarzphyllonite und Rhätkalke mit der Axenrichtung  $N 50-60 W (P_1)$ .

Dieser Hiatus in der Axenrichtung ( $N 50 E : N 60 W$ ) ist vom E-Hang des Steinacher Joches über den Hang gegen das äußere Gschnitztal bis zum Trunagraben feststellbar, obwohl das Gebiet sehr arm an Aufschlüssen ist.

In dem Graben östlich der Wiese Planmöser stehen helle Kalke an, deren s fein gefältelt ist ( $B = N 45 W 0$ ). Diese Axe findet sich wieder an einem Kalk am Serpentinweg westlich vom genannten Graben.

Im Fallmeritzbach steht oberhalb der Gerichtsherrenalm auf der linken Talseite in einer Höhe von 1900 m Quarzphyllonit mit der Axenlage  $N 75 W 0$  an. Wenige Meter höher liegen an der rechten Talseite die Axen  $N 40 E 5 W$ . Hier ist also die Grenze zwischen beiden Stockwerken bei 1950 m festgestellt.

In dem Graben östlich des Faltsambaches trifft man beim Aufstieg zunächst Quarzphyllonit von ziemlicher Mächtigkeit. Seine B-Axen liegen  $N 45 W 10-15 W$ . B-Klüfte sind teilweise verheilt. An der linken Talseite ist an einer Stelle eine Überprägung von B durch ein  $B' = N 60 E$  zu beachten ( $P_1 + P_2$ ). Etwa 100 m höher bilden Rhätkalke Wände, die auf der linken Talseite gegen den Bach hin ziehen; sie haben die bekannte tektonische Fazies: s-Tektonite mit feinsten Fältelungen von s und alle Übergänge zu stark gefalteten glimmerreichen Kalken. Überall treten Klüfte  $\perp$  B auf, welches  $N 45 W 10 W$  liegt.

Dünnplattige Kalke sind wieder nach  $P_1 + P_2$  deformiert ( $B' = N 40-70 E$ , gegeben durch eine geringe Stauchung). Beim weiteren Anstieg kommt man 50 m unterhalb einer Verflachung im Gelände wieder in Quarzphyllonit, der auf der linken Bachseite in kleinen Felsen aufgeschlossen ist.  $B = N 70 W 0$ . Die Verflachung im Hang liegt bereits in Quarzkonglomerat des Karbon. Der untere Quarzphyllonit dieses Profils ist die Fortsetzung nach E des unteren in die Rhätschichten eingeschobenen Quarzphyllonites westlich des Trunagrabens, während der obere Quarzphyllonit den obersten Lagen westlich des Trunagrabens entspricht und sich gegen E bis zur Bergeralm und zum E-Hang des Steinacher Joches zieht und mit dem Quarzphyllonit im mittleren Obernbergtal (an der Straße Vinaders—Obernberg), der ebenfalls nach  $P_1$  deformiert ist (siehe unten), zu verbinden ist.

Im Trunagraben stehen unterhalb der Mälder Quarzphyllonite mit  $B = N 55-65 W$  an. Sie haben verheilte B-Klüfte. Die Mälder selbst sind ohne Aufschlüsse; erst an den Hängen zum Leitnersteller tritt wieder Quarzphyllonit zutage, der die Axenrichtung  $N 70-80 E$  hat ( $P_2$ ).

Das granatführende Kristallin am Mulischrofen ist nachkristallin ( $B = N 55 W 0$ ) deformiert.

Während unterhalb der 1900-m-Höhenlinie am N-Hang des Zuges Steinacher Joch—Trunasattel die Axenrichtung in Quarzphyllonit und Rhät  $N 55 W$  ist, ist sie in der Gipfelregion durchschnittlich  $N 70 W 10 W$ . Der Quarzphyllonit der Gipfelregion ist als gesonderte tektonische Einheit zu betrachten und ist in  $P_2$  zu stellen. (ac) liegt hier  $N 10-40 W$ . Im D 55 wurden sämtliche Messungen von B-Axen im Gebiete Steinacher Joch—Trunasattel eingetragen (212; ohne  $B'$ ). D 56 stellt sämtliche Messungen (300; ohne  $B'$ ) in der unteren tektonischen Einheit (Silltal—Sandestal) dar. Die Gegenüberstellung beider zeigt eine eindeutige Trennbarkeit der Maxima; selbst die dünnst besetzten Gebiete der Lagenkugel überschneiden sich kaum.

Die Quarzphyllonite des Gipfelunterbaus des Steinacher Joches haben eine Axenrichtung  $N 30-70 E$ , leicht gegen SW einfallend und sind stellenweise  $\perp B$  zerklüftet, selten sind diese Klüfte verheilt. s ist manchmal steil gestellt; so auch an dem vom Eggersteller nach N abzweigenden Kamm (Daubenkuppe). Auf dem Gipfel des Steinacher Joches ragen einzelne kleine Quarzphyllonitfelsen aus der Pflanzendecke heraus. Sie haben eine Axenrichtung  $N 65 W$ . Es ist anzunehmen, daß diese nicht anstehend sind, da ihre Axenlage aus der generellen Richtung der Umgebung ( $N 45 E$ ) herausfällt. Die Sandsteinschiefer des Karbon am Sattel zwischen Eggersteller und Steinacher Joch zeigen geringe Spuren einer Beanspruchung in Form einer kaum sichtbaren Fältelung in Richtung  $N 70-80 E 40 W$ . Die Kalke des Eggersteller haben s fein gefältelt, sind aber auch stellenweise stark gefaltet ( $B = N 60 E 25-50 W$ ).

Im Gebiete zwischen Eggersteller und Trunasattel liegen die Axen  $N 70-80 E$ , meist leicht gegen W einfallend. Das grünliche Eruptivgestein des Kastenbergs und des Leitnersteller ist korrelat gefaltet. Am Eggersteller, beim P. 2261 südwestlich vom Kastenbergs Grat vom Kastenbergs zum Trunasattel wurden die Quarzphyllonite vereinzelt von einer gegen N zeigenden Axe überprägt gefunden.

Am NW-Hang des Leitnerstellers in den Mähdern des oberen Trunagrabens wurde an einem Aufschluß von Quarzphyllonit eine N 45 E 30 W-B-Axe von einer N 65 W 15 E-B'-Axe überprägt gefunden, wobei B' jünger als B ist ( $P_2 + P_1$ !).

In den Quarzphyllonitbergen südlich des Obernbergtales ist die Gipfelregion aufgeschlossen. Beim Aufstieg von Gries über die Hohenalm zum Sattelberg geht man bis zur Hohenalm auf Chloritschiefer mit nach W einfallenden Axen (Tauern-W-Ende). Am E-Hang des Sattelberges stehen in 1700 m Höhe am Weg schwarze zerfallende Schiefer an, die gefaltet sind (B = N 80 E 20 W). Die gleichen Schiefer findet man am Sattel 2082 westlich des Sattelberges (nicht anstehend). Am Gipfel des Sattelberges ist Quarzphyllonit aufgeschlossen. B = N 60—70 E 5 W. Westlich des höchsten Punktes ist dieses B von einem B' = N 74 W 35 W überprägt, wobei B' jünger ist ( $P_2 + P_1$ , wie im oberen Trunagraben). Nördlich vom Kreuzjoch und von P. 2240 liegt B in Quarzphyllonit N 74 E 0. Auf dem von P. 2240 gegen N abzweigenden Seitenkamm zum Karkamp (2201) konnte ein B = N 50 W 10 W von einem B' = N 74 E 10 W überprägt festgestellt werden ( $P_1 + P_2$ ). Weiter gegen den Karkamp zu ist s senkrecht gestellt und stellenweise regelmäßig zickzackförmig zerknittert. B + B' ist hier von B'' = N 20 W überprägt (vgl. S. 243). Man hat den Eindruck, als wäre das Gestein gegen ein Hindernis angepreßt worden. Klüfte  $\perp$  B' treten auf.

Hier (wie am Trunasattel) liegt die Grenze zwischen Quarzphyllonit mit der Axenrichtung N 75 E ( $P_2$ ) und solchen mit der Axenrichtung N 60 W ( $P_1$ ): Westlich vom Karkamp liegt B mit geringer Streuung um N 60 W, bis zu 20° nach W einfallend. Daß es sich bei dem Phyllonit nach  $P_1$  um ein tieferes tektonisches Stockwerk handelt (wie nördlich des Obernbergtales), beweist ein Aufschluß im mittleren Obernbergtal an der Straße zwischen Vinaders und Obernberg: die B-Axen dieses Quarzphyllonits liegen N 60 W 20 W.

Am N-Hang des Hohen Lorenzenherges sind Quarzphyllonite in EW-Richtung gestaucht. Die Kalkscholle im Quarzphyllonit im hintersten Fradertal fällt mit s 40° gegen N. B ist in Form einer Fäلتung von s gegeben und liegt N 68 W 20 W.

Am Seealmkopf und am Geierskragen liegt B in Quarzphyllonit und Rhätkalken N 70—75 W 20 W. Die Quarzphyllonite und Glimmerkalke am Grat zum Portjöchel haben eine Axenrichtung N 60 W 10 W, wie sie im Gebiete des Obernberger Tribulaun gemessen wurde.

### Übersicht.

Das Brennermesozoikum ist, wie aus den Einzelergebnissen hervorgeht, in einem Kräftefeld mit der Symmetrieebene von der generellen Lage N 30 E, seiger, beansprucht worden („ $P_1$ “). Dabei konnten sich die Kräfte in den drei erwähnten Horizonten (Triasbasis, Raiblerschichten und Rhät) in Form von Verfaltungen und summierbaren Teilbewegungen auswirken, während Wetterstein- und Hauptdolomit als starre Blöcke dazwischen lagen, aber korrele B-Klüfte erhielten. In diesen Akt der Beanspruchung ist der Vorschub der Quarz-



phyllonite auf die Rhätschichten und ihre Verschuppung mit diesen, soweit sie ein in die generelle Axenrichtung N 60 W fallendes B haben, zu stellen. Der Deformationsplan  $P_1$  hat jenes Bild geschaffen, wie wir es in allen drei Bewegungshorizonten (abgesehen von den Überprägungen) vor uns haben. Später als der Vorschub der nach  $P_1$  geformten Quarzphyllonite, aber stellenweise mit ihm interferierend, erfolgte der Vorschub der Quarzphyllonite in Richtung N 20–40 W („ $P_2$ “) über diese hinweg, denn wir finden überall  $P_2$  jünger als  $P_1$ . Diese zeitliche Folge  $P_2$  (ENE) jünger als  $P_1$  (NW) ist in den Kalkphylliten und in den tieferen Tauerngesteinen wiederzufinden, wie dies B. Sander bei einem Vortrag vor der Geologischen Gesellschaft in München kürzlich erwähnt hat (L 29). Daß an zwei Stellen (Trunagraben und Sattelberg), gerade am Rande des nach  $P_2$  deformierten Quarzphyllonits, eine Überprägung von  $P_1$  über  $P_2$  ( $P_1$  also hier jünger als  $P_2$ ) beobachtet wurde, widerspricht dem nicht. Es ist eben hier an der Grenze zwischen beiden Quarzphylloniten die Auswirkung eines zeitlichen Interferierens der beiden Deformationen anzunehmen und es sind diese  $P_2 + P_1$ -Tektonite ein Zeichen, daß die Bewegungen nach  $P_1$  noch nicht ganz abgeklungen waren, als der Quarzphyllonit nach  $P_2$  bereits vorgeschoben war.

Welche horizontale Ausdehnung die nach  $P_1$  deformierten Quarzphyllonite („Qu 1“) ursprünglich gehabt haben, ist heute nicht mehr festzustellen. Einerseits wurde die Kalkkögelbasis nach dem gleichen  $P_1$  (stellenweise  $P_2$ ) deformiert, so daß man aus diesem Grund an einen weiter nach WNW reichenden Qu 1 denken könnte; welches Argument jedoch hinfällig ist, wenn der Vorschub von Qu 1 nur eine Teilerscheinung der Deformation des Brennermesozoikums nach  $P_1$  war. Andererseits nimmt Qu 1 gegen WNW an Mächtigkeit ab, so daß vielleicht das Pinnistal (Verwerfung: Ost-südöstliches tiefer als west-nordwestliches!) als Grenze gelten kann. Das Gewicht von Qu 1 hätte dann ein Niedersinken des Serleskamms gegenüber dem Elferspitz verursacht. Gegen ESE, also gegen den Brenner zu, wird Qu 1 immer mächtiger. Er hat allem Anschein nach das Mesozoikum niedergebogen und hat dadurch das Vordringen der nach  $P_2$  deformierten Quarzphyllonite („Qu 2“) ermöglicht.

Qu 2 wurde in Richtung NNW über Qu 1 und Mesozoikum geschoben. Erhalten ist Qu 2 am Sattelberg und Steinjoch und in der Gipfelregion des Zuges Steinacher Joch—Trunasattel. Die Trennung in zwei tektonische Stockwerke auf Grund von statistischen Axenmessungen wurde bereits klargestellt. Als südwestliche Begrenzung von Qu 2 ist die Linie Kreuzjoch—Trunasattel—Rippenscharte anzunehmen, was im folgenden noch belegt werden wird.

Die von Kerner (L 9) beschriebene Überschiebung am Blaser ist nicht als Teilerscheinung der Verschuppung der Quarzphyllonite mit den Rhätschichten (L 17) zu erklären. Sondern sie ist in den Deformationsplan  $P_2$  zu stellen. Der vordringende Qu 2 hat den Blaserdolomit in nordwestlicher Richtung auf die Rhätschichten des Serleskamms aufgeschoben. Die ursprüngliche Ausdehnung der Blaserüberschiebung ist größer anzunehmen. Sie reichte nach SSW bis zur Rippenscharte. Hier hat Kerner (L 5) eine Verwerfung beschrieben.

Nordöstliche Teile liegen gegenüber südwestlichen um etwa 100 m tiefer. Es ist anzunehmen, daß hier die südwestliche Grenze der Belastung war (Linie Kreuzjoch—Trunasattel—Rippenscharte). Während das sedimentäre  $s$  (ss) des Dolomits der Kirhdachspitze dem allgemeinen Fallen der Triasbasis folgt (N 20—30 W 20 E), fällt ss des Hammerspitz 10—15° gegen SE, so wie an der Kesselspitze. Die Schichten lassen sich mit der Trias im Liegenden der Quarzphyllonite auf der S-Seite des Gschnitztales verbinden, wie O. Meier (L 17) festgestellt hat. Die Trias ist im äußeren Gschnitztal, nachdem bereits Qu 1 überschoben und teilweise mit den Rhätschichten verschuppt worden war, von der Masse des von Qu 2 aufgeschobenen Dolomits niedergedrückt worden. Bei dem Aufschub wurden, wie Kerner (L 9) beschreibt, die Kössener Schichten infolge von Starrheitsunterschieden von ihrem Liegenden abgesoben und an der Stirn der Dolomitmasse angeschopt. An der Lämpermahdspitze sind sie in große Falten gelegt, deren Axen N 50—55 E liegen. Ebenso weisen auf diese Anchiebung des Blaserdolomits ein steilgestellter Faltenschenkel am Sattel nordöstlich vom Hutzljoch (Faltenaxe N 30 E), die große Falte am Gipfelkamm der Kesselspitze (Faltenaxe N 35 E) und die Z-förmige Flexur am Foppmander (Faltenaxe N 48—66 E). Hier am Foppmander zeigen die steilgestellten Rhätkalke, wie sie von der aufgeschobenen Dolomitmasse gegen NW gepreßt und dann (südöstliche gegenüber nordwestliche Teile) niedergedrückt worden sind.

Der Dolomit auf dem Gipfel der Kesselspitze (L 16) ist in den gleichen Beanspruchungsplan wie der Blaserdolomit zu stellen. Die Kössener Schichten in seinem Liegenden haben eine Axe in Richtung N 25 E.

Als Herkunftsort des Blaserdolomits ist das äußere Gschnitztal unwahrscheinlich, denn die Rhätschichten sind über das Tal hinweg mit den entsprechenden Schichten im S des Tales zu verbinden, genau so wie der Quarzphyllonit Qu 1 am Hablerberg zu dem oberhalb Plon (Qu 1) zu stellen ist. Der Herkunftsort des Dolomits muß also weiter südlich gelegen sein.

Die Zuordnung des Quarzkonglomerats im Zwieselgraben zu Qu 1 oder Qu 2 muß offen gelassen werden. Der Quarzphyllonit am Hablerberg (Qu 1) ist bis in den Santierengraben längs kleiner Aufschlüsse zu verfolgen und liegt wahrscheinlich im gleichen Horizont.

Im Gebiete des Blasers und des Serleskammes zwischen Wasenwand und Serles ist ein Schwenken von  $P_1$  und  $P_2$  um  $c$  zu beobachten.  $P_1$  (generelle Lage von B = N 60 W) schwenkt hier bis zu 40° nach rechts;  $P_2$  (generelle Lage von B in Qn 2 = N 70 E) schwenkt dagegen im Serleskamm nach links. Es wäre möglich, daß Qu 1 bei seinem Vorschub von dem vordringenden Qu 2 in südöstlichen Gebieten abgremmt worden und sie die Rechtsschwenkung von  $P_1$  zustande gekommen wäre. Eine zeitliche Überlagerung von  $P_1$  und  $P_2$  wird ja angenommen. Die Linksschwenkung von  $P_2$  wäre gegeben, indem a des  $P_2$  in die Falllinie der durch Qu 1 bereits leicht gegen SE niedergebogenen ss-Flächen des Serleskammes gedreht wurde. Für die Annahme von Schwenkungen von  $P_1$  und  $P_2$  spricht außerdem eine verhältnismäßig große Streuung von B und B' in kleinen Bereichen

am Gipfelunterbau der Kesselspitze (Ansatz des Grats zur Wasenwand) und im Valschwern im unmittelbar Liegenden des Blaserdolomits (D 53, 54). In beiden Fällen ist das Gestein ein plastischer glimmerreicher Kalk.

#### Schrifttum.

Abkürzungen: VRA = Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt Wien. JRA = Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt Wien. Nach 1918 entsprechend: VBA und JBA (Bundesanstalt).

1. F. Frech, Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. Wiss. Erg.-H. d. D. Ö. A. V., Innsbruck 1905.
2. F. Kerner, Die Überschiebung am Ostrande der Tribulaungruppe. VRA 1906.
3. F. Kerner, Aufnahmebericht aus dem mittleren Gschnitztal. VRA 1909.
4. F. Kerner, Die Äquivalente der Carditaschichten im Gschnitztale. VRA 1910.
5. F. Kerner, Die Quarzphyllite in den Rhätschichten des mittleren Gschnitztales. JRA 1911.
6. B. Sander, Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. JRA 1914.
7. B. Sander, Über Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen. VRA 1915.
8. A. Spitz, Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaunmesozoikums. JRA 1918.
9. F. Kerner, Die Überschiebung am Blaser, westlich vom mittleren Silltale. JRA 1918.
10. R. Klebelsberg, Der Brenner, geologisch betrachtet. Zeitschr. d. D. Ö. A. V., Bd. 51, 1920.
11. B. Sander, Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges zwischen Sterzing und Meran. JBA 1920.
12. B. Sander, Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. JBA 1920.
13. F. Kerner, Die Grenze zwischen Kristallin und Trias am Nordhang des Tribulaun. VBA 1920.
14. B. Sander, Zur Geologie der Zentralalpen. JBA 1921.
15. F. Kerner, Der Schuppenbau der Gipfelregion des Steinacher Joches. VBA 1922.
16. F. Kerner, Die Überschiebung am Gipfel des Kesselspitze. VBA 1925.
17. O. Meier, Studien zur Tektonik des Tauernfensterrahmens am Brenner. Mitt. Geol. Ges. Wien, XVIII, 1925.
18. R. Schwinner, Das Paläozoikum am Brenner. Zentralbl. f. Min., Abt. B, 1925, Nr. 8 u. 9.
19. B. Sander, Über einige Glimmergefüge. Notizbl. d. Hessischen Geol. Landesanst. zu Darmstadt 1927, S. 183—186.
20. W. Hammer, Das Quarzkonglomerat am Hohen Burgstall im Stubai (Tirol) und seine Vererzung. VBA 1928.
21. B. Sander, Erläuterungen zur geologischen Karte Meran—Brixen. Schlerschriften, 16, 1929.
22. E. Felkel, Gefügestudien an Kalktektoniten. JRA 1929.
23. B. Sander, Gefügekunde der Gesteine. Wien 1930.
24. O. Schmidegg, Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. VBA 1933.
25. R. Klebelsberg, Geologie von Tirol. Berlin 1935.
26. O. Reithofer, Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe II. JBA 1935.
27. O. Schmidegg, Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. JBA 1936.
28. O. Schmidegg, Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgrater Berge (Osttirol). JBA 1937.
29. B. Sander, Untersuchungen am tektonischen Gefüge des Tauernwestendes. Zeitschr. d. Geol. Ges. 1939.
30. B. Sander, Gefügekunde und ihre Anwendungen. Zeitschr. f. angew. Min. 1939, Bd. I.

## Verzeichnis der Diagramme.

In den nach Prozenten ausgezählten Diagrammen wird die steigende Besetzungsdichte durch enger werdende Schraffierung angedeutet. 4-3-2-1-0 bedeutet aufeinander folgende Gebiete folgender Besetzungsdichte: 4-3%, 3-2%, 2-1%, 1-0%, 0. 0 als unbesetztes Gebiet ist punktiert gezeichnet (Ausnahmen: D 7: 1-0% punktiert, D 42: 0,5-0% punktiert, in D 40 Nullbesetzung nicht punktiert).

1. Glimmerschiefer, Verzahnung Kristallin-Trias, Hoher Burgstall W. Schliff  $\perp$  B; 279 Quarzaxen; 4-3-2-1-0.

2. Verzahnung Kristallin-Trias, Hoher Burgstall W. 64 B-Axen (Kreise), 16 B'-Axen (Kreuze).

3. Veretztes Quarzkonglomerat, Kaserstatt, Burgstall S. Handstück I; Schliff  $\perp$  B; 400 Quarzaxen; 3-2,5-2-1,5-1-0.

4. Ebenso. 122 Muskowite in Muskowitgefüge (Pole von (001)); 15-10-7,5-5-2,5-0.

5. Veretztes Quarzkonglomerat, Kaserstatt, Burgstall S. Handstück II; Schliff  $\perp$  B; 450 Quarzaxen (Quarzgefüge); 3-2,5-2-1,5-1-0,5-0.

6. Ebenso. 120 Muskowite in Muskowitgefüge (Pole von (001)); 9-6-3-0.

7. Veretztes Quarzkonglomerat, Kaserstatt, Burgstall S. Handstück III; Schliff  $\perp$  B; 200 Axen von großen Quarzen; 4-3-2-1-(1-0).

8. Ebenso. 200 Axen von kleinen Quarzen; 4-3-2-1-0.

9. Grobflaseriger Gneis, Elferspitze. Schliff  $\perp$  B; 221 Quarzaxen; 5-4-3-2-1-0.

10. Paragneis, Gschnitzer Tribulaun NW, Triasbasis. Schliff  $\perp$  B; 100 große Biotite (Pole von (001)); 10-9-6-3-0.

11. Paragneis, Gogelberg, Pferscher Tribulaun S. Schliff  $\perp$  B; 100 Turmalinaxen; 21-20-15-10-5-0.

12. Ebenso. 100 Quarzaxen (Quarz-Turmalingefüge); 9-7-5-3-0.

13. Ebenso. 198 Quarzaxen (Quarzgefüge); 7,5-6-4,5-3-1,5-0.

14. Paragneis, nahe südliche Tribulaunhütte, Triasbasis. Schliff  $\perp$  B; 80 große Biotite (Pole von (001)); 12,5-10-7,5-5-2,5-0.

15. Ebenso. 208 Quarzaxen (große Quarze); 5-4-3-2-1-0.

16. Paragneis, Gogelberg, Pferscher Tribulaun S. Schliff  $\perp$  B; 85 Muskowite (Pole von (001)); 12-9-6-3-0.

17. Ebenso. 57 Biotite aus einer biotitarmer Lage des Gesteins (Pole von (001)); 30-20-10-0.

18. Ebenso. 61 Biotite aus einer biotitreichen Lage des Gesteins (Pole von (001)); 11-9-6-3-0.

19. Ebenso. 200 Quarzaxen von kleinen, einzeln in Muskowitfäz liegenden Quarzen; 6-5-4-3-2-0.

20. Ebenso. 301 Quarzaxen, große Quarze in Quarzgefüge; 3-2-1,5-1-0,5-0.

21. Orthogneis, Sandesjöchl. Schliff  $\perp$  B; 100 Muskowite (Pole von (001)); 10-9-7-5-2-0.

22. Ebenso. 200 Quarzaxen; 6-5-4-3-2-1-0.

23. Biotitreicher kristalliner Kalk, Pferscher Tribulaun S, Triasbasis. Schliff  $\perp$  B; 128 Biotite (Pole von (001)); 10-8-6-4-2-0.

24. Ebenso. 200 Quarzaxen, einzeln in Kalzit-Biotitgefüge liegende Quarze; 4-3-2-1-0.

25. Mylonit (nach Orthogneis?), Sandesjöchl. Schliff  $\perp$  B; 239 Quarze; 4-3-2-1-0.

26. Dunkler Dolomit, Weißwandspitze E, Basis der Trias. Schliff  $\perp$  B; 364 Dolomitaxen; 4-3-2,5-2-1,5-0,75-0.

27. Paragneis, Weißwandspitze S. Schliff  $\perp$  B; 85 Biotite (Pole von (001)); 15-10-7,5-5-2,5-0.

28. Ebenso. 331 Quarzaxen; 4-3-2,5-2-1,5-1-0.

29. Rhätalk, Kirhdachspitze. Schliff  $\perp$  B. Teildiagramm 1: 100 Kalzitaxen aus dem Faltenschenkel  $s_1$ ; 10-8-6-4-2-0.

30. Ebenso. Teildiagramm 2: 100 Kalzitaxen aus dem Faltenschenkel  $s_2$ ; 8-6-4-2-0.

31. Rhätalk, Wildseck. Schliff  $\perp$  B. Teildiagramm 1: 208 Kalzitaxen aus dem Faltenschenkel  $s_1$ ; 5-4-3-2-1-0.

32. Ebenso. Teildiagramm 2: 250 Kalzitaxen aus dem Faltenschenkel  $s_2$ ; 4,5 — 3 — 2,5 — 2 — 1,5 — 0.
33. Ebenso. 204 Quarzaxen (Quarz in Kalzitgefüge); 3,5 — 3 — 2,5 — 1,5 — 0.
34. Quarzphyllonit, Hammerspitz NW-Grat. Schliff  $\perp$  B. Teildiagramm 1: 116 Quarzaxen; 5,5 — 4,5 — 3,5 — 3 — 0.
35. Ebenso. Teildiagramm 2: 40 Quarzaxen; 13 — 12,5 — 10 — 7,5 — 5 — 0.
36. Ebenso. Sammeldiagramm aus D 34 und 35 (abgewinkelte Falte); 156 Quarzaxen; 6 — 4 — 3 — 2 — 0.
37. Quarzphyllonit, Sattel 2413 östlich Mutte. Schliff  $\perp$  B. In den Teildiagrammen 1 bis 4 wurden je rund 100 Quarzaxen eingetragen, um im Sammeldiagramm D 41 alle Teildiagramme gleich stark zu Worte kommen zu lassen. Teildiagramm 1: 102 Quarzaxen; 7 — 5 — 4 — 3 — 0.
38. Ebenso. Teildiagramm 2: 98 Quarzaxen; 7 — 5 — 4 — 3 — 0.
39. Ebenso. Teildiagramm 3: 94 Quarzaxen; 7 — 5 — 4 — 3 — 0.
40. Ebenso. Teildiagramm 4: 102 Quarzaxen; 7 — 5 — 4 — 3 — 0.
41. Ebenso. Sammeldiagramm aus D 38—40 (abgewinkelte Falte); 396 Quarzaxen, 3,5 — 3 — 2,5 — 2 — 1 — 0,5 — 0. Doppelkreis: Das der Quarzregel entsprechende B.
42. Quarzphyllonit, Sattelberg, B + B'-Tektonit; Schliff  $\perp$  a; 400 Quarzaxen (20% der Quarze nicht meßbar); 4 — 3 — 2,5 — 2 — 1,5 — 0,5 — (0,5 — 0). Doppelkreis: Das der Quarzregel entsprechende B.
43. Quarzphyllonit, Karkamp. B + B'-Tektonit; Schliff  $\perp$  B'. Teildiagramm 1: 300 Quarzaxen; 6 — 4 — 3 — 2 — 1 — 0.
44. Ebenso. Teildiagramm 2: 99 Quarzaxen; 6 — 5 — 4 — 3 — 0.
45. Ebenso. Teildiagramm 3: 101 Quarzaxen; 9 — 7 — 5 — 3 — 0.
46. Ebenso. Sammeldiagramm aus D 43—45 (abgewinkelte Falte); 500 Quarzaxen; 4 — 3,5 — 3 — 2 — 1,5 — 1 — 0,5 — 0.
47. Quarzphyllonit, Karkamp. B + B' + B''-Tektonit; Schliff  $\perp$  B'. Teildiagramm 1: 202 Quarzaxen; 4 — 3 — 2 — 1 — 0.
48. Ebenso. Teildiagramm 2: 200 Quarzaxen; 4 — 2,5 — 1,5 — 1 — 0.
49. Ebenso. Teildiagramm 3: 90 Quarzaxen; 6 — 4 — 3 — 2 — 0.
50. Ebenso. Sammeldiagramm aus D 47—49 (abgewinkelte Falte); 492 Quarzaxen; 3 — 2,5 — 2 — 1,5 — 1 — 0,5 — 0.
51. Nordfallende alte B-Axen in den Quarzphylloniten.
52. Geschieferter Quarzmylonit, Bippenscharte. Schliff  $\perp$  B; 100 Quarzaxen; 13 — 12 — 9 — 6 — 3 — 0.
53. B-Axen in einem glimmerreichen Kalk der Kesselspitze (Ansatz des Grats zur Wasenwand). Kreise: B (älter), Kreuze: B' (jünger).
54. B-Axen in einem glimmerreichen Kalk im Liegenden des Blaserdolomits, Valschwern. Kreise: B (älter), Kreuze: B' (jünger).
55. Sämtliche gemessenen B-Axen (ohne B') in Quarzphyllonit der Gipfelregion Steinacher Joch—Trunasattel. 212 B-Axen; 13 — 8 — 5 — 2 — 0.
56. Sämtliche gemessenen B-Axen (ohne B') in Rhät und Quarzphyllonit, Gebiet: Siltal—Sandestal, östlich Trunasattel unter 1900 m. 300 B-Axen; 22 — 10 — 6 — 3 — 1 — 0.

### Inhaltsverzeichnis.

Einleitung	233
Unterer Bewegungshorizont: Triasbasis	234
Mittlerer Bewegungshorizont: Raiblerschichten	240
Oberer Bewegungshorizont: Rhätschichten	241
Über die Gesteine des Rhät. Homogene Falten	241
Über die Quarzphyllonite. Abwickelbare Biegefallen	242
Das tektonische Gefüge der Rhätschichten und der Quarzphyllonite nördlich und südlich des Gschnitztales	244
Übersicht	251
Schrifttum	254
Verzeichnis der Diagramme	255
Diagramme	257

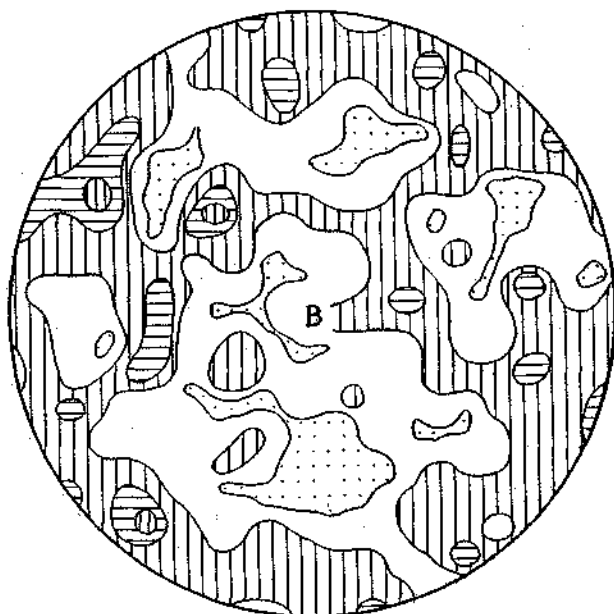


Diagramm 1.

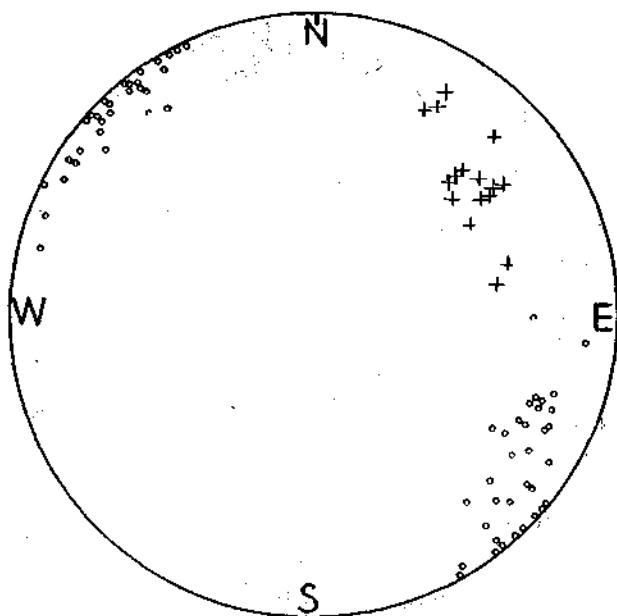


Diagramm 2.

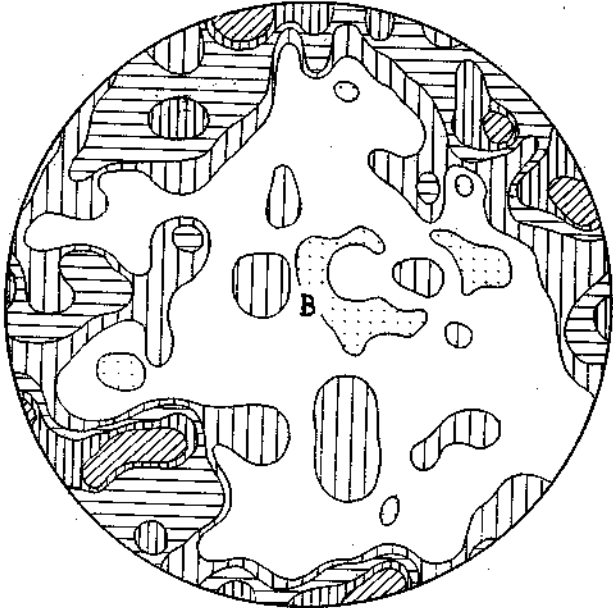


Diagramm 3.

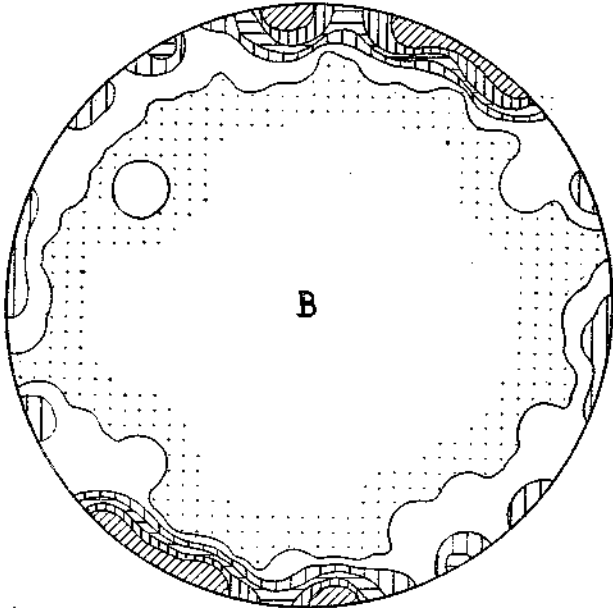


Diagramm 4.

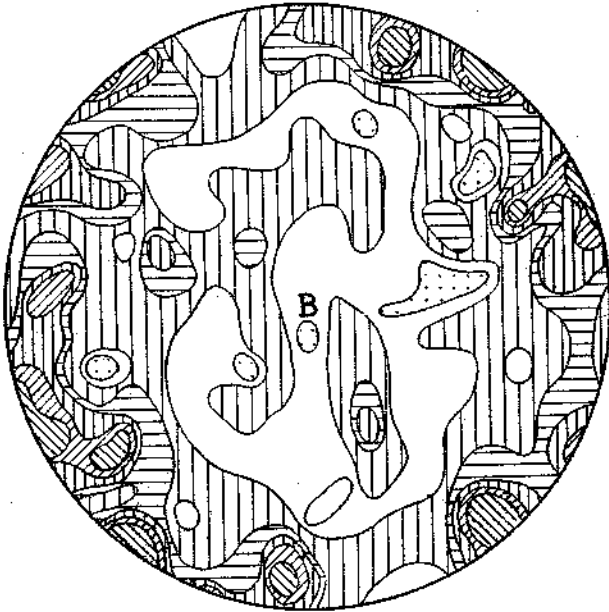


Diagramm 5.

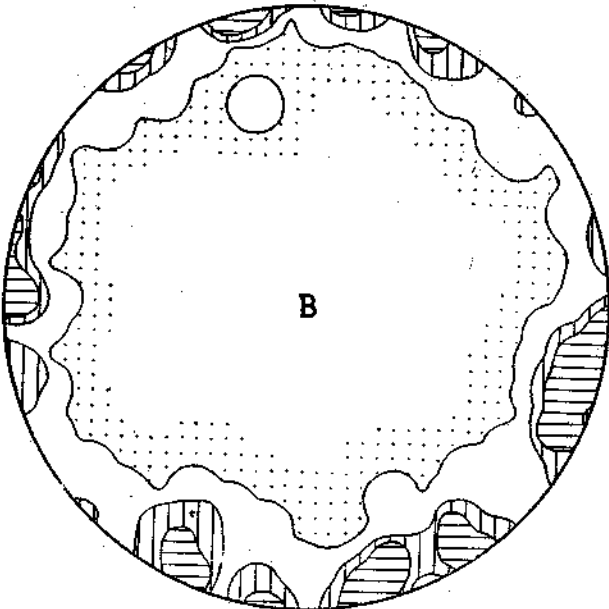


Diagramm 6.



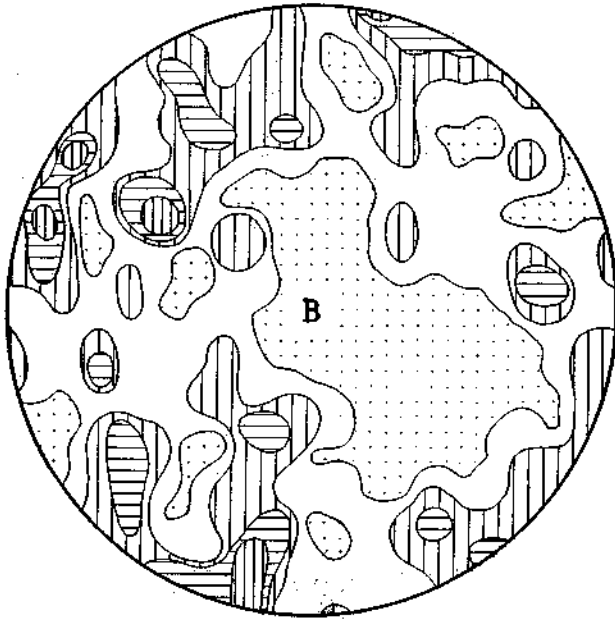


Diagramm 7.

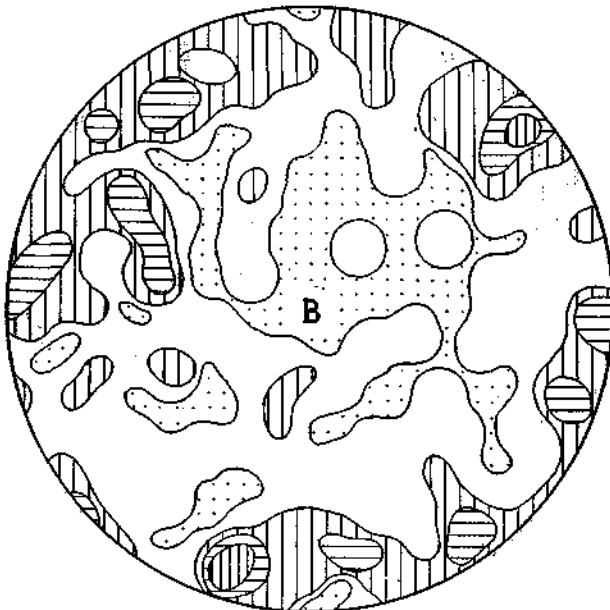


Diagramm 8.

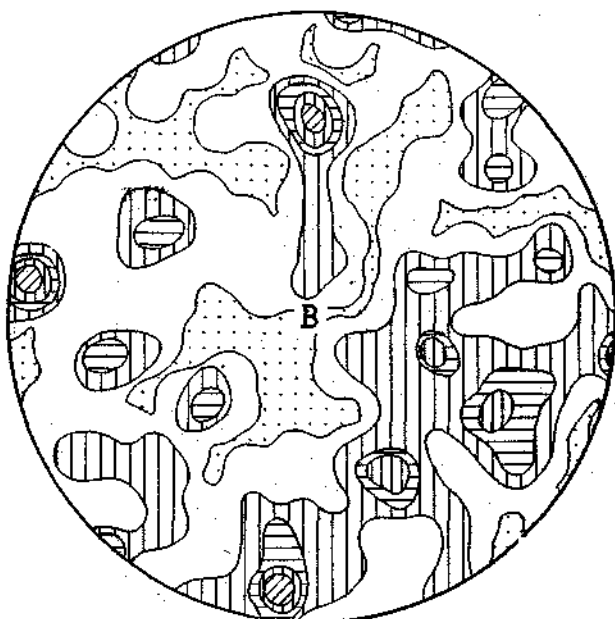


Diagramm 9.

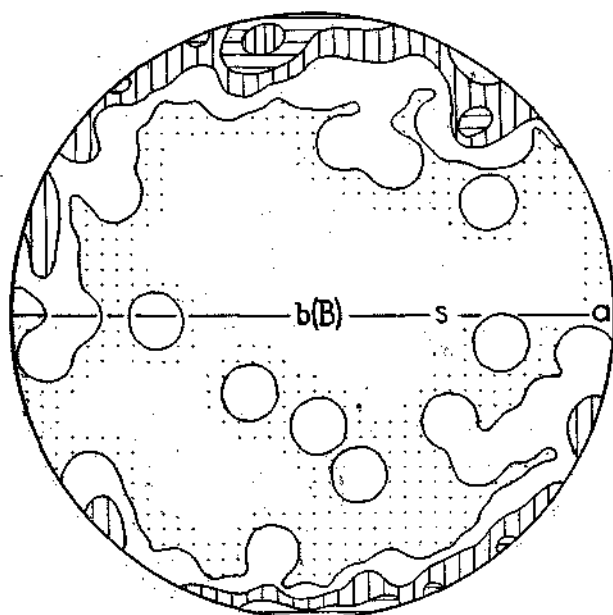


Diagramm 10.

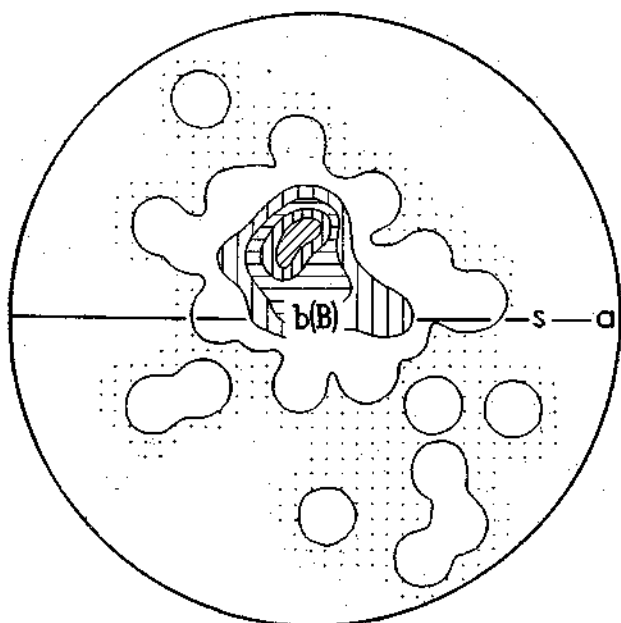


Diagramm 11.

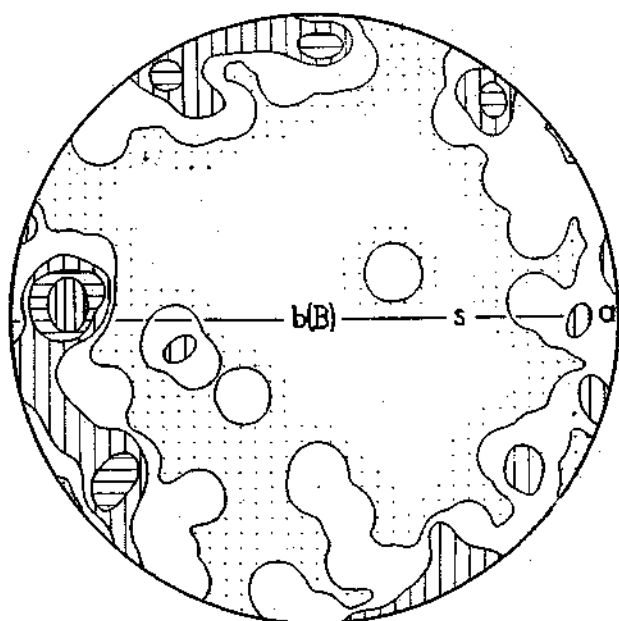


Diagramm 12.

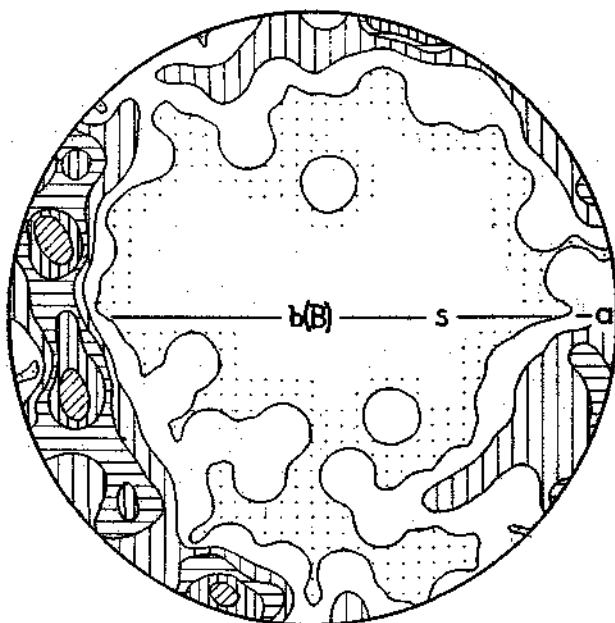


Diagramm 13.

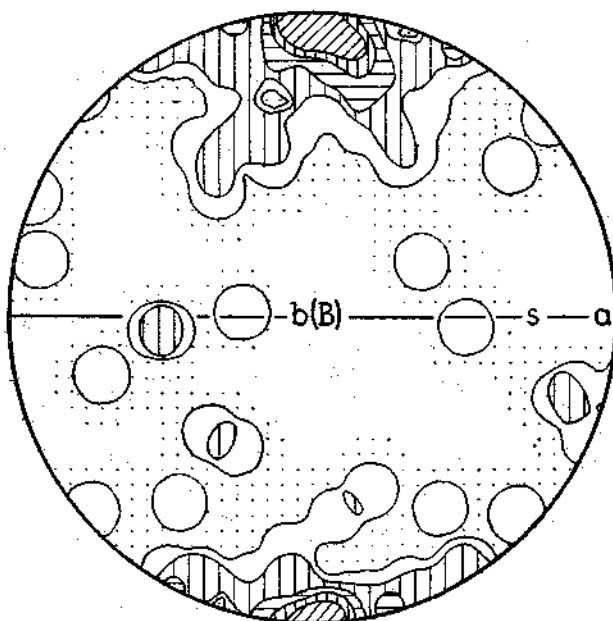


Diagramm 14.

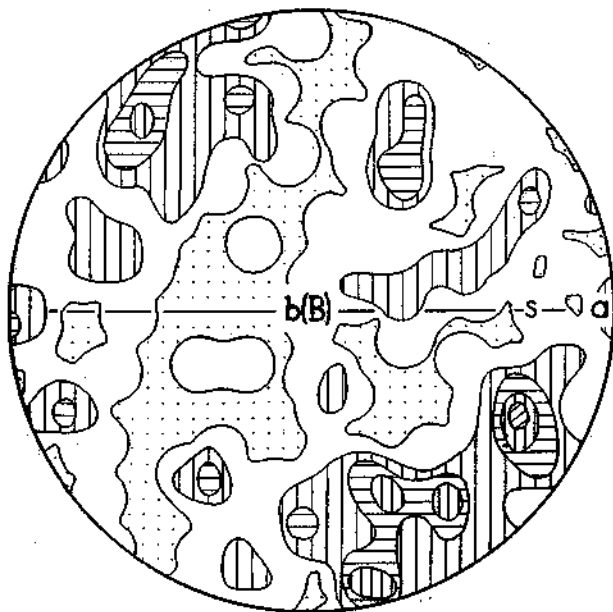


Diagramm 15.

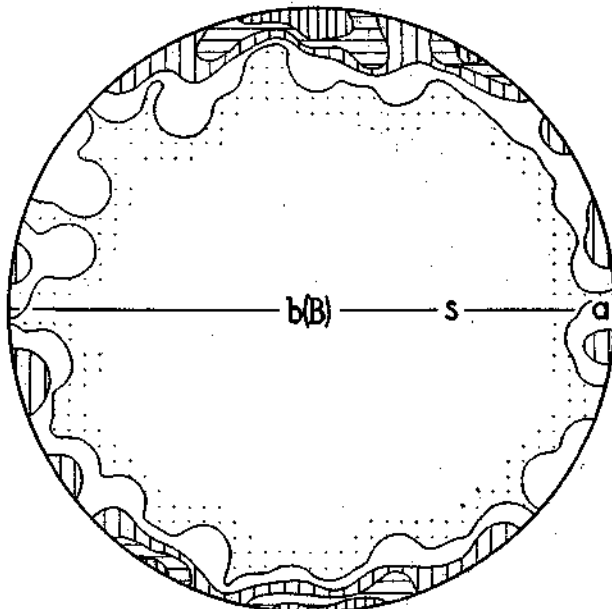


Diagramm 16.

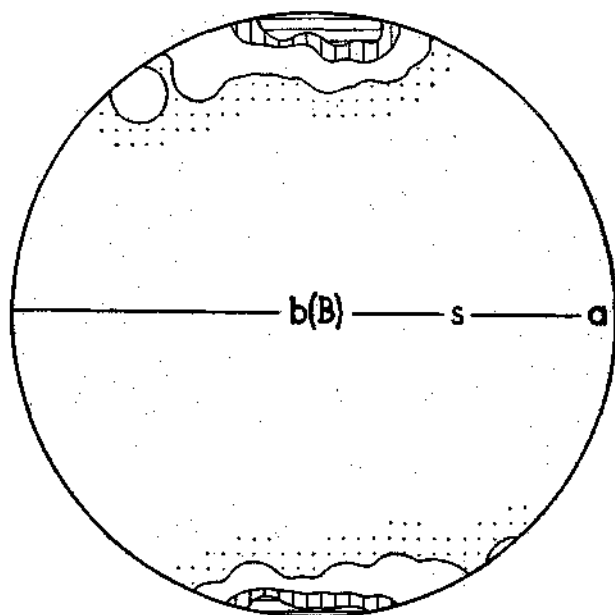


Diagramm 17.

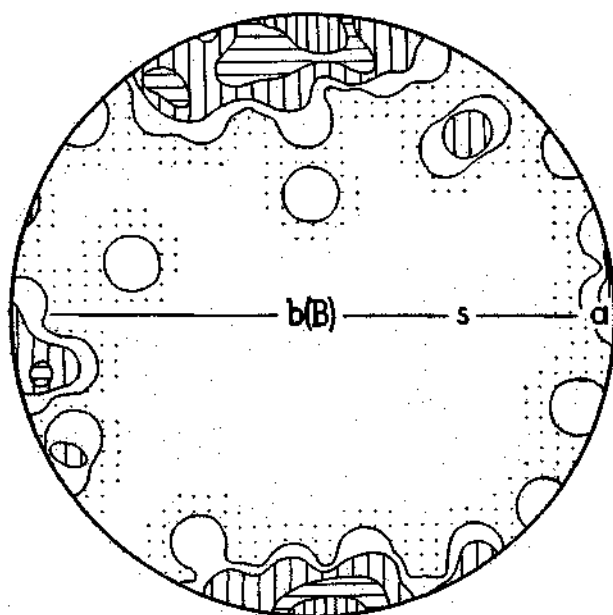


Diagramm 18.

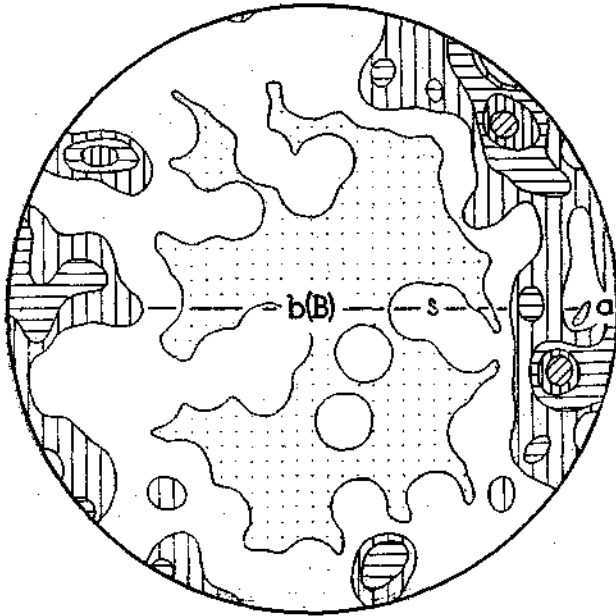


Diagramm 19.

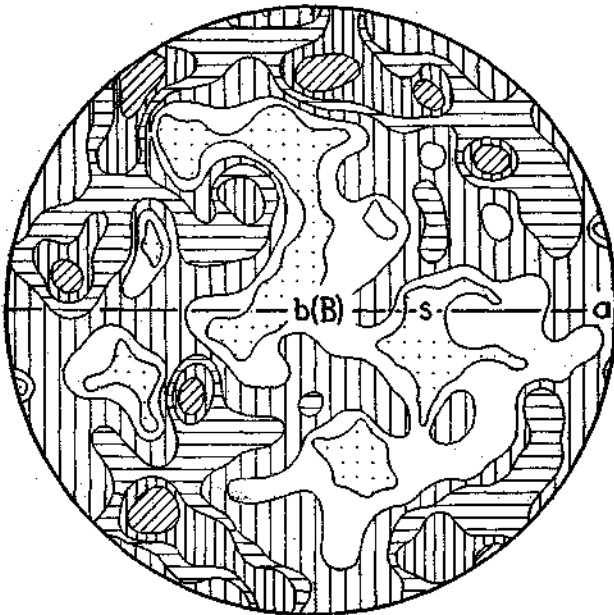


Diagramm 20.

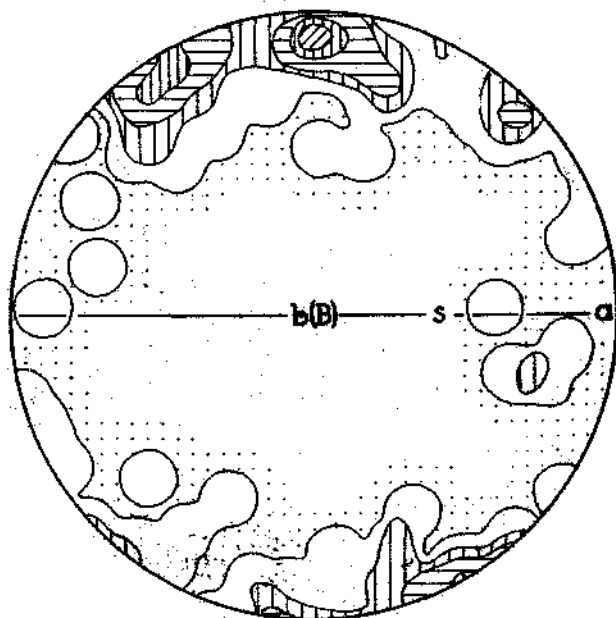


Diagramm 21.

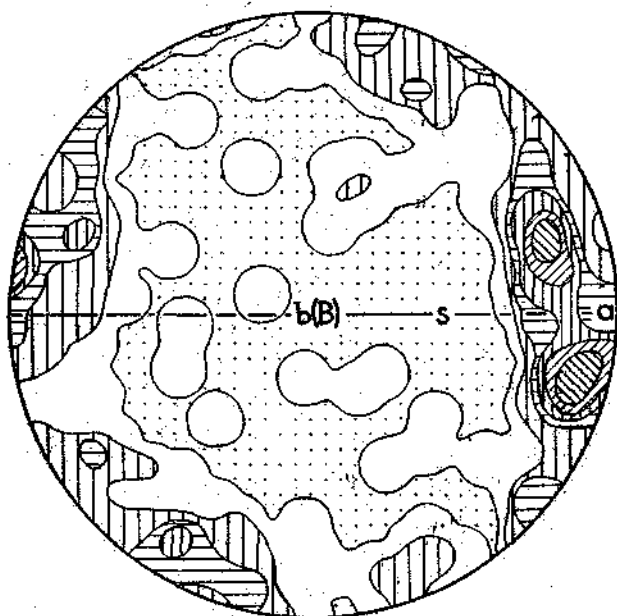


Diagramm 22.



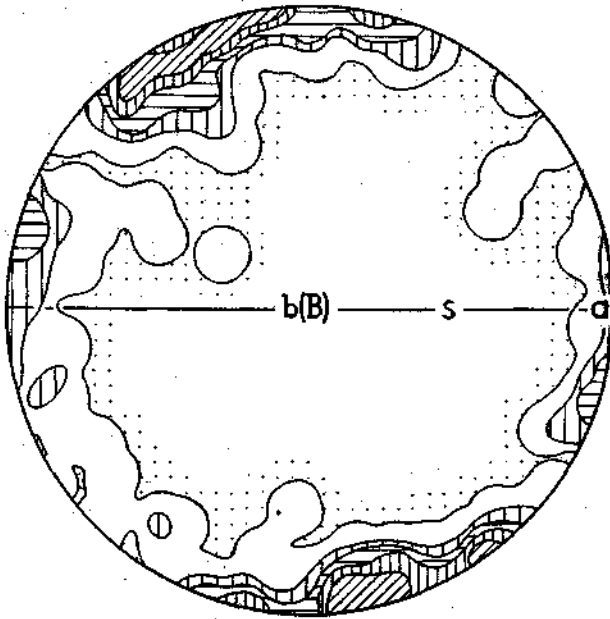


Diagramm 23.

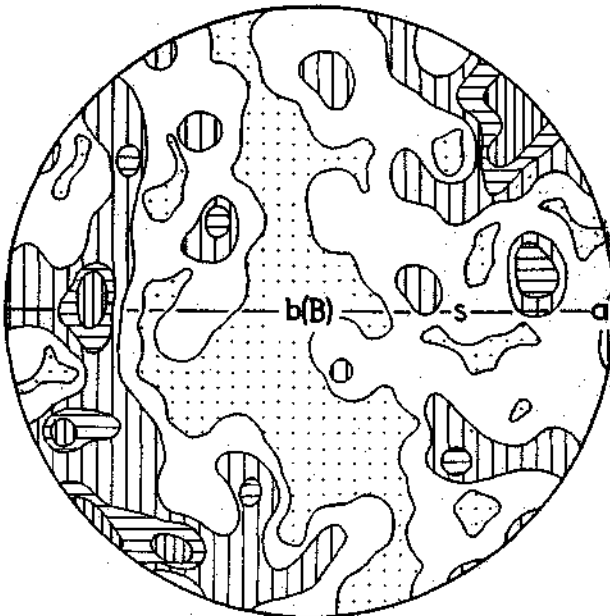


Diagramm 24.

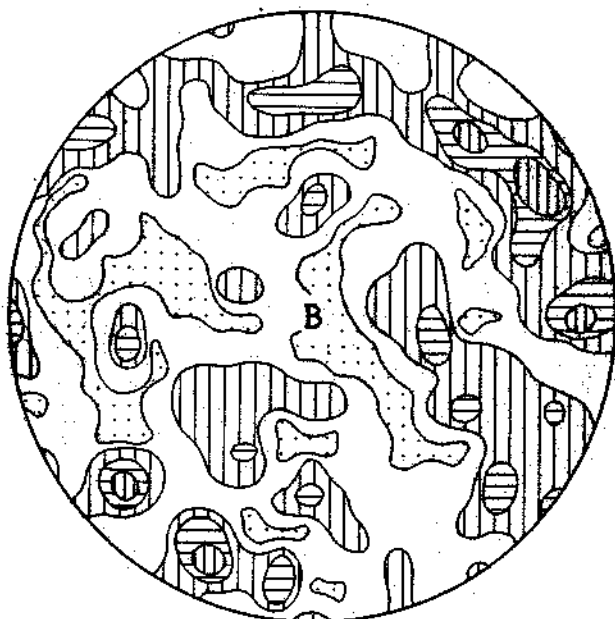


Diagramm 25.

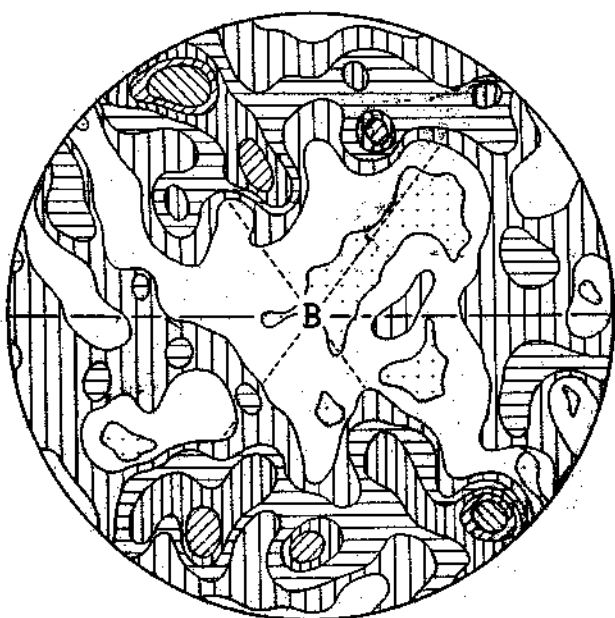


Diagramm 26.

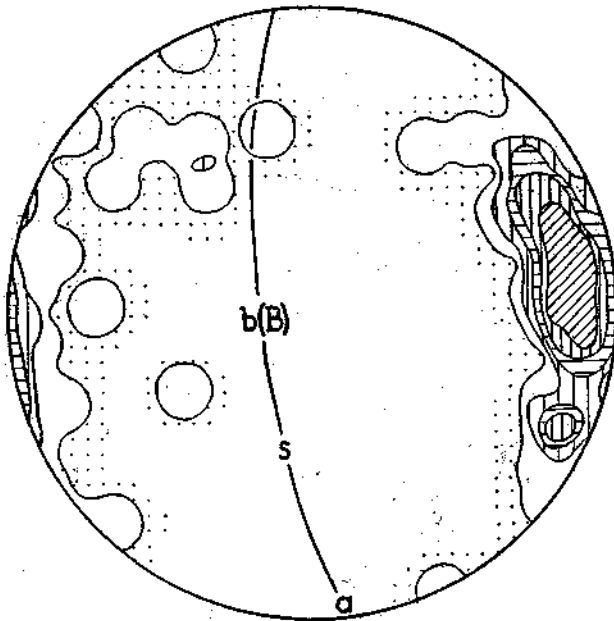


Diagramm 27.

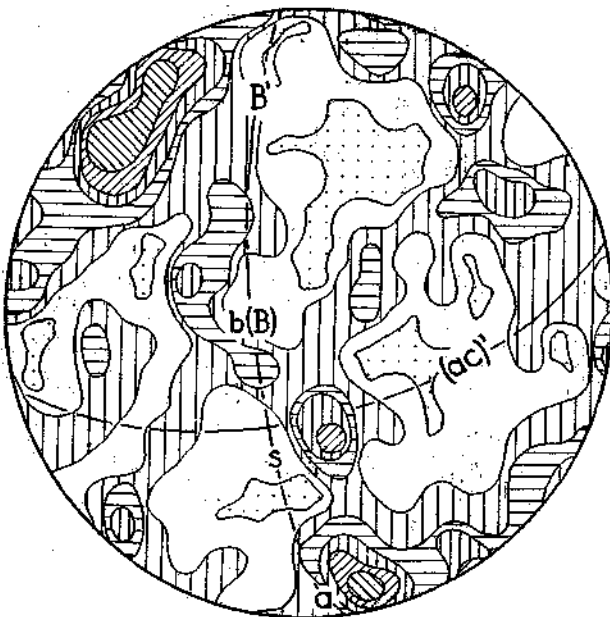


Diagramm 28.

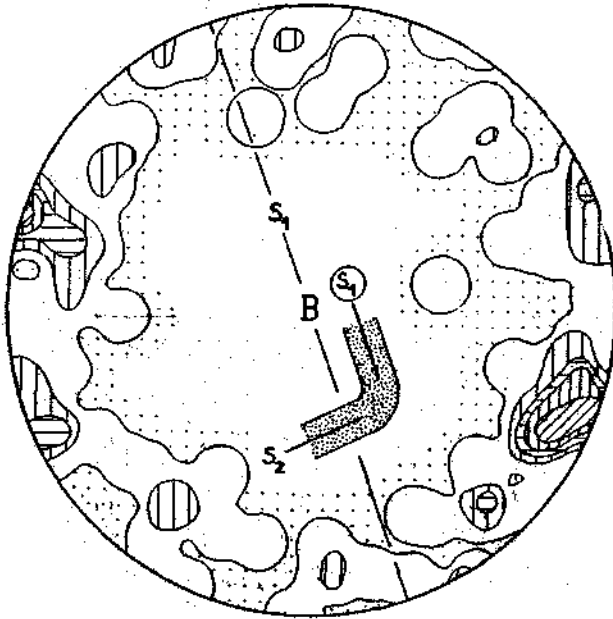


Diagramm 29.

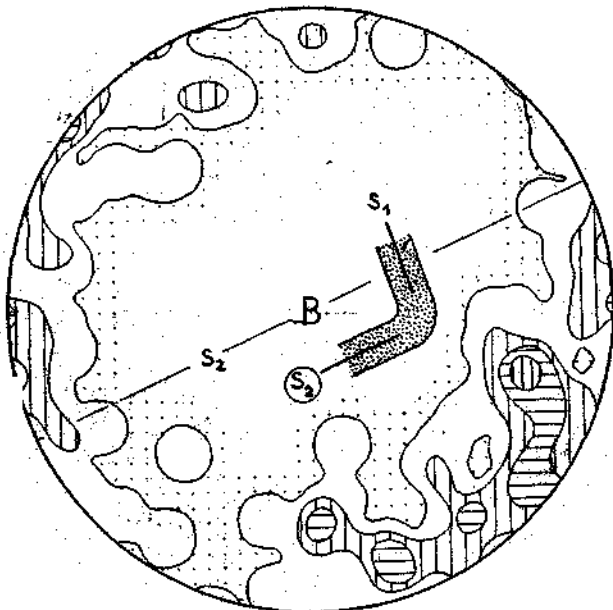


Diagramm 30.

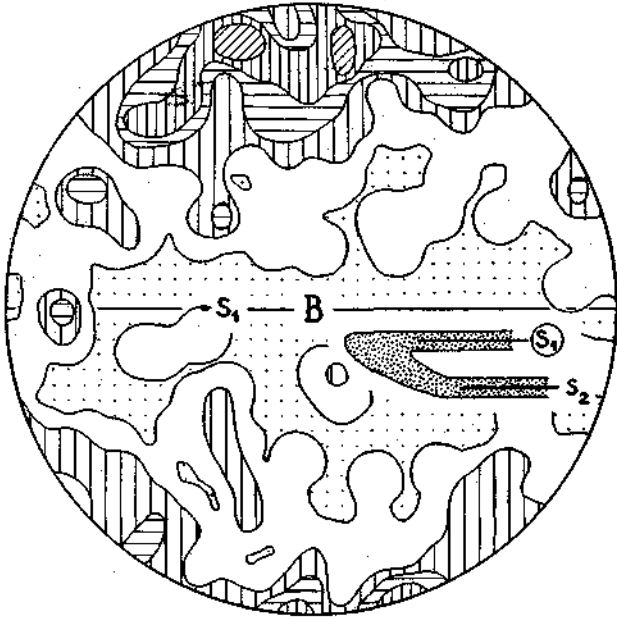


Diagramm 31.

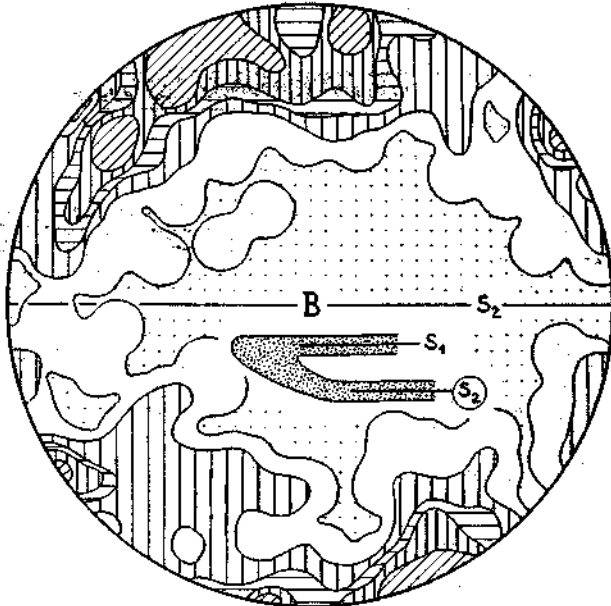


Diagramm 32.

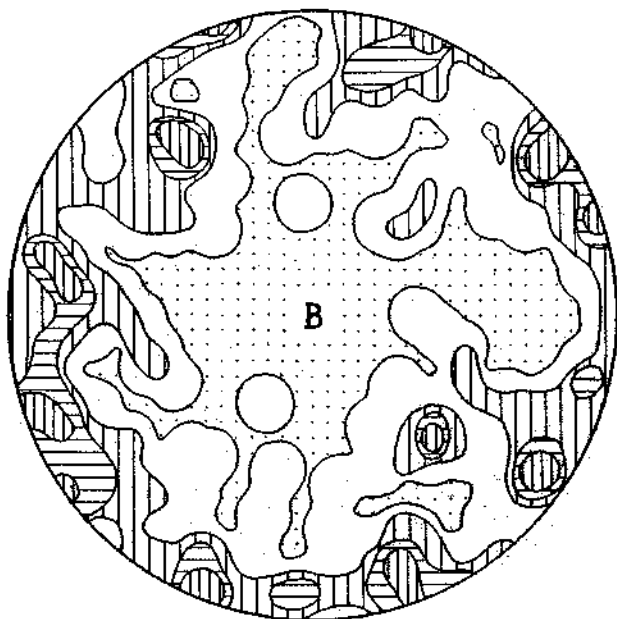


Diagramm 33.

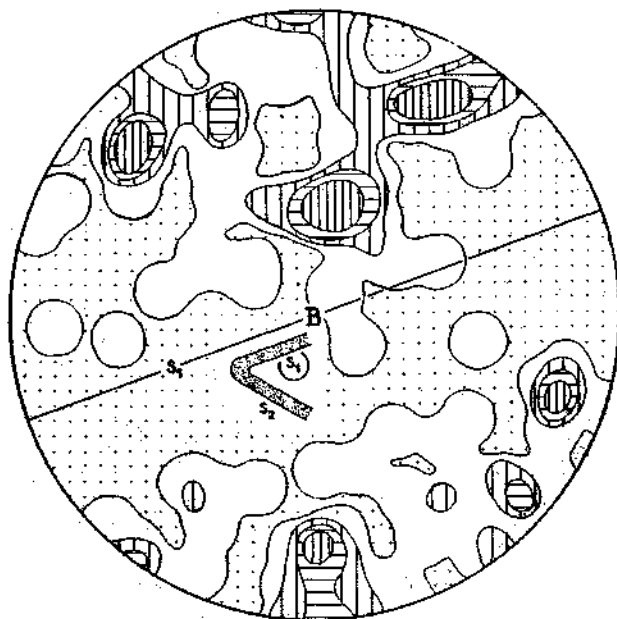


Diagramm 34.

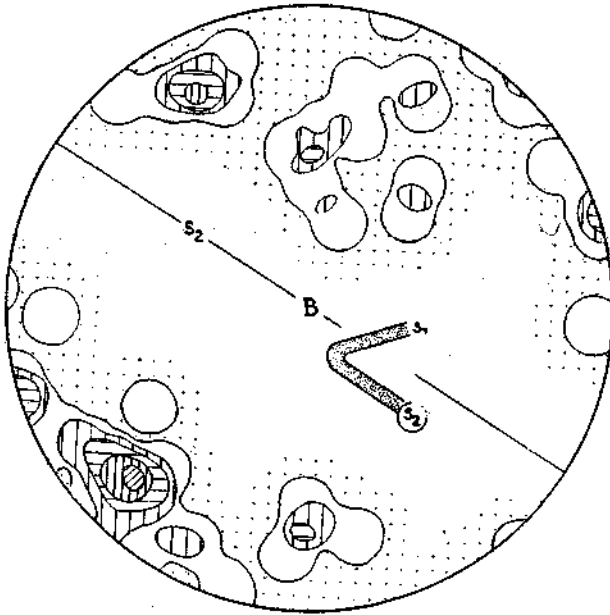


Diagramm 35.

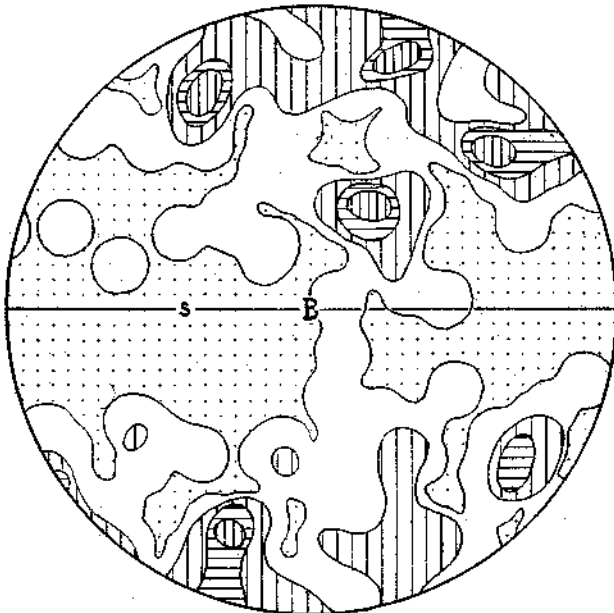


Diagramm 36.

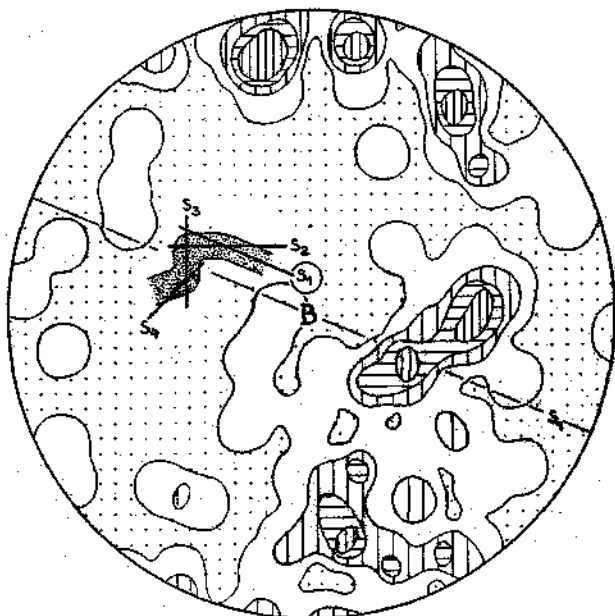


Diagramm 37.

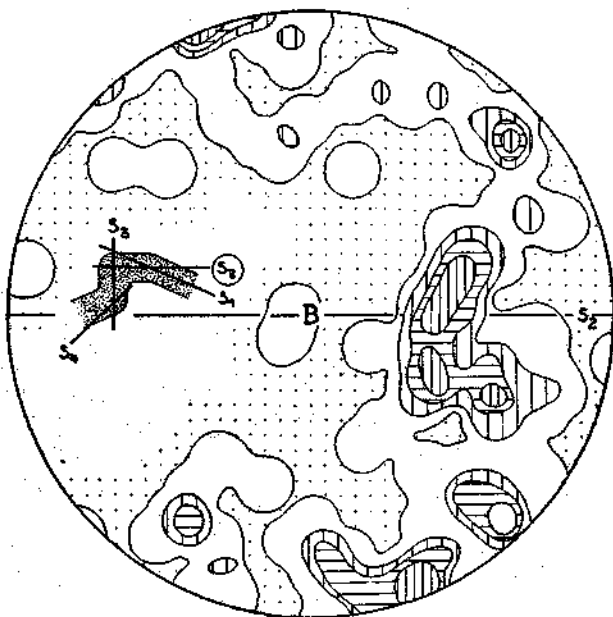


Diagramm 38.



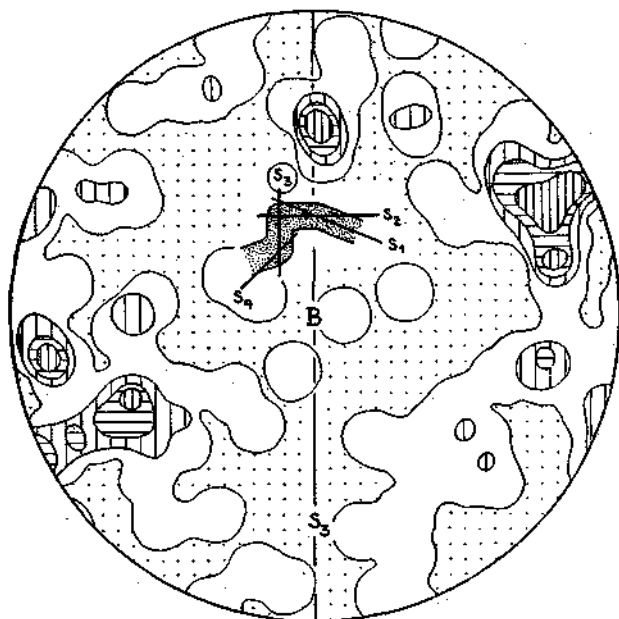


Diagramm 39.

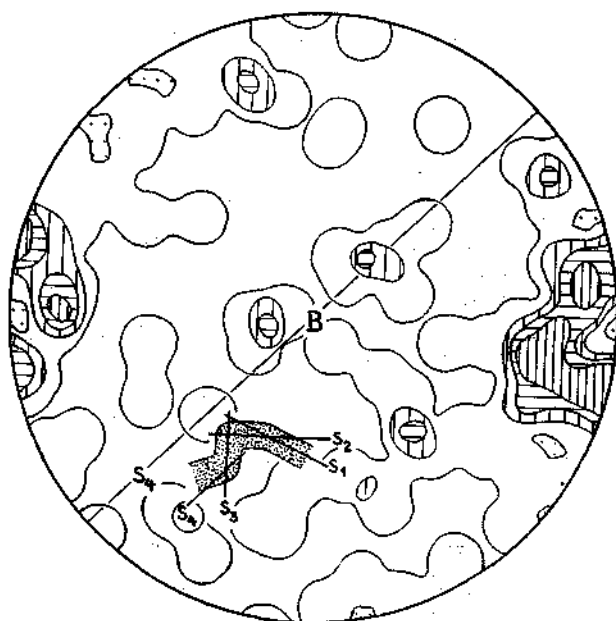


Diagramm 40.

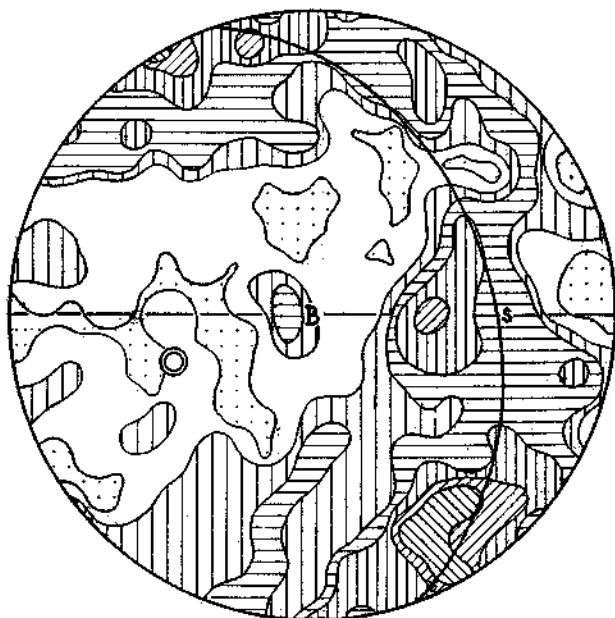


Diagramm 41.

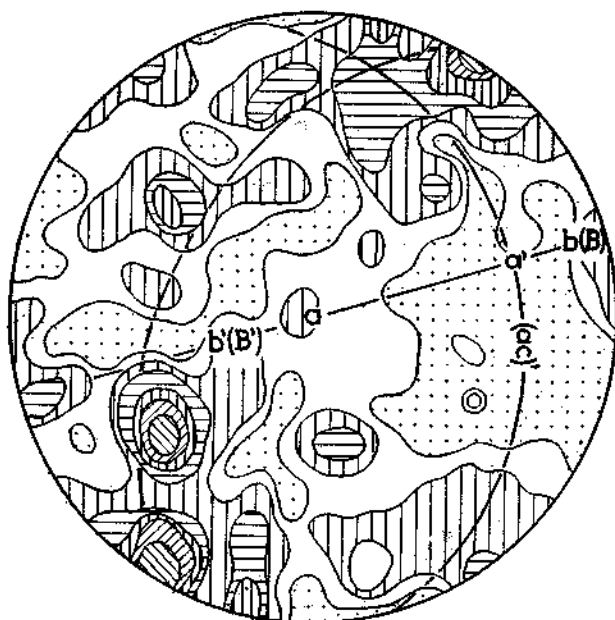


Diagramm 42.

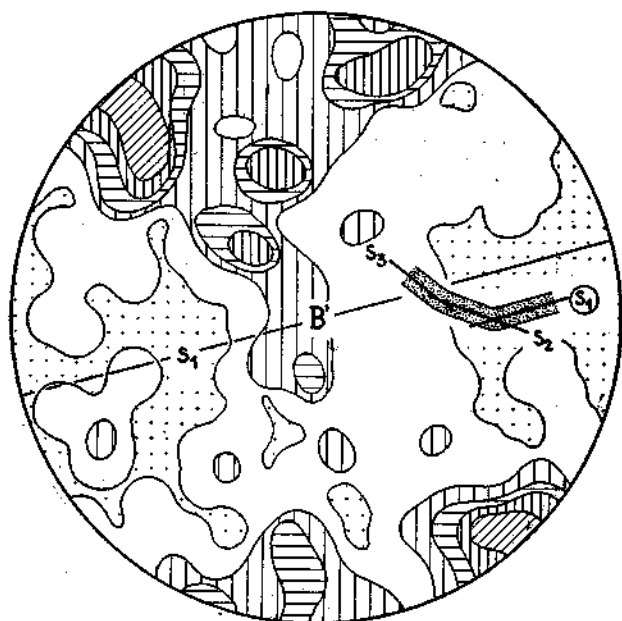


Diagramm 43.

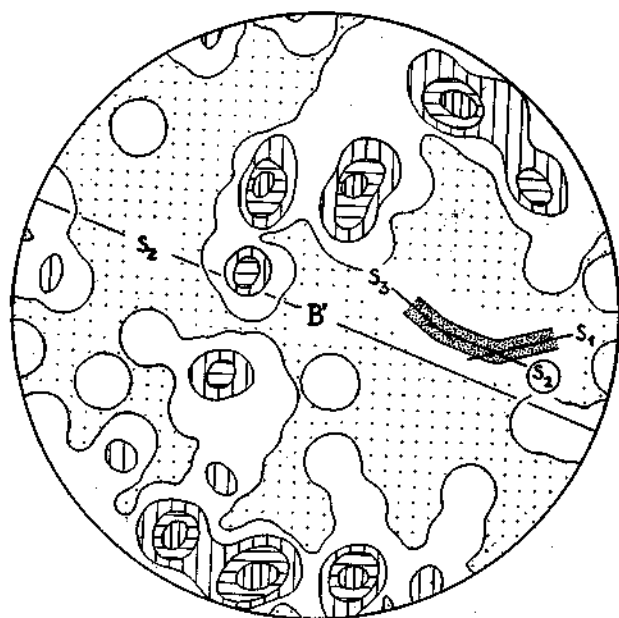


Diagramm 44.

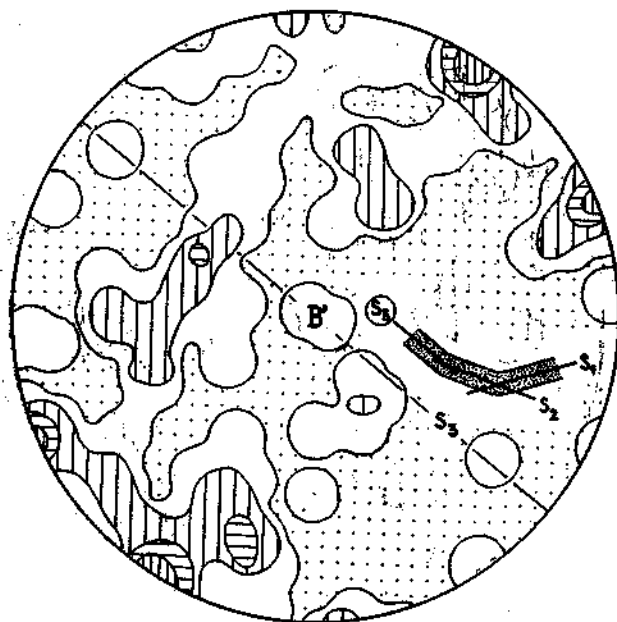


Diagramm 45

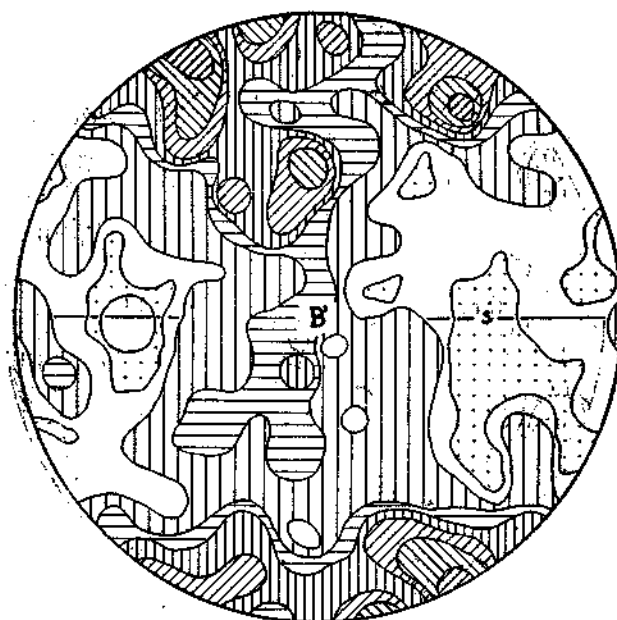


Diagramm 46.

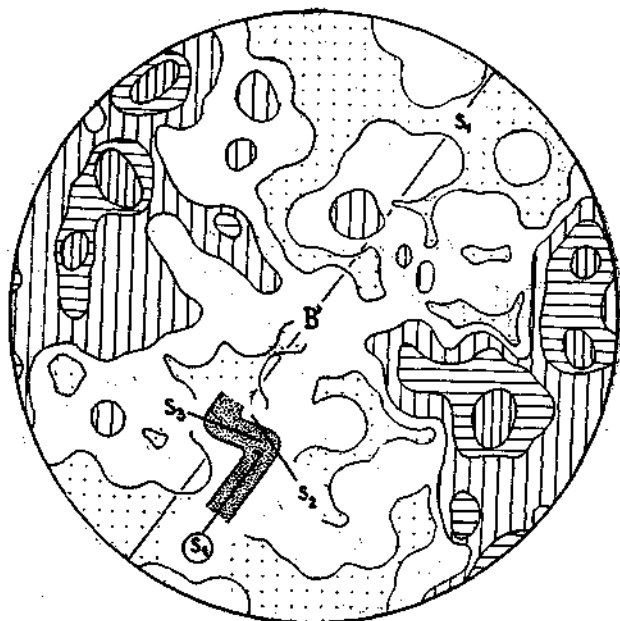


Diagramm 47.



Diagramm 48.

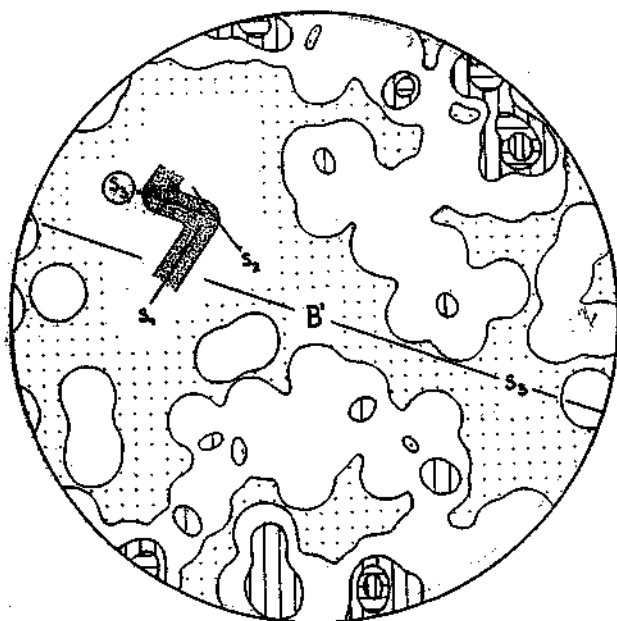


Diagramm 49.



Diagramm 50.

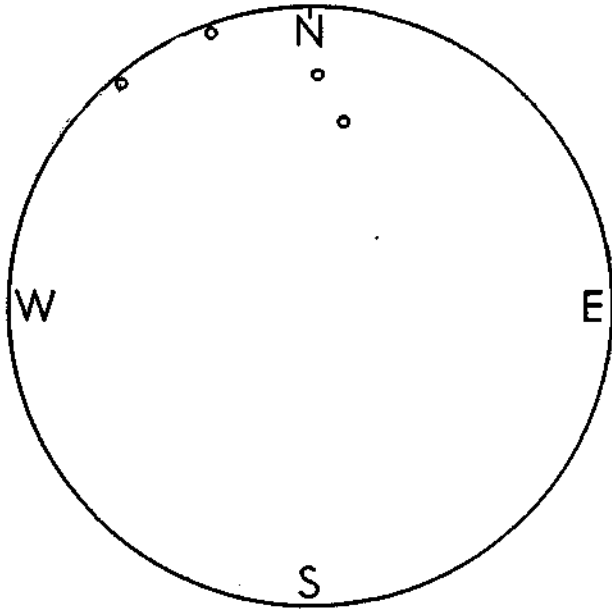


Diagramm 51.

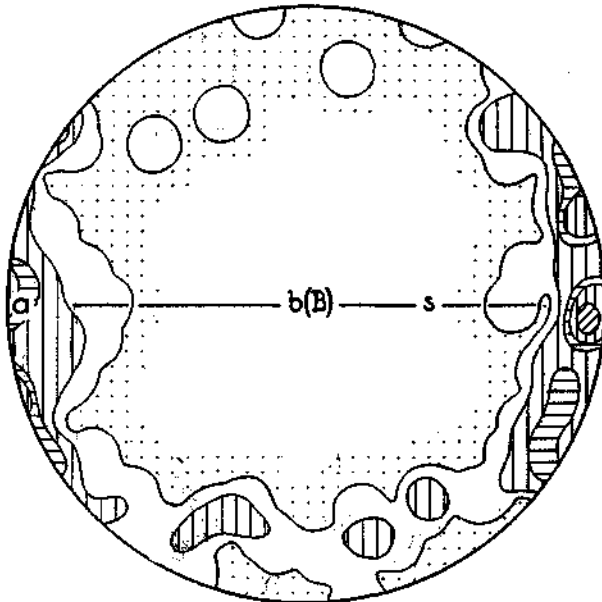


Diagramm 52.

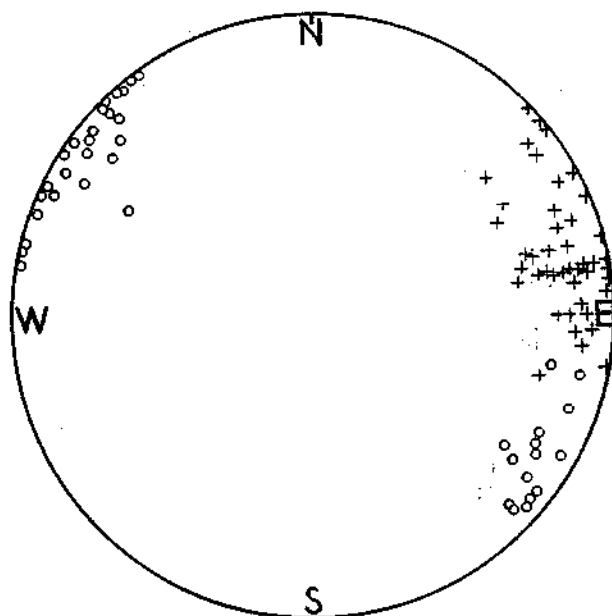


Diagramm 53.

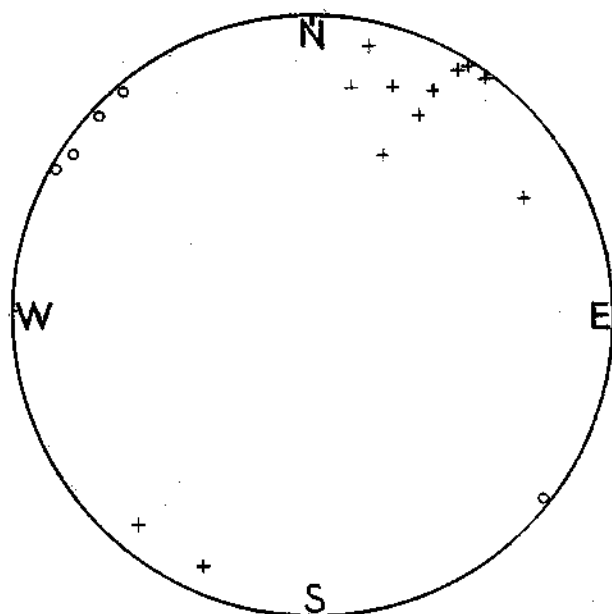


Diagramm 54.



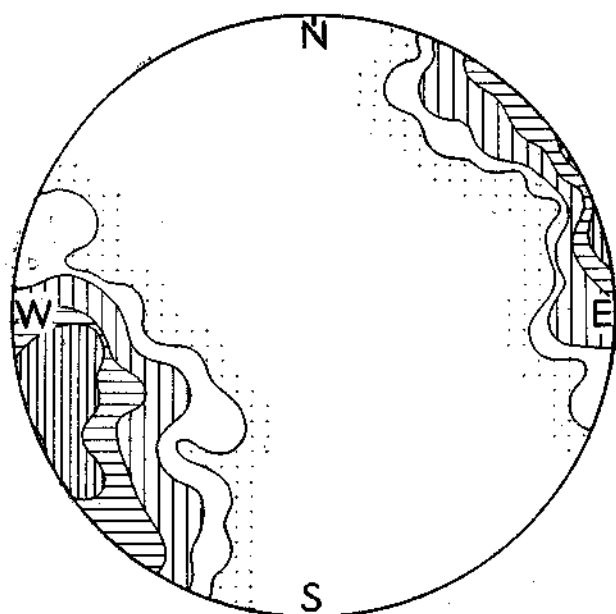


Diagramm 55.

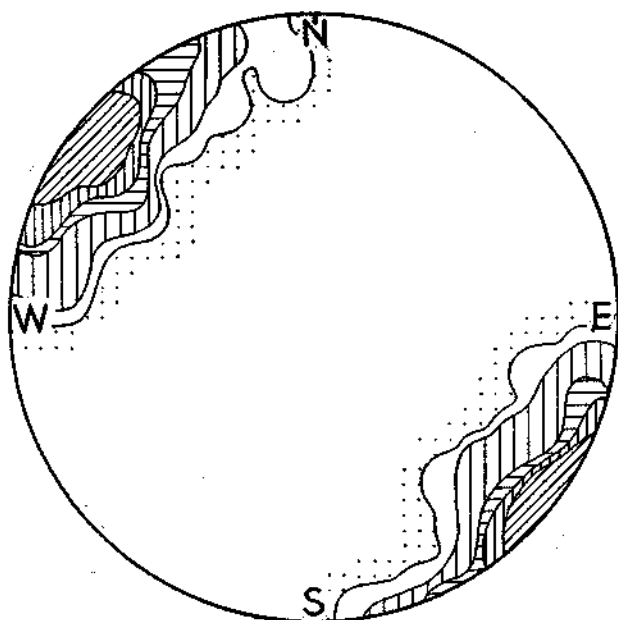
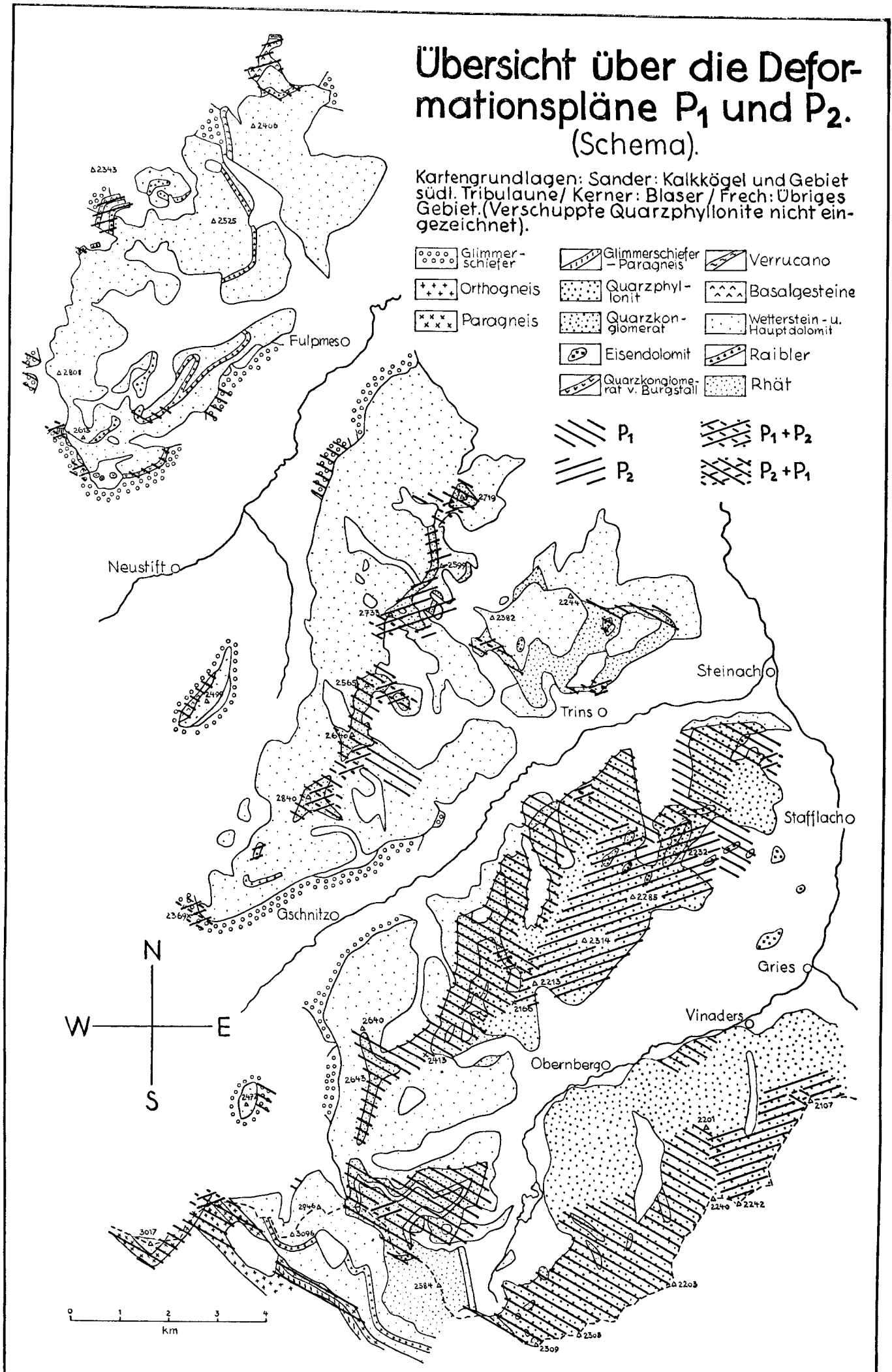


Diagramm 56.

## Übersicht über die Deformationspläne P<sub>1</sub> und P<sub>2</sub>. (Schema).

Karfergrundlagen: Sander: Kalkkögel und Gebiet südl. Tribulaune/ Kerner: Blaser/ Frech: Übriges Gebiet. (Verschuppte Quarzphyllonite nicht eingezeichnet).

- |  |   |   |
|--|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> <li> Glimmer-schiefer</li> <li> Orthogneis</li> <li> Paragneis</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li> Glimmerschiefer - Paragneis</li> <li> Quarzphyllonit</li> <li> Quarzkonglomerat</li> <li> Eisendolomit</li> <li> Quarzkonglomerat v. Burgstall</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li> Verrucano</li> <li> Basalgesteine</li> <li> Wetterstein - u. Hauptdolomit</li> <li> Raibler</li> <li> Rhät</li> </ul> |
| <ul style="list-style-type: none"> <li> P<sub>1</sub></li> <li> P<sub>2</sub></li> </ul>                     |   | <ul style="list-style-type: none"> <li> P<sub>1</sub>+P<sub>2</sub></li> <li> P<sub>2</sub>+P<sub>1</sub></li> </ul>  |



# Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal.

I. Teil (mit 2 Tafeln).

Von **Christof Exner.**

## Einleitung.

Das O-Ende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal war seit den Aufnahmen F. Beckes (1907 und 1908) nicht mehr Gegenstand geologischer Detailuntersuchung. Sind die Ergebnisse F. Beckes, jenes eigentlichen Erforschers der Hohen Tauern, als Fundament der geologischen Neuaufnahme zu werten, so kann es angesichts der vielen seither in den Nachbargebieten durchgeführten geologischen Untersuchungen in den verflossenen dreißig Jahren nicht wundernehmen, daß heute gerade dieses geologisch besonders eindrucksvolle Gebiet recht mangelhaft erschlossen ist.

Hier am O-Ende treten die Hauptzonen im Bau der Hohen Tauern auf verhältnismäßig engen Raum zusammen. Beherrscht wird das Gesamtbild durch den scharfen Gegensatz der beiden aneinandergrenzenden grundverschiedenen Gebirge: Im W die hochaufragenden, auf 3 km Tiefe erschlossenen Hoehgebirgsformen der Hohen Tauern mit ihrer mannigfaltigen Gesteinswelt der „Zentralgneise“ und „Schieferhülle“, infolge der gleichartig über sie hinweggegangenen Durchbewegung und Tauernkristallisation stets dasselbe großartige Bild ruhiger Gesetzmäßigkeit zeigend. Im O das sogenannte „Altkristalline Glimmerschiefergebirge“ der Steirisch-Kärntnerischen Nocke, aufgebaut aus diaphthoritischen, unfrisch aussehenden Phylliten, Glimmerschiefeln und Paragneisen, auf dessen moorbedeckten Hochflächen man oft Stunden wandert, ohne anstehendes Gestein in größeren Aufschlüssen anzutreffen.

Die vorliegende Arbeit stellt das Ergebnis der geologischen Feldaufnahme dar, die ich in den Sommermonaten der Jahre 1936 und 1938 durchführte. Übersichtsbegehungen im Bereiche der östlichen Hohen Tauern und ihres Rahmens, sowie mehrere Exkursionen am W-Ende der Tauern (Brennergegend) brachten außer einer Reihe von Vergleichsmöglichkeiten auch das engere Arbeitsgebiet dem Verständnis näher.

Die Anregung zur Neuaufnahme der Katschberggegend ging von Herrn Professor Dr. L. Kober aus. Bei der Ausführung der Arbeit fand ich in Herrn Professor Dr. Franz Angel einen Lehrer und Führer. F. Angel begann 1933 mit der geologischen Aufnahme des vom Deutschen Alpenverein herausgegebenen Kartenblattes der Ankogel—Hochalmspitzgruppe, 1 : 50.000. Seinem freundlichen Entgegen-

kommen, den gemeinsamen Exkursionen im Felde, sowie den wertvollen Belehrungen in seinem Universitätsinstitute in Graz habe ich es zu danken, daß ich an die Auflösung der geologischen Verhältnisse der östlichen Silbereckmulde herangehen konnte.

Das Vorhaben, ein östliches Anschlußblatt an die bisher noch unveröffentlichte geologische Karte F. Angels herzustellen, mußte vorläufig aus Zeitmangel zurückgestellt werden.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, dem Deutschen Alpenverein und dem Vorstand seines wissenschaftlichen Unterausschusses Herrn Professor Dr. R. von Klebelsberg für eine für die Feldarbeiten des Sommers 1936 gewährte Subvention zu danken.

Mögen die vorliegenden Ausführungen geeignet sein, einen Beitrag zur Detailkenntnis der Geologie der zentralen Ostalpen und darüber hinaus neue Anregung zur endgültigen Lösung der großen und interessanten Fragen der Hohen Tauern zu liefern!

### **Topographischer Überblick.**

An die Gebirgskerne des Ankogels und der Hochalmspitze schließt NO vom Maltatal eine Gebirgsgruppe an, die im 3090 m hohen Hafnereck ihren Mittelpunkt besitzt. Das Hafnereck stellt die höchste Erhebung und zugleich das orographische Zentrum der NO-Ausläufer der Hohen Tauern dar. Während nämlich der die Hauptwasserscheide tragende Gebirgskamm über die Arlscharte und Kleinelendscharte das Hafnereck mit dem Ankogel verbindet, lösen sich vom Hafnereck in O-Richtung zwei Bergkämme ab, die durch den breit eingesenkten Lanischkessel und in seiner Fortsetzung durch das oberste Liesertal geschieden werden: Im N ist es der Pöllakamm, zwischen Mur- und Liesertal gelegen, im S der Faschauner-kamm. Gegen O verlieren beide Kämme immer mehr an Höhe, bis O der Tiefenfurche Katschberghöhe—Torscharte der Hochgebirgscharakter unvermittelt verlorengeht und die breiten Rücken des Steirisch-Kärntnerischen Nockgebietes anschließen.

Der vorliegende kartierte Bereich ist folgendermaßen umgrenzt: Im W bildet die Anschlußlinie an die Alpenvereinskarte Ankogel—Hochalmspitzgruppe 1 : 50.000 die Begrenzung. Die N-Grenze verläuft am Pöllakamm bis zum Kareck, biegt dann ins Tal hinunter, dort, wo die steilen Hänge des Murwinkels zum breiten Lungauer Senkungsfeld auseinanderstreben. Die O-Grenze verläuft geradewegs N—S durch das Nockgebiet, umschließt das Aineck, quert den Laußnitzbach, überschreitet in WSW-Richtung das Liesertal unterhalb Rennweg und gelangt zu einem Punkt 1 km S vom Stubeckgipfel. Im SW-Teil des Aufnahmebereiches werden die steil gegen S abdachenden Hänge des Maltatales angeschnitten, ohne die Tiefe des Tales selbst zu erreichen. Über Faschaun- und Perschitztal und den Wildbachtrichter der Mirz gelangt die Grenze zurück ins Melnikkar.

Bezeichnungen, die sich auf der Karte nicht finden, sind dem Touristenführer von R. Hüttig und F. Kordon entnommen. Die Gliederung des Silbereck-Bergmassivs ist in Anschlusse an F. Angel durchgeführt.

## Gesteine und Schichtfolge.

Im folgenden soll eine Übersicht der im Aufnahmegebiet vorkommenden Gesteine sowie ihrer stratigraphischen Aufeinanderfolge gegeben werden. Auf einige Fragen allgemeiner Bedeutung, für deren Beantwortung sich die geologischen Verhältnisse des Aufnahmegebietes günstig erweisen, wird Bezug genommen. In Anbetracht der Mannigfaltigkeit und Formenfülle von den tiefstgelegenen Serien der Hohen Tauern bis hinauf zu den diaphthoritischen Glimmerschiefern der Steirisch-Kärntnerischen Nocke muß auf eine eingehende petrographische Beschreibung sämtlicher Gesteinsarten des Aufnahmegebietes vorläufig verzichtet werden.

Die von D. Stur im Jahre 1854 geschaffene Großgliederung der „kristallinen“ Gesteine der Hohen Tauern in Zentralgneis und Schieferhülle hat sich bei ziemlich gleichbleibender Bedeutung der Begriffe bis auf den heutigen Tag erhalten. Oftmals schon wurde angeregt, den Ausdruck Schieferhülle aus der Literatur zu streichen, da er ganz ungleichwertige Schichtserien umfasse. Die neuesten Untersuchungen F. Angels im benachbarten Gebiete der Hochalm-Ankogelgruppe haben erwiesen, daß auch der Begriff Zentralgneis den modernen Anforderungen keineswegs gerecht wird. Dazu kommt, was schon D. Stur ausgesprochen, daß mannigfache Übergänge vom Zentralgneis zur Schieferhülle vermitteln, eine scharfe Grenzziehung somit in der Natur nicht möglich ist. Beide Begriffe wurden dennoch beibehalten, da sich mangels einer auf die gesamten Hohen Tauern erstreckenden Gesteinssystematik derzeit nichts Geeigneteres an ihre Stelle setzen läßt.

Was die tiefste Serie des Aufnahmegebietes betrifft (Ankogelmassiv und Silbereckmulde), so gründen sich die angestellten Beobachtungen durchwegs auf die eingehenden petrographischen Untersuchungen F. Angels und sind als Ergänzungen zu dessen noch nicht abschließend veröffentlichten Ergebnissen zu werten. Eine petrographische Gliederung der Zentralgneise der Hochalmdecke wurde unterlassen, sie soll Gegenstand späterer Arbeit sein. Die Gesteine der Hochalmschieferhülle sind ausführlicher behandelt. Fossilfunde glückten ebensowenig wie sonst in den Hohen Tauern. Auf eine Altersklassifikation der Gesteine der Hohen Tauern wird verzichtet. Besondere Sorgfalt wurde den Gesteinen der unterostalpinen Schollenzone zuteil und ihre Beziehungen zu den fossilführenden Schichten der Radstädter Tauern weiter ausgebaut. Im altkristallinen Glimmerschiefergebirge treten uns die westlichen Ausläufer des Kristallinkomplexes der Muralpen entgegen.

### A. Ankogelmassiv und Silbereckmulde.

#### Zentralgneis.

Bloß die äußersten Randgebiete des Ankogel-Zentralgneismassivs erreichen den Aufnahmebereich. Der Randstellung im Massiv entsprechend überwiegen Aplit- und Migmatitgneise. Aber auch mittelgrobkörnige, stellenweise von Apliten quer durchsetzte massige Granitgneise sind häufig. An der Ödenlanischscharte finden sich Woisken-

schiefer, Serizitquarzite, Serizitphyllite und Graphitphyllite, die den betreffenden Gesteinen der benachbarten Silbereckmulde durchaus gleichen, als Bestandteile der dort anstehenden Migmatitgneise.

Neu aufgefunden wurde ein Tonalitgneisgebiet, das sich entlang der O-Flanke des unteren Melnikkares aus der Gegend der Melnikochsenhütte bis zum Königstuhl erstreckt. Die reiche Durchhäderung des Tonalits mit Aplit, der deutlich die O—W-Richtung bevorzugt, wie dies im glattgeschliffenen Bachbett der großen Schoberschlucht in 1800 m Seehöhe (30 m unter dem in der Karte nicht verzeichneten Trigonometrie) zu beobachten ist, sei hervorgehoben.

### Schieferhülle.

Die Gesteine der Silbereckmulde, denen schon F. Becke seine Aufmerksamkeit schenkte und die neuerdings von F. Angel einer eingehenden petrographischen Untersuchung unterzogen wurden, sind in ihrer Gesamtheit in unserem Aufnahmegebiete vertreten. Beschäftigen sich die Untersuchungen F. Angels hauptsächlich mit der westlichen Silbereckmulde, so haben wir uns mit der östlichen Silbereckmulde zu befassen. Um Wiederholungen zu vermeiden, sei auf die kürzlich erschienene zusammenfassende Darstellung der Migmatite von F. Angel und R. Staber verwiesen.

Aus den geologischen Aufnahmeergebnissen (siehe II. Teil) wird ersichtlich, daß westliche und östliche Silbereckmulde sich ihrem tektonischen Aufbau nach recht verschieden verhalten. Gegenüber dem schwer entwirrbaren Gleitbrettbau der westlichen Silbereckmulde mit dem Vorherrschen tektonischer Konkordanzen gelingt es, das Bewegungsbild der östlichen Silbereckmulde in Form eines verhältnismäßig einfachen Faltenwurfes aufzulösen. Dementsprechend finden wir bei dem Versuche, die ursprüngliche, durch Sedimentation bedingte Schichtfolge der Silbereckmulde zu rekonstruieren, in der östlichen Silbereckmulde bei weitem günstigere Bedingungen vor.

Schon F. Angel hat auf gewisse immer wiederkehrende Schichtwiederholungen, zum Beispiel Quarzit-Marmor, aufmerksam gemacht. Nun konnte ich in der östlichen Silbereckmulde folgende drei Schichtgruppen in der angegebenen Reihenfolge von unten nach oben auf Schritt und Tritt immer wieder auffinden, so daß ich von der natürlichen Gliederung der Gesteine der Silbereckmulde in diese drei Gruppen durchaus überzeugt wurde: 1. Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe, 2. Marmorgruppe, 3. Phyllitgruppe. Was die Namensgebung der drei Schichtgruppen betrifft, so war der herrschende Gesteinstypus des betreffenden Schichtpaketes maßgebend.

### Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe.

Woiskenschiefer. Häufigster Glimmerschiefertypus der Silbereckmulde, gekennzeichnet durch Porphyroblasten von Biotit oder Chlorit auf hellem oder dunklem Grundgewebe. Stellenweise scharfkantig begrenzte Würfel von Pyrit.

Biotitglimmerschiefer. Selten.

**Heller Granatglimmerschiefer.** Meist im Verbaude der Woiskenschiefer. F. Angel beobachtete Pseudomorphosen von Chlorit nach Granat. Oft erweisen sich Chloritporphyroblasten, welche denen der Woiskenschiefer gleichen, schon makroskopisch als umgewandelte Granaten.

**Granatquarzit.** Granatkristalle (bis zu 1 cm Durchmesser) auf quarzitischem Grundgewebe mit Porphyroblasten von Chlorit.

**Hornblendegarbenschiefer.** In der Silbereckmulde erstmalig von F. Angel am Wege, der vom Murtales gegen die Lieppentalm ansteigt, aufgefunden. In der östlichen Silbereckmulde stellen Hornblendegarbenschiefer in teilweise recht typischer Ausbildung ein häufig vorkommendes Gesteinsglied der Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe dar. Über quarzitischem oder glimmerschieferigem Grundgewebe, ohne erkennbare Regelmäßigkeit in der Ebene der „s“-Fläche angeordnet, erreichen die grünen, mit einem Stich ins Bläuliche spielenden Hornblenden bis zu 4 cm Länge. Nehmen Biotitporphyroblasten bei gleichzeitigem Zurücktreten der Hornblende überhand, so ist der Übergang zu den Woiskenschiefern hergestellt.

**Gneisquarzit.** Die wechselvolle Ausbildung der allgemein in den Randpartien des Zentralgneismassivs, ganz besonders aber in der Nähe der Schieferhüllenauflagerung häufigen Aplitgneise mit ihren streng parallel orientierten Muskowitflaserlagen bringt es mit sich, daß örtlich eine scharfe Grenzziehung zwischen Aplitgneis und Quarzit unmöglich wird. So wie im benachbarten zentralalpinen Gebirge Steiermarks und Kärntens gebräuchlich, wollen wir solche Mitteltypen auch in den Hohen Tauern unter dem Namen Gneisquarzite zusammenfassen. Jedenfalls ist ein Stoffaustausch zwischen den Aplitgneisen und Quarziten anzunehmen.

**Serizitquarzit.** Die Glieder dieses häufigsten Gesteins der Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe weisen eine mannigfache Formenfülle auf. Kompakte, quarzreiche Varietäten, wie sie besonders häufig in der Nachbarschaft von Marmoren, aber auch inmitten der Glimmerschiefer anzutreffen sind, können in ihrer Ausbildungsweise unterostalpinen Radstädter Quarziten durchaus gleichkommen. Ist Kaliglimmer in größerer Menge vorhanden, so tritt er im Gegensatz zum Glimmer in den Quarziten der Hochalmschieferhülle und des unterostalpinen Deckenlandes in Form von deutlich abgegrenzten, hellglänzenden Täfelchen auf. Die hellweißen oder apfelgrünen Quarzite sind dann durch intensiven Glanz gekennzeichnet. Beim Anfassen lösen sich Glimmerplättchen schuppenartig vom Gesteine los.

Quarzgerölle oder Quarzkonglomerate waren bisher in den Quarziten der östlichen Hohen Tauern nicht bekannt. Im Blockfeld an der Basis der das mittlere Lieserkar gegen O abschließenden Felswand beobachtete ich in frisch angebrochenen Quarzitblöcken runde bis linsenförmige Quarzgerölle. Ihr Durchmesser überschreitet nicht 1 cm Länge. Die Geröllnatur der Quarzkörner ist offenbar.

Serizitphyllit geht durch Abnahme des Quarzgehaltes aus den Serizitquarziten hervor.

Graphitquarzit. Dunkel, doch nicht kohlig abfärbend, stellen sich Graphitquarzite häufig im Verbande der Serizitquarzite, mit diesen wechsellagernd, ein. Zu beachten ist, daß ein Zusammenhang im geologischen Verbandsverhältnis mit den ebenfalls dunkel gefärbten Glanzschiefern (Phyllitgruppe) nicht besteht.

### Marmorgruppe.

**Grauer Kalkmarmor.** Beim Zerschlagen leichter  $H_2S$ -Geruch. Im allgemeinen erkennt man schon mit freiem Auge das feinere Korn der grauen Kalkmarmore gegenüber dem größeren Korn der weißen Kalkmarmore (F. Angel). Grauweiße Bänderkalke vermitteln. Eine Ausnahme machen feinkörnige weiße Kalke, die von den ebenfalls feinkörnigen Dolomitmarmoren schwer zu unterscheiden sind.

Außer größeren Muskowitblättchen keine Mineralneubildungen. Sandige Verwitterung häufig. Gegenüber der allgemeinen Verbreitung der weißen Marmore ist das Vorkommen der grauen Kalkmarmore auf den Liegendmarmorzug der Silbereckmulde beschränkt, an dessen Aufbau sie aber auch nur in untergeordnetem Ausmaß Anteil haben. Die verhältnismäßig autochthone Lage des Liegendmarmorzuges (siehe unten) spricht günstig für die Auffassung, die im grauen Kalkmarmor ein dem ursprünglichen Sediment noch näherliegendes Stadium der Metamorphose und somit auch ein tektonisch weniger beanspruchtes Gestein sieht.

**Weißer Kalkmarmor.** Feinkörnig zerreiblicher Kalk bis grobkörniger Kalkmarmor; rein weiße Farbe; der helle Glimmer tritt häufig ganz zurück. Die intensive tektonische Beanspruchung läßt sich, abgesehen von den mannigfachen noch später zu besprechenden geologischen Großformen, den intensiven Gesteinsverknüchtungen usw., auch oft schon an kleinen Gesteinsstücken, die deutlich ausgeprägte Faltenschenkel usf. nachbilden, erkennen.

B. Sander hat vom Tauern-W-Ende quarzitisches Einschlüsse im Hochstegenkalk beschrieben. In den Marmoren der Silbereckmulde des Aufnahmegebietes wurden außer den echten tektonischen Breccien (siehe unten) linsenartige, vom Marmor rings umschlossene Quarzknollen angetroffen. Für eine sedimentäre Einlagerung der Quarzknollen lassen sich keine Beweise erbringen. Vielmehr scheinen diese Quarzknollen mit der sekundären Durchquarzung der Silbereckmulde, die ja auch die Marmore betroffen hat, im Zusammenhang zu stehen. Grobquarzgänge bis zu 2 m Mächtigkeit innerhalb der Silbereckmarmore sind keine Seltenheiten.

Mineralneubildungen: Tremolit, Phlogopit, Pyrit.

In der östlichen Silbereckmulde sind Tremolite so häufig, daß sie kaum jemals einem größeren Marmorvorkommen fehlen und ein bezeichnendes Merkmal der weißen Kalkmarmore darstellen. Farblos bis dunkelgrün besetzen sie häufig die Schichtflächen. Wichtig erscheint die Tatsache, daß sich Tremolite in den Marmorlagen verschiedenster geologisch-tektonischer Position einstellen. Eine Abhängigkeit im Auftreten der Tremolite von der jeweiligen Entfernung vom Zentralgneis läßt sich nicht feststellen.



Die weißen Kalkmarmore verleihen der Silbereckmulde ihr charakteristisches Gepräge. Örtlich sind sie für die geologische Kartierung, so zum Beispiel zur Verfolgung der schmalen, rings vom Zentralgneis umgebenen Gesteinszüge der Silbereckmulde im Melnikkar und an der Schober-SW-Flanke von ausschlaggebender Bedeutung.

Besondere Aufmerksamkeit verdient die Frage, ob sich eine Beziehung zwischen der Korngröße der Silbereckmarmore und ihrer Entfernung vom Zentralgneis erkennen läßt. Erwähnt doch zum Beispiel F. Becke „das unverkennbare Größerwerden des Kornes in den kleinen, ganz im Granitgneis steckenden Marmorschollen“ am SW-Ende der Silbereckmulde. Zweifellos ist richtig, daß manche isolierte Marmorschollen durch besonders grobes Korn ausgezeichnet sind, zum Beispiel die Marmorscholle N über dem Zehneralm-Jagdhaus, einige Schollen im Schober-SW-Gehänge usw., doch läßt sich auf Grund meiner Beobachtungen keine allgemeine Regel diesbezüglich aufstellen, um so mehr als gerade die wenig mächtigen Marmorzüge inmitten des Zentralgneises des Melnikkares nur selten beträchtlichere Korngröße erreichen. Der näheren oder weiteren Entfernung des Zentralgneises kann somit auf die Korngröße des betreffenden Kalkmarmors kein Einfluß zugeschrieben werden. Es sieht so aus, als ob gewisse Mindestausmaße der Gesteinsmächtigkeiten (nicht unter 20 m), wie sie in den isolierten, dem Zentralgneis eingelagerten Schollen des Melnikkares nur selten erreicht werden, für die Ausbildung groben Kornes besonders günstige Verhältnisse schaffen würden, was aber mit dem internen Lösungsumsatz in den Kalkmarmoren und nicht etwa mit einer aktiven Einwirkung vom Zentralgneis her in Zusammenhang zu bringen wäre.

**Dolomitmarmor.** Als Mineralneubildung treten Tremolit und Phlogopit auf. Im Aufnahmgebiete wurden vereinzelt Dolomitmarmore beobachtet: Altenbergkessel, Silbereck-O-Flanke. Scharte S vom S-Ochsenkopf, Schurfspitz-SW-Wand, Lieserkar-O-Wand. Es ist aber schwer, eine Übersicht über die tatsächliche Verbreitung des Dolomitmarmors zu gewinnen, da die schon erwähnten feinkörnigen weißen Kalke dem Dolomit in ihrer äußeren Erscheinung durchaus gleichen.

### Phyllitgruppe.

**Kalkphyllit.** Im Verbande mit kalkfreien, dunklen Phylliten (Glanzschiefer, Granatphyllit) stellen die Kalkphyllite den Hauptbestandteil der Phyllitgruppe dar. Charakteristisch braun anwitternd, bauen sie die Bratschenhänge des Silberecks, die dunkle Wandflucht am linken Hang der Lamischalm über der Lieser usw. auf. Dem Mengenverhältnis von Kalkspat und Glimmer entspricht die wechselvolle Gesteinsausbildung. Seitlich reich verzweigte und schlierenartig im Phyllit ausgeilende Marmoreinschaltungen erreichen niemals so reinweißes Korn wie die Gesteine der Marmorgruppe. Von ihnen führt über rauhwackige, poröse, braun anwitternde Bildungen die Reihe zum Normaltypus der Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer. Einzelne Abarten zeichnen sich durch besonders kräftig entwickelte, grau gefärbte Muskowitflaserzüge aus. Andere führen in größeren Mengen Fuchsit.

**Glanzschiefer.** Als Glanzschiefer bezeichnet F. Angel reich graphitisch pigmentierte Serizit- und Feinmuskowitphyllite. Reine Glanzschiefer treten im Aufnahmegebiete gegenüber ebenfalls dunkel gefärbten Granatphylliten zurück, mit denen sie durch eine Reihe von Übergangstypen verbunden sind.

**Granatphyllit.** Die dunkelgrau-braunen, meist fein gefälleten, von Quarzschwielen und -knauern durchzogenen Gesteine nebmen merklichen Anteil am Aufbau der Phyllite der östlichen Silbereckmulde. Die Granaten erreichen bis zu 2 cm Durchmesser (Melnikkar, Gesteinszug III). Infolge der häufigen, wahrscheinlich tektonisch bedingten Wechsellagerung mit Kalkphylliten können Handstücke aufgesammelt werden, die wohl ausgebildete Granaten in unmittelbarer Nähe des Kalkphyllites erkennen lassen.

In der O-Flanke der Ochsenköpfe (Silbereckgruppe) wurde eine 15 cm lange, bis zu 2 cm dicke, graphitisch abfärbende, sandig-tonige Einlagerung, allseits von Granatphyllit umschlossen, aufgefunden.

**Karhonatquarzit.** Bei untergeordneter räumlicher Verbreitung ist dieser Gesteinstypus durch helle Färbung und das häufige Auftreten großer Pyritwürfel gekennzeichnet.

**Grünschiefer.** Erstmals von F. Angel in den Kalkphylliten der W-Silbereckmulde aufgefunden.

Im Aufnahmegebiete wurden in ähnlicher tektonischer Lage mehrere Vorkommen amphibolitischer und prasinitischer Gesteine als wenig mächtige Einlagerungen inmitten der Phyllite beobachtet (Ochsenkopf-O-Hang, Lanischahn NO der Ochsenhütte, tieferes Ebenlanischkar, oberes Melnikkar).

### Gesteinsverfaltung in der Silbereckmulde.

Die intensive tektonische Beanspruchung, welche die Gesteine der Silbereckmulde im großen erfaßt hat, bringt es mit sich, daß auch im kleinen tektonische Verschuppungen, Verfaltungen und Durchmischungen sämtlicher im vorigen Abschnitt behandelte Gesteine beobachtet werden. Wiederum sind es die Kalkmarmore, die diese Erscheinungen am deutlichsten wiedergeben. Treten nämlich die übrigen Gesteinsglieder (Quarzite, Phyllite, Glimmerschiefer usw.) miteinander in engeren Verband, so verwischt der mit der mechanischen Verknetung häufig einhergehende Stoffaustausch die scharfen Grenzen der ursprünglichen Komponenten. Dies bezeugen die eben erwähnten Granaten in unmittelbarer Nachbarschaft der Kalkphyllite. Im folgenden sollen uns nur solche Gesteinsverfaltungen beschäftigen, an denen Kalkmarmore Anteil haben.

B. Sander beschreibt vom Tauern-W-Ende: „Für Tuxer Marmor, Bänderkalk und Pfitscher Dolomit gilt in dem besprochenen Gebiete die Regel, daß sie fließend deformiert sind und keine (sedimentären oder tektonischen) Breccien zeigen, mit Ausnahme ... rauh-wackiger Begleiter des Pfitscher Dolomits.“ Diese fließende, plastische Deformation der Marmore bestätigt sich auch am Tauern-O-Ende in der Silhereckmulde. Im zweiten Teil wird sich noch öfter Gelegenheit bieten, auf die prachtvollen Scharniere der Marmore hinzuweisen, die

für die Erfassung des tektonischen Bewegungsbildes der Silbereckmulde von hervorragender Bedeutung sind.

Doeh erleidet diese Regel Ausnahmen. Im Laufe der geologischen Neuaufnahme fand ich in der östlichen Silbereckmulde an einigen Stellen Gesteine auf, die sehr wohl als echte tektonische Breccien zu bezeichnen sind und an deren Aufbau sich Kalkmarmore beteiligen. Unverkennbar steht das Vorkommen dieser Gesteine mit gewissen tektonisch besonders stark beanspruchten Zonen der östlichen Silbereckmulde im Zusammenhang. Je nach dem Gesteinsmaterial, mit dem die Marmore in Verfallung treten, können die folgenden drei Gruppen ausgeschieden werden:

1. Verfallung von Kalkmarmor mit Glimmerschiefer oder Phyllit. Spitzgefaltete, gestauchte, dann wieder abgerissene und frisch ansetzende Schieferblätter, von eingewanderten Kalkspatlösungen schon mehr oder weniger aufgeblättert, liegen im Marmor. Häufig, so zum Beispiel im östlichen Ebenlanischkar, sind die flachgepreßten Spitzfalten der Ebene senkrecht zum Druck bereits weitgehend angepaßt. F. Angel bezeichnet diesen Vorgang als „Schupp-faltung“. Die hier zu beobachtenden Faltenbilder erinnern an die Verformung gewisser Grünschiefer der Hochalmschieferhülle (siehe unten). Während nun die, wegen ihrer Fähigkeit aufzublättern, recht leicht zerstörbaren Glimmerschiefer und Phyllite über diesen Typus der Verfallung nicht hinauskommen, bieten die beiden folgenden Gruppen schon wesentlich kompliziertere Bilder der Gesteinsverknüpfung dar.

2. Verfallung von Kalkmarmor mit Quarzit. Die Quarzite als stete Begleiter der Kalkmarmore in der Silbereckmulde hat bereits F. Angel erkannt. Angesichts dieser Tatsache wird es nicht wundernehmen, daß auch Verfallungen beider Gesteine besonders häufig auftreten. Vor allem die Stirnregion des Liegendmarmorzuges (siehe unten) ist es, an der sich solche Verfallungen, oft in bedeutender Mächtigkeit vom Silbereck his zum O-Abschluß des Ebenlanischkares in geschlossener Front verfolgen lassen.

Besonders günstige Aufschlüsse gewährt der Schurfspitz-O-Kamm auf der 0,5 km langen Strecke von der Scharte O unter dem Schurfspitzgipfel bis zur Oblitzenscharte. In ununterbrochenem Wechsel bauen Marmor- und Quarzitlagen, mit hundertfachen Wiederholungen, wobei die Schichten gegenseitig verzahnt und verschuppt sind, das Kammstück auf. Von einfachen Verbiegungen und Verknüchtungen führen über freie, gleichmäßig geschlungene Falten zahlreiche Übergänge zu echten tektonischen Breccien.

Abb. 1 zeigt eine walzenförmige Quarzitscholle unmittelbar aus dem Marmorkörper austreten, die offenbar abgerissen und spindelförmig in den Marmor eingedreht wurde. Abb. 2 ist am SW-Hang der Schurfspitze aufgenommen. Die isolierte Quarzitlinse, rings von Marmor umgeben, tritt besonders deutlich in Erseheinung. Aufgesammelte Handstücke solcher tektonischer Breccien lassen Quarzitbrocken im Marmor schwimmend und umgekehrt erkennen. Kurz, ein mannig-faches Bild, durchaus anderen Vorkommen alpiner tektonischer Brec-

cien vergleichbar, wurde hier in der östlichen Silbereckmulde erschlossen.

3. **Verfaltung von Kalkmarmor mit Aplitgneis.** Die Erscheinungen dieser Gruppe verdienen besondere Beachtung. Erstens sind Verfaltungen von Aplitgneis („Zentralgneis“) und Marmor aus dem Bereiche der Hohen Tauern, sowie ihrer näheren und weiteren Umgebung bisher nicht bekannt. Zweitens schließt eng an die betreffenden Erscheinungen die Frage an, ob es sich hier wirklich um Gesteinsverfaltung oder nicht vielmehr um Intrusionsvorgänge aus dem zentralgranitischen Magma in die Marmor der Silbereckmulde handle. Zunächst sollen die Beobachtungstatsachen zu Worte kommen.

W unter der Loibspitze, dort, wo der vom Melnikkar über die steilen SW- und S-Abhänge der Schobers herüberstreichende Marmorzug in die beinahe senkrecht abfallende S-Flanke der Loibspitze, hoch oben über Brandstatt im Maltatal eintritt, befindet sich 50 m O unter dem Sattel ein beachtenswerter Aufschluß. Die senkrechte, frische Wand läßt ein Geflecht von annähernd parallel verlaufenden Marmorbändern inmitten des Aplitgneises erkennen. Die Grenze Gneis—Marmor ist messerscharf. Irgend eine Abweichung im Gesteinsmaterial entlang der Grenzzone ist weder im Aplitgneis noch im Marmor zu beobachten. Ein Belegstück, dem Aplitgneis an der Grenze zum Marmor entnommen, zeigt im Mikroskop das normale Bild des Aplitgneises.

Abb. 4 gibt die Ansicht des Aufschlusses aus nächster Nähe wieder. Man sieht die Marmorbänder ihrer leichteren Angreifbarkeit durch die Atmosphärien wegen als rinnenartige Einkerbungen einmal reich verzweigt, dann wieder zu breiten Streifen zusammenschließend inmitten des augenführenden Aplitgneises verlaufen. Gegen O zu keiten die Marmorbänder, welche ja bloß die hangenden Ausläufer des Marmorzuges Melnikkar—Perschitz darstellen, im Aplitgneis aus.

An den tektonisch besonders hergenommenen Umbiegungsstellen, synklinalen oder antiklinalen Schlüssen der einzelnen, im großen mit dem Zentralgneis verfalteten Marmorzüge des Melnikkares stellt sich häufig ein anderer Verfaltungstypus Gneis-Marmor ein, nämlich der der Kleinfältelung und tektonischen Breccienbildung. Migmatitgneis und Aplitgneis, in kleine und kleinste Falten gelegt, treten mit dem Marmor in mechanischen Verband. Lokal kommt es zur Ausbildung tektonischer Breccien. Losgerissene, spindelförmig eingedrehte Marmorschollen sind inmitten des Migmatitgneises anzutreffen. Ein vom Gesteinszug IV des Melnikkares aufgesammeltes Handstück zeigt Folgendes: Allseits von braun anwitterndem Marmor umschlossen, befindet sich eine isolierte Aplitgneislinse im Gestein. Die Durchmesser messen 6,5 und 3,5 cm. Das Gestein ist frisch, die Feldspate schon mit freiem Auge erkennbar.

Abb. 3 zeigt besonders intensive Kleinfaltungen von Aplitgneis und Marmor. Die betreffende Stelle befindet sich am Karriegel SW vom unteren Melniksee und wurde mir von Prof. Dr. F. Angel bezeichnet. Rein weißer Aplitgneis durchzieht in Falten gelegt den Marmor. Da der Marmor hier gegenüber dem Aplitgneis eine relativ ruhige Lage einnimmt, erscheint der Eindruck, den auch ich bei dem ersten Besuch dieses Aufschlusses gewann, daß es sich um eine Intrusion,

etwa um einen Aplitgang im Marmor handle, gerechtfertigt. Dagegen sprechen nun aber eine Reihe von Beobachtungen, welche sich in nächster Nähe des Aufschlusses am Marmorzug, der ein Stück quer zur sonst herrschenden allgemeinen Streichrichtung verläuft, anstellen lassen. Erkennen wir doch gerade hier die intensivste Verfallungs-tektonik Gneis—Marmor. Bemerkenswert ist, daß nicht nur der weiße Aplitgneis, der eine Gangbildung vom zentralgranitischen Magma her leicht vorläuschen kann, mit dem Marmor verfallt ist, sondern auch ein dunkel gefärbter Migmatitgneis. Dieser ist, wenn auch in untergeordneter Menge, so doch als direkter Begleiter des Aplitgneises an Ort und Stelle anzutreffen. Ähnliche Bilder, wie sie im beschriebenen Aufschluß in besonderer Klarheit hervortreten, sind im Melnikkar mehrfach anzutreffen.

Endlich aber ist das Hauptverbreitungsgebiet der Gneis-Marmor-Verfallung und Bildung tektonischer Breccien an eine Zone der östlichen Silbereckmulde gebunden, die im zweiten Teil als Überfaltungszone des Ankogelgranitgneises über den Liegendmarmor der Silber-eckmulde geschildert werden wird. Wiederum soll ein besonders deutliches Beispiel herausgegriffen werden.

Am W-Fuß der Schurfspitze erhebt sich die steile Schurfspitz-SW-Wand über dem zur Trogschulter des Lanischkessels abdachenden Blockfeld; hier ist die Grenze Granitgneis und Marmor in der Nähe der Kesselscharte besonders deutlich aufgeschlossen. Am Schurfspitzgipfel selbst und in den höheren Lagen des Schurfspitz-W-Grates überdacht parallelläufig struierter Aplitgneis den Marmor konform. Tiefer am Fuße des Berges, gleichsam dort, wo die vorschlebende Granitgneismasse mit ganzer Wucht gegen NO drängt, ist das Lagerungsverhältnis Gneis—Marmor diskordant; Granitgneis und Marmor, scharf aneinandergrenzend, stehen sich durchaus fremd gegenüber. Der regelmäßig geklüftete, von Apliten durchschlagene, beinahe richtungslos körnige Granitgneis fällt, der allgemeinen Streich- und Fallrichtung entsprechend, flach gegen NO ein. Irgend welche Beziehungen oder Beeinflussungen von der lokalen Schurfspitzüberfaltung her, wie sie der gleichgerichtete Aplitgneis höher oben aufweist, sind nicht zu erkennen. Ruhig und regelmäßig stoßen die wuchtigen Granitgneisplatten am Marmor ab. Der Marmor aber ist in jene lokale Überfaltungstektonik einbezogen. Er biegt von SW her unter dem Granitgneis herauf, erreicht erst am Schurfspitzgipfel den Kamm und bildet alle Bewegungsvorgänge im großen wie im kleinen getreulichst ab.

Die Grenzzone beider Gesteinskörper begleitet ein im Mittel 5 m breiter Saum tektonischer Breccien. Abb. 5 zeigt die linsenförmig eingedrehten Marmorrollen im Vordergrund. Schollen von Quarzit und Gneis schwimmen im Marmor. Ein aufgesammeltes Handstück vom Schurfspitzgipfel läßt eckig begrenzte Marmorschollen an der Grenze gegen den Aplitgneis erkennen. Die eingangs erwähnte Blockhalde am Fuß des Berges bietet die Möglichkeit, an Hand des losen, aus dem Breccienband stammenden Gesteinsmaterials, alle Phasen der Gneis-Marmor-Verfallung bis zur tektonischen Breccienbildung zu studieren.

Der Vollständigkeit halber seien noch andere größere Vorkommen von Gneis-Marmor-Verfallungen und Gneis-Marmor-Breccien aufge-

zählt: Kleiner Sonnblick-N-Kamm, W-Flanke unter P. 2412 m, Waschgang-W-Seite, mittlerer Sonnblick-O-Kamm, Ebenlanischkar-O-Begrenzung, Moar-Eisig-Kar N vom See.

Aus all diesen Beobachtungen können wir folgende allgemeine Schlüsse ziehen: Die örtlichen Vorkommen der Gesteinsverfaltung Gneis-Marmor und der Breccienbildung Gneis-Marmor in der östlichen Silbereckmulde sind auf gewisse tektonisch klar zu umschreibende Zonen beschränkt.

Eine sedimentäre Entstehung der Breccien, als dem Marmor stratigraphisch eingelagerte Gneisgerölle, wie sie angesichts einiger Handstücke (zum Beispiel die angeführte isolierte abgerundete Aplitgneisscholle im Gesteinszug IV des Melnikkars) vermutet werden könnte, ist nicht anzunehmen. Dagegen sprechen die klaren Beziehungen zwischen dem lokalen Auftreten der Breccien und der Gesamtektonik.

Aber auch die Erklärung einiger besonders hervorstechender Bildungen des engeren Marmor-Aplitgneis-Verbandes als Intrusionerscheinungen aplitischer Restsäfte aus dem zentralgranitischen Magma her, ist abzulehnen. Als Hauptargument gegen die intrusive Erklärung muß die stets zu beobachtende gesetzmäßige Verknüpfung der tektonischen Verfaltungsvorgänge im großen und der Gesteinsverknüpfungen und Durchmischungen im kleinen aufgeführt werden; niemals konnte ich ähnliche Bildungen dort finden, wo der Kontakt Gneis—Marmor einer tektonisch verhältnismäßig ruhigen Auflagerung des letzteren entspricht. So ist zum Beispiel an dem das Lieserker im O abschließenden Gebirgskamm die Grenzzone von Ankogelgneis und Silbereckmulde, also die ungestörte Auflagerung der letzteren, auf 1 km langer Strecke aufgeschlossen. Keinerlei Anzeichen von Gesteinsverknüpfung oder gar eines intrusiven Verbandes sind zu erkennen. Im S aber, an der Waschgang-W-Flanke, dort, wo der Ankogelgneis lokal über den Marmor hinwegtritt, stellen sich sogleich all die mannigfachen Erscheinungen der Gesteinsverfaltung, Breccienbildung usw. ein.

Wir kommen zu dem Ergebnis: Ein intrusiver Verband zwischen Zentralgneis und Marmor existiert in der östlichen Silbereckmulde nicht.

Nun ist es noch am Platze, auf eine Beobachtung F. Beckes einzugehen, die gleich nach ihrem Bekanntwerden eine heftige Diskussion hervorrief. Auch heute noch finden wir in der Literatur mitunter auf den von F. Becke beobachteten „Aplitgang im Marmor des Melnikkars“ hingewiesen. Ich habe es mir zur Aufgabe gestellt, diese Frage einer eindeutigen Klärung zuzuführen.

Im Aufnahmsbericht F. Beckes vom Jahre 1909 findet sich folgende Notiz: „In der unteren Marmorlage des Melnikkars beobachtete ich einen Gang von stark gefaltetem Aplitgneis, der die flach N einfallenden Marmorbänke quer durchsetzt. Der Aplitgneisgang streicht von N nach S und fällt steil nach W.“ Im selben Bericht wird „das freilich nur an einer Stelle beobachtete Auftreten einer aplitischer Apophyse im Marmor im Melnikkar als weiteres Argument zugunsten jener Ansicht, die im Zentralgneis ein intrusives Gestein erblickt“, angeführt.

Schon im folgenden Jahre (1910) hat sich G. Steinmann, von theoretischen Gesichtspunkten geleitet, gegen die Beobachtung F. Beckes ausgesprochen. Der von F. Becke für die Exkursion der Geologischen Vereinigung im Jahre 1912 verfaßte Exkursionsführer in das Melnikkar ist betreffs der Deutung jener Beobachtung vorsichtiger gehalten: „Quer durch den Marmor greifende gefaltete Gesteinspartien von aplitähnlicher Zusam-

mensetzung ... wurden als Apophysen gedeutet ... Mit Sicherheit zu erweisen ist weder die Intrusion noch die Überschiebungsgrenze oder Diskordanz, wohl aber die gemeinsame Faltung und Metamorphose ... Die Stellen, welche F. Becke für ursprüngliche, aplitische Intrusionen gehalten hat, werden gezeigt werden.“ Tatsächlich wurde die Stelle des beobachteten Aplitgneisganges auf jener Exkursion im Jahre 1912 nicht wieder gefunden.

Um hier Gewißheit zu schaffen, habe ich die „untere Marmorlage des Melnikkares“ angefangen von ihrem W-Ende auf einer Strecke von 1 km Länge nach O, also so weit nach der Skizze vom SO-Ende der Silbereckmulde zu schließen, dieser Marmorzug F. Becke bekannt war, Schritt für Schritt abgesucht. Den Aplitgneisgang habe ich nicht gefunden.

Ich nehme an, daß F. Becke im unteren Melnikkar zum ersten Male die Erscheinungen intensivster Gesteinsverfaltung in der Silbereckmulde antraf, die ja, wie oben dargelegt, keine Spezialität des Melnikkares, sondern eine in der östlichen Silbereckmulde an gewissen tektonisch vorbedingten Zonen immer wiederkehrende Tatsache ist. Für F. Becke mußten aber die betreffenden Erscheinungen einen Ausnahmefall darstellen, die dazu noch in scheinbarer Übereinstimmung mit seinen theoretischen Vorstellungen vom Werdegang des Zentralgneises standen. Nach meinem Dafürhalten befindet sich die Stelle der Aplitgneisbeobachtung W vom Melnikbach dort, wo die von W her vordringende Gneislamelle Marmor V und VI scheidet, wobei es zur intensivsten Gneis-Marmor-Verfaltung im Umkreis von 100 m kommt. Die zweite Möglichkeit, daß der Aplitgneisgang einst in der von F. Becke angegebenen Weise aufgeschlossen war, aber bereits der Abtragung oder Verschüttung zum Opfer gefallen ist, ist unwahrscheinlich.

Ich glaube somit, daß genügend Gründe vorliegen, die es gestatten, den „Aplitgneisgang im Marmor des Melnikkares“ aus der Literatur zu streichen. Von Interesse ist, daß G. Steinmann beinahe 30 Jahre vor meiner Auffindung tektonischer Breccien in der östlichen Silbereckmulde diese in Anbetracht der „Aplitgneisgang“-Beobachtung F. Beckes aus rein theoretischen Erwägungen heraus gleichsam voraussagte.

## B. Hochalmdecke.

Das weite Zentralgneisgebiet der Hochalmdecke ist auf der geologischen Karte einheitlich gekennzeichnet. Dies ist eine vorläufige Maßnahme. Erst eine systematisch durchzuführende petrographische Untersuchung der mannigfaltigen Gesteinswelt, die sich hier unter dem Ausdruck „Zentralgneis“ verbirgt und Gegenstand einer folgenden Arbeit sein soll, wird über dessen eigentliche Zusammensetzung Klarheit schaffen. Versteht man nämlich sonst im allgemeinen unter „Zentralgneis“ die granitischen und ihnen verwandten Gesteine, wie sie im großen die Zentralkerne der Hohen Tauern aufbauen, so handelt es sich hier um eine mächtige, von jenem Normaltypus verschiedene, bunte Serie basischer Orthogneise, injizierter Glimmerschiefer, Migmatite usw. mit aplitischen Zwischenschaltungen. Parallelflächige und gleichgerichtete Lagentextur beherrscht die Zentralgneise der Hochalmdecke des Aufnahmsgebietes.

Die Schieferhülle der Hochalmdecke stellt der gesteinskundlichen Beschreibung weit weniger Schwierigkeiten entgegen. Handelt es sich doch um jene Zone, die, im N der Hohen Tauern mächtig ausgebildet, als Gegenstand einer Reihe neuerer Untersuchungen ihrem Gesteinsverbande nach recht gut bekannt, mit gleichbleibender, wenn auch stark reduzierter Schichtzusammensetzung in NO—SW-Richtung unser Aufnahmsgebiet quert. Schon G. Geyer lieferte eine eingehende Darstellung der Gesteine der „Schieferhülle“ in diesem Abschnitt und F. Becke hat die Großgliederung im wesentlichen erkannt.

Auf der beigegebenen geologischen Karte sind drei Gesteinsgruppen der Hochalmschieferhülle ausgeschieden. Sie stellen ebenso wie die ähnlich benannten Gruppen der Silberekkmulde sedimentär bedingte, also ursprünglich in dieser Reihenfolge abgesetzte Schichtgruppen dar: 1. Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe, 2. Dolomit-Kalk-Gruppe, 3. Phyllit-Grünschiefer-Gruppe. Während sich die Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe mit den von F. Becke gekennzeichneten „Glimmerschiefern an der Basis der Schieferhülle“, die Phyllit-Grünschiefer-Gruppe mit den entsprechenden von F. Becke beschriebenen Gesteinslagen im Hangenden deckt, macht es die Neuauffindung mächtiger Dolomit- und Kalklagen im Gebiete der Stern- und Wandspitze nötig, einen dritten Horizont, der seiner stratigraphischen Stellung nach zwischen den beiden genannten Serien zu liegen kommt, auszuscheiden.

### Zentralgneis.

Indem wir von einer vorläufigen und daher doch jedenfalls nur unvollständigen Gliederung des Zentralgneises der Hochalmdecke und teilweisen petrographischen Beschreibung der Gesteinstypen ganz absehen, sei auf die entsprechenden Beobachtungen F. Beckes verwiesen.

### Schieferhülle.

#### 1. Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe.

Albitinjizierter Glimmerschiefer. Helle und dunkle Glimmerschiefer, im Hauptbruch mit Knötchen übersät, die sich im Querbruch als Feldspate (Albit) erweisen. Eirunde Albitporphyroblasten beherrschen das mikroskopische Bild durchaus; sie lassen deutlich Fließ- und Rollstrukturen erkennen. Fläsern von Muskowit und Graphit legen sich lidartig um die Albitporphyroblasten herum. Als Einschlüsse in den Albitporphyroblasten sind es vor allem Strähne von Graphit, die quer zur „s“-Fläche gelagerte Bündel und Falten bilden und so in bezeichnender Weise die Erscheinung des verlegten „si“ nach B. Sander wiedergeben. Abseits von den Albitporphyroblasten beteiligen sich breitfaserige, lavendelblau leuchtende Chlorite und feinkörnige Serizit-Quarzit-Gemenge am Aufbau des Gesteins. Querlagerte Muskowite zeigen fransige Aufblätterung.

Die häufig beobachtete Wechsellagerung heller und dunkler Glimmerschiefer dürfte nicht primär durch Sedimentation, sondern durch tektonische Verschuppung bedingt sein. Im Profil Kendspitze—Großeck sind beide Serien scharf geschieden.

Gneisquarzit. Stellenweise treten reichlich mit Feldspat injizierte Quarzite auf.

Serizitquarzit. Die Ausbildung erinnert häufig an Radstädter Quarzite. Turmalin.

Chlorit-Serizitquarzit. Unregelmäßig begrenzte Chloritflecken. Mit Zunahme des Chloritgehaltes nimmt das Gestein eine weißlich-grüne Streifung an.

Serizitphyllit. Selten.



## 2. Dolomit-Kalk-Gruppe.

**Rauhwaacke.** In der kalkigen, braun anwitternden porösen Gesteinsmasse schwimmen einzelne Brocken von Muskowit und Talk.

**Kalk.** Hellgrauer feinkörniger Kalk selten. Häufiger ist grobkörniger Kalkmarmor, dunkelgrau bis weiß mit Glimmerbelag, der dann von den den Kalkphylliten eingeschalteten Glimmermarmoren nicht zu unterscheiden ist.

**Dolomit.** Folgende Ausbildungsarten sind zu unterscheiden: 1. Dunkelgrauer, plattiger Dolomit (Kareck-O-Profil). 2. Hellgrauer und 3. weißer, plattiger und zerreiblicher Dolomit (Wand- und Sternspitze). 4. Kompakter hellgelber bis weißlicher Dolomit, feinkristallinisch, mit Glimmerbelag (Steinbruch Promm, Peitler W). Der letztgenannte Dolomitypus kommt seiner Ausbildung nach nahe an unterostalpine Triasdolomite heran, ist aber doch noch von diesen durch die hellere Farbe und das gleichmäßig feinkristallinische Korn unterschieden.

## 3. Phyllit-Grünschiefer-Gruppe.

**Kalkphyllit.** Die Kalkphyllite verleihen der Hochalmschieferhülle ihr charakteristisches Gepräge und schließen sich eng an den bekannten, für die „obere Schieferhülle“ bezeichnenden Gesteinstypus an. Zweifellos waren es schon primäre Sedimentationsunterschiede, welche die reichliche Ausbildung der Glimmermarmore innerhalb der Kalkphyllite verursachten.

**Glanzschiefer.** Dunkle, kalkfreie Phyllite begleiten die Kalkphyllite in der bekannten Weise. Granatphyllite wurden im Verbands der Hochalmschieferhülle nicht beobachtet.

**Buntphyllit.** In der Gegend des Zederhaustales stellen sich in den hangendsten Partien der Kalkphyllite kalkfreie Serizitchloritphyllite ein, die bereits G. Geyer beschrieben hat. Für solche grau-grüne, von dicken Quarzschwielen durchzogene Gesteine in den hangendsten Teilen der „oberen Schieferhülle“ erscheint der Ausdruck Buntphyllit geeignet. In der Literatur begegnen wir einer verbreiteten irrümlichen Zusammenfassung der Buntphyllite mit den unterostalpinen Quarzphylliten zu einer stratigraphisch und tektonisch einheitlichen Serie (Quarzit-Gneis-Decke V. Uhligs, penninisch-ostalpine Mischungszone L. Kobers). Zweifellos fallen beide Gruppen unter den gemeinsamen petrographischen Begriff des Quarzphyllites. Doch schon im Handstück heben sich die hellglänzenden, parallelflächig struierten Buntphyllite von den „jämmerlich gequälten“ (F. Becke), unfrisch aussehenden unterostalpinen Quarzphylliten ab. Im Mikroskop tritt der Unterschied noch deutlicher in Erscheinung. Es ist die klar erkennbare posttektonische Kristallisation, welche die Buntphyllite in den Verband der Tauernschieferhülle einreihen läßt. Die recht beträchtliche Albitführung der Buntphyllite ist bemerkenswert. Im Aufnahmgebiet werden Buntphyllite bloß am Nordhang des Tschanecks angetroffen und fehlen weiter S gänzlich.

**Serpentin.** Den beiden schon F. Becke bekannten Serpentinvorkommen (Pirker Alm, Torscharte) lassen sich zwei weitere (Fallbachgraben, Promm—Peitler) anfügen, in deren Begleitung sich Talk-

und Breunnerittalkschiefer einsetzen. In der Nähe des Gehöftes Peitler, W über St. Peter, ist ein 10 m hoher Steinbruch im Serpentin angelegt. Hier wurde vor 15 Jahren Serpentin zur Verarbeitung als Zierstein gewonnen. Unmittelbar im Liegenden begleitet hellgelber Dolomit den maximal 20 m mächtigen Serpentinzug. Besonders bemerkenswert ist nun, daß der hellgelbe Dolomit an der Grenze zum Serpentin örtlich in grobkörnigen und pyritführenden Dolomitmarmor umgewandelt ist. Es liegt nahe, in diesem Verhalten eine vom Serpentin ausgehende Kontaktwirkung zu vermuten, welche den normalen Dolomit der Hochalmschieferhülle marmorisiert und zugleich stofflich verändert hat (Bildung des Pyrits). Zur Kennzeichnung des Aufschlusses sei folgendes angeführt: 100 m W vom Steinbruch und 3 m überhalb des teilweise verwachsenen O—W verlaufenden Fahrweges ist eine 1,5 m tiefe und 3 m lange Pinge angelegt, deren Hinterwand aus serpentin- und breunneritführendem Talkschiefer besteht. In 1,5 m Entfernung vom Serpentin ist pyritführender Dolomitmarmor 2 m mächtig aufgeschlossen. Weitere 7 m W steht der normale feinkörnige hellgelbe Dolomit am Wege an. In frei umherliegenden Blöcken sind große spätige Dolomitekristalle zusammen mit Pyrit als Kluftausfüllungen im Talkschiefer anzutreffen. B. Sander beschreibt vom Tauern-W-Ende „nesterweise besonders grob umkristallisierte Dolomitlagen, welche mit dem Serpentin und Talk der Narrenspitze (Gansör bei Mauls) wechseln“ und welche „die Frage stofflicher und struktureller Metamorphose durch das dem Serpentin entsprechende Magma nahelegen“.

Grünschiefer. Je nach dem Hervortreten der drei Hauptgemengteile im Handstück (Chlorit, Epidot, Albit) unterschied F. Becke im Aufnahmegebiet drei Grünschiefergruppen. Die Dünnschliffe zeigen das charakteristische Prasinitgefüge mit barroisitischer Hornblende. Im Graben, der von der St.-Egidi-Kapelle bei St. Michael im Lungau gegen das Speiereck ansteigt, findet sich in 1550 m Höhe ein Grünschieferfels mit deutlicher Spitzfaltung der sonst streng geradlinig-parallel angeordneten „s“-Flächen. Das vierfache spitzwinkelige Faltensystem ist der allgemeinen Schieferungsebene schon weitgehend angepaßt.

### C. Unterostalpine Decken.

Als schmales Band zieht der unterostalpine Quarzphyllit im Vereine mit Schollen von Quarzit, Dolomit und Kalk in NO—SW-Richtung durch das Aufnahmegebiet. F. Becke und V. Uhlig haben die engen Beziehungen, die sich zwischen diesem Gesteinsverbande und der mesozoischen, vielleicht auch teilweise paläozoischen Serie der Radstädter Tauern ergeben, frühzeitig erkannt. Es wird daher im folgenden außer auf die gesteinskundliche Kennzeichnung der Bausteine der unterostalpinen Decken auch auf die Vergleichsbeziehungen mit den betreffenden Gesteinen der Radstädter Tauern Rücksicht zu nehmen sein. Trotz vieler Bemühungen konnten im Bereiche des Aufnahmegebietes keine Fossilien gefunden werden.

Entgegen der stratigraphischen Ordnung, wonach die Quarzphyllite als älteres (wahrscheinlich paläozoisches) Schichtglied den mesozoi-

schen Gesteinen vorwegzunehmen wären, sollen doch zuerst die Quarzite, Dolomite und Kalke ihre Behandlung finden, da sie sich der Metamorphose nach (posttektonische Kristallisation) enge an die bisher besprochenen Gesteine der Hohen Tauern anreihen. Die unterostalpinen Quarzphyllite hingegen verkörpern den entgegengesetzten Typus der Metamorphose (prätektonische Kristallisation) und schließen sich auch stratigraphisch den im nächsten Abschnitt eingeteilten altkristallinen Glimmerschiefern des Steirisch-Kärntnerischen Nockgebietes an.

**Quarzit.** Serizitquarzit, Tafelquarzit; gleicht durchaus dem Radstädter Quarzit. Aber auch gegenüber gewissen Quarziten der Hochalmschieferhülle und Silbereckmulde läßt sich kein nennenswerter Unterschied anführen. Die gleichartige Entwicklung der Quarzite in verschiedenen tektonischen Niveaus beschreibt B. Sander vom Tauern-W-Ende. Quarzkonglomeratbildungen fehlen. Im Steinbruch Litzldorf bei St. Michael führt der Serizitquarzit kleine Würfeln von Pyrit. An der Torscharte findet sich Graphitquarzit als 1,5 m mächtige Bank dem hellen Serizitquarzit eingelagert. Quarzit erreicht in der Tschaneckschollenzone (siehe unten) maximal 20 m Mächtigkeit, in der Lisabichlschollenzone (siehe unten) wird er nur in Spuren angetroffen. Sein wahrscheinliches Alter: Permo-triadisch.

**Dolomit.** Die Dolomite der unterostalpinen Zone weisen eine bedeutende Mannigfaltigkeit der Gesteinsausbildung auf. Eine kurze Beschreibung soll die Einteilung in vier Gruppen rechtfertigen, wobei naturgemäß eine beträchtliche Anzahl von Übergangstypen zwischen der einen und anderen Gruppe vermittelt, doch stets derart, daß die hier angeführte Reihenfolge erhalten bleibt.

1. Dichter, grauer Dolomit. Er gleicht dem in den Radstädter Tauern herrschenden Normaltypus der Triasdolomite. Auf der Schichtfläche häufig tonig-phyllitische Überzüge. Vorkommen: Tschaneckschollenzone. Alter: Entsprechend dem Diploporendolomit der Radstädter Tauern ladinisch, zum Teil karnisch-norisch (nach F. Trauth).  
 2. Feinkörnig heilgelber bis weißer Dolomit. In den nördlichen Vorkommen deutlich gebankt und beim Zerschlagen in ebenflächige Platten zerfallend, ist er im S der unterostalpinen Zone zwischen Lieser- und Maltatal massig-brecciös ausgebildet. Spiegelglatte Harnischflächen finden sich in einem Steinbruch am Lerchkogel. Vorkommen: Tschaneckschollenzone, deren hervorragendstes Schichtglied er darstellt, maximal 30 m Mächtigkeit.  
 3. Brecciendolomit. Die gelbe brecciöse Verwitterungsoberfläche gleicht dem vorhergehenden Typus. Ein rauhwackeartiger Grus kennzeichnet das Innere des Dolomites. Grobspätiger, sekundär gebildeter Kalkspat ist stets in größerer Menge vorhanden. Quarzknuern und Glimmerlagen sind häufig. Vorkommen: Tschaneck- und Lisabichlschollenzone, maximal 10 m mächtig.  
 4. Eisendolomit. Die rotbraune, oft auch nur braun- bis dunkelgelbe Verwitterungsrinde wird von weißen, ihrer Härte wegen herauswitternden Quarzknuern unterbrochen. Das hervorragendste Kennzeichen des Gesteins ist die bläulichgraue Farbe der feinkörnig-kristallinen Dolomitsubstanz im Inneren. Ein oft nicht unbeträchtlicher Glimmergehalt ist stets vorhanden. Infolge Hervortretens brecc-

ciöser, rauhwackeartiger Bildungen und grobspätigen Kalkspates, durch das Überhandnehmen von Quarz oder die Ausbildung spätigen Magnesits stellt sich ein großer Formenreichtum ein. Vorkommen: Lisabichlschollenzone, maximal 15 m Mächtigkeit.

Die gesteinskundliche Ausbildungsart der Dolomite in ihrer Abhängigkeit von der geologisch-tektonischen Position: Schon ein Vergleich der Verbreitungsgebiete dieser Dolomittypen mit der ihnen jeweils zukommenden geologisch-tektonischen Position läßt die Vermutung aufkommen, daß hier gewisse Gesetzmäßigkeiten am Werke sind. Und wirklich ergeben sich mannigfache Beziehungen zwischen Tektonik und Gesteinsfazies, die mit größter Regelmäßigkeit durch das gesamte unterostalpine Gebiet des Aufnahmsbereiches hindurchzuverfolgen sind.

Vorerst aber ist es nötig, einige Ergebnisse der geologischen Neuaufnahme vorwegzunehmen: In der unterostalpinen Zone zwischen Mur- und Maltatal konnten zwei parallel zueinander verlaufende Anreihungen von Kalk- und Dolomitschollen ausgeschieden werden. Sie stellen die stark lamellierte und reduzierte S-Fortsetzung des unterostalpinen Gebirges der Radstädter Tauern dar. Die eine, der Hochalmschieferhülle direkt auflagernde Serie im Liegenden der unterostalpinen Quarzphyllite nenne ich *Tschaneckschollenzone*. Sie läßt sich bei gleichbleibender geologisch-tektonischer Position vom Murtal bis zum Maltatal verfolgen: Ihr Gesteinsverband kann unmittelbar aus dem der Radstädter Tauern abgeleitet werden, wofür gerade die Dolomite einen schlagenden Beweis erbringen. Das südlichste Vorkommen des grauen Radstädter Triasdolomites (Typus 1) befindet sich am Lerchkogel S von St. Michael. Hier ist in eindeutiger Weise durch Beobachtungen der Übergang des grauen Triasdolomites zu hellgelbem (Dolomittypus 2) zu erweisen. Dieser baut als regelmäßig gebankter hellgelber Dolomit die Scholle des Tschanecks auf. An der viel weiter S gelegenen Torscharte herrschen brecciöse hellgelbe bis weißliche Dolomite vor. Endlich aber finden wir in der mächtigen Dolomitscholle von Dornbach im Maltatal das Gestein zertrümmert und noch im Handstück von schiefwinkelig sich kreuzenden Harnischflächen durchzogen. Die durch die Deformation bedingten kleinen und kleinsten Hohlräume werden von hydrothermal abgesetztem Kalkspat erfüllt. Verzahnt mit dem hellgelben Dolomit stellen sich hier bei Dornbach weiße, gleichmäßig struierte Dolomitmarmore mit muscheligen Bruch ein. Offensichtlich handelt es sich bei der N—S-Verteilung der Dolomitvarietäten der Tschaneckschollenzone zugleich um eine genetisch bedingte Reihenfolge, in der Art, daß sich die jeweils südlicher gelegenen Dolomittypen immer weiter von dem gemeinsamen Ausgangsgestein, nämlich dem normalen Radstädter Triasdolomit entfernen, was am einfachsten durch verschiedene mechanische Beanspruchung bei der Deckenüberschiebung zu erklären ist.

Während die Tschaneckschollenzone auf die Liegendgrenze des unterostalpinen Quarzphyllites beschränkt bleibt, tritt die zweite Anreihung von Dolomit- und Kalkschollen, die *Lisabichlschollenzone*, inmitten des Quarzphyllitgebietes selbst auf. Die ihr angehö-

rigen Gesteinsschollen werden ringsum von Quarzphyllit umschlossen, halten aber stets ein bestimmtes tektonisches Niveau innerhalb der Quarzphyllitmasse ein und weisen annähernd gleiche Mächtigkeiten auf (10 bis 30 m). In der Tschaneckschollenzone finden wir die Dolomittypen 1, 2 und 3; in der Lisabichlschollenzone die Typen 3 und 4. Brecciendolomite also sind beiden Serien gemeinsam. Nun finden sich in der Tschaneckschollenzone Brecciendolomite nur dort, wo kleine Dolomitschollen infolge tektonischer Vorgänge von den größeren Dolomitschollen abgespalten, heute als vereinzelt isolierte Linsen im Quarzphyllit schwimmen und vom Quarzphyllit allseits umschlossen werden. Ein treffliches Beispiel solch einer Brecciendolomitscholle bietet das Vorkommen von P. 1878 m S vom Tschaneck. Dieselben Brecciendolomite banen aber auch im Vereine mit den sogenannten Eisendolomiten, mit denen sie durch eine Reihe von Übergängen verbunden erscheinen, den Dolomitbestand der Lisabichlschollenzone auf.

Es ist eine nabeliegende Folgerung, die auch in den Beschreibungen der W vom Katschberg gelegenen Aufschlüsse des Lisabichls von F. Becke und V. Uhlig stillschweigend vollzogen wurde, die Dolomite der Lisabichlserie ebenfalls als Abkömmlinge des Radstädter Triasdolomites aufzufassen und somit in den Gesteinen der Lisabichlserie ebenfalls mesozoische Schollen, also „Badstädter Gesteine“ zu sehen. V. Uhlig dürfte dabei betreffs der Eisendolomite ein bestimmtes stratigraphisches Niveau, etwa entsprechend seinen Erfahrungen über das Vorkommen der Eisendolomite im Verlande der Pyritschiefer der Radstädter Tauern: Rhät-Lias im Auge gehabt haben. Demgegenüber steht eine sehr verbreitete Meinung, die auch von namhaften Forschern der Gegenwart (F. E. Sueß, L. Kober und R. Schwinner) geteilt wird, wonach die Eisendolomite ein typisch paläozoisches Sediment darstellen sollten, das sich wahrscheinlich sogar einer bestimmten Formation, nämlich dem Karbon, nach Schwinner dem Altpaläozoikum zuteilen lasse.

Für uns ist die Tatsache von Bedeutung, daß sich die Brecciendolomite beider unterostalpinen Schollenzonen ihrem Nebengestein, dem Quarzphyllit gegenüber in der gleichen geologisch-tektonischen Position befinden. Beide werden von Quarzphyllit ringsum eingeschlossen. So erscheint die Vermutung nicht von der Hand zu weisen, daß eben gerade der Quarzphyllit die abweichende Gesteinsausbildung der Breccien- und Eisendolomite bedingt. Bloß ihrer geologisch-tektonischen Stellung, also der stofflichen Einwirkung vom Quarzphyllit her hätten diese Gesteine ihre vom Ausgangstypus (Radstädter Triasdolomit) so verschiedene petrographische Aushildung zuzuschreiben. Eine Beobachtung, die in diesem Zusammenhang Interesse beansprucht, ist meine Auffindung spätigen Magnesites in den Eisendolomiten der Lisabichlserie O der Torscharte. Hier im südlichsten Vorkommen der Lisabichlschollenzone stellen sich jene von R. Schwinner näher beschriebenen sekundären Verdrängungsvorgänge in den Eisendolomiten ein, von denen die weiter N gelegenen Eisendolomitvorkommen frei geblieben sind.

## Der Umwandlungsvorgang der Dolomite.

Aus all den angeführten Beobachtungen läßt sich ersehen, daß die unterostalpine Zone zwischen Mur- und Maltatal gegenüber ähnlich entwickelten mesozoischen Zonen der Zentralalpen durch die weit-hinziehende Erstreckung der geringmächtigen Schollen und die stete Vergleichsmöglichkeit mit dem hekaunten zentralalpiner Kalkgebirge der Radstädter Tauern besonders ausgezeichnet ist und daher geeignet erscheint, als Ausgangspunkt für Untersuchungen zu dienen, die sich mit der Gesteinsumformung infolge tektonischer Beanspruchung be-fassen. Wenn auch die endgültige Lösung in der Frage der Dolomit-umwandlung erst von einer speziell auf die Umwandlungsvorgänge der Dolomite hin gerichteten Untersuchung abzuwarten ist, wozu angesichts der mangelhaften Aufschlüsse des unterostalpinen Teiles unseres Aufnahmegebietes die Einbeziehung weiterer unterostalpiner Zonen und Eisendolomitvorkommen nötig wäre, so soll doch schon hier versucht werden, eine kurze Darstellung der Umwandlungs-erscheinungen auf Grund der in unserem Aufnahmegebiete ange-stellten Beobachtungen wiederzugeben. Die Veränderungen der Dolo-mite lassen sich in folgende drei Gruppen einordnen:

1. **Rupturelle Umformung.** Die Erscheinungen der Gesteins-zertrümmerung und Ausbildung brecciöser Dolomite sind hinlänglich bekannt. Es wurde auch schon erwähnt, daß die Triasdolomite der Tschaneckschollenzone eine nach S hin ausnahmslos zunehmende Kataklyse aufweisen. Die für die Radstädter Tauern so bezeichnenden endogenen Dolomitreccien fehlen unserem Gebiete: Es sieht so aus, als ob für die Ausbildung solch endogener Breccien mit ihren großen kantigen Dolomitbrocken weit bedeutendere Gesteinsmächtigkeiten erforderlich wären, als wir in der unterostalpinen Schollenzone zwi-schen Mur- und Maltatal antreffen.

2. **Endogener Lösungsumsatz.** E. Clars hat in überzeugender Weise die Frage der durch tektonische Vorgänge bedingten Bän-derung der Kalke gelöst. An Dolomitgesteinen wurden ähnliche Unter-suchungen bisher nicht durchgeführt. Die unterostalpinen Trias-dolomite des Aufnahmegebietes bieten Verhältnisse dar, die sich scheinbar direkt mit den Beobachtungen E. Clars an Bänderkalken in Beziehung setzen lassen.

Am S-Hang des Spicierecks ist der graue Triasdolomit in Falten gelegt. Handstücke lassen sich aufsammeln, die eine spitzwinkelige Kleinfaltung, angedeutet durch schwache Bänderung, gut erkennen lassen. Am Lerchkogel stellt sich im westlichsten der drei am N-Hange angelegten Steinbrüche ein durchaus an Bänderkalke erinnernder ununterbrochener Wechsel dunkler und heller Dolomittagen ein. Offensichtlich handelt es sich um den Übergang vom normalen grauen Radstädter Dolomit zum hellgelben Dolomit der Tschaneckschollen-zone. Alle nur denkbaren Zwischenstadien feiner Bänderzeichnungen mit Farbtönen von dunkelgrau bis weiß vermitteln zwischen den beiden Endtypen. Der Dünnschliff eines solchen Gesteines, das wohl mit dem Ausdruck „Bänderdolomit“ zu bezeichnen wäre, zeigt parallel geschichtete pigmentreiche Linsen zungenförmig im farblosen, stellen-weise grobkörnigeren Karbonatgefüge ausspitzen. Gegenüber den hell-

gelben Dolomiten des Tschanecks lassen die stark brecciösen Dolomite der Torscharte ein gewisses Hellerwerden deutlich erkennen. Am auffallendsten in dieser Beziehung erweisen sich aber die den brecciösen hellgelben Dolomiten von Dornbach im Maltatal eingelagerten rein weißen, gleichmäßig körnigen Dolomitmarmore mit muscheligen Bruch. Es handelt sich dabei keineswegs um abgesonderte Linsen, die mit scharfer Grenze vom umgebenden Gestein der hellgelben brecciösen Dolomite absetzen, wie das im Falle einer gesonderten primärsedimentären Entstehung zu erwarten wäre. Im Gegenteil finden sich mannigfache Übergänge, Bänderungen, Verzahnungen und Mitteltypen vor, die einwandfrei bezeugen, daß ein den tektonischen Bewegungen korrelat verlaufender Lösungsumsatz die Bildung der grobkörnigen weißen Dolomitmarmore von Dornbach bedingt hat.

3. Stoffaustausch mit dem Nebengestein. Die stofflichen Einwirkungen der Nebengesteine, vor allem der Phyllite auf die Dolomite haben bisher wenig Beachtung gefunden. Es ist auffallend, daß sämtliche Vorkommen des „Eisendolomites“ (Bezeichnung von F. E. Sueß, 1894) in den Ostalpen ausschließlich auf wenig mächtige isolierte Schollen inmitten von Phyllit beschränkt sind. Dabei handelt es sich nicht nur um die wahrscheinlich paläozoischen Quarzphyllitgebiete der Zentralalpen. Auch die Pyritschiefergruppe der Radstädter Tauern (Rhät-Lias) führt Eisendolomite. Doch wollen wir uns hier abermals nur auf die im Aufnahmgebiet gewonnenen Beobachtungstatsachen beschränken.

Schon der hellgelbe Dolomit der Tschaneckschollenzone weist stellenweise eine Durchtränkung mit Quarz- und Kalkspatadern auf. Diejenigen Dolomite aber, die als wenig mächtige, vom Quarzphyllit rings umgebene Schollen den im Phyllitgebiet zirkulierenden Lösungen in weit stärkerem Maße ausgesetzt waren, stellen sich uns als Brecciendolomite dar. Der infolge mechanischer Beanspruchung bedingte körnige Zerfall der Brecciendolomite und die damit einhergehende mechanische Verarbeitung zu rauhwascheartigem Grus im Inneren war dem Eindringen fremder Lösungen förderlich. Während es sich im Falle der hellgelben Dolomite bloß um die Ausfüllung schon vorhandener Klüfte und Hohlräume durch Quarz- und Kalkspatlösungen handelt, wird die ursprüngliche Dolomitsubstanz der Brecciendolomite durch dieselben Lösungen weitgehend umgewandelt oder auch ganz verdrängt und nur die Oberfläche der Gesteine läßt den Triasdolomitabkömmling noch klar erkennen. Glimmer tritt in solcher Menge auf, daß seine Entstehung durch sekundäre Stoffzufuhr aus dem Nebengestein in Erwägung zu ziehen ist, wenn auch noch nähere Anhaltspunkte diesbezüglich fehlen. Was die Eisendolomite betrifft, so scheint schon allein das in der unterostalpinen Zone zwischen Mur- und Maltatal aufgesammelte Beobachtungsmaterial die Ausbildung dieses abweichenden Dolomittypus in Abhängigkeit von Einwirkungen aus dem Nebengestein her zu erklären. Eine scharfe Sonderung der Breccien- und Eisendolomite ist nicht möglich. Quarz- und Karbonatkauern sowie die Glimmerzüge sind beiden gemeinsam. Die durch feinverteilten Eisengehalt bedingte rostigbraune Verwitterungsrinde der Eisendolomite kann vorhanden sein, kann aber auch

fehlen, so daß dann beide Gesteinstypen von außen das gleiche Bild darbieten. Aber auch das bezeichnendste Merkmal der Eisendolomite, die graue feinkörnig kristalline Dolomitsubstanz im Inneren scheint schon in den Brecciendolomiten genetisch vorbedingt zu sein, wie dies an der Torscharte aufgesammelte Belegstücke erweisen. Die Verquarzung erreicht in den Eisendolomiten beträchtliche Ausmaße: Am Lisabicht befindet sich ein 8 m hoher, 15 m langer Aufschluß; hier werden vier Fünftel der Gesteinsmasse von grobem Quarz eingenommen, während die das übrige eine Fünftel ausmachenden Dolomite in Form von Eisendolomiten im ganzen Aufschluß annähernd gleichmäßig verteilt sind und die einzelnen zwischen dem Quarz freibleibenden Zwickel ausfüllen. Zu bemerken ist, daß die Quarzgänge innerhalb des Quarzphyllites selbst niemals auch nur annähernd solche Mächtigkeiten erreichen. Der Eisengehalt des Quarzphyllites, der sich in den verbreiteten rostigbraunen Färbungen der Phyllite zu erkennen gibt, dürfte den geringen Eisengehalt der Eisendolomite verursacht haben. Die grobspätigen Magnesite am Stubeck-W-Hang vervollständigen das Bild. O. Friedrich gelangt für die Entstehung der Erzlagerstätten im benachbarten Nockgebiet zu einer ähnlichen Ansicht über die Wirkungen der im Quarzphyllit zirkulierenden Lösungen.

**Kalk und Kalkmarmor.** Die hier behandelten Gesteine kehren in gleicher Ausbildung in den Radstädter Tauern wieder, wie aus der Beschreibung der Radstädter Kalke von F. Trauth hervorgeht. Eine Ausnahme scheinen nur gewisse Graphitkalke zu machen, die daher eigens angeführt werden. Zu unterscheiden sind: 1. Dichter dunkler Kalk, reich an tonigen Substanzen, stellenweise mit phyllitischem Glimmerüberzug. Vorkommen: Tschaneckschollenzzone, bis zu 2 m Mächtigkeit. Im Steinbruch Litzldorf bei St. Michael, am Tschaneck-NO-Kamm und im Graben am rechten Wolfsbachgehänge wird der dunkle Kalk von einem Netz weißer Kalkspatadern durchzogen. 2. Hellgrauer dichter Kalk mit Glimmerhäutchen, ebenfalls auf die Tschaneckschollenzzone beschränkt und im Gebiete der Torscharte häufig. Nicht über 10 m mächtig. Durch Verknetung mit phyllitischem chloritreichem Material kommt es an der Torscharte zur Ausbildung von Flaserkalken. 3. Dunkelgraublauer feinkristallinischer Kalk; meist im Verbands der Bänderkalke. 4. Bänderkalk und Bändermarmor. Vor allem in der Lisabichlschollenzzone häufig, fehlt er auch der Tschaneckschollenzzone selten. Maximale Mächtigkeit: 20 m. 5. Glimmerkalk und Glimmermarmor. Plattenkalke mit reichem Serizitbelag auf der Schichtfläche. Farbe des frischen Bruches: Grau bis weiß, oft auch gelblichbraun. Die braun anwitternden Kalktafeln mit sandig-rauher Oberfläche stellen den häufigsten Typus der unterostalpinen Kalke dar. In der Tschaneckschollenzzone bevorzugen sie höhere tektonische Lagen und sind dann mit Quarzphyllit verschuppt. Sie bilden den vornehmlichsten Gesteinsbestandteil der Lisabichlschollenzzone. Ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal gegenüber den Glimmermarmoren der Hochalmschieferhülle ist nicht zu erbringen. Aus den Radstädter Tauern ist diese Tatsache schon längst bekannt und hat dort verschiedentlich eine Rolle für die Deutung des Gebirgsbaues



gespielt. Im Mikroskop tritt der reichliche Albitgehalt (einschlußreiche Albitporphyroblasten inmitten des Karbonatgemenges) hervor. 6. Grobkörniger weißer Kalkmarmor. Pyritknollen bis zu 8 mm Durchmesser sind zu beobachten.

Ist schon die Altersbestimmung der „Radstädter Kalke“ nicht einfach und keineswegs durchgehend geklärt, so finden wir uns naturgemäß bei den Kalken der unterostalpinen Schollenzone des Aufnahmegebietes noch größeren Schwierigkeiten gegenüber. Während V. Uhlig sämtliche Kalke und Marmore der Radstädter Tauern als „Jurakalke und Juramarmore“ zusammenfaßte, trennte L. Kober ein triadisches Muschelkalkniveau ab. Für eine Zuteilung eines Teiles unserer Kalke zum Muschelkalkniveau ergeben sich mehrere Anhaltspunkte. So kommt den drei oben erwähnten Ausbildungen dunklen, von weißen Kalkspatadern durchzogenen Kalkes die geforderte Lage zwischen Quarzit und Triasdolomit zu. In derselben Position finden sich grau-weiß gestreifte Bänderkalke (W-Anstieg zum Tschaneck-S-Gipfel). Am auffallendsten ist das Vorkommen weißen grobkörnigen Marmors über dem Quarzit und unter dem 25 m mächtigen Triasdolomit von Dornbach, wo wir mit Sicherheit feststellen, daß sich die weißen Kalkmarmore hier im primären stratigraphischen Schichtverbande befinden. Diese Tatsache verdient deshalb hervorgehoben zu werden, weil derart grobkörnige Kalkmarmore dem Schichtverbande der Radstädter Tauern fehlen. Allfälligem Zweifel, ob die hochkristallinen Kalkmarmore des Aufnahmegebietes denn wirklich mit den Radstädter Kalken in Beziehung zu setzen und als mesozoisch anzusehen sind, ist das Profil von Dornbach entgegenzuhalten, aus dem ersichtlich wird, daß der reinste und grobkörnigste Kalkmarmor unserer Schollenzone ein geologisches Niveau einhält, das nach den Regeln der auf Analogieschlüssen aufgebauten zentralalpiner Stratigraphie als triadisch (Muschelkalkniveau) anzusehen ist. Daraus folgt, daß die Kalke der unterostalpinen Schollenzone zwischen Mur- und Maltatal, ähnlich den Triasdolomiten, eine deutlich erfassbare Umwandlung (Kornvergrößerung) bedingt durch intensive tektonische Beanspruchung, wahrscheinlich ebenfalls gegen S fortschreitend, erfahren haben.

Graphitkalk und Graphitquarzitkalk. „Graphitische Kalke (Karbon)“ wurden erstmals von L. Kober am Katschberg beschrieben. Nicht über 5 m mächtig, treten sie in Gefolgschaft der Bänderkalke auf, sind auf die Lisabichschollenzone beschränkt und im S bis zum Stubeck-W-Kamm nachzuweisen. Von Bänderkalken, denen im Hauptbruch dunkle, stark graphitisch abfärbende Lagen eingeschaltet sind, führen Übergangstypen zu eigentümlichen Graphitquarzitkalken. Es sind ebenflächig plattige, auch im Querbruch dunkel und gleichmäßig geschichtete Gesteine, an deren Aufbau sich Quarz und Kalkspat in gleicher Menge beteiligen. Graphitschnüre durchziehen den Dünnschliff, untergeordnet tritt Muskowit auf, Pyrit ist vorhanden.

Angesichts der fehlenden Vergleichsmöglichkeiten in den Radstädter Tauern ist es nicht leicht, über die stratigraphische Stellung der Graphit- und Graphitquarzitkalke eine Entscheidung zu treffen. Es

ist zu bedenken, daß den Karbonvorkommen im näheren und weiteren Umkreis unserer unterostalpinen Zone Graphitkalke und Graphitquarzitkalke fehlen. Die enge Verknüpfung mit den Bänderkalken (Radstädter Kalken) scheint eher für mesozoisches Alter zu sprechen. Vielleicht handelt es sich um Abkömmlinge der Pyritschiefergruppe, die hier in stark verfallendem Zustand im Verbands der jurassischen Bänderkalke vorliegen.

**Quarzphyllit.** Quarzserizitchloritphyllit. Graugrüne Glimmerlagen bedecken den stets unruhig gewellten Hauptbruch. Im Querbruch sind nur auf kurze Strecken hin anhaltende Quarzschnüre und Quarzlinien zu sehen. Rostbraune Eisenfärbungen sind häufig. Ein bezeichnendes Merkmal der Quarzphyllite und der in ihren Verband gehörigen Gesteine ist das stets unfrische Aussehen, bedingt durch die postkristalline Deformation.

F. Becke zählte die Quarzphyllite, die er unter den Begriff „Katschbergschiefer“ einreichte, der „Schieferhülle“ zu. V. Uhlig erkannte den Zusammenhang wenigstens eines Teiles der Katschbergschiefer mit den Quarzphylliten der Radstädter Tauern. Meine Untersuchungen ergaben, daß die Quarzphyllite, abgesehen von den kleinen Vorkommen von Buntphyllit am Höferberg, in ihrer Gesamtheit von der Hochalmschieferhülle abzutrennen und den im näheren und weiteren Umkreis der Hohen Tauern verbreiteten, meist für paläozoisch gehaltenen Quarzphylliten gleichzusetzen sind. Schon die Gesteinsausbildung ist in all diesen Quarzphyllitgebieten die gleiche, das beweisen aufgesammelte Gesteinsproben aus den Gurktaler Alpen, Radstädter Tauern, Tarntaler Bergen, aus dem Innsbrucker Quarzphyllit und vom Nösslacher Joch. Es sind die mit dem Quarzphyllit entweder schon primär-sedimentär oder durch gemeinsam erlittene rückschreitende Metamorphose enge verbundenen Begleitgesteine, die das Spezifische jedes solchen Quarzphyllitgebietes ausmachen. Es folgt eine kurze Beschreibung der Begleitgesteine des unterostalpinen Quarzphyllites zwischen Mur- und Maltatal:

**Diaphthoritischer Gneis.** Im Aufnahmegebiet nicht nachgewiesen. N vom Murtal aber, so am Hohlweg unter dem Peterbauern, dann am Trogfrey und am klarsten in dem kleinen Steinbruch W von Mauterndorf, sind Gneisabkömmlinge in diaphthoritischem Zustand als Einlagerungen im Quarzphyllit zu beobachten.

**Diaphthoritischer Granatglimmerschiefer.** Schon von F. Becke an der Basis der alkristallinen Glimmerschiefer beschrieben. Umbildungen von Granat zu Chlorit sind bereits makroskopisch zu beobachten. Beim Hause Stiebl, 150 m W vom Weiler Oberfranken-berg, ist eine Mylonitbildung bis zur völligen Unkenntlichkeit des primären Granatglimmerschiefers aufgeschlossen. Während noch beim Hofe Oberfranken und von hier auf der ganzen Strecke des Fahrweges bis hinunter zum Hof Aschbach der frische bläulichgraue Glimmerschiefer ansteht, trifft man im kleinen Bruch beim Hause Stiebl ein graubraunes, grusig zerfallendes Gestein an, in dem noch einige fettig anzugreifende abgeschliffene Rutschflächen zu erkennen sind. Das Gestein liefert ein sehr geeignetes zementartiges Material für den Wegbau.

**Grünschiefer.** Fehlt S der Mur. Ein dem mächtigen Vorkommen in der Gegend von Trogfrey entnommenes Handstück unterscheidet sich makroskopisch nicht wesentlich von den Grünschiefern der Hochalmschieferhülle, im Mikroskop aber treten recht bezeichnende Unterscheidungsmerkmale auf, die eine weit vorgeschrittene mechanische Aufarbeitung der Gemengteile erkennen lassen.

**Quarzit.** Mit zunehmendem Quarzgehalt gehen aus den Quarzphylliten häufig Quarzite hervor. Niemals erreichen sie den Tafelquarzittypus der Radstädter Quarzite.

**Graphitquarzit.** Selten, zum Beispiel Tschaneck-SO-Hang.

**Graphitphyllit.** Dunkelgefärbte Quarzphyllite, im Hauptbruch überzogen mit kohlig abfärbenden Substanzen. Diese Gesteine sind ungemein häufig; sie fehlen keinem größeren Aufschluß und geben den Quarzphylliten ein ganz besonderes Gepräge. Wenn F. Becke „Armut an kohligen Substanzen“ als ein Kennzeichen der Katschbergschiefer anführt, so dürfte damit das Fehlen der dunklen kalkfreien Phyllite der Hochalmschieferhülle, wie sie den Kalkphylliten zwischengelagert sind, gemeint sein. Sind schon im normalen Quarzphyllit Harnischflächen häufig zu beobachten, so begünstigen die dunklen, von graphitischen Substanzen überzogenen Schichtflächen der Graphitphyllite die Ausbildung spiegelglatter Harnischflächen ganz besonders. Im großen bewirken die Gesteine Erdrutschungen, die sich auf weite Strecken hin nachteilig für den Waldbestand auswirken. Das größte dieser Rutschgebiete befindet sich im Einzugsgebiet des Grabens, der N vom Lerchbüchl aus dem Katschgraben in W—O-Richtung gegen das Aineck ansteigt. Hier befindet sich am mäßig steil zur Sohle des Grabens abdachenden Hang eine Gesteinsmasse von 80 bis 100 m Höhe in Bewegung. Die Bäume sind entwurzelt und das durchnäßte Rutschgebiet vegetationslos. Ein zweites Rutschgebiet von beträchtlichem Ausmaße geht mit den Quarzphyllitaufschlüssen im Wildhachgraben am rechten Gehänge der Wolfsbachschlucht einher. Derzeit kommt man dem Forstschaden durch vorzeitiges Abschlagen des Waldbestandes in beiden Gebieten entgegen.

Zur geschichtlichen Entwicklung des Begriffes „Katschbergschiefer“:

D. Stur und G. Geyer hatten den scharfen Gegensatz zwischen der Tauernschieferhülle und dem altkristallinen Glimmerschiefergebirge des Steirisch-Kärntnerischen Nockgebietes im O klar ausgesprochen. F. Becke erkannte zwar 1908 die grundlegende Verschiedenheit der Quarzphyllite gegenüber den Gliedern der Hochalmschieferhülle im heutigen Sinne, läßt diese Gesteine auch unter Aufzählung sämtlicher unterscheidender Merkmale unter dem Ausdruck „Katschbergschiefer“ zusammen, hielt sie aber dennoch im Anschluß an G. Geyer für das hangendste Schichtglied der Tauernschieferhülle. Und so kam es, wozu die ungünstigen Aufschlüsse O vom Katschbergpaß wohl mit beitrugen, daß F. Becke 1908 die Katschbergschiefer scharf vom Altkristallin des Ainecks trennte, von jenem „wulstig gefalteten, biotithaltenden Granatglimmerschiefer, der sich als ein ganz anderes Gebirgsmitglied erweist und, wie schon längst von Geyer und anderen erkannt, mit einer Störungslinie an die Gesteine der Schieferhülle angrenzt“. Die Behauptung einer scharfen Grenzlinie zwischen Katschbergschiefer und Granatglimmerschiefer des O blieb bis heute unangefochten.

Im selben Jahre beobachtete V. Uhlig im Taurachtal einen allmählichen Gesteinsübergang vom Twenger Kristallin (hierher gehört auch der Mauterndorfer Gneismylonit) zu rein phyllitischen Gesteinen und er stellte fest, daß

letztere den Katschbergschiefern sehr ähnlich sind. Auf seine Anregung hin untersuchte F. Becke die betreffenden Übergangsglieder des Taurachtales. Dem Ergebnis dieser petrographischen Untersuchung, in welcher auf Grund von Relikten die Herkunft der phyllitischen Gesteine des Taurachtales aus Gneisen in rückschreitender Metamorphose erwiesen wird, verdankt die Wissenschaft die Aufstellung des Begriffes Diaphthorese durch F. Becke.

Im Jahre 1909 faßte F. Becke die Möglichkeit ins Auge, daß in den Katschbergschiefern ebenfalls solche Diaphthorite von Gneisen vorhanden sein könnten, betonte aber gleichzeitig, daß nach dem gegenwärtigen Stande der geologischen Detailuntersuchung in der Katschberggegend für eine derartige Annahme keine Beweise vorliegen: „Ist schon in dem Schieferzug von Tweng die Scheidung von Phylliten, das heißt Abkömmlingen von Sedimenten in direkter Metamorphose und Diaphthoriten der Gneise und Glimmerschiefer im Felde fast unmöglich, so wird das am Katschberg, wo die tektonischen Linien näher zusammenrücken, ganz aussichtslos.“ Wir können die frühen, auch heute noch zurecht bestehenden Erkenntnisse F. Beckes in betreff der Genese der Katschbergschiefer (unterostalpine Quarzphyllite) kurz wie folgt zusammenfassen: Die Katschbergschiefer stellen, wie das nach B. Sander für die Mehrzahl der alpinen Phyllite zutrifft, „Phyllonite“ dar.

Was nun aber die Unsicherheit des Begriffes Katschbergschiefer ausmachte, das waren die geologischen Folgerungen. V. Uhlig trennte 1908 die Quarzphyllite von der Tauernschieferhülle ab, hielt aber anderseits die scharfe Grenzziehung zwischen Quarzphyllit und Granatglimmerschiefer des O in vollem Maße aufrecht. Innerhalb beider Grenzlinien war die Möglichkeit gegeben, in dem seiner Genese nach nicht vollständig erfassbaren Phyllitgebiet sowie Deckeneinheiten zu konstruieren, als dem jeweiligen Erforschungszustand der Tektonik der Radstädler Tauern und des O von diesen gelegenen Gebirgen entsprach. So finden wir bei V. Uhlig in den Quarzphylliten (Katschbergschiefern) die tektonischen Äquivalente der Quarzit-Gneis-Decke und der Schladminger Masse vertreten, bei L. Kober die penninisch-ostalpine Mischungszone und die unterostalpinen Deckeneinheiten.

Demgegenüber haben die Untersuchungen der geologischen Neuaufnahme ergeben: Es ist unmöglich, das unterostalpine Quarzphyllitgebiet an einer scharfen Grenze vom Glimmerschiefer-Gneis-Gebiet der Steirisch-Kärntnerischen Nocke abzutrennen oder gar hier eine tektonische Linie erster Ordnung hindurchzulegen. Dieselbe postkristalline Deformation ging über beide Gebiete hinweg. Beide gehören demselben altkristallinen Gesteinsverband an. Eine Reihe von Gesteinsübergängen vermitteln zwischen beiden Einheiten.

### D. Alt-kristallines Glimmerschiefergebirge.

Die Breite des Saumes, der sich zwischen die Quarzphyllite im W (Liegendes) und die Glimmerschiefer im O (Hangendes) einschiebt und Gesteinsausbildungen erfaßt, die je nach dem angewandten Unterscheidungsprinzip zur einen oder zur anderen Gesteinsgruppe gerechnet werden können, beträgt 0,5 km. Dasselbe Verhältnis Phyllit zu Glimmerschiefer (Granatglimmerschiefer) tritt uns hier entgegen, das aus den benachbarten altkristallinen Gebieten hinlänglich bekannt ist. F. Becke machte die Zuteilung fraglicher Gesteinstypen zum Quarzphyllit oder Glimmerschiefer in erster Linie vom Biotitgehalt abhängig. Doch scheint der Biotitgehalt, wie schon aus den mikroskopischen Befunden F. Beckes hervorgeht, den diaphthoritischen Einwirkungen einen besonders geeigneten Angriffspunkt entgegenzustellen. Dort, wo die Grenzverhältnisse Glimmerschiefer—Quarzphyllit günstigere sind, fällt es ungemein schwer, die Abgrenzung der

Gesteine nach dem Biotitgehalt durchzuführen. Chloritreiche, ihrer tektonischen Stellung nach mit Sicherheit den unterostalpinen Quarzphylliten angehörende Gesteine der Torscharte führen Biotit in nicht unwesentlicher Menge.

Als Unterscheidungsmittel beider Serien und somit als Kriterium für die Eintragung der Grenzlinie auf der geologischen Karte waren folgende Merkmale maßgebend: 1. Der makroskopisch erkennbare Gehalt an Granat. Im Quarzphyllit sind Granaten makroskopisch nicht zu erkennen. Das altkristalline Glimmerschiefergebiet hingegen setzt sich der Hauptsache nach aus Granatglimmerschiefern zusammen. 2. Das Vorkommen von Graphitphyllit. Als ein bezeichnendes Merkmal der unterostalpinen Quarzphyllite wurden Graphitphyllite angeführt. Sie fehlen dem Glimmerschiefergebiet. Innerhalb des Schichtstoßes der unterostalpinen Quarzphyllite sind die Graphitphyllite an kein bestimmtes Niveau gebunden. Sie finden sich im Liegenden, zum Beispiel O unter dem S-Tschaneck, ebenso wie im Hangenden, zum Beispiel Stuheck-W-Kamm. Nach oben hin setzen die Graphitphyllite recht unvermittelt aus, so daß sie als Leithorizont für die Kartierung von Wert sind.

Das gegen W solchermaßen abgegrenzte Glimmerschiefergebiet erreicht im O bald den Kartenrand, ohne in seinen gesteinskundlichen Aufbau näheren Einblick zu gewähren. Es macht sich hier schon die allgemeine Armut an geologischen Aufschlüssen, wie sie das gesamte Steirisch-Kärntnerische Nockgebiet beherrscht, geltend.

**Granatglimmerschiefer.** Bezeichnend für das frische Gestein ist die graue bis hellbläuliche Farbe. Der trefflichen Beschreibung F. Beckes ist nichts hinzuzufügen.

**Paragneis.** Einschaltungen von meist biotitführendem Gneis im Glimmerschiefer häufig. Günstige Aufschlüsse bietet der Laußnitzgraben und der Aineck-W-Abfall.

**Grünschiefer.** Sattel zwischen P. 2158 m und dem Koröckgipfel.

**Kristalliner Kalk und Glimmermarmor.** Zwei kleine Vorkommen am Sattel 300 m SSW vom Koröckgipfel, bis 1,5 m mächtig.

**Vorkommen tertiärer Braunkohle.** B. Staber beschrieb aus dem oberen Teile des Laußnitzgrabens in 1700 m Seehöhe an zwei Stellen das Vorkommen tertiärer Braunkohle, und zwar heide Male an Erdrutschungen gebunden. Anstehend wurde die Kohle noch nicht gefunden; auch meine diesbezüglichen Untersuchungen blieben erfolglos. Das vermutete Braunkohlenvorkommen im „Kohlgraben“ besteht nicht zurecht. Es handelt sich dort um Graphitphyllite im Verbande der unterostalpinen Quarzphyllite.

### Erzlagerrstätten.

O. Friedrich hat in neuerer Zeit die Erzlagerrstätten des Aufnahmegebietes sowie die der näheren und weiteren Umgebung einer eingehenden Untersuchung unterzogen. Als sehr bemerkenswertes Ergebnis dieser Arbeiten erscheint der Nachweis engen genetischen Zusammenhanges zwischen Vererzungstypus und geologisch-tektonischer Position der Lagerstätten.

Abgesehen von untergeordneten Vorkommnissen können wir im Aufnahmegebiet mit O. Friedrich zwei Vererzungszonen unterscheiden: 1. Die Arsenkieslagerstätten vom Typus Rotgülden; sie sind an die Marmore der Silbereckmulde gebunden. 2. Die Goldquarzlagerstätten vom Typus Schellgaden, die auf 25 km langer Strecke am O-Ende der Hohen Tauern ein konstantes tektonisches Niveau im Hangenden der Zentralgneise der Hochalmdecke einhalten.

Im folgenden sind einige Beobachtungen mitgeteilt, die im Laufe der geologischen Neuaufnahme im Bereiche der Arsenkieslagerstätten vom Typus Rotgülden angestellt wurden und als Ergänzungen zu den Untersuchungen O. Friedrichs zu werten sind.

1. Arsenkiesbergbau Rotgülden am rechten Hang des Rotgüldental. Im Jahre 1935 sammelte ich im Bergbau Rotgülden eine Kalkspat-Magnetkies-Stufe, die in einem von Kalkspatrhomboedern flankierten Hohlraum einen Flußspatwürfel erkennen läßt (Kombination: Hexaeder-Rhombendodekaeder, Kantenlänge des Würfels 5 mm, hellgelblich bis farblos). Die Bestrahlung mit ultravioletem Licht, für die ich Herrn Professor Dr. H. Leitmeier zu Dank verpflichtet bin (Ausführung Dr. Haberlandt), ergab blaßblauviolette, bei Tieftemperatur (in flüssiger Luft) grünliche Fluoreszenzfarbe.

Flußspat war bisher aus dem Bergbau Rotgülden sowie den anderen Lagerstätten vom Typus Rotgülden nicht bekannt. Die Stufe wurde dem Anstehenden entnommen, und zwar in jenem leicht zugänglichen Abbauraum am Ende des Friedrich-Unterbaustollens, in dem die letzte Abbautätigkeit vor Einstellung des Betriebes in den zwanziger Jahren stattfand.

2. Silbereck-OSO-Kamm. An der S-Flanke des Silbereck-OSO-Kammes, in jenem weit gegen das Ankogelmassiv zurückgreifenden Keil des Liegendmarmorzuges der Silbereckmulde, 50 m über dem schuttbedeckten Boden des Altenberger Kessels befindet sich eine ganze Reihe alter Einbaue. Haldenreste und ein alter Erzweg sind noch zu erkennen. Ein auf der Halde aufgesammeltes größeres Erzstück zeigt Pyritkristalle von 4 cm Größe.

3. Westbegrenzung des oberen Ebenlanischkars. In der breiten rinnenartigen Einmuldung, die in SW-Richtung aus dem Ebenlanischkar gegen die Ödenlanischscharte ansteigt, wurden alte Einbaue aufgefunden. Sie stellen somit das südlichste bisher bekannte Vorkommen der Arsenkieslagerstätten vom Typus Rotgülden dar.

Anstehend sind Erzimprägnationen im Marmor reichlich zu beobachten. Die auf den Halden in großer Menge angetroffenen Erzstufen kommen den betreffenden vom Bergbau Rotgülden in ihrer Ausbildung sehr nahe. Arsenkies und Pyrit stellen den Hauptanteil. Im ganzen wurden fünf Stollen beobachtet, sämtliche schon nach kurzem Verlauf untertags verbrochen.

An zwei Stellen in der östlichen Silbereckmulde wurde ein von der normalen Ausbildung der Arsenkieslagerstätten Rotgülden insofern abweichender Vererzungstypus angetroffen, als dieselben Erze, also hauptsächlich Arsenkies und Pyrit, an Quarzgänge gebunden, in den Phylliten der Silbereckmulde, und zwar in nächster Nähe der normalen Marmorvererzungen aufsetzen. Reichlicher Quarzgehalt zeichnet die erzführenden Gesteinsstufen aus.

4. Stollen am O-Hang des das Lieserkar vom Ebenlanischkar scheidenden Kammes, nahe der Kanuhöhe, 10 m unter dem Hangendnarmor der Silbereckmulde, im Phyllit. Weitere Eintiefungen im Phyllit N davon deuten auf verbrochene alte Einbaue.

5. O-Flanke der Ochsenköpfe (Silbereckmassiv). Dort, wo die steilen Phyllitrippen der Ochsenköpfe über dem Altenberger Talhang ansetzen, gehen zwei Stollen einem Quarzgang im Phyllit nach.

Überblicken wir die gesamten Arsenkieslagerstätten-Vorkommen vom Typus Rotgülden, so können wir die Feststellung machen, daß

bloß der Liegendmarmorzug und ausnahmsweise auch noch die dem Liegendmarmor auflagernden Phyllite von der Vererzung betroffen wurden. Diese Tatsache verdient besonderes Interesse, weil sie beweist, daß die erzbringenden Lösungen erst posttektonisch von unten her aus dem Zentralgneisgebiet in die basalen Lagen der Silbereckmulde eingedrungen sind, ohne ein höheres Niveau innerhalb der bereits in mehrere Falten gelegten Silbereckmulde zu erreichen.

#### Schrifttum.

- F. Angel, Der Stüdlgrat (Großglockner). Verh. d. Geol. Bundesanst. Wien, 1929.
- F. Angel, Diabase und deren Abkömmlinge in den Ostalpen. Mitt. d. Naturwiss. Ver. f. Steiermark 1932.
- F. Angel und R. Staber, Migmatite der Hochalm—Ankogelgruppe (Hohe Tauern). Min. u. petr. Mitt. 1937.
- F. Angel und R. Staber, Gestein und Gebirgsbau im Umkreis der Osnabrücker Hütte. Festschrift zur 50-Jahr-Feier des Zweigvereines Osnabrück des Deutschen Alpenvereins 1938.
- F. Angel, Begehungen im Gebiete der Silbereckscholle, 21. August 1938. Exkursionsbericht zur 24. Jahresversammlung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft im August 1938 in Graz. Fortschr. d. Min. etc., Bd. 23, II. Teil, 1939. (Nach Abschluß vorliegender Arbeit erschienen.)
- F. Becke, Referat über Geyers Arbeiten. N. Jahrb. f. Min. etc. 1894, II.
- F. Becke und V. Uhlig, Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. CXV, Abt. I, 1906.
- F. Becke, Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. CXVII, Abt. I, 1908.
- F. Becke, Glazialspuren in den östlichen Hohen Tauern. Zeitschr. f. Gletscherk. 1908.
- F. Becke, Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkernes. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Rd. CXVIII, Abt. I, 1909.
- F. Becke, Ostrand des „Iepontinischen Tauernfensters“ und Zentralgneis. Führer zur geologischen Exkursion in Graubünden und in den Tauern. Geol. Rundschau, Bd. III, 1912.
- E. Clar, Zum Kapitel Lösungsamsatz in Kalken. N. Jahrb. f. Min. etc., Abt. B. LX. Btg., B, 1928.
- E. Clar, Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern, Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 146, 1937.
- H. P. Cornelius und E. Clar, Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes, 1 : 25.000. Wien 1935.
- O. Friedrich, Über den Vererzungstyp Rotgülden. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. CXLIII, Abt. II, 1934.
- O. Friedrich, Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden. Berg- und Hüttenmännisches Jahrb. 1935.
- O. Friedrich, Wismutglanz und Freigold von Rotgülden, eine Nachlese. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. CXLIV, Abt. I, 1935.
- O. Friedrich, Über die Vererzung des Nockgebietes. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. CXLV, Abt. I, 1936.
- G. Geyer, Reisebericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau. Verh. d. Geol. Reichsanst. Wien, 1892.
- G. Geyer, Vorlage des Blattes „St. Michael“. Verh. d. Geol. Reichsanst. Wien, 1893.
- L. Kober, Das östliche Tauernfenster. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. XCVIII, 1922.
- B. Sander, Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. (Erster Bericht.) Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. LXXXII, 1911.

R. Schwinner, Das Paläozoikum am Brenner. Vergleiche und Wertungen. Zentralbl. f. Min., Abt. B, 1925.

R. Schwinner, Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. CXXXVI, Abt. I, 1927.

R. Schwinner, Zur Stratigraphie der Tarntaler und der Radstädter Berge. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. Wien, 1935.

R. Schwinner, Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. Verh. d. Geol. Bundesanst. Wien, 1936.

R. Staber, Tertiärkohlen in Oberkärnten. Verh. d. Geol. Bundesanst. Wien, 1933.

G. Steinmann, Über die Stellung und das Alter des Hochstegen-Kalkes. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1910.

D. Stur, Die geologische Beschaffenheit der Centralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien, 1854.

F. Trauth, Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. C u. CI, 1926/28.

V. Uhlig, Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. CXVII, Abt. I, 1908.

### Erklärung zu den Tafeln.

- Abb. 1. Tektonische Breccie. Die hellweiße Quarzitscholle liegt walzenförmig eingedreht im Marmor, von diesem rings umschlossen. Schurfspitz-O-Kaunm.
- Abb. 2. Tektonische Breccie. Eine linsenförmige Quarzitscholle schwimmt isoliert im Marmor. Schurfspitz-SW-Flanke.
- Abb. 3. Marmor-Aplitgneis-Verfaltung im Melnikkar. Schlingenartig durchsetzen die Aplitgneisfalten die Marmorbänke. Hangendmarmor des Gesteinszuges IV, Riegel W vom Melnikbach.
- Abb. 4. Marmor-Aplitgneis- (Augengneis-) Verfaltung. Die Marmorbänder bilden rinnenartige Vertiefungen im Gneis. Loibspitz-S-Wand.
- Abb. 5. Diskordante Granitgneis-Marmor-Grenze. Der Grenzsaum wird durch ein Band tektonischer Gneis-Marmor-Breccien markiert. Im Vordergrund rechts sind Quarzit- und Gneislinsen inmitten des Marmors deutlich aufgeschlossen. Links unten: Granitgneis. Schurfspitz-W-Flanke.





Abb. 1.



Abb. 2.

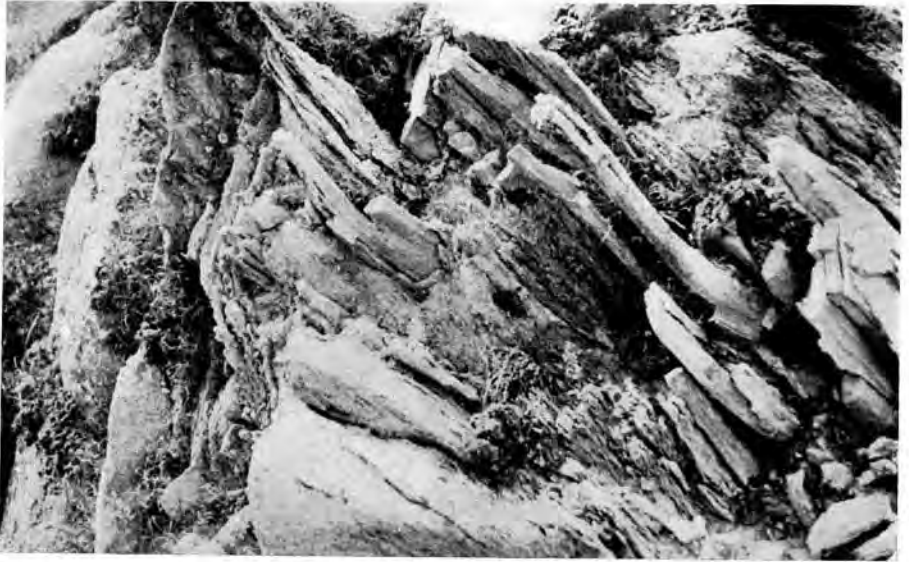


Abb. 3.



Abb. 4.



Abb. 5.

# Untersuchungen an der sarmatischen Fauna von Wiesen.

(Mit 2 Tafeln und 3 Textabbildungen.)

Von Adolf Papp, Wien.

## Inhalt.

Einleitung . . . . .	315
Beschreibung der Aufschlüsse . . . . .	317
Faunenbestand . . . . .	323
Analyse der Fauna . . . . .	334
Erhaltungszustand und Vorkommen . . . . .	335
Die Schichtfolge der sarmatischen Ablagerungen in der Ödenburger Bucht . . . . .	337
Über die Entwicklung der Fauna im Sarmat von Wiesen . . . . .	342
Die Schwankungen des Meeresspiegels im Sarmat . . . . .	349
Vergleiche mit dem Wiener Becken und der Steiermark . . . . .	349
Zusammenfassung . . . . .	351
Schrifttum . . . . .	353

## Einleitung.

Die dem oberen Miozän zugerechneten sarmatischen Schichten waren in letzter Zeit Gegenstand zahlreicher Arbeiten. Eines der bestaufgeschlossenen Vorkommen befindet sich bei Wiesen (Burgenland), es wurde von M. Hörnes, V. Hilber, A. Winkler u. a. immer wieder erwähnt, doch fehlte eine eingehendere Beschreibung dieses Gebietes.

Ich fühle mich verpflichtet, meinem hochverehrten Lehrer Herrn Professor Dr. K. Ehrenberg, Wien, für die Anregung und die wertvolle Mithilfe, sowie die Förderung dieser Arbeit in jeder Hinsicht zu danken. Herrn Professor Dr. R. Richter, Frankfurt, und Herrn Dr. W. Häntzschel danke ich für den Aufenthalt und die wertvollen Ratschläge, die mir am Senckenberg'schen Forschungsinstitut zuteil wurden. Außerdem erlaube ich mir, Herrn Privatdozent Dr. W. Kühnelt, Wien, und Herrn Dr. H. Zapfe, Wien, für die Förderung durch wertvolle Angaben, Frau Dozent Dr. E. Hoffmann, Wien, für die Bestimmung des fossilen Pflanzenmaterials, Herrn Direktor Dr. F. Trauth, Wien, Naturhistorisches Museum, sowie Herrn Berg- rat Dr. H. Beck, Wien, Geologische Landesanstalt, für die Benützung fossilen Materials zu danken.

Die sarmatischen Schichten wurden von E. Sueß 1866 als Ablagerung eines brackischen Meeres erkannt und als eigene bezeichnende Stufe abgetrennt. Im Wiener Becken machte Th. Fuchs 1875 als erster den Versuch einer Gliederung. A. Winkler gab 1913 in einer eingehenden Studie eine Unterteilung der sarmatischen Schichten von

Süd- und 1927 von Mittelsteiermark. Die Stellung der Sande von Wiesen zu diesen benachbarten Vorkommen stellte eine zu klärende Frage dar.

Bei meinen Untersuchungen haben ein sehr wesentliches Moment die zu beobachtenden örtlichen und lagenweisen Verschiedenheiten im Sediment und im Faunenbestande und deren Bewertung gebildet. Es erwies sich als notwendig, in diesen Belangen verschiedene Umstände zu berücksichtigen.

Bei der großen Ausdehnung des sarmatischen Meeres können sehr leicht Unterschiede in der Fauna bestanden haben wie heute zwischen der Kieler Bucht in der westlichen Ostsee und der weitgehend ausgesüßten östlichen Ostsee oder der Bucht von Varna an der Westküste des Schwarzen Meeres und dem Aow'schen Meer. Es darf daher aus Verschiedenheiten der Fauna nicht ohneweiters auf Verschiedenzeitigkeit geschlossen werden, ebenso sagt Faunengleichheit im Sarmat demnächst nur die Gleichartigkeit des Lebensraumes und kann daher nicht ohneweiters für eine zeitliche Gleichstellung herangezogen werden. Besonders ist in diesem Zusammenhange auch an die Beeinflussung der Fauna durch die bathymetrischen Verhältnisse, die geringere oder größere Landnähe, zu erinnern. So kann eine Aussüßung des Meeres nur vorgetäuscht werden, wenn küstennahe Ablagerungen mit einer von geringerem Salzgehalt beeinflussten Fauna bei Regression des Meeres über küstenfernere Sedimente zu liegen kommen. Aus diesem Grunde wurde von einer Parallelisierung mit ausländischen Vorkommen abgesehen, da neuere eingehende Detailstudien fehlen.

Schwankende Umweltsbedingungen geben der Fauna zu Reaktionen Anlaß, die sich z. B. bei Mollusken in Verschiedenheiten der Schalenform und Skulptur ausprägen. Daher zeichnen sich die im Sarmat vorkommenden Arten durch eine große Variabilität aus, auf die zahlreiche Autoren hingewiesen haben. In einigen Fällen sind die Arten miteinander durch Übergangsformen verbunden, so daß eine Abgrenzung Schwierigkeiten bereitet, andererseits sind die Unterschiede in den Extremen so groß, daß diese schwerlich unter der gleichen Bezeichnung geführt werden können. Es gingen, wie schon angedeutet, die Veränderungen im Sarmatmeer wahrscheinlich nicht einheitlich vor sich. Es können verschiedene Lebensbedingungen zu gleicher Zeit verschiedene Faunen bedingen, sowie ähnliche Lebensräume zu verschiedenen Zeiten ähnliche Faunen beherbergen können. Naturgemäß gibt es daher zahlreiche Übergänge und Zwischenglieder.

Ein wichtiger Faktor für die Veränderungen der Fauna dürfte die allmähliche Abnahme des Salzgehaltes gewesen sein. In den unteren Schichten des Sarmats finden sich neben typischen Sarmatformen zahlreiche „tortone Relikte“, während in den höchsten Straten eine Fauna auftritt, die durch zahlreiche Arten, welche auch im Pannon vorkommen, gekennzeichnet ist. Daraus schließen wir auf eine langsame Aussüßung des Sarmatmeeres. Sorgfältige Aufsammlungen und ein genaues Studium der einzelnen Arten sollte deren Reaktionen auf die Änderungen des Lebensraumes klarstellen. Die für die einzelnen Formen festgestellten Veränderungen suchte ich schließlich durch

rezentes Beobachtungsmaterial zu deuten. Derartige Angaben können aber noch keine endgültigen sein, sie sollten vielmehr nur einen Beitrag zum weiteren Verständnis der Brackwasserfaunen darstellen.

Dem Erhaltungszustand und dem Vorkommen wurde besondere Beachtung zugewendet. Es wurde versucht, für einzelne Fragen der Fossilisation eine Erklärung zu geben. Die Beurteilung des Entstehens einer Schichte setzt nicht nur eine möglichst vollständige Kenntnis der einzelnen Fossilien, sondern auch eine Berücksichtigung ihrer Erhaltung, ihres Vorkommens, der Häufigkeitsverhältnisse und der Ausbildung des Sedimentes voraus. Die Beobachtungen über Erhaltung und Einregelung suchte ich durch Beobachtungen am rezenten Meer zu erweitern.

Von der Erwägung geleitet, daß die Ausbildung einer Art viel von dem Lebensraum abhängig ist, wurden zum größten Teil nur aus dem Anstehenden stammende Fossilien verwendet, horizontale und vertikale Profile gaben einen Einblick in die Verbreitung und ermöglichten eine genaue Analyse der Fauna. Durch seinen bekannten Fossilienreichtum schien das Gebiet von Wiesen für diese Studien besonders geeignet.

Für die Aufsammlung standen zahlreiche Aufschlüsse zur Verfügung. Es handelt sich fast durchwegs um Schotter und Sande, welche häufig mit Kalk- oder Konglomeratbändern wechsellagern. Ich suchte nun das Bild durch Aufsammlungen von anderen Lokalitäten der Ödenburger Bucht abzurunden. Von besonderem Interesse sind die Vorkommen von Marz und die Stellung der dortigen Tegelsande zu den Sanden und Schottern von Wiesen. Ferner wurden Aufschlüsse in der Nähe von Draßburg, Zemendorf, Schallendorf und in der Ritzinger Bucht besucht. Außerdem wurden zahlreiche Aufschlüsse des Wiener Beckens sowie das in der Geologischen Bundesanstalt und im Naturhistorischen Museum zu Wien aufbewahrte Material verschiedener Fundorte zu Vergleichen herangezogen. Die Feldarbeit erstreckte sich auf die Sommer 1936 und 1937.

Die Fortführung der Untersuchungen wird zu zeigen haben, ob die Ergebnisse, die auf beschränktem Raum gewonnen wurden, auch auf weitere Gebiete zutreffen.

### Beschreibung der Aufschlüsse.

Eine Übersicht über das Arbeitsgebiet und die Lage der Aufschlüsse ermöglicht eine Kartenskizze, Abb. 1. Als Unterlage diente das Blatt Eisenstadt der Kgl. Ungarischen Reichsanstalt, 1:144.000. Es liegt zum Teil auf den Spezialkartenblättern (1:75.000) 4856, 4857, zum Teil auf 4956 und 4957. Der Anteil auf dem Blatte Ödenburg wurde von F. K ü m e l im Jahre 1936 neu aufgenommen. Ich danke Herrn Bergrat H. Beck, welcher mir gütigst Einblick in das noch unveröffentlichte Kartenblatt gewährte. Der Anteil auf dem Blatte Eisenstadt wurde von H. V e t t e r s neu bearbeitet.

An den kristallinen Kern des Rosaliengebirges lagert sich beim Ort Wiesen, ungefähr 11 km SO von Wiener-Neustadt, ein schmaler Streifen Torton. Dieser bildet die W-Grenze des Arbeits-

gebietes. Im NW wird es bei Sauerbrunn von Löß, welcher die Sarmatschichten bedeckt, im NO von Pannon, welches bei  $\phi$  265 vom Freienanger bis zur Bahn reicht, begrenzt. Im O wird die Grenze wieder von Löß, der die Sarmatschichten bedeckt, gebildet, nur ein 1 km breiter Sarmatstreifen zieht bis Sigleß den Edlesbach entlang. Im S begrenzt die Schichtfolge des Torton das eigentliche Arbeitsgebiet.

Die flachen Bergrücken in der Umgebung von Wiesen, Kirchschlag und Schölling N des Edlesbaches, wie der flache Bergrücken S von diesem, bestehen aus Sarmat. Diese Schichten sind zum Großteil gut aufgeschlossen, besonders an den neuerbauten Stra-

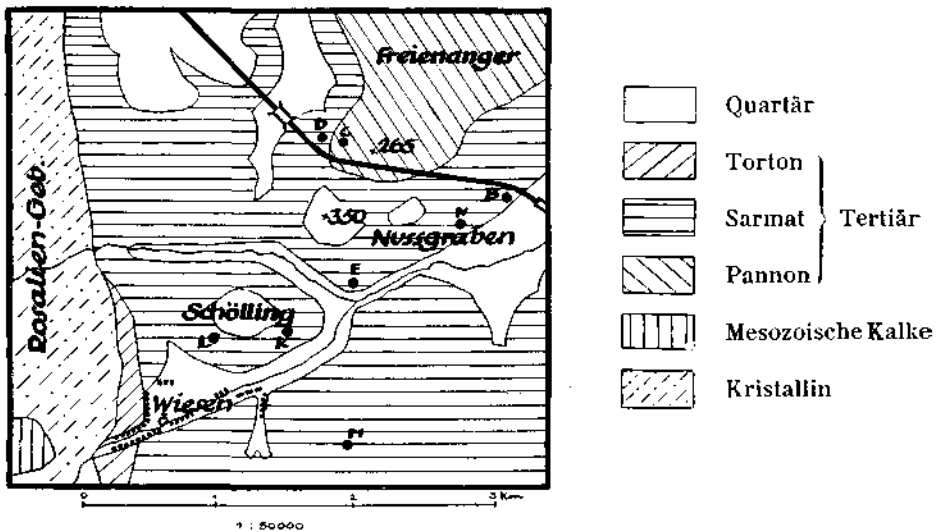


Abb. 1.

Skizze des Arbeitsgebietes in der Umgebung von Wiesen im Burgenland (1 : 50.000).

ßen von Mattersburg nach Sauerbrunn und vom Ort Wiesen zum Bahnhof. Außerdem gibt es eine Anzahl von Aufschlüssen in aufgegebenen Sandgruben und Steinbrüchen.

Der westlichste Aufschluß ist auf der Kartenskizze mit der Abkürzung L bezeichnet. Er befindet sich direkt oberhalb des Ortes. O davon liegt der Aufschluß K in annähernd gleicher Höhe, SO Aufschluß M. E bezeichnet einen kleinen Aufschluß W vom Nußgraben, knapp oberhalb der Straße. Im Nußgraben befinden sich einige Aufschlüsse, welche unter N zusammengefaßt sind, B gibt die Lage des bekannten Aufschlusses an der Bahn an, C und D sind Aufschlüsse an der Straße von der Station Wiesen-Sigleß nach Sauerbrunn.

### Aufschluß L.

N der Kirche von Wiesen befindet sich der westlichste Aufschluß L. Im Liegenden sind Schotter, teilweise aus groben Geröllen bestehend, in einer Mächtigkeit von nahezu 50 m aufgeschlossen. Sie setzen sich zum Teil aus zentralalpines, zum Teil aus kalkigem Material zusammen und gehen nach oben in feinen Sand über. Es folgen fossilreiche Kalkbänke, wo *Cerithien* und *Irus gregarius* Partsch in großer Individuenzahl einzelne Zonen füllen.

### Aufschluß K und M.

Die gleichen fossilereen Schotter wie im Aufschluß L sind am SO-Hange des Schölling 25 bis 30° nach O fallend zu sehen. Sie werden von fossilführenden sarmatischen Schichten überlagert, die in K in einer Höhe von 3 m aufgeschlossen sind. Lichtgraue resche Sande ohne deutliche Schichtung, nur von konkretionären Bänken unterbrochen, sind auch weiter S gegen Mattersburg hin in gleicher Weise zu beobachten (M). Die Sande sind fossilereer, in den Steinbänken fanden sich Abdrücke und Steinkerne von zahlreichen Bivalven.

### Aufschluß E (Abb. 2).

W vom Nußgraben liegt oberhalb der Straße ein 6 m hoher Aufschluß, welchen A. Winkler 1928 (28) kurz beschrieb. Im Liegenden an der Straße befinden sich fein gebankte Sande mit *Cerithien* in einer Mächtigkeit von 3 m. Darüber folgt die Schichtserie, welche Abb. 2 darstellt, in einer Mächtigkeit von ebenfalls 3 m. Auf Schotter mit Linsen von größeren Geröllen (Abb. 2, 1) folgt ein Wirrsal kleiner Linsen und Bänke, es sind rotbraune und grünlichgraue Sande, die oft parallelgeschichtet sind (Abb. 2, 2). Schotter fehlen, dem Sand sind oft lehmige Komponenten beigemischt. Diese Schichten werden von einer Zone weißen und gelben Sandes überlagert (Abb. 2, 3), die vollkommen waagrecht gegen darauf folgende Schotter liegen. Diese keilen stark nach S aus, sind hellgrau bis weiß, ihre Korngröße beträgt 0,5 bis 3 cm, und lassen keine Schichtung erkennen (Abb. 2, 4). Sandige Beimengungen und Fossilien fehlen vollständig. Diese Schotter lassen eine Tasche frei, die von lichtbraunem Sand mit vielen *Cerithien* erfüllt wird.

Auffällig ist die Häufigkeit der *Cerithien*, die Seltenheit der Bivalven im Vergleich zu den Aufschlüssen L, K. Die *Cerithien* finden sich in großer Häufigkeit nur in Sedimenten, welche auf große Landnähe schließen lassen. Es soll für sie im folgenden die Bezeichnung *Cerithiensande* verwendet werden.

Die Zonen 2, 3 und 4 der Abb. 2 scheinen nur geringe örtliche Ausdehnung zu haben. Die Zonen 1 und 5 lassen sich die Straße vom Ort Wiesen zum Bahnhof weiter verfolgen. Die Mächtigkeit der Schotter nimmt nach O hin ab, ebenso der *Cerithien*reichtum. Es ist deutlich zu sehen, wie die Schotter noch 70 m vom Aufschluß E entfernt eine Tasche bilden, dann keilen sie aber schnell aus. An Stelle der *Cerithien* sind *Ervilien* sehr häufig, weshalb diese Schichten *Ervilienschichten* genannt werden sollen. Neben *Ervilia podolica* Eichw.

sind *Irus gregarius* Partsch, *Donax lucida* Eich. und *Maetra vitaliana* d'Orb. var. *deltoides* Dub. häufig. Aus diesem Grunde sollen die Aufschlüsse L und K ebenfalls den Ervilienschichten zugerechnet werden.

### Aufschlüsse im Nußgraben, N.

Ungefähr 700 m W der Bahn sind die sarmatischen Schichten durch mehrere Sandgruben in größerer Mächtigkeit aufgeschlossen.

#### N I.

Dieser kleine Aufschluß befindet sich unmittelbar an der Straße beim Nußgraben. Von ihm zieht eine Wiese ungefähr 25 m zum Auf-

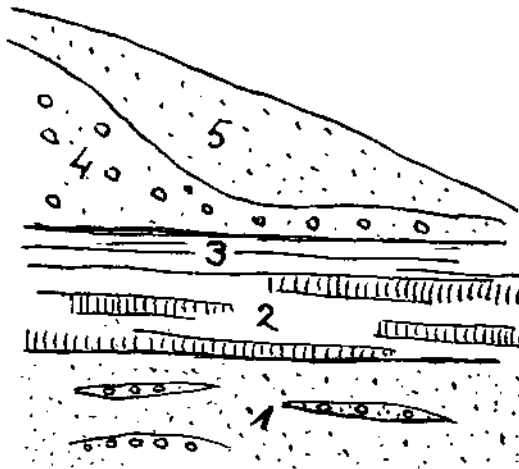


Abb. 2.

Aufschluß westlich des Nußgrabens (E).

- 1 = Schotter mit Linsen von größeren Geröllen.
- 2 = rotbraune und grünlichgraue Sande.
- 3 = feine weiße und gelbe Sande.
- 4 = hellgrauer und weißer Schotter.
- 5 = lichtbrauner Sand mit Cerithien.

Gesamthöhe des Aufschlusses 3 m, Verlauf von N nach S.

schluß N II hinauf. Ich grub an einigen Stellen der Wiese und fand die gleiche Fauna wie im Aufschluß N I an der Straße. Sie ist durch das Auftreten zahlreicher grabender Bivalven gekennzeichnet. Diese Schichten sollen ebenfalls nach der sehr häufigen Art *Ervilia podolica* Eich. den Ervilienschichten zugerechnet werden.

#### N II.

Dieser Aufschluß befindet sich, wie schon angedeutet, über den Ervilienschichten des Aufschlusses N I. Er ist 25 m lang, 8 m hoch und zum Teil verschüttet. Feine deutlich geschichtete Sande von grauer bis rotbrauner Farbe bilden auch das Liegende des Aufschlusses N III und lassen auf größere Landnähe schließen als die Sedimente der



Ervilienschichten unterhalb. Den größten Teil der Fossilien bilden hier Cerithien, die in großer Zahl in Linsen und Bändern vorkommen.

### N III.

Der Aufschluß N III liegt unmittelbar neben Aufschluß N II. Seine Längserstreckung beträgt 40 m, seine Höhe 5 m. Im Liegenden befinden sich Cerithiensande, darüber Schichten mit *Irus gregarius* Partsch var. *incrassatus* Eichw. gebankte Sande, Schotterlinsen und weiße, mergelige Sedimente, die aber nur dünne Zonen bilden. In ihrer Gesamtheit machen sie ein weiteres Zurückweichen des Meeresspiegels im Vergleich zu den Ervilienschichten wahrscheinlich.

Auffällig ist, daß die Art *Ervilia podolica* Eichw. sehr selten zu finden ist; an ihrer Stelle ist *Maetra vitaliana* d'Orb., var. *vitaliana* d'Orb. häufig. Aus diesem Grunde sollen diese Schichten Maetra-

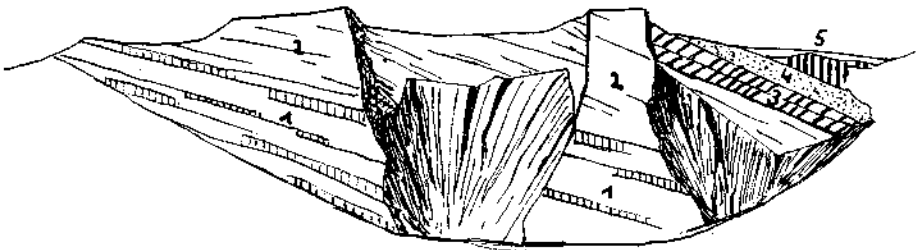


Abb. 3.

Aufschluß bei der Bahn (B).

- 1 = graublauer Sand mit konkretionären Bänken.
- 2 = lichtgraue bis gelbe gebankte Sedimente.
- 3 = Cardiensande.
- 4 = Grenzschichten.
- 5 = Sedimente über den Grenzschichten.

Gesamthöhe des Aufschlusses 5 m, Verlauf von N nach S.

schichten genannt werden. Außerdem ist die große dickschalige Muschel *Irus gregarius* var. *incrassatus* Eichw. und *Calliostoma podolicum* Dub. hezeichnend für diesen Horizont.

### Aufschluß B (Abb. 3).

Dieser Aufschluß ist ungefähr gleich hoch gelegen wie N III und war nur bis zum Frühjahr 1937 zugänglich. R. Hörnes (42) gab 1897 eine Abbildung und eine kurze Beschreibung. Im Jahre 1936 ergab sich folgendes Bild:

Die Längserstreckung der von N nach S verlaufenden Wand betrug 40 m, ihre Höhe 6 m, die Schichten fallen 20° nach NW. Im Liegenden waren konkretionäre Bänke aufgeschlossen, die eine Stärke von 5 bis 30 cm hatten. Zwischen ihnen lagerte graublauer rescher Sand mit viel Schalen und Schalenentrümmern. In den Bänken wie in den Sanden befanden sich gleich viel Fossilien. Diese Schichten, im ganzen 2 m mächtig, tauchen im NW des Aufschlusses unter (Abb. 3, 1). In den oberen Teilen der Zone 1 ist die Artenzahl geringer, es finden sich

viele abgerollte und zerbrochene Fossilien. Es folgen lichtgraue bis gelbe gebankte Sedimente mit wenigen Fossilien. Außer *Maetra vitaliana* d'Orb. var. *vitaliana* fanden sich folgende bestimmbarere Pflanzenreste:

*Alnus* sp.

*Carpinus* sp.

*Ulmus* sp.

*Platanus* sp. (Fruchtsand).

Häufig sind schlechterhaltene, kaum erkennbare abgerollte Fragmente und kleine Holzstücke (Abb. 3, 2).

Es folgt eine nur 0,5 m mächtige Zone mit vielen Cardien und Cerithien. Sonst fanden sich nur einige abgerollte Schalen (Abb. 3, 3). Diese Sedimente sollen nach ihrer Fauna Cardiensande genannt werden. Es handelt sich aber nur um eine lokale Ausbildung der Maetraschichten.

In der NW-Ecke des Aufschlusses liegt über den Cardiensanden eine 0,5 m mächtige Schichte mit großen, gerundeten Blöcken und Schottern scharf gegen das Liegende und Hangende abgegrenzt (Abb. 3, 4). Es finden sich hier fast alle Sarmatfossilien, solche, die für ältere sarmatische Ablagerungen bezeichnend zu sein scheinen, wie jene, die nur im jüngeren Sarmat häufig sind. Außerdem sind Arten, die auf eine weitgehende Aussüßung des Meeres schließen lassen, vorhanden, und zwar:

*Melanopsis impressa* Krauss.

*Melanopsis Bouéi* Fér.

*Melanopsis* sp.

*Congeria simulans* Brus.

*Hydrobia sopronensis* R. Hörn.

Über Zone 4 folgen wieder feine Sande. In ihren unteren Partien kommen in dünnen Bändern noch vereinzelt Sarmatfossilien, meist Cerithien mit kleinen Melanopsiden, vor. Höher findet sich fast nur Muschelgrus in einer Mächtigkeit von 1 m (Abb. 3, 5).

Die Schichten der Zonen 1 bis 3 lassen eine Abnahme der Artenzahl und in den Sedimenten eine langsame Verlandung erkennen. Die Sedimente der Zone 1 sind einheitlich und nur durch die verschieden starke Verfestigung zu Kalkbändern gegliedert. Zone 2 besteht aus gebankten Sanden, Zone 4 enthält Schotter, Gerölle und größere Blöcke. Es dürfte sich dabei um Sedimente handeln, die in größerer Landnähe abgelagert wurden. Diese Schichten sind gegen das Pannon hin die obersten sarmatischen Ablagerungen und sollen Grenzschichten genannt werden, da dieser Name in Schrifttum wiederholt gebraucht wurde. Die Ablagerungen über den Grenzschichten (Abb. 5, 5) sind ungeschichtet und enthalten wenige Fossilien.

#### Aufschluß D.

An der von der Station Wiesen-Sigleß nach Sauerbrunn führenden Straße ist NW der 265 Sarmat aufgeschlossen. Im Liegenden des Aufschlusses D bilden *Ervilia podolica* Eichw. und *Irus gregarius* Partsch ausgesprochene Bänke. Es folgen, durch 3 m feinen fossil-

armen gelben Sand getrennt, Schichten mit grobem, zum Teil kaum gerundetem Schotter. Hier fanden sich *Cerithien*, *Maetra vitaliana* d'Orb. var. *vitaliana* d'Orb. und *Melanopsiden*. Es sind hier die Ervilienschichten und Maetraschichten übereinander aufgeschlossen, ähnlich wie im Nußgraben.

#### Aufschluß C.

Nur 25 m über D ist an der gleichen Straße Pannon aufgeschlossen. Es fanden sich aber noch eine größere Zahl sarmatischer Fossilien in einer stark eisenschüssigen Zone auf allochthoner Lagerstätte.

Das Vorkommen der Arten ist aus der beigefügten Zusammenstellung zu ersehen. Die Aufschlüsse E, K, L, NI, gehören trotz ihrer verschiedenen Höhenlage den Ervilienschichten an, was auf post-sarmatische Bewegungen schließen läßt, die Aufschlüsse NII, NIII, B und das Hangende von D den Maetraschichten. Das Liegende des Aufschlusses D ist noch den Ervilienschichten zuzurechnen und liegt 150 m tiefer als Aufschluß K. Einige Einzelheiten über die Geologie dieses Gebietes hat F. K ü m e l (49) mitgeteilt.

#### Faunenbestand.

Die folgenden Ausführungen sollen einen kurzen Überblick über Verteilung, Entwicklung und den damit verbundenen stratigraphischen Wert der wichtigsten Arten im bearbeiteten Gebiet geben.

Bei der Abhängigkeit der Fauna von äußeren Einflüssen ist besonders bei räumlich weit entfernten Lokalitäten erst zu klären, ob die Äquivalenz wirklich gegeben ist. Aus diesem Grunde sollen die Angaben über ausländische Fundstellen nur für die Gleichartigkeit der biologischen Entwicklung gewertet werden. Für die Bestimmung wurden Arbeiten bevorzugt, die auf das Vorkommen bei Wiesen hinweisen, für die Systematik L. Bellardi und E. Sacco (31), J. Thiele (24) und W. Friedberg (34).

Die Angaben von M. Hörnes u. a. beziehen sich meist auf ein großes Material, bei dem Vorkommen und Lagerung unberücksichtigt blieben. Daher sollten genaue Aufsammlungen die Beziehungen zwischen Fossil und Lagerstätte feststellen, aber nur die stratigraphisch verwertbaren Varietäten wurden gesondert erwähnt.

*Limnocardium obsoletum* Eich. var. *vindobonense* Partsch.  
Taf. IX, Abb. 1, 2, 3.

*Cardium obsoletum* Eich. M. Hörnes: 37, T. 30, Abb. 3, S. 205, 206.

*Limnocardium obsoletum* Eich. var. *vindobonense* Partsch. W. Friedberg: 34, T. 23, Abb. 10, 11, S. 152.

Exemplare, die der von M. Hörnes gegebenen Abbildung entsprechen, finden sich sehr häufig im Nußgraben (NI). Die Skulptur ist hier auch bei 7 mm großen Jugendexemplaren gut ausgebildet. In den Cerithiensanden kommen nur kleinere Schalen mit schwachen und bloß an einigen seitlichen Rippen erkennbaren Lamellen vor. Im gleichen Maße wie Größe und Skulptur abnehmen, nimmt die Variabilität zu. Auffallend sind kleine, vollkommen symmetrische Schalen mit 18 Rippen, hoch gewölbte Schalen mit einer verstärkten

Kielrippe und Schalen, die ungleichseitig lang, gekielt und flach sind. Sie nähern sich dem von R. Hörnes (40, Taf. 2, Abb. 20) beschriebenen Exemplar aus dem Hafnertale (Taf. IX, Abb. 2, 3).

*Limnocardium obsoletum* Eichw. var. Taf. IX, Abb. 4, 5.

Ungemein häufig ist in den höchsten Schichten des Aufschlusses (B) eine Varietät, die große Ähnlichkeit mit dem im Unterpannon vorkommenden *Cardium karrerii* Fuchs hat. Sie unterscheidet sich von *Limnocardium obsoletum* Eich. var. *vindobonense* Partsch durch das Fehlen der Skulptur, die größere Zahl der Buppen (30 und mehr), welche nur durch schmale Zwischenräume getrennt sind. Die hintersten Rippen sind meist schwach ausgebildet, die Wölbung ist hoch, die Wirbelpartie stark.

*Limnocardium suessi* Barb.

*Limnocardium suessi* Barb. W. Friedberg: 34, T. 24, Abb. 3/4, S. 149.

Kleine Exemplare liegen mir aus den Tegeln des Wiener Beckens vor, sie sind gleichseitig, ohne deutlicher Kielrippe und mit wenigen Dornen versehen.

*Limnocardium suessi* Barb. var. Taf. IX, Abb. 8.

*Cardium obsoletum* Eich. var. R. Hörnes: 40, T. 2, Abb. 24.

*Limnocardium Suessi* Barb. W. Friedberg: 34, S. 149.

Der Beschreibung von R. Hörnes ist hinzuzufügen: Die Schale ist eiförmig und die Wirbelpartie tritt stark zurück. Die Rippen stehen nie enge, ihre Zahl beträgt 23 bis 26. Die Schale ist stark verlängert, vorne sind bis zu drei Rippen, hinten eine Kielrippe verstärkt und mit wenigen kurzen Dornen besetzt. Diese Varietät wird, nachdem schon R. Hörnes ihre Ähnlichkeit mit *Limnocardium suessi* Barb. hervorgehoben hat, von W. Friedberg bei dieser Art angeführt. Sie unterscheidet sich aber durch die vorher erwähnten Merkmale von ihr.

Diese Varietät fand sich auch in den obersten sarmatischen Sandzonen in Hernals (Wien) und ich glaube, daß sie für die Mactraschichten bezeichnend ist.

*Limnocardium fischerianum* Döng. Taf. IX, Abb. 9.

*Cardium fischerianum* Döng. N. Andrusow: 39, S. 353.

Die Exemplare aus den Ervilienschichten vom Nußgraben (N1) sind 5 mm lang, die aus den höheren Horizonten kleiner. Skulptur und Dornen sind ungemein stark ausgebildet. Bei einigen Schalen aus NIII tragen nur die vorderen Rippen Skulptur, die letzte und die Kielrippe sind bedornt. Die mittleren Rippen können sehr schmal sein, die Zwischenräume breit, die Schalen sehr dünn. Es ist auffallend, daß größere dünne Schalen mit schwacher Skulptur und kleinere mit stärkerer Skulptur nebeneinander vorkommen.

*Limnocardium fischerianum* Döng. scheint im Wiener Becken erstmalig sicher nachgewiesen. Aus einer kurzen Notiz R. Fleischhackers (50) geht hervor, daß ihm ebenfalls Cardien, bei denen alle Rippen mit Dornen besetzt waren und die in ihrer Form von *Cardium obsoletum* abwichen, vorlagen. Nähere Angaben fehlen. N. Andrusow (30, S. 353) nennt *Limnocardium fischerianum*

Döng. den Vorläufer des pontischen *Cardium carinatum*. Außerdem stimmen die Exemplare von Wiesen weitgehend mit Abbildungen von *Limnocardium robici* Brus. (32, T. 27, Abb. 34—40) aus dem Pannon von Serbien und Kroatien überein.

*Limnocardium fischerianum* Döng. var. Taf. IX, Abb. 10, 11.

Diese Varietät, die ebenfalls große Ähnlichkeit mit Limnocardien aus dem Pannon von Serbien und Kroatien hat (Abbildung bei Brusina, 32, T. 27, 26—33), findet sich in den Cardiensanden unter den Grenzschichten des Aufschlusses B. Die Schalen sind ungleichseitig und flach, das Vorderende ist gerundet, der rückwärtige Teil gekielt. Die mittleren Rippen sind glatt und flach, treten in der Wirbelpartie nicht hervor. Nur die letzte Rippe ist mit drei und mehr starken Dornen versehen (Taf. IX, Abb. 10).

In den Sanden von Zemendorf kommen zusammen mit Melanopsiden ganz ähnliche Schalen vor, nur sind sie kleiner und noch dünnchaliger (Taf. IX, Abb. 11).

*Limnocardium plicatum* Eichw. Taf. IX, Abb. 12, 13, 16.

*Limnocardium plicatum* Eich. W. Friedberg: 34, T. 23, Abb. 7/8.

Große typische Exemplare, die den Abbildungen bei M. Hörnes (37) entsprechen, finden sich nur in den Ervilienschichten. In den Cerithiensanden sind sie bedeutend kleiner (Taf. IX, Abb. 13, 16).

*Irus (Paphirus) gregarius* Partsch. Taf. IX, Abb. 20—25.

*Tapes gregaria* Partsch, M. Hörnes: 37, T. 11, Abb. 2 a—m, S. 115.

*Irus (Paphirus) gregarius* Partsch, Kautsky: 43, S. 18. Vorkommen N I, B, E, K ungemein häufig.

M. Hörnes bildet Schalen verschiedener Größe und Gestalt ab und weist gleichzeitig auf die Veränderlichkeit dieser Art hin. In den tieferen Horizonten finden sich jene Formen, die den bei Hörnes, T. 11, Abb. 2, l und m. abgebildeten nahestehen. Sie gehen selten über eine Durchschnittsgröße von 21 mm Länge, 14 mm Breite, 4,1 mm Höhe hinaus. Die Außenfläche ist oft mit stark abgesetzten Wachstumszonen bedeckt, zwischen ihnen sind feine Riefen ausgebildet. Die Schalendicke und die Stärke des Schlosses ist nie so groß wie bei Exemplaren höherer Straten. Der Großteil der Schalen ist länger als breit. Ich glaube, daß diese Art in dieser Ausbildung für Erviliensande bezeichnend ist.

*Irus gregarius* Partsch. var. *incrassatus* Eich.

Die Exemplare, welche Eichwald mit dem Namen *Venus incrassata* belegt, Taf. IX, Abb. 25, finden sich im Aufschluß N III und B. Sie erreichen eine durchschnittliche Größe von 34 mm Länge, 30 mm Breite, 10 mm Höhe. Die Zuwachszonen sind meist undeutlich, die Schalen haben feine Längsstreifen. Der rundliche Schalentyp herrscht hier vor (M. Hörnes, T. 11, Abb. 2, a—d). Trotz der verschiedenen Größe ist die Zahl der Zuwachszonen ungefähr die gleiche wie bei typischen Exemplaren.

Nach Andrusow (30, S. 357) sollen die echten großen Formen der *Tapes gregaria* Partsch nur in den mittleren sarmatischen Schichten vorkommen, während in den tieferen nur mittelgroße Exemplare zu finden sind. Typische Exemplare von *Irus gregarius*

Partsch. *var. incrassatus* Eich. scheinen auch einen Schichtkomplex des Sarmates im Wiener Becken (Th. Fuchs, 7) sowie im steirischen Sarmat (W. Brandl, 4) zu bezeichnen.

*Irus vitalianus* d'Orb. Taf. IX, Abb. 27, 28.

Diese Art scheint im Wiener Becken erstmalig sicher nachgewiesen zu sein. Die dünnen länglichen Schalen zeigen eine weitgehende Rückbildung des Schlosses und einen tiefen Siphon. Sie finden sich sehr häufig in den mittelsarmatischen Schichten von Kischinev und kommen bei Wiesen nur in den oberen Schichten des Aufschlusses B vor.

*Irus naviculata* R. Hörn. Taf. IX, Abb. 15, 18, 19.

Das Vorkommen dieser dünnchaligen Art, die auf ihrer Oberseite oft eine gleichmäßige Skulptur trägt, scheint in der Umgebung von Wiesen auf die Ervilienschichten beschränkt zu sein.

*Mactra podolica* Eich.

Kleine längliche Schalen dieser Art, die mit den Abbildungen bei Eichwald (33) übereinstimmen, sind, wie auch W. Friedberg (34) feststellt, für die ältesten tegeligen Sarmathorizonte bezeichnend.

*Mactra vitaliana* d'Orb.

*Mactra podolica* Eich. M. Hörnes: 37, T. 7, Abb. 1—8, S. 62.

*Mactra vitaliana* d'Orb. N. Andrusow: 30, S. 363.

*Mactra vitaliana* d'Orb. W. Friedberg: 34, T. 6, Abb. 5, 6, S. 34.

M. Hörnes stellte auch für diese Art die große Formveränderlichkeit der Schale auf T. 7, 1—8, dar. Seine *Mactra podolica* Eich. umfaßt alle bis dahin beschriebenen Varietäten.

N. Andrusow beschränkt diesen Namen auf jene Form, die Eichwald vorlag, und führt für das häufige Sarmatfossil den Namen *Mactra vitaliana* d'Orb. ein. Er unterschied die Varietäten:

*var. deltoides* Dub.,

*var. panderosa* Eich.,

*var. vitaliana* d'Orb.,

*var. fabreana* d'Orb.

*Mactra vitaliana* d'Orb. *var. deltoides* Dub. Taf. IX, Abb. 29, 30.

Andrusow gibt an, daß diese Varietät für ältere sarmatische Schichten kennzeichnend ist. Es fanden sich hier verhältnismäßig dünne und kleine Schalen, die mit den Abbildungen bei M. Hörnes, T. 7, Abb. 4, übereinstimmen. Das Hinterende ist meist etwas verlängert und an einigen Schalen sind schwache Längsstreifen zu sehen.

*Mactra vitaliana* d'Orb. *var. vitaliana* d'Orb.: 37, T. 7, Abb. 1, 3, 7.

*Mactra vitaliana* d'Orb. *var. panderosa* Eich.: 37, T. 7, Abb. 2, 5, 6, 8.

Die dickschaligen Varietäten sind nach Andrusow für die mittelsarmatischen Schichten kennzeichnend.

Sie fanden sich in den Aufschlüssen NIII und B. Ein Teil der Schalen ähnelt mehr der *var. vitaliana*, ein anderer der *var. panderosa*. Es herrschen hohe dreieckige Schalentypen vor.

*Ervilia podolica* Eich. Taf. IX, Abb. 14, 17.

*Ervilia podolica* Eich. M. Hörnes: 37, T. 3, Abb. 12, S. 73.

*Ervilia podolica* Eich. W. Friedberg: 34, T. 7, Abb. 23/24, S. 41. Vorkommen NIII sehr selten, E, D, NI ungemein häufig.

Diese Art erreicht eine durchschnittliche Länge von 18 mm, sie hat 6 bis 7, selten mehr deutlich abgesetzte Wachstumszonen. Diese sind in der Wirbelpartie am breitesten. Ungefähr bei 25% der Schalen tritt nach der dritten, selten nach der zweiten normalen Wachstumszone eine rapide Verschmälerung der Ringe ein. Es entsteht dann eine steil abfallende Außenseite. Taf. IX, Abb. 17. Die Zunahme der Schalenstärke und -höhe geht normal weiter. Es entstehen durch das abweichende Wachstum aus den in ihrer Jugend ganz normalen Schalen solche, die lang, hoch und schmal sind.

In der Ostsee konnte ich bei *Mya arenaria* ähnliche Abweichungen und Wachstumshemmungen beobachten. Sie scheinen dort durch Umwelteinflüsse bedingt zu sein.

Nach N. Andrusow, Siuzow u. a. ist die Art *Ervilia podolica* das markanteste Fossil untersarmatischer Schichten.

*Donax lucida* Eich.

*Donax lucida* Eich. M. Hörnes: 37, T. 10, Abb. 2, S. 103.

*Modiola volhynica* Eich.

*Modiola volhynica* Eich. M. Hörnes: 37, T. 45, Abb. 8, S. 352.

*Modiola volhynica* Eich. W. Friedberg: 34, T. 30, Abb. 1—5, S. 191.

In NI fanden sich typische große Exemplare von 30 mm Länge, die den bei M. Hörnes dargestellten entsprechen. Daneben kommen auch kleinere vor mit einer Durchschnittslänge von 5 mm. Es dürfte sich um Jugendexemplare handeln. In den höheren Zonen scheinen die großen Schalen zu fehlen. Hier kommen auch starkschalige Exemplare vor, welche als eigene Varietät abgetrennt wurden (39). Ihr Vorkommen ist auf die Mactraschichten beschränkt.

*Modiolaria sarmatica* Eich.

*Modiola marginata* Eich. M. Hörnes: 37, T. 45, Abb. 6, S. 350.

*Modiolaria sarmatica* Eich. W. Friedberg: 34, T. 41, Abb. 6, S. 350.

Diese Art ist nach Th. Fuchs für Sedimente bezeichnend, die sich unterhalb der „Tapesschichten“ befinden. In den Mactraschichten sehr selten.

*Solen subfragilis* Eich. Vorkommen: B, NI, NII, NIII, E.

*Pholas spec.* Vorkommen: Aufschluß NI, E.

*Ostrea gingensis* Schloth. var. *sarmatica* Fuchs.

Diese Art fand sich in dem schon R. Hörnes bekannten Fundplatz auf der Straße von der Station Wiesen nach Sauerbrunn NW vom Aufschluß D. Ich glaube, daß die Austern im Wiener Becken und in der Ödenburger Bucht das sicherste Leitfossil für die ältesten sarmatischen Horizonte sind.

*Dorsanum duplicatum* Sow. Taf. X, Abb. 1—16.

*Buccinum duplicatum* Sow. R. Hörnes: 37, T. 13, Abb. 6, 7, 8, S. 669.

*Dorsanum duplicatum* Sow. W. Friedberg: 34, T. 5, Abb. 18—20, S. 98.

In dem Aufschluß E überwiegen jene Formen, die durch schwächere Ausbildung der Knoten, schlanke Gestalt und geringe Abstufung des Gehäuses dem *Dorsanum nodosocostatum* Hilb. ähnlich sind (R. Hörnes, 40, T. 1, Abb. 2). In den Tegelsanden, die am Kogelberg

bei Marz unmittelbar auf tortone Schichten folgen, finden sich ausschließlich derartige Formen (Taf. X, Abb. 1—3).

Die Exemplare aus dem Aufschluß NI fallen durch eine große Variabilität auf. Einige tragen schmale, fast knotenlose Rippen, die durch enge Zwischenräume getrennt sind. Andererseits finden sich alle Übergänge zu typischen Exemplaren, die in den höheren Straten, in N III und B sehr häufig sind (Taf. X, Abb. 13—16). Diese Schalen sind größer und dicker. Außerdem sind im Aufschluß NI Gebäude vorhanden, welche der *var. major*. (34, S. 100) in Größe und Gestalt gleichen (Taf. X, Abb. 4).

*Dorsanum Verneuili* d'Orb.

Buccinum Verneuili d'Orb. V. Hilber: 36, T. 1, Abb. 1.

Buccinum Verneuili d'Orb. M. Hörnes: 37, T. 13, Abb. 10, S. 158.

Dorsanum Verneuili d'Orb. W. Friedberg: 34, T. 5, Abb. 21, S. 103.

Die Skulptur ist bloß bei kleinen Exemplaren oder nur an den Anfangswindungen deutlich ausgeprägt. An den letzten Umgängen größerer Exemplare ist sie nur sehr undeutlich.

*Dorsanum pseudogracile* Kol.

Buccinum duplicatum Sow. var. Verneuili R. Hörnes: 39, T. 1, Abb. 6.

In N III fanden sich zwei Bruchstücke, welche gut mit der Abbildung von R. Hörnes übereinstimmen. Nach Kolesnikov (44) für das russische Mittelsarmat bezeichnend.

*Pirenella disjuncta* Sow.

Potamides disjunctus Sow. V. Hilber: 36, T. 1, Abb. 15, S. 242.

Pirenella disjuncta Sow. R. Sieber: 46, S. 483.

Typische Exemplare finden sich in den Aufschlüssen B und D sehr häufig. Es tritt bei einigen Gehäusen in den letzten Umgängen eine Verflachung der Knoten ein, so daß nur die Reifen ausgebildet sind.

*Bittium hartbergense* Hilb.

Potamides hartbergensis V. Hilber: 36, T. 1, Abb. 7—9, S. 239.

Die Neubearbeitung der Cerithiidae des Wiener Beckens durch R. Sieber machte eine Umbenennung einzelner Arten erforderlich. Eine eingehende Begründung der Zuteilung dieser Art zu *Bittium* soll in einer späteren Arbeit gegeben werden.

*Bittium hartbergense* Hilb. var. *schildbachense* Hilb.

*Bittium hartbergense* Hilb. var. *löffelbachense* Hilb. V. Hilber: 36, T. 1, Abb. 10, 11.

Es macht sich bei ausgewachsenen Exemplaren eine Abnahme der Skulpturelemente an den letzten Umgängen bemerkbar. Oft sind nur mehr die Spiralstreifen zu sehen, neben welchen Zuwachsstreifen und Verdickungen stark hervortreten können. Die im Aufschluß E vorkommenden Exemplare stehen dem *Bittium hartbergense* Hilb. var. *rüdti* Hilb. nahe. Sie erreichen nur eine Durchschnittslänge von 6 mm.

*Pirenella picta* Def.

Pirenella picta Def. R. Sieber: 46, T. 24, Abb. D 3, S. 484.

*Pirenella picta* Def. var. *mitralis* Eich.

Pirenella picta Def. var. *mitralis* Eich. R. Sieber: 46, S. 485.



Die zu diesem Formenkreis zählenden Arten gehören zu den häufigsten Sarmatfossilien. Sie kommen in allen Aufschlüssen vor und zeichnen sich durch große Variabilität aus. Es sind teilweise so viele verschiedene Zwischenformen zu finden, daß ich von einer gesonderten Besprechung absehen will.

Typische Formen der *Pirenella picta* Def. var. *mitralis* Eich. kommen im Aufschluß E vor. Ihre Länge beträgt 25 mm, die Breite des letzten Umganges 7 mm, die Zahl der Windungen 11 bis 12. Die in der höchsten Zone dieses Aufschlusses vorkommenden Gehäuse erreichen nur eine Länge von 15 mm und eine Breite von 6 bis 7 mm. Sie erscheinen daher, verglichen mit den vorerwähnten, plump. Diese sind aus 8 bis 9 treppenartig abgesetzten Umgängen aufgebaut, welche meist zwei Knoten tragen. Die Knoten der zweiten Reihe sind schwächer und stehen damit der von De France beschriebenen Art am nächsten.

In NII kommen zu Tausenden in Linsen und Bändern jene Gehäuse vor, deren Skulptur schwach ist. Es ist meist nur eine Knotenreihe ausgebildet, die Gehäuse sind schlank. Ähnlich sind die Verhältnisse im Aufschluß B, wo in den unteren Zonen die Gehäuse größer und stärker skulpturiert, in den höheren kleiner und nur mit einer schwachen Knotenreihe versehen sind.

*Pirenella picta* Def. var. *melanopsiformis* Auing.

*Pirenella picta* Def. var. *melanopsiformis* Auing. R. Sieber: 46, T. 24, Abb. D 1, 2.

Auch *Varietas feldbachensis* bei Stiny (47) dürfte trotz einiger Unterschiede der *Pirenella picta* Def. var. *melanopsiformis* zuzurechnen sein.

*Pirenella picta* Def. var. *bicostata* Eich.

*Pirenella picta* Def. var. *bicostata* Eich. R. Sieber: 46, T. 24, Abb. 3, 4. Vorkommen: NII, NIII, E.

*Pirenella gamlicensis* Hilb.

*Potamides gamlicensis* Hilb. V. Hilber: 36. Vorkommen: E.

Diese Form scheint nur in den tieferen Schichten mit *Cerithium rubiginosum* Eich. häufig vorzukommen.

*Cerithium (Pithocerithium) rubiginosum* Eich.

*Cerithium rubiginosum* Eich. M. Hörnes: 37, T. 41, Abb. 16, 18, S. 396. Vorkommen: E, B, NI.

R. Hörnes weist wiederholt darauf hin, daß *Cerithium rubiginosum* Eich. in Wiesen nicht häufig ist (40, S. 35).

Er gibt an (41, S. 99), daß es im Steinbruch an der Bahn und im Nußgraben gar nicht, aber in ziemlich großer Menge am Wege ungefähr in halber Distanz vom Bahnhof zum Ort anzutreffen ist. Ich möchte nun die Angaben von R. Hörnes dahin erweitern, daß sich wohl nur die Exemplare in dem Aufschluß E, in der Zone 4 und 1, nicht auf allochthoner Lagerstätte finden, wie aus der Erhaltung hervorging. Dort sind die Gehäuse groß, gut erhalten und erinnern durch die starke Ausbildung der Skulptur an *Cerithium rubiginosum* Eich. var. *subtypica* Sacco (R. Sieber, T. 25, Abb. E 4).

In den Aufschlüssen NI und B gibt es weitgehend abgerollte Exemplare, die übrigens auch in pannonen Schichten vereinzelt vorkommen. In den höchsten Zonen des Aufschlusses E finden sich kegelförmig bauchige Gehäuse neben schlanken. Die Skulptur ist gleich. Die Variabilität ist hier ähnlich groß wie bei den Cerithien aus dem Formenkreis *Pirinella picta* Def. *Cerithium rubiginosum* scheint in den Mactraschichten nur allochthon vorzukommen.

*Tornatina lajonkaireana* Bast.

*Bulla lajonkaireana* Bast. M. Hörnes: 37, T. 50, Abb. 9, S. 624.

*Tornatina lajonkaireana* Bast. W. Friedberg: 54, T. 35, Abb. 16, S. 543.

Typische Exemplare kommen nur in den Ervilienschichten vor (NI). In den höheren Straten sind sie immer klein, oft nur 1 mm lang. Auch im Wiener Becken kommen sie nach Th. Fuchs in großen Exemplaren nur in den Erviliengeln vor.

*Calliostoma (Eutrochus) poppelacki* Partsch. Taf. X, Abb. 19—22.

*Trochus poppelacki* Partsch, M. Hörnes: 37, T. 45, Abb. 3, S. 449.

Typische Exemplare finden sich in den Schichten des Nußgrabens (NI). Ihre Höhe beträgt bei aufliegendem Mundrand 10 mm, die Gehäuse haben einen ziemlich konstanten Spitzenwinkel von 60°. Die Schale ist dünn, unter der obersten Schalenschicht befindet sich eine opalisierende Perlmutter-schicht. Oft ist auch die ursprüngliche Färbung erhalten, feine unregelmäßige Bänder, die senkrecht zu den vier Reifen verlaufen.

M. Hörnes erwähnt, daß diese Art den skulpturlosen Formen des *Trochus podolicus* Dub. nabesteht. In den Schichten, die das Liegende von NII bilden, kommen Typen vor, die eine Mittelstellung zwischen beiden Arten einnehmen. Die Gehäuse werden dickschalig und größer, die Reifen, die bei typischen Exemplaren von *Calliostoma poppelacki* Partsch immer scharf und schmal sind, werden breiter und stumpf, der Spitzenwinkel wird häufig kleiner. In den tiefsten Straten von NII kommen dann schon vereinzelt Exemplare vor, deren letzter Reifen leichte Verdickungen trägt.

*Calliostoma (Eutrochus) podolicum* Dub. Taf. X, Abb. 23—34.

*Trochus podolicus* Dub. M. Hörnes: 37, T. 45, Abb. 2, S. 447—449.

*Calliostoma (Eutrochus) podolicum* Dub. W. Friedberg: 68, T. 32, Abb. 18—21. Vorkommen: NII, NIII, B, D.

Es liegen größere Aufsammlungen aus den Aufschlüssen B, D und NIII vor. Diese Art, deren Entstehen man in dem Liegenden von Aufschluß NII gleichsam verfolgen kann, zeichnet sich durch eine auch für sarmatische Verhältnisse ungewöhnliche Variabilität aus. Es variieren Skulptur, Schalendicke, sowie Gehäusewinkel und Farbe in weitgehendem Maße.

Im Nußgraben NIII fanden sich:

1. Gehäuse mit einem Spitzenwinkel von  $\pm 60^\circ$ , Umgänge sechs, mit vier deutlichen gleichmäßigen stumpfen Reifen. Bei der Mehrzahl der Gehäuse sind die jüngsten Umgänge von den älteren abgesetzt und schließen nur einen Winkel von  $\pm 30^\circ$  ein. Dadurch erscheint das Gehäuse gebauht (Taf. X, Abb. 23).

2. Der Spitzenwinkel beträgt 45 bis 30°. Auch die zwei jüngsten Windungen sind nicht abgesetzt. Das Gehäuse ist streng kegelförmig. Bei den spitzwinkligen hohen Gehäusen ist oft eine Abschnürung der letzten Umgänge zu beobachten. Zahl der Umgänge meist 7 (Taf. X, Abb. 26).

### Skulpturveränderungen.

Die Reifen verflachen sich, der 1. und 4. wird schmaler und schärfer, der 2. und 3. treten zurück, können verschwinden. Die Schale ist meist etwas dünner (Taf. X, Abb. 32).

Die Reifen werden stärker, der 4. und 1. bedeutend verstärkt und kann den 4. Reifen des vorhergehenden Umganges übergreifen (Taf. X, Abb. 24, 30).

Es treten nur am 4. Reifen des letzten Umganges schwache Höcker auf (Friedberg, T. 32, Abb. 19).

Die typischen Exemplare haben meist einen größeren Gehäusewinkel, schlanke Exemplare tragen keine Skulptur. Typische Exemplare, die auf allen Reifen Höcker zur Ausbildung bringen (M. Hörnes, T. 45, Abb. 2), fanden sich häufig in den Aufschlüssen D und B (Taf. X, 27, 28, 33, 34).

Die Gehäuse mit größerem Spitzenwinkel sind meist einheitlich gefärbt, nur an der Basis der Umgänge sind wenige (4 bis 5) größere viereckige Flecken, am 4. Reifen ungefähr doppelt so viele kleinere zu sehen. Mit Abnahme des Gehäusewinkels ist eine Abnahme der Farbe verbunden, bis zu dünnen gelbbraunen unregelmäßig geflammten Streifen, die zwischen den Höckern verlaufen (Taf. X, 25, 29). Allen diesen Formveränderungen kommt keine stratigraphische Bedeutung zu, es ist daher nicht nötig, eigene Varietäten abzutrennen.

Nach Ivanov fehlt diese Art in den tieferen podolisch-sarmatischen Schichten (Andrusow, 30, S. 347). Dasselbe gilt auch für das Wiener Becken und die Ödenburger Bucht. Aber auch in den Aufsammlungen der Universität in Bukarest aus dem Mittelsarmat ist sie nicht vorhanden. *Calliostoma podolicum* Dub. ist demnach wohl für die jüngsten Horizonte des Volhynien, nicht mehr für das Bessarabien bezeichnend.

#### *Gibbula picta* Eich.

*Trochus pictus* Eich. M. Hörnes: 39, T. 45, Abb. 10, S. 456.

*Gibbula picta* Eich. W. Friedberg: 34, T. 30, Abb. 15, S. 483. Vorkommen: NI, NIII.

Die Exemplare aus NIII sind nur 3 mm groß, bei einer Schale übergreifen sich die Umgänge bedeutend weniger als bei typischen Exemplaren.

#### *Hydrobia stagnalis* Bast.

*Hydrobia ventrosa* Mont. R. Hörnes: 42, T. 2, Abb. 11, S. 68—70.

*Hydrobia stagnalis* Bast. W. Friedberg: 34, T. 24, Abb. 8, S. 401. Vorkommen: NI, NII, NIII, B, E.

Friedberg belegt auch die von R. Hörnes als *Hydrobia ventrosa* Mont. beschriebene Art aus Wiesen mit diesem Namen.

*Hydrobia immutata* Fr. l. Vorkommen: NIII.

*Hydrobia frauenfeldi* M. Hörn. Vorkommen: N III, B.

*Hydrobia sopronensis* R. Hörn.

*Hydrobia sopronensis* R. Hörn.: 42, T. 2, Abb. 13, 14.

Schon mehrere Male wurden Gastropoden mit losgelösten Umgängen beschrieben. Auf das Vorkommen aufgerollter Hydrobiden in den Grenzschichten von Zemendorf hat bereits R. Hörnes hingewiesen und sie konnten auch im Aufschluß B gefunden werden. Außerdem befand sich in der Geologischen Landesanstalt in Wien, in dem dort aufbewahrten Material, ein Gehäuse von *Pirinella* sp., dessen Umgänge durch tiefe Einschnitte gelrennt sind. Zwei ähnliche Gehäuse fand ich in Hauskirchen (Niederdonau). Ich halte diese Gastropodengehäuse für Abnormitäten, die ihre Ursache in Umweltsbedingungen haben (Taf. X, Abb. 36, 37). Ähnlich dürften die verbogenen Spitzen bei *Cerithien* aus sandigen Sedimenten zu erklären sein (Taf. X, Abb. 35). Sie kommen allerdings sehr selten auch bei *Dorsanum duplicatum* Sow. vor. Im Mittelsarmat von Kischinev treten derartige Wachstumsunregelmäßigkeiten so häufig auf, daß sie zur Aufstellung eigener Arten führten. Bisher waren solche Spitzenverbiegungen in größerer Häufigkeit nur aus tortonen Sanden bekannt geworden (1).

Die Untersuchung sarmatischer Gastropoden zeigte, daß Skulpturenänderungen häufig stattfinden. Folgende Beobachtungen können die von V. Kolesnikov in einer Arbeit über sarmatische Bucciniden gemachten Feststellungen über Skulpturbildung ergänzen.

1. Arten, die ihre Skulptur reduzieren, haben sie auf den Anfangswindungen noch gut ausgebildet:

*Pirinella disjuncta* Sow.,

*Bittium hartbergense* Hilb.

*Bittium hartbergense* Hilb. var. *schildbachense* Hilb.

2. Schalen, bei welchen die Skulptur im Zunehmen ist, tragen an den älteren Umgängen schwächere Skulptur:

*Calliostoma podolicum* Dub.

Es dürfte sich in beiden Fällen um eine Rekapitulation der Entwicklung handeln.

Es sollen nun noch jene Arten kurze Erwähnung finden, die in den jüngsten Sarmatschichten des Aufschlusses B auftreten, der eigentlichen Sarmatfauna aber fremd sind.

*Congerina simulans* Brus. Taf. IX, Abb. 6, 7.

Das autochthone Vorkommen dieser Art im Sarmat ist gesichert, da sich Doppelschalen in Spirorbiskalken des Aufschlusses B fanden. Sie wurden früher als *Congerina triangularis* Partsch (8) bestimmt. Es handelt sich um einfach gebaute Congerinen, welchen meines Erachtens keine stratigraphische Bedeutung zukommt.

*Melanopsis impressa* Krauß. var. *bonellii* Sism. Taf. X, Abb. 17, 18.

*Melanopsis impressa* Krauß.

Häufiger und besser bearbeitet sind die Melanopsiden. Den Ausführungen von R. Hörnes (42) ist nichts wesentliches hinzuzufügen.

*Melanopsis bouéi* Fér.

Wenige kleine Exemplare dieser Art fanden sich im Aufschluß B.

*Neritina* sp.

Die Neritinen sind im Miozän des Wiener Beckens zu wenig bekannt, als daß mir eine genaue Bestimmung der zum Teil sehr gut erhaltenen Exemplare möglich gewesen wäre. Jedenfalls besitzen sie größere Ähnlichkeit mit pliozänen Neritinen als mit mittelmiozänen.

## Fossilliste.

	Ervilien-Schichten				Mactra-Schichten			
	L	K	E	NI	NI I	NI II	B	D
<i>Limnocardium obsoletum</i> Eichw. var. <i>vin-</i> <i>dobonense</i> Partsch. . . . .	s	s	s	hh	.	.	.	.
<i>Limnocardium obsoletum</i> Eichw. var. . . . .	.	.	.	.	.	.	hh	.
<i>Limnocardium suessi</i> Barb var. . . . .	.	.	.	.	.	.	s	.
<i>Limnocardium fischerianum</i> Döng. . . . .	.	.	.	ss	.	ss	ss	.
<i>Limnocardium fischerianum</i> Döng. var. . . . .	.	.	.	.	.	.	ss	.
<i>Limnocardium plicatum</i> Eichw. . . . .	.	s	s	s	h	.	s	.
<i>Irus gregarius</i> Partsch. . . . .	hh'	hh	s	hh	.	.	s	hh*)
<i>Irus gregarius</i> Partsch var. <i>incrassatus</i> Eichw. . . . .	.	.	.	.	.	hh	h	s
<i>Irus vitalianus</i> d'Orb . . . . .	.	.	.	.	.	.	s	.
<i>Irus naviculatus</i> R. Hörn . . . . .	.	.	.	h	.	.	.	.
<i>Mactra podolica</i> Eichw. . . . .	Marz	.	.	.	.	.	.	.
<i>Mactra vitaliana</i> d'Orb var. <i>deltoides</i> Dub. Eichw. . . . .	.	s	.	hh	.	.	.	.
<i>Mactra vitaliana</i> d'Orb var. <i>vitaliana</i> d'Orb Eichw. . . . .	.	.	.	.	.	hh	h	s
<i>Mactra vitaliana</i> d'Orb var. <i>panderosa</i> Eichw. . . . .	.	.	.	.	.	h	.	.
<i>Ervilia podolica</i> Eichw. . . . .	.	s	s	hh	.	ss	s	hh*)
<i>Donax lucida</i> Eichw. . . . .	.	.	.	h	h	h	.	.
<i>Modiola volhynica</i> Eichw. . . . .	.	h	h	hh	s	h	h	.
<i>Modiolaria sarmatica</i> Eichw. . . . .	.	.	.	h	.	.	ss	.
<i>Solen subfragilis</i> Eichw. . . . .	.	.	s	h	s	s	s	.
<i>Pholas</i> sp. . . . .	.	.	ss	ss	.	.	.	.
<i>Ostrea gingensis</i> Schloth var. <i>sarmatica</i> Fuchs . . . . .	.	.	.	.	.	.	.	.
Sauerbrunn								
<i>Dorsanum duplicatum</i> Sow. . . . .	.	.	s	hh	s	hh	hh	h
<i>Dorsanum verneuili</i> d'Orb . . . . .	.	.	.	s	.	ss	s	.
<i>Dorsanum pseudogracile</i> Kol. . . . .	.	.	.	.	.	ss	.	.
<i>Pirinella disjuncta</i> Sow. . . . .	.	.	.	.	.	h	hh	hh
<i>Pirinella disjuncta</i> Sow. var. <i>quadricincta</i> Sieb. . . . .	.	.	.	.	.	.	ss	.
<i>Bittium hartbergense</i> Hilb. . . . .	.	.	s	.	h	hh	hh	h
<i>Pirenella picta</i> Def. . . . .	hh	h	hh	ss	hh	s	h	hh
<i>Pirenella picta</i> Def. var. <i>mitralis</i> Eichw. Eichw. . . . .	hh	h	hh	.	hh	s	hh	hh
<i>Pirenella picta</i> Def. var. <i>bicostata</i> Eichw. Eichw. . . . .	.	.	ss	.	s	ss	.	.
<i>Pirenella picta</i> Def. var. <i>melanopsiformis</i> Auing. . . . .	.	.	.	s	.	.	.	.
<i>Pirenella gamlicensis</i> Hilb. . . . .	.	h	.	.	.	.	.	.
<i>Cerithium rubiginosum</i> Eichw. . . . .	.	hh	ss	.	.	.	ss	.
<i>Tornatina lajonkaisseana</i> Bast. . . . .	.	.	.	h	s	h	s	.
<i>Calliostoma poppelacki</i> Partsch . . . . .	.	.	.	hh	.	.	.	.
<i>Calliostoma podolicum</i> Dub. . . . .	.	.	.	.	s	hh	hh	hh

\*) Im Liegenden des Aufschlusses.

	Ervilien-Schichten				Mactra-Schichten			
	L	K	E	NI	NII	NIII	B	D
<i>Gibbula picta</i> Eichw. . . . .				hh		ss	.	.
<i>Hydrobia immutata</i> Frfl. . . . .				.		hh	.	.
<i>Hydrobia frauenfeldi</i> M. Hörn. . . . .				.		h	h	.
<i>Hydrobia sopronensis</i> R. Hörn. . . . .				.			ss	.
<i>Hydrobia stagnalis</i> Bast. . . . .				h	h	hh	hh	.
<i>Aemaea cf. reussi</i> Sinz. . . . .				.		s	.	.
<i>Clavatula sotteri</i> Micht. . . . .				.		h	s	.
<i>Clavatula dodderleini</i> M. Hörn. . . . .				.		h	s	.
<i>Ocenebra sublavata</i> Bast. . . . .				.		h	h	.
<i>Columbella scripta</i> Bell. . . . .			ss	.		.	.	.
<i>Congeria simulans</i> Brus. . . . .			.	.		.	s	.
<i>Congeria</i> sp. . . . .			.	.		.	.	ss
<i>Helix</i> sp. . . . .			ss	.		.	ss	.
<i>Melanopsis impressa</i> Krauß . . . . .			.	.		.	hh	h
<i>Melanopsis impressa</i> Krauß var. <i>bonelli</i> Sism. . . . .			.	.		.	hh	h
<i>Melanopsis boule</i> Fér. . . . .			.	.		.	s	s
<i>Melania</i> sp. . . . .				ss	ss	.	.	.
<i>Neritina</i> sp. . . . .			ss	.		.	ss	.
<i>Planorbis</i> sp. . . . .			.	.		.	s	.
<i>Pisidium</i> . . . . .			.	.		.	ss	.
<i>Phasianella</i> sp. . . . .				s		s	s	.
<i>Spirorbis heliciiformis</i> Eichw. . . . .			.	.		hh	hh	.
<i>Spirorbis</i> sp. . . . .			.	.		ss	.	.
<i>Nubecularia</i> sp. . . . .			.	.		.	s	.
Bryozoen . . . . .			.	.		h	hh	.

### Analyse der Fauna.

#### Erhaltungszustand und Vorkommen.

##### Erhaltung.

In den Sanden sind die Molluskenschalen zum großen Teil gut erhalten. In den Aufschlüssen NI, NII, NIII, B, E, D trat keine Lösung der Aragonitschalen ein. Vielmehr sind noch Farbzzeichnungen erkennbar. Am bekanntesten sind die rötlichbraunen Bänder bei *Pirenella picta* Def. var. *mitralis* Eich. aus dem Nußgraben, freie unregelmäßige Bänder bei *Calliostoma poppelacki* Partsch und die verschiedenen Zeichnungen bei *Calliostoma podolicum* Dub. Bei *Modiola* unterscheiden sich die einzelnen Zuwachszonen durch verschiedene starke Rotfärbung. Deformationen durch Sedimentdruck sind sehr selten. Nur im Nußgraben (NI) in feinem Sediment mit lehmigen Beimengungen konnte ich in einer dünnen Zone bei *Modiola*, *Ervilia*, *Irus* und *Mactra* Verdrückungen und an Doppelschalen auch Klappenverschiebungen beobachten. Nur *Cardium obsoletum* Eich. war immer gut erhalten. Da diese Art in Gestalt und Schalenbau weitgehende Ähnlichkeit mit *Cardium edule* hat, so glaube ich, die Untersuchungen von H. Klähn (12) für einen Vergleich heranziehen zu können. Nach ihm verhält sich die Widerstandsfähigkeit gegen Druck bei *Cardium* und *Mytilus* wie 8,75:1, wobei *Cardium* bei dem von ihm untersuchten Material die größte Widerstandsfähigkeit besaß. Senkrecht

eingeregelt Doppelklappen von *Ervilia podolica* Eich sind, obwohl sie nur zum geringen Teil mit Sediment gefüllt waren, nicht deformiert, denn sie stellen dem auflastenden Sediment eine verhältnismäßig kleine Fläche entgegen.

Im Aufschluß B bei *Melanopsiden* und im Aufschluß N III bei Schalen von *Irus gregarius* Partsch konnte ich Drucklösungen beobachten. Es fällt auf, daß hier die Schalen von *Dorsanum* gebleicht und porös sind, im Gegensatz zu *Calliostoma podolicum* Dub. aus den gleichen Schichten, wo noch Farben vorhanden sind. Diese Gehäuse sind härter und spröder. Es mag dies in Verschiedenheiten der Schalenzusammensetzung begründet sein, welche durch die Fossilisation besonders deutlich in Erscheinung treten.

Neben allseitiger Abrollung konnte ich in einzelnen Fällen Facetten im Sinne von O. Pratzje (17) beobachten. Sie fanden sich im Aufschluß B und in Nexing (Niederdonau). In beiden Fällen handelt es sich um „Brandungsfacetten“ in groben, teils ungebankten, teils parallelgeschichteten Sanden. Sie ließen auf geringe Meerestiefe schließen.

In den westlichen, dem Torton näher liegenden Aufschlüssen K und L sind die Schalen aufgelöst und nur Steinkerne überliefert.

Im Aufschluß K sind bei *Cerithien* durch die Auskleidung der Hohlräume mit Calcit, als das Gehäuse noch nicht aufgelöst war, Spiralen entstanden, die dünnwandig und im Inneren meist hohl sind. Bei senkrecht eingeregeltten Bivalven, welche sich in Lebensstellung befinden, sind unvollständige Steinkerne häufig. Auffallend ist, daß die Schalen in den konkretionären Bänken des Aufschlusses B dagegen nicht gelöst sind.

### Vorkommen.

Die Küste des Sarmatmeeres dürfte bei Wiesen parallel dem kristallinen Grundgebirge von N nach S verlaufen sein. Winde vom Meere her mögen die Schalen in großer Menge zusammengetriftet und abgelagert haben. Es herrschen „gehäufte Vorkommen“ vor, der Fossilreichtum ist daher ungemein groß. In Linsen und Bändern, von mehr oder minder geschichteten Sedimenten umgeben, sind Gastropoden und Bivalvenschalen, bald getrennt, bald vermengt, zu Tausenden vereinigt.

Die Bivalvenschalen sind im Sinne von R. Richter zum Großteil gerichtet. Es herrscht die Lagerung gewölbt oben vor. Schichtflächen mit besonders schöner pflasterartiger Lagerung fanden sich in den Aufschlüssen B, N III, N I, L und K.

Von großer Bedeutung waren auch terrestrische Einflüsse. Besonders deutlich treten sie uns im Aufschluß E entgegen, wie auch in N III und B. Typische Lumachellenartige Bildungen sind seltener. Wohl finden sich einzelne Zonen mit viel Schalenbruchstücken, doch nur im Aufschluß B in den Grenzschichten erreichen sie größere Mächtigkeit.

Es handelt sich bei diesen Vorkommen meist um Zusammenschwemmungen von Schalen gleichen Alters mit kurzen Transportstrecken, also um parautochthone Vorkommen. Die Häufigkeit und

weite, flächenhafte Ausdehnung gibt trotzdem einen deutlichen Begriff von der Üppigkeit des Lebens in den Brackwasserräumen des Sarmats.

Eine genauere Beschreibung der Sedimente, Fossilien und ihrer Lagerung im Aufschluß N III soll diese Verhältnisse näher beleuchten. Im unteren Teil eines schmalen Bandes liegt *Irus gregarius* Partsch var. *incrassatus* Eichw. über 90% in der Lagerung gewölbt oben, ein Pflaster bildend, Schale neben Schale. Darüber liegt *Calliostoma podolicum* Dub. ebenfalls in sehr großer Individuenzahl.

*Irus gregarius* Partsch ist eine flache, schwere, dickschalige Muschel, die, fest am Boden liegend, dem Wasser nur geringe Angriffsfläche bietet, *Calliostoma* liegt zum größten Teil infolge seiner größeren Beweglichkeit, da sich seine Gestalt einem gleichseitigen Kegel nähert, unregelmäßig darüber.

Die Zwischenräume werden von zahlreichen Kleinfossilien ausgefüllt, wobei besonders die Häufigkeit von *Spirorbis* auffällt. Diese Kleinfossilien sind jedoch nur in den ältesten Windungen größerer Gastropodengehäuse gut erhalten, da sie nur dort von der Zerstörung durch Aufarbeitung und Sedimentdruck geschützt waren. Über den *Calliostomaschalen* liegt noch eine Zone meist zerstörter Kleinfossilien. Das Band hebt sich durch seine gelbbraune Farbe von den umgebenden Sanden ab und die Verteilung der Schalen läßt den Schluß zu, daß seine Ablagerung bei nachlassender Transportkraft des Wassers stattgefunden hat.

Die Sedimente unter- und oberhalb des beschriebenen Bandes werden von groben gebankten Sanden mit Schotterlinsen gebildet und lassen auf Landnähe und Bewegtwasser schließen. Hier finden sich wohl starkschalige Bivalven und *Calliostoma*, aber keine Kleinfossilien. Es liegt nun der Schluß nahe, daß die in dem beschriebenen Band vorgefundenen Kleinfossilien aus landfernere Gebieten stammen. Unter den Kleinfossilien ist, wie schon erwähnt, *Spirorbis* ungemein häufig, daneben kommen *Hydrobien*, *Acmaea*, *Dorsanum* u. a. kleine Gastropoden vor. Es finden sich auch *Bryozoen*, deren nähere Bestimmung aber nicht möglich war. Unter den *Bryozoen* sind zahlreiche Exemplare, die Ästchen vortäuschen. Es handelt sich aber nur um Inkrustierungen, um einen dünnen, langen Gegenstand. Ganz Ähnliches konnte ich an der Ostsee beobachten, wo häufig *Membranipora* (*Electra*) *crustulenta* var. *baltica* Stämmchen von Algen in der gleichen Weise umschließt.

Die aufgerollten Gehäuse von *Spirorbis heliciformis* zeigen oft auf ihrer Unterseite den schmalen länglichen Abdruck ihrer Unterlage und es ist sehr wahrscheinlich, daß es sich ebenfalls um Algen handelt, an welchen sie aufgewachsen waren.

Dies weist also auf Algenwälder hin, die auf flachen, ruhigen Sandböden eine reiche Kleinfanna, besonders Hydrobien, bargen. Da aber ähnliche Bildungen (Winkler) weit verbreitet sind, so läßt dies auf eine Verflachung großer Meeresgebiete im jüngeren Sarmat (Mactraschichten) auch im Pannonischen Becken schließen.

Durch F. E. Klinger (13) wurde die senkrechte Einregelung von *Cerithien* im Aufschluß N II beschrieben. Es wurden verschiedene



Meinungen darüber geäußert (20, 21, 15), wie die senkrechte Einregelung dieser Gastropodengehäuse zustande kommen konnte. Ich habe über Einregelung und Lagerung von Molluskenschalen im Sarmat von Wiesen eingehende Studien gemacht, doch sollen diese erst in einer späteren Arbeit Mitteilung finden.

An Flachmeerküsten ist die Aufarbeitung und Umlagerung älterer Sedimente von größter Bedeutung, worauf schon zahlreiche Autoren, z. B. R. Richter, A. Schwarz, W. Häntzschel u. a. hinwiesen. Dadurch kommt es häufig zu allochthoner Lagerung. Je geringer der zeitliche Abstand zwischen Ablagerung und Umlagerung ist, um so schwerer wird im fossilen Fall das richtige Erkennen eines solchen Vorkommens sein. Wiederholt wurde auf blau gefärbte Bivalvenschalen, aus aufgearbeitetem Schlick stammend, in den Spülsäumen der Nordsee hingewiesen. Bei meinem Aufenthalt in Rositten (Kurische Nehrung) fand ich im Spülsaum *Viviparus viviparus* neben *Viviparus fasciatus*. Die Schalen von *Viviparus fasciatus* stammten aus aufgearbeiteten Sedimenten, waren bis auf die Längsstreifen gebleicht, aber nicht abgerollt oder abgesplittert. Rezente Schalen dieser Art konnte ich nicht finden. So leicht meist die Trennung rezenter Schalen von subfossilen sein mag, so ist es doch bei Fossilien nicht immer möglich, einen geringen Altersunterschied festzustellen.

Auch im Sarmat sind bei den bedeutenden Schwankungen des Meeresspiegels häufig umgelagerte Formen älterer Horizonte in jüngeren zu erwarten. So ist es mir auch nicht möglich, das Vorkommen von *Ocenebra sublavata* Bast., *Clavatula Sotterii* Micht., *Clavatula doderleini* Hörn. in den höchsten Schichten vom Nußgraben anders als allochthon zu deuten. Die genannten Fossilien sind zwar nicht nennenswert abgerollt, doch finden sie sich mit einer Fauna, die eine weitgehende Aussüßung des Meeres nahelegt, welches sich in einer Regressionsphase befand und in dem das autochthone Vorkommen dieser „tortonen Reliktformen“ des älteren Sarmats unwahrscheinlich ist. Ähnlich äußert sich auch R. Hörnes (40, S. 64/65).

Dieser Umstand verursachte auch in den untersten Congerienschichten häufig eine Einschwemmung sarmatischer Mollusken. Als Beispiel wurde Aufschluß C schon erwähnt. Derartige Mischungen mögen in der Literatur öfter als Grenzschichten oder Zwischenschichten gedeutet worden sein. Es ist aber notwendig, diesen Begriff nur auf die Fälle zu beschränken, wo ein autochthones Vorkommen von *Congerien* und *Melanopsiden* im jüngeren Sarmat nachzuweisen ist.

Die Untersuchung über das Vorkommen ergab, daß in den meisten Fällen parautochthone, häufig auch allochthone Lagerung der Molluskenschalen anzutreffen ist. Letztere erschwert die Beurteilung des stratigraphischen Wertes der einzelnen Arten beträchtlich.

#### Die Schichtfolge der sarmatischen Ablagerungen der Ödenburger Bucht.

Die fossilreichen, in einer Mächtigkeit von nahezu 100 m aufgeschlossenen sarmatischen Schichten ermöglichen in der Umgebung von Wiesen folgende Gliederung:

B. Jüngerer (oberes) Sarmat: b) Grenzschichten und Mastrschichten, a) Ervilienschichten.

A. Älteres Sarmat: Schotter.

#### A. Älteres Sarmat.

Das tiefste Schichtglied des Sarmats wird in der Umgebung von Wiesen durch Schotter gebildet, welche oft mit feineren Sanden wechsellagern. Sie stellen das Liegende des Aufschlusses L dar und erreichen dort eine Mächtigkeit von nahezu 50 m, fallen zum Teil stark nach O ein und tauchen beim Schöllingberg unter. Eine eingehendere Beschreibung dieser Schotter lieferte A. Winkler 1928 (28). Es wird gezeigt, daß sie von Flußgeröllen gebildet werden, welche vom O-Rand der Rosalia bis in die unmittelbare Umgebung von Ödenburg zu verfolgen sind. Sie werden zum Teil aus Dachsteinkalken, Dolomiten, sowie aus Sandsteinen von Flyschhabitus zusammengesetzt. A. Winkler schließt daraus, daß die Ödenburger Pforte in sarmatischer Zeit von einem aus den Voralpen und der Flyschzone kommenden Fluß längere Zeit durchflossen oder vom Delta eines solchen eingenommen wurde. Das südliche Wiener Becken war ebenfalls von einem ausgedehnten Schuttkegel dieses Flusses eingenommen oder, nach F. Kümmler, noch nicht eingebrochen. Die Wurzel des Deltas lag wahrscheinlich im heutigen unteren Triesting- und Schwechattal, seine Stirn ist irgendwo im Gebiete NO von Ödenburg zu suchen. Für den in östlicher Richtung verlaufenden Fluß wird der Name Urtriesting vorgeschlagen. Die Fauna des Aufschlusses L gehört dem jüngeren Sarmat, und zwar dessen ältestem Schichtglied, den Ervilienschichten, an. Daher müssen die tiefer liegenden Sedimente dem älteren Sarmat zugerechnet werden. Die Frage, ob die Entstehung der Schotter schon vom mittleren Miozän an erfolgte oder zwischen Torton und Sarmat eine Diskordanz besteht, konnte in der Umgebung von Wiesen nicht entschieden werden.

Verhältnisse, die mit den aus der Umgebung von Wiesen beschriebenen die größte Ähnlichkeit haben, werden aus weiter südlichem Gebiet von W. Brandl (4) ausführlich behandelt. In der Umgebung von Hartberg werden die tiefsten Schichten ebenfalls von groben Schottern, die mit Sanden wechsellagern, gebildet. In der Nähe der Ortschaft Renzendorf fanden sich unmittelbar über grobklastischen Ablagerungen sarmatische Versteinerungen.

O von Mattersburg, am Kogelberg bei Marz, ist das unterste sarmatische Schichtglied durch Tegelsand mit *Linno-Cardium cf. latesulcatum* Mü n s t. gekennzeichnet. Es ist keine Unterbrechung der Sedimentfolge zwischen Torton und Sarmat zu erkennen; die Fossilien, welche durch ihre geringe Variabilität auffallen, sollen in einer späteren Arbeit besprochen werden. Auf diese Tegelsande, welche dem unteren Sarmat der Steiermark gleichzusetzen sind, folgen fossililere Schotterbänke, die mit den Schottern von Wiesen übereinstimmen. Sie würden dem mittleren Sarmat von Steiermark entsprechen. So beschreibt A. Winkler z. B. ein ausgedehntes, vorwiegend aus

Schottern bestehendes Flußdelta, das von einem alten Draulauf im S-Teil der steirischen Bucht aufgeschüttet wurde und gleichsam als Leithorizont dienen kann.

## B. Jüngerer Sarmat.

### a) Ervilienschichten.

Die ungemein weit verbreitete Art *Ervilia podolica* Eich. scheint nur in feinsandigen und tegeligen Sedimenten in großer Häufigkeit vorzukommen. In Schottern, sowie in Sedimenten, die auf größere Landnähe schließen lassen, ist sie sehr selten. An der vom Ort Wiesen zum Bahnhof führenden Straße NI sind oft ganze Schichten fast ausschließlich von dieser Art erfüllt. Folgende Häufigkeitsverhältnisse konnten beobachtet werden:

<i>Ervilia podolica</i> Eich. . . . .	85%
<i>Limnocardium obsoletum</i> Eich. var. <i>vindobonense</i> Lask. . . . .	5%
<i>Limnocardium plicatum</i> Eich. . . . .	1%
<i>Donax lucida</i> Eich. . . . .	5%
<i>Irus gregarius</i> Partsch . . . . .	2%
<i>Maetra vitaliana</i> d'Orh. var. <i>deltoides</i> Dub. . . . .	1%
<i>Dorsanum duplicatum</i> Sow. . . . .	1%
<i>Pirenella picta</i> Def. var. <i>mitralis</i> Eichw. . . . .	1 Exemplar

Es ist das starke Zurücktreten der Gastropoden auffällig. Die Bivalven sind durchwegs grabende Formen und stellen eine Vergesellschaftung dar, welche die Sandböden des seichten Meeres in einiger Entfernung vom Lande bewohnt haben dürfte. Einige Arten erreichen in diesem Lebensraum das Optimum ihrer Entwicklung. Es finden sich nur hier große Exemplare von *Ervilia podolica* Eich. mit vielen Wachstumsringen, in auffälliger Zahl, typische große Exemplare von *Donax lucida* Eich., *Modilia volhynica* Eichw., *Modiolaria sarmatica* Eichw., *Cardium obsoletum* Eich. var. *vindobonense* Partsch und *Cardium plicatum* Eich. In den westlich gelegenen Aufschlüssen L und K treten *Cerithien* auf, *Ervilia podolica* Eich. ist seltener, dafür kommt *Irus gregarius* Partsch in großer Häufigkeit, allerdings als veränderte Standortsform, vor.

Die Ervilienschichten finden sich in dieser Ausbildung im Arbeitsgebiet nur in den älteren Horizonten des jüngeren (oberen) Sarmats.

Die Cerithiensande sind in Wiesen an einigen Stellen aufgeschlossen. So führen die Sande im Liegenden des Aufschlusses E eine Fauna, in welchen neben *Cerithien* nur wenige kleine Bivalven vorkommen. Weiter nach Osten, der Straße entlang, nimmt die Zahl der Gastropoden immer mehr ab und es treten Bivalven, vor allem *Ervilia podolica* Eich., an ihre Stelle.

Im Aufschluß NII sind die *Cerithien*, vorwiegend die Art *Pirenella picta* Def. var. *mitralis* Eich., zu Tausenden in Linsen und Bädern vereinigt. Andere Gastropoden sind selten. Die Feinschichtung der Sande läßt auch hier auf Landnähe schließen. Den Cerithiensanden ist das Vorkommen kleiner, dünnschaliger Bivalven eigentümlich. Es wurden folgende Häufigkeitsverhältnisse beobachtet:

<i>Pirenella picta</i> Def. var. <i>mitralis</i> Eich. . . . .	80%
<i>Bittium hartbergense</i> Hilb. . . . .	2%
<i>Dorsanum duplicatum</i> Sow. . . . .	2%
<i>Pirenella picta</i> Def. var. <i>bicostata</i> Eich. . . . .	2%
<i>Melania</i> sp. . . . .	1 Fragment
<i>Limnocardium obsoletum</i> Eich. . . . .	4%
<i>Limnocardium plicatum</i> Eich. . . . .	3%
<i>Donax lucida</i> Eich. . . . .	4%
<i>Maetra vitaliana</i> d'Orb. var. . . . .	3%

Im Aufschluß B gehören Cerithiensande dem höchsten Sarmat an. Knapp unter den Grenzschiechten zum Pannon kommen mit *Cardium* Cerithien aus dem Formenkreis *Bittium hartbergense* Hilb. vor. Sonst finden sich nur stark abgerollte Gastropoden, die meist unbestimmbar sind. Diese Schichten stellen, wie schon dargelegt wurde, Bildungen dar, die in großer Landnähe entstanden sind. Im Liegenden des Aufschlusses kommen neben *Pirenella picta* Def. var. *mitralis* Eich. und *Pirenella disjuncta* Sow. zahlreiche Gastropoden, aber nur kleinere Bivalven vor. Schließlich gehören Sande mit *Pirenella picta* Def. im Aufschluß B und D den Grenzschiechten an. Es gibt also im Sarmat bei Wiesen in allen Horizonten Cerithiensande und in allen Fällen scheint es sich um landnahe Bildungen zu handeln.

#### b) Maetraschichten.

Die Mächtigkeit dieser Schichten beträgt in der Umgebung von Wiesen mindestens 20 m. Bezeichnend sind starkschalige Bivalven, die in gleicher Weise im Wiener Becken und in Steiermark für das jüngste Sarmat bezeichnend sind. Außerdem kommt in diesen Schichten *Calliostoma podolicum* Dub. vor, eine Art, die sich in den landnahen Schichten in der Umgebung von Wiesen in großer Häufigkeit findet. Die Sedimente lassen auf eine weitgehende Verflachung des Meeres schließen. Die Zahl der vorkommenden Arten ist geringer als in den Ervilienschichten.

Im Jahre 1883 teilte V. Hilber mit (8), daß er *Nubecularia* aus den Sarmatschichten von Wiesen bestimmt habe. 1897 berichtigte R. Hörnes diese Angaben und stellte fest, daß es sich dabei um Spirorbisröhrchen handelte. Es gelang mir nun neuerdings, Foraminiferen im Aufschluß B zu finden, die zu den *Nubeculariinen* gehören. Bei der großen stratigraphischen Bedeutung, welcher man diesen Foraminiferenarten zubilligt, sie sollen die typischsten Leitfossilien für Mittelsarmat sein, wäre ein Studium über deren Vorkommen an weiteren Fundstellen des Pannonischen Beckens sehr wünschenswert. Die Exemplare von Wiesen müssen artlich nicht mit jenen von Kischinev in Bessarabien übereinstimmen, weshalb die stratigraphische Bedeutung dieser Foraminiferenarten im Pannonischen Becken noch zu klären ist.

Auffallend sind aber auch jene Molluskenarten, die in gleicher Weise im Mittelsarmat Bessarabiens vorkommen. So konnten von *Irus vitalianus* d'Orb. typische Exemplare gefunden werden, *Acmaea cf. reussi* Sinz, *Limnocardium fischerianum* Dong, *Dorsanum*

*pseudogracile* K. o. l. und *Phasianella* sp. sind weitere auch im Mittelsarmat Rumäniens vorkommende Arten von *Maetra vitaliana* d'Orb. var. *vitaliana* d'Orb. und *Irus gregarius* Partsch var. *incrassatus* Eichw. sind große dicke Schalen sehr häufig. Außerdem finden sich *Bryozoen*, *Spirorbiskalke*, zahlreiche *Hydrobien* und *Cerithien*. Die typisch untersarmatischen Arten fehlen oder sie befinden sich nicht auf autochthoner Lagerstätte.

Im ganzen Pannonischen Becken fehlt aber die Vielzahl der *Trochiden*, *Phasianellen*, der *Limnocardien* und *Maetren*, die dem Bessarabien in Rumänien sein Gepräge geben. Daß die Arten am Ostrand des Pannonischen Beckens kleiner und dürftiger sind als in Rumänien, kann vielleicht zum Teil durch Klimaunterschiede erklärt werden. Doch die geringe Mächtigkeit der Maetraschichten bei Wiesen sowie die Fauna in ihrer Gesamtheit läßt, verglichen mit dem Mittelsarmat von Rumänien, bis jetzt höchstens den Schluß zu, daß es sich um Schichten handelt, die dem tiefsten Horizont des Mittelsarmates in Rumänien entsprechen könnten.

Unmittelbar auf die Maetraschichten folgen als deren jüngster Horizont

#### Grenzschiechten.

Im Jahre 1883 beschrieb Hilber (8) in einer kurzen Notiz das Vorkommen von *Melanopsis impressa* Krauß und *Congeria triangularis* Partsch (wahrscheinlich *Congeria simulans* Brus.) in den sarmatischen Schichten im „Steinbruch Wiesen nächst der Bahn“. 1897 erfolgte eine genauere Bearbeitung durch R. Hörnes. Er gab eine Darstellung dieses Vorkommens und eine Beschreibung der in ähnlichen Schichten von Zemendorf vorkommenden Gastropoden. Im Jahre 1900 wurden von ihm weitere Beobachtungen darüber in einer Arbeit „Über die vorpontische Erosion“ mitgeteilt.

Nachdem schon Th. Fuchs (1875, 7) in seiner Gliederung der tertiären Sedimente das Vorhandensein von sogenannten Zwischenschichten im Wiener Becken feststellte, wurden weitere Vorkommen durch Friedl (6), Janoschek (10), A. Winkler (27) bekannt.

In der NW-Ecke des Aufschlusses B befinden sich Cardiensande. Es dürfte sich dabei um landnahe Bildungen handeln, die in einer seichten Bucht zur Ablagerung kamen und eine artenarme Fauna enthielten (Abb. 3). Darüber befindet sich eine 50 cm mächtige Schichte mit runden Blöcken, Schottern und Bruchschill scharf gegen feine Sande im Liegenden und Hangenden abgegrenzt. Die Fossilliste zeigt, daß *Ervilia podolica* Eich. häufig neben *Cerithien* vorkommt, daß tortone Relikformen neben einer Anzahl von Arten anzutreffen sind, die auf weit vorgeschrittene Aussüßung des Meeres schließen lassen. Bei einigen Exemplaren ist aus dem Erhaltungszustand das allochthone Vorkommen zu ersehen. An Gehäusen von *Pirenella picta* Def. var. *mitralis* Eich. haftet noch Sediment, in welches sie früher eingebettet waren. Gleiches kommt auch bei *Irus gregarius* Partsch vor. Fast alle Exemplare dieser größeren Muschel sind stark abgerollt und zertrümmert. Es zeigt sich, daß größere Schalen verhältnismäßig

mehr abgerollt sind wie kleine. Dies wird mit der schwächeren Aufarbeitung kleinerer Schalen (H. Kläh n, 12) zusammenhängen. Auch kleine *Melanopsiden* sind weit weniger abgerollt wie große. Auffallenderweise findet sich *Cerithium rubiginosum*, doch nur in stark abgerollten Exemplaren, die nur mehr Skulpturspuren tragen. Im übrigen Aufschluß und im Nußgraben scheint diese Art zu fehlen wie auch R. Hörnes feststellte (41). Die wenigen *Pleurotomen* sind stark abgerollt und zeigen Beschädigungen. Die übrigen Arten sind zum Teil vorzüglich erhalten.

Ein weiterer Beweis, daß zur Zeit der Bildung dieser Grenzschichten starke Umlagerungen älterer Sedimente stattfanden, sind zahlreiche sarmatische Gerölle verschiedener Größe. Die kalkalpinen, kristallinen sowie die Flyschgerölle müssen nicht durch einen Fluß aus den Alpen direkt herangebracht sein, sondern können ähnlichen Konglomeraten und Schotterbänken entstammen, wie sie beim Ort Wiesen anstehen.

Das Auftreten der Grenzschichten wird weitgehend von der Lage zur Küste abhängig und durch Landnähe begünstigt sein. In abgeschlossenen Buchten mit starkem Süßwasserzufluß werden sie früher zur Ausbildung gekommen sein als im übrigen Meeresbecken. Wie in den Grenzschichten des Sarmats finden sich auch in rezenten Meeren in Küstenzonen *Melanopsiden* in großer Häufigkeit. Bekannt ist ferner das Vorkommen der *Melanopsiden* in den Randgebieten des Meeres im Helvet. Zu Ende des Sarmats scheinen derartige Schichten in dem Zeitpunkt weitere Verbreitung zu gewinnen als die zuzugenden Lebensbedingungen auf weitere Gebiete ausgedehnt werden und die sarmatische Fauna, welche von der marinen herstammte, ihre Lebensmöglichkeit verlor.

Auch für diese Horizonte ist das häufige Vorkommen von *Spirorbis* bezeichnend. *Spirorbis*kalke ummanteln Bryozoenknollen, Gerölle und lose Schalen von Bivalven und Gastropoden. Diese Kalkknollen können einen Durchmesser von einem halben Meter erreichen. In Löchern sitzen häufig Congerien, oft vollkommen von *Spirorbis* umschlossen. Neben diesen *Spirorbis*kolonien dürften auch Kalkalgen gesteinsbildend aufgetreten sein.

R. Hörnes gibt an (42), daß Sande mit sarmatischer Fauna in Wiesen über den Grenzschichten vorkommen. Diese werden aber meines Wissens nie von Sedimenten mit einer typischen Sarmatfauna, für die ein autochthones Vorkommen wahrscheinlich ist, überlagert. Auch im Aufschluß bei der Eisenbahnhaltestelle Wiesen haben die Sande über den Grenzschichten nicht die geringste Ähnlichkeit mit älteren sarmatischen Ablagerungen. Trotzdem dürfte eine Zuteilung der Grenzschichten zum Sarmat gerechtfertigt sein durch die Unterschiede zwischen den *Melanopsiden* und Congerien der Grenzschichten und jener des Pannons.

### **Über die Entwicklung der Fauna im Sarmat von Wiesen.**

Es soll in den folgenden Ausführungen der Versuch unternommen werden, das Verhalten einzelner Arten im Verlaufe der sarmatischen Schichtfolge zu besprechen.

Die Deutungsversuche gehen notgedrungen von Beobachtungen der Gegenwart aus, es sind also Analogieschlüsse, die gleiche oder ähnliche Bedingungen und gleiche Ursachen für die Reaktionen der Tiere wie in der Gegenwart voraussetzen. Da die erwähnten Erscheinungen in ihren Zusammenhängen nicht immer restlos geklärt sind, sind nicht alle derartigen Schlüsse mit der wünschenswerten Sicherheit zu ziehen und es klafft noch manche Lücke in unserem Wissen vom Leben der Vergangenheit. Diese ganz allgemeinen Feststellungen sind gerade auch im Hinblick auf den Gegenstand meiner Untersuchungen nicht unbegründet. Erklärungen für die Veränderlichkeit einer Art im Brackwasser sind, da die Gegenwart unzureichende Grundlagen bietet, für den fossilen Fall nur zum geringsten Teil möglich; besonders dann, wenn eine Variabilität auftritt, die in rezenten Meeren nicht zu beobachten ist. Ich möchte daher, daß die im folgenden gegebenen Deutungen nur als Versuche zur Erklärung der Erscheinungen der Vorzeit gewertet werden.

Wiederholt wurde auf die Abhängigkeit der Molluskenschalen von ihrem Standort hingewiesen. Es wurde schon erwähnt, daß die Cerithiensande landnäheren und die Ervilienschichten landfernere Bildungen angehören dürften. Folgende Fossilien waren gemeinsam:

	Ervilienschichten	Cerithiensande
<i>Limnocardium obsoletum</i> Eich.	NI	NI
<i>var. vindobonense</i> Partsch. . . . .	21 mm	7—11 mm
<i>Limnocardium plicatum</i> Eich. . . . .	30 mm	15 mm
<i>Donax lucida</i> Eich. . . . .	20 mm	10 mm
<i>Maetra vitaliana</i> d'Orb. . . . .	26 mm	14 mm

Die untersuchten Bivalven erreichen also in landnahen Bildungen nur halbe Länge und *Maetra* ist außerdem dort viel dünnchaliger.

Untersuchungen an *Irus gregarius* Partsch zeigen, daß es sich bei den kleineren Schalen der Cerithiensande nicht um Jugendexemplare handelt. Im Aufschluß E fanden sich Schalen, deren Länge 15 mm, Breite 13 mm, Höhe 2,7 mm betrug. 5 Wachstumszonen waren deutlich abgesetzt. Normalgroße Exemplare von *Irus gregarius* Partsch sind 21 mm lang, 14 mm breit, 3,7 mm hoch bei 6 bis 8 Wachstumszonen. Taf. IX, Abb. 24.

Ganz ähnliche Verhältnisse sind auch in rezenten Meeren zu beobachten. Die Größe von *Cardium edule* beträgt: Wangerooe (freies Meer): Länge 30 mm, Breite 27 mm, Höhe 10 mm; Zuwachszonen: 5 bis 7. In den Watten von Wilhelmshaven: Länge 25 mm, Breite 21 mm, Höhe 7 mm; Zuwachszonen: 4 bis 5.

In einer Studie über den Schloßapparat von *Tapes* unterscheidet F. Kautsky (11):

1. Gute Graber auf nicht zu weichem Untergrund (in bewegtem Wasser):

Vorgezogener Vorderrand, mäßig langgestreckte Form, kleine Wirbel, dicke aber flache Schale, oft hestelt Neigung, den Vorderrand und Hinterrand symmetrisch auszubilden. Kräftige Scharnierbildung.

2. Gute Gräber auf weichem Untergrund.
3. Schlechte Gräber auf sehr weichem Untergrund.
4. Schlechte Gräber auf hartem Untergrund (bei sehr bewegtem Wasser):

Gerundeter, nicht vorgezogener, von oben gesehener konvexer Vorderrand, kurze, hohe, starkgewölbte, kugelige, dickschalige Form, mit kräftigem Wirbel, oft zur Gleichseitigkeit neigend, kräftige Scharnierbildung, tiefe große Muskeleindrücke.

Die Verschiedenheiten der Schalenbildung, welche bei *Irus gregarius* Partsch im Sarmat auffallen, könnten zum Teil ähnliche Anpassungsformen sein, wie sie F. Kautsky bei *Tapes* feststellte. Wegen der Sedimentbeschaffenheit kommen nur die Punkte 1 und 4 in Betracht. Im Aufschluß NI finden sich längliche Schalen mit schwachem Schloß und geringem Gewicht. Sie sind vorwiegend in Lebensstellung, nicht von Sediment ausgefüllt und von einer Sandhülle umgeben, die offenbar als Bohrkern höheren Zonen entstammt. Sie sind auf Taf. IX, Abb. 20—22 dargestellt. In den Cerithiensanden sind die Exemplare, wie Taf. IX, Abb. 23—25 zeigt, bedeutend kleiner, rundlicher und dickschaliger. Es würden demnach die Exemplare aus den landferneren Sedimenten bei F. Kautsky dem Typus 1, die Exemplare aus den landnahen Cerithiensanden dem Typus 4 entsprechen.

Die größeren Schalen von *Irus gregarius* Partsch var. *incrassatus* Eichw. aus den Mastraschichten dürften ebenfalls dem Typus 4 bei F. Kautsky entsprechen, was auch mit dem Sediment, Schotterlinsen, grobe gebankte Sande, übereinstimmt. Taf. IX, Abb. 26.

Es zeigt sich also, daß die Vielgestaltigkeit bei den sarmatischen Arten zum Teil auf die Einflüsse des Standortes zurückzuführen ist. Außer Größe und Schalendicke wird aber auch die Skulptur beeinflusst. So sind die Skulpturelemente bei *Irus* und bei *Cardien* aus landfernen Ablagerungen mit geringerer Wasserbewegung bedeutend regelmäßiger als bei Exemplaren, die landnahen Bildungen entstammen, wo sie häufig fehlen können.

Derartigen Unterschieden kommt kein stratigraphischer Wert zu und ich habe es daher unterlassen, diese Standortsformen als eigene Varietäten abzutrennen.

Die Schichtfolge des Sarmats läßt eine langsame Aussüßung des Meeres annehmen. In den ältesten sarmatischen Ablagerungen findet sich eine größere Zahl tortoner Relikte und die sarmatischen Arten sind ihren Vorfahren noch sehr ähnlich, welche im Tortonmeere lebten. In den jüngeren sarmatischen Ablagerungen fehlen die tortonen Relikte, die Sarmatfauna ist weitgehend verändert und zeigt keine Ähnlichkeit mehr mit Tortonarten. Schließlich finden sich in konkordanter Schichtfolge über sarmatischen Ablagerungen Melanopsiden und Congerien, welche schon auf eine bedeutende Abnahme des Salzgehaltes schließen lassen.

Es sind leider bis jetzt noch keine anorganischen Anhaltspunkte für die Bestimmung des Salzgehaltes der vorzeitlichen Meere bekannt. Dieser ist wohl nicht der alleinige Grund für die Reaktionen der



Fauna im Brackwasser, doch scheint ihm eine wichtige Rolle zukommen.

Im Aufschluß B fand sich eine *Bryozoenart*, die große Ähnlichkeit mit *Membranipora (Electra) crustulenta var. baltica* hat. Im Aufschluß N III fanden sich neben den erwähnten zahlreichen Fossilien auch Bryozoen. Es handelt sich um einige *Cheilostomen*, die aber keine Ähnlichkeit mit rezenten Arten haben. Sie treten in typischer Vergesellschaftung mit *Spirorbis* auf und haben wohlausgebildete vollständig geschlossene Coöcien mit einer deutlichen Zeichnung. Falls sich diese Bryozoen im Aufbau ihres Kalkskelettes ähnlich verhielten wie die rezenten, so wäre auch noch zu Ende des Sarmats, denn dieser Zeit entstammen die bryozoenführenden Ablagerungen obiger Aufschlüsse, ein größerer Salzgehalt anzunehmen als heute in der östlichen Ostsee. Das Aussterben der obersarmatischen Fauna schien in dem Augenblick erfolgt zu sein, als das Meer seinen normalbrackischen Charakter verlor.

Die Untersuchungen von Chen-Ya-Shih (22), die den Wechsel der Größe und Schalendicke bei Molluskenschalen zum Gegenstand hatten, lieferten, wie ich glaube, erweiterte Grundlagen für die Kenntnis jener Faktoren, die für die Entwicklung der Molluskenschalen von Bedeutung sein können. Es sei hier besonders auf das Verhalten der Schalen bei wechselndem Salzgehalt hingewiesen. Um die Einflüsse des geringeren Salzgehaltes der Ostsee auf *Cardium edule* L. zu verdeutlichen, sei die Tabelle 15 von Chen-Ya-Shih zum Teil wiedergegeben. Sie wurde durch eigene Messungen an *Cardien* von Pillau (Ostprien) ergänzt und zeigt eine Reduktion der Schalengröße mit abnehmendem Salzgehalt, sowie eine Verringerung des Gewichtes.

*Cardium edule* L. (rezent) nach Chen-Ya-Shih.

Vorkommen	Salzgehalt des Meeres	Durchmesser in mm			Gewicht in % des Volumens	Zahl der gemessenen Exemplare
		kleinster	größter	Durchschn		
Pillau (Ostprien)	$\pm 8\text{‰}$	13,3	18,—	14,5	—	26
Wollin, Misdroy, O. Rügen . . . . .	7—15‰	18,—	27,6	20,5	64	27
Warnemünde, Kiel, Gr. Belt . . . . .	15—20‰	26,—	43,3	31,—	70	148
Sylt, Büsum, Cux- haven . . . . .	32‰	26,5	44,—	35,—	84	187
Helgoland . . . . .	32‰	29,—	36,5	34,2	84	25

An jenen Arten, welche sich durch Häufigkeit und Verbreitung dazu eignen, konnten folgende Reaktionen auf die langsame Ausübung des Sarmatmeeres festgestellt werden:

1. Eine Größenabnahme von älteren zu jüngeren Ablagerungen: *Limnocardium obsoletum* Eichw.

2. Bei einzelnen Arten konnte jedoch nicht die zu erwartende Größenabnahme festgestellt werden, im Gegenteil, die in höheren Horizonten vorgefundenen Exemplare zeichneten sich nicht nur durch eine Größenzunahme aus, sondern auch die Schalendicke und -schwere zeigt eine bedeutende Zunahme. Auf Schichten mit der kleinen *Maetra vitaliana* d'Orb. var. *deltoides* Dub. mit dem kleineren *Irus gregarius* Partsch folgen jene mit den größeren Varietäten:

*Maetra vitaliana* d'Orb. var. *vitaliana* d'Orb.

*Maetra vitaliana* d'Orb. var. *panderosa* Eichw. und

*Irus gregarius* Partsch var. *incrassatus* Eichw.

Ebenso folgen *Calliostoma poppelacki* Partsch und *Calliostoma podolicum* Dub. übereinander.

Diese Ergebnisse sollen auf der Tabelle 4 nochmals übersichtlich wiedergegeben werden.

Da es nicht möglich ist, genaue Zahlen für den Salzgehalt des Sarmatmeeres anzugeben, so soll der Wechsel der Begleitfauna die Verschiedenheiten des Lebensraumes anzeigen. Den größten Salzgehalt dürften die *Ervilien* anzeigen, an deren Stelle, wie schon mehrfach erwähnt, in unmittelbarer Landnähe *Cerithien* treten. *Maetra* in großer Individuenzahl für das jüngste Sarmat bezeichnend, soll den geringsten Salzgehalt voraussetzen. Allen drei näher untersuchten Arten ist gemeinsam, daß die Breite im Verhältnis zur Länge zunimmt, es herrschen also in den jüngeren Schichten runde Schalentypen vor.

Es wurde festgestellt, daß Landnähe allein auf die Molluskenarten in der Form einwirkt, daß sie kleiner werden. In den Aufschlüssen NI, NII, NIII finden sich Gastropoden und Bivalven in übereinander liegenden Schichten. Die jüngsten Sedimente in NIII zeigen durch Schotterlinsen, parallelgeschichtete und gebankte Sande unmittelbare Landnähe an. Um so auffallender ist daher, daß *Irus gregarius* Partsch und *Maetra vitaliana* in Ablagerungen, bei welchen eine weitere Abnahme des Salzgehaltes wahrscheinlich ist, trotz größerer Landnähe eine Größenzunahme zeigen.

Im Pannon scheint sich Ähnliches zu wiederholen. Es ist bekannt, daß die *Congerien* und *Cardien* in den jüngeren Ablagerungen (Schichten mit *Congeria subglobosa* Partsch) in Sand und in Tegel, in landnahen und landfernen Ablagerungen größer sind als in den älteren Schichten der *Congeria partschi* Cz. und *Congeria ornithopsis* Brus.

Auch das Verhalten der einzelnen Arten einer Familie bei sich ändernden Umweltbedingungen ist nicht einheitlich. Die *Limnocardien* zeigen im Verlauf des Sarmats eine Größenabnahme und eine Vereinfachung, schließlich vollkommenen Verlust der Skulptur. Im Pannon ist, wie schon vorhin erwähnt, bei den *Limnocardien* eine Größenzunahme zu beobachten und besonders in den Inzersdorfer Tegeln finden sich zahlreiche *Limnocardien* von bedeutender Größe.

Es wurde schon im Kapitel „Faunenbestand“ darauf hingewiesen, daß die Größenzunahme bei fortschreitender Aussüßung nicht nur im Wiener Becken zu beobachten ist. Vielleicht noch in erhöhtem Maße gilt sie für Rumänien, Serbien und Südrußland.

*Irus gregarius* Partsch, *Mactra vitaliana* d'Orb, *Limnocardium obsoletum* Eichw.

In verschiedenen Sarmathorizonten

Name der Art	Begleitfauna	Vorkommen	Länge in mm			Breite in mm			Zahl der gemessenen Exempl.
			kleinste	größte	Durchschnitt	kleinste	größte	Breite zu Länge	
<i>Irus gregarius</i> Partsch . . . . .	<i>Ervilien</i>	Wiesen N I	16.5	26.—	20.8	12.7	20.3	74%	14
<i>Irus gregarius</i> Partsch . . . . .	<i>Ervilien</i>	Wiesen N I höher	15.3	27.—	22.1	11.6	21.7	79%	22
<i>Irus gregarius</i> Partsch . . . . .	<i>Ervilien</i>	Hölles	19.5	27.1	26.7	14.6	21.2	72%	9
<i>Irus gregarius</i> Partsch . . . . .	<i>Cerithien</i>	Hölles	12.3	26.6	17.3	11.—	24.5	92%	17
<i>Irus gregarius</i> Partsch . . . . .	<i>Cerithien</i>	Wiesen K	16.5	23.6	18.5	12.—	15.8	86%	5
<i>Irus gregarius</i> Partsch var. <i>in crassatus</i> Eichw. . . . .	<i>Mactra</i>	Wiesen N III	28.5	39.—	34.1	21.9	26.3	80%	14
<i>Mactra vitaliana</i> d'Orb var. <i>deltoides</i> Dub. . . . .	<i>Ervilien</i>	Wiesen N I	20.7	39.5	26.6	15.5	29.8	73%	6
<i>Mactra vitaliana</i> d'Orb . . . . .	<i>Cerithien</i>	Wiesen N II	11.7	17.3	14.3	10.4	13.5	74%	4
<i>Mactra vitaliana</i> d'Orb var. <i>vitaliana</i> d'Orb . . . . .	<i>Mactra-Schichten</i>	Wiesen N III	38.7	52.8	43.3	33.3	48.2	84%	10
<i>Limnocardium obsoletum</i> Eich. var. <i>vindobonense</i> Partsch . . . . .	<i>Ervilien</i>	Wiesen N I	16.6	23.—	21.3	13.2	21.7	85%	16
<i>Limnocardium obsoletum</i> Eichw. var.	<i>Mactra</i>	Wiesen B	11.9	15.5	13.1	11.—	13.7	88%	25

Die Einheitlichkeit dieser Erscheinungen in weit ausgedehnten Gebieten und zu verschiedenen Zeiten (Sarmat und Pannon) macht es unwahrscheinlich, daß sie auf Einflüsse von Licht, Sediment, Temperatur oder H<sub>2</sub>S-Gehalt des Wassers zurückzuführen sind. Sie stehen im Widerspruch zu der Artwandlungsregel von der Größenabnahme der Tiere (Populationen) mit fortschreitender Verminderung des Salzgehaltes (18, 22). Diese gilt für die meisten Gruppen, die Kalkschalen oder Kalkskelette aufbauen, in allen Brackwassern der Gegenwart.

Für die Größenreduktion im Brackwasser kann man den Mangel an Kalk nicht verantwortlich machen. Kalk ist auch im Süßwasser für den Aufbau von Schalen genügend vorhanden. Es dürfte sich vielmehr um Störungen und Beeinflussungen des Stoffwechsels und der inneren Sekretion durch die Änderung des Biotops handeln.

Die Meere der Gegenwart, deren Salzgehalt abnormal ist, sind erst kurze Zeit von den Weltmeeren abgeschnürt, so daß sie nur den ältesten Sarmatschichten vergleichbar sind. Auch diese lassen, verglichen mit dem Torton, eine schlagartige Verminderung der Arten und eine Größenreduktion erkennen. Auch die Individuenzahl ist gering. Erst die lange Dauer der abnormalen Verhältnisse gab einzelnen Arten die Möglichkeit einer größeren Entfaltung, derart, daß sie unter geänderten Bedingungen, wie das größte Häufigkeit und größte Ausmaße anzeigen, sogar optimale Existenzbedingungen fanden.

Ich will diese Entwicklung sarmatischer Mollusken an zwei Beispielen erläutern. Die Zahl der sarmatischen Arten ist im ältesten Sarmat gering, erreicht im ersten Drittel des jüngeren Sarmats die größte Zahl und wird gegen das Ende hin geringer. Auch im Pannon ist die Zahl der Arten und der Individuenreichtum in den tiefsten Horizonten kleiner und zeigt in der Folgezeit eine Zunahme.

Wie schon dargelegt, ist *Calliostoma poppetacki* Partsch nur in den Erviliensanden in typischen Exemplaren zu finden. Es entwickelt sich in der Folgezeit *Calliostoma podolicum* Dub. In den ältesten Horizonten der Mastraschichten ist die Variabilität auffallend groß (Taf. X, Abb. 23—26, 29—32). Es finden sich in N III ganz verschieden gestaltete Exemplare nebeneinander. Erst in den höheren Horizonten der Mastraschichten gelangen typische Exemplare zur Ausbildung, um sich dann in den Grenzsichten von D und B fast ausschließlich vorzufinden (Taf. X, Abb. 27, 28, 33, 34). Die Variabilität des Gehäusewinkels und der Skulptur ist dann geringer.

Gehäusewinkel	Aufschluß N III (Mastraschichten)	Aufschluß D (Grenzsichten, oberster Horizont der Mastraschichten)
60°	4%	17%
55°	10%	22%
50°	33%	43%
45°	43%	18%
40°	10%	—
mit Skulptur	3%	95%
ohne Skulptur	97%	5%

Bei *Dorsanum duplicatum* ist im älteren Sarmat die Form weitgehend dem tortonen *Dorsanum nodosocostatum* Hilb. genähert (Taf. X, Abb. 1, 2, 3). In den Ervilienschichten des jüngeren Sarmats ist eine große Variabilität anzutreffen (Taf. X, Abb. 4—12), welche in den Mactraschichten wieder geringer ist (Taf. X, Abb. 13—16).

### Die Schwankungen des Meeres im Sarmat.

Sedimente, welche dem Übergang vom obersten Torton zum Sarmat entsprechen, sind am Kogelberg bei Marz zu beobachten. Sie zeigen keine Änderung der Sedimentation und lassen auf ein Hinterland schließen, welches sich in keiner gebirgsbildenden Phase befand.

Auf diese Tegelsande folgen grobe Schotterbänke, welchen, wie schon erwähnt, jene von Wiesen entsprechen. Sie setzen einen Tiefstand des Sarmatmeeres voraus und eine tektonisch bewegte Zeit.

Im Gebiete von Wiesen dürfte der Beginn der sarmatischen Transgression in der wechselvollen Schichtfolge des Aufschlusses E erhalten sein, welchem westlich Schotter, östlich landfernere Ervilienschichten entsprechen.

Die folgende Zeit bringt ein Steigen des Sarmatmeeres, es erreicht im zweiten Drittel der Ervilienschichten seinen Höchststand. Hierher gehören die Aufschlüsse L, K und N I (höhere Schichten). Das Sarmatmeer reichte zu dieser Zeit bis an das Grundgebirge.

Auf „Ervilienschichten“ folgen im Anschluß N II landnähere, rötlich gefärbte, gebankte Cerithiensande, in N III schließlich parallelschichtete Sande mit Schotterlinsen. Dies scheint eine Regressionsphase im obersten Sarmat zu bezeichnen, die auch in den Aufschlüssen B und D an der dort feststellbaren Abnahme der Meerestiefen zu erkennen ist.

Die Grenzsichten im Anschluß B dürften in unmittelbarer Landnähe zur Ablagerung gekommen sein. Die Sedimente über den Grenzsichten gaben dort bis jetzt keinen weiteren Anhaltspunkt für die Weiterentwicklung des Sarmatmeeres. A. Winkler gibt für die Steiermark an, daß der Tiefstand des Meeres im obersten Sarmat erreicht werde und keine Unterbrechung der Sedimentation zwischen Sarmat und Pannon eintritt (27). Eine vorpontische Erosion, wie sie R. Hö r n e s auffaßt, sei nur in den äußersten Randgebieten zu beobachten. In letzter Zeit wird aber wiederholt die Meinung geäußert, daß im Wiener Becken eine Diskordanz zwischen Sarmat- und Congerischichten bestehen müsse, eine Annahme, die von anderen Autoren (6, 10, 49 usw.) abgelehnt wird. Es wird vielleicht möglich sein, auf Grund weiterer Untersuchungen einen Beitrag zur Klärung dieser Fragen zu leisten.

### Vergleiche mit dem Wiener Becken und der Steiermark.

Th. F u c h s versuchte im Jahre 1875 eine Gliederung der sarmatischen Schichten im Wiener Becken auf paläontologischer Grundlage. Es handelte sich um Ergebnisse, die das Studium zahlreicher Brunnengrabungen in Wien lieferten. F u c h s unterschied von unten nach oben folgende Schichten:

1. Ein Komplex, der aus einem regellosen Wechsel von Sand, Tegel und Geröllen besteht. Cerithiensande zeichnen sich durch die Häufigkeit von *Pirenella picta* Eich. und *Cerithium rubiginosum* Eich. aus, Tegel durch *Rissoa inflata*, *Rissoa angulata* und *Syndosmya sarmatica*.

2. Sarmatischer Muscheltegel, in den obersten Schichten dickschalige Exemplare von *Irus gregarius* Partsch, die einen konstanten Horizont bilden. Die tieferen Zonen sind bezeichnet durch *Modiola sarmatica* Eich. und *Tornatina laioncaireana* Bast., welche hier das Maximum ihrer Entwicklung erreichen, außerdem sind *Ervilien* sehr häufig.

3. Grenzsichten zwischen der Congerienstufe und der sarmatischen Stufe. Sie sind durch große, dickschalige Exemplare von *Irus gregarius* Partsch bezeichnet, neben welchen *Melanopsis impressa* Krauß und *Congeria „triangularis“* in einer 1 bis 2 Fuß mächtigen Schichte in nahezu gleichem Verhältnis gemischt vorkommen.

Als Ergänzung seien noch die Angaben von L. Waagen (25) über die Verhältnisse in Hernals (Tiefbohrung Engelmann) hinzugefügt. Dort wird der untere Teil der sarmatischen Ablagerungen von Schottern gebildet, in welchen der Übergang von Torton zu Sarmat erfolgt.

Die von Arthur Winkler im Jahre 1913 begonnenen und im Jahre 1927 weitergeführten Untersuchungen im steirischen Tertiär ergaben folgende Gliederung des Sarmats:

1. **Alteres Sarmat** (unteres Sarmat und mittleres Sarmat). Es herrschen Faunengemeinschaften dünnschaliger Bivalven (*Cardien*, *Syndosmyen*, *Ervilia* und *Modiola*) vor, Gastropoden treten zurück, nur *Tornatina*- und *Calliostoma*arten sind häufiger. Es wird hervorgehoben, daß sich auch in landnahen Bildungen die charakteristischen Gastropodenfaunen (Cerithiensande) nicht finden. Die Sedimente sind vorwiegend durch Mergel und Tegel gekennzeichnet, während kalkige Gesteine fehlen. An der Grenze zwischen unterem und mittlerem Sarmat schalten sich Schotter und Sande ein, die Aufschüttungen und Deltakegel größerer Flüsse darstellen. Die mittelsarmatischen Schichten gleichen sonst den untersarmatischen und werden beide unter dem Namen „Alteres Sarmat“ zusammengefaßt.

2. **Oberes Sarmat**. Dieses entspricht in seiner Ausbildung den verbreiteten Sarmatsanden des Wiener Beckens. Es finden sich fossilreiche Lumachellen- und Cerithiensande, die nach Andrusov an stärkeren Süßwasserzufluß gebunden sind. Außerdem finden sich dickschalige Bivalven. Letztere sind besonders in den höchsten Horizonten häufig. *Irus gregarius* Partsch var. *incrassatus* Eich. ist auch hier wie im Wiener Becken für die höchsten Horizonte bezeichnend. Das häufige Auftreten von Foraminiferen und Spirorbis und ihre flächenhafte Verbreitung in diesem Niveau weist auf Seichtwasserbildung hin, Kalke und Sande sind weit verbreitet, Tegel und Mergel sind selten.

M. Vendl (48) unterscheidet schließlich in seiner 1930 erschienenen Arbeit „Die Geologie der Umgebung von Sopron“:

1. Unteres Sarmat mit einem Horizont, der durch kleine *Ervilien* und zahlreiche tortone Reliktformen bezeichnet ist (bei A. Winkler, Untersarmat), und einem Horizont fluviomariner schotteriger konglomeratartiger Schichten (ähnlich dem Mittelsarmat bei A. Winkler).

2. Oberes Sarmat mit teilweise gerollten sarmatischen Versteinerungen, häufig sind *Tapes gregaria* Partsch, großgewachsene *Ervilien* und verschiedene *Cerithien*. Als Seltenheit *Melanopsis impressa* Krauß.

Mein Befund stimmt also, wie die Untersuchungen im Sarmat von Wiesen zeigten, im wesentlichen mit denjenigen von A. Winkler und M. Vendl überein und ebenso zeigten sich die Verhältnisse im Wiener Becken nicht wesentlich verschieden. Ich habe diese regionalen Verhältnisse noch in der folgenden Tabelle vergleichend darzustellen versucht.

Wiener Becken (Wien)	Ödenburger Bucht (Wiesen)	Südsteiermark	nach A. Winkler 1893		
Grenzschiechten, Mactraschiechten	Grenzschiechten, Mactraschiechten mit Nubecularien und Spirorbiskalken	Grenzschiechten, Mactraschiechten mit Ooliten, Spirorbis und Foraminiferen	Oberesarmat	Jüngeres Sarmat	Oberes Miozän
Ervillientegel und Sande	Cerithiensande, land- nah, Ervillenschichten, landferner, mit großen Ervilien	Cerithiensande, Ervillenschichten, fossilreich			
Schotter oder Cerithiensande oder Tegel mit Syndosmyen und Rissoen	Schotter	Schotter oder Tegel	Mittel- sarmat	Älteres Sarmat	
	Schotter oder Tegel- sande mit kleinen Er- vilien und Cardien	Tegel mit Ervilia, Modiola, Syndos- mya und Rissoen, fossilarm	Unter- sarmat		

### Zusammenfassung.

In der vorliegenden Arbeit wurde versucht, eine Darstellung der Fauna in den Sarmatschichten von Wiesen zu geben. Besondere Aufmerksamkeit wurde den Sedimentationsbedingungen und der Erhaltung der Fossilien in Flachmeeren zugewendet, wobei auf das allochthone Vorkommen, das die Untersuchungen über den stratigraphischen Wert einzelner Arten beträchtlich erschwert, wiederholt verwiesen wurde.

Es konnten folgende für das Sarmat bezeichnende Faunengemeinschaften festgestellt werden:

Grenzschiechten, höchstes Schichtglied des Miozäns im Wiener Becken, mit *Melanopsiden* und *Congerien* neben den Arten der Mactraschiechten.

**Mastraschichten**, gekennzeichnet durch starkschalige Bivalven, *Spirorbis*, *Calliostoma podolicum* Dub. Bryozoen und Foraminiferen.

**Cerithiensande**, landnah, vorwiegend Gastropoden.

**Ervilienschichten**, landferner, vorwiegend grabende Bivalven.

Die Einflüsse der Landnähe auf die Fauna wurden an jenen Arten, die sich durch ihre Häufigkeit und Verbreitung dazu eigneten, untersucht. In landnahen Cerithienschichten sind die Schalen bedeutend kleiner als in den landferneren Ervilienschichten.

Die Regel von der Größenabnahme der Tiere mit Kalkschalen im Brackwasser trifft nur im ältesten Sarmat zu. In den jüngeren Schichten wurde bei einer Anzahl von Arten auch in landnahen Bildungen bei Abnahme des Salzgehaltes eine Größenzunahme beobachtet.

In der Umgebung von Wiesen sind die sarmatischen Schichten folgendermaßen zu gliedern:

Jüngeres Sarmat: Mastraschichten und Grenzschichten mit einer Fauna, die an das Mittelsarmat Bessarabiens anklingt, 10 bis 20 m mächtig.

Ervilienschichten, sehr fossilienreich, mit vielen typisch untersarmatischen Arten,  $\pm$  25 m mächtig.

Alteres Sarmat: Schotter und Sande fossilieer, 50 m mächtig. In Marz befinden sich am Kogelberg im Liegenden der Schotter noch Tegelsande.

Die von A. Winkler in Südsteiermark gemachten Beobachtungen gelten demnach auch für die Ödenburger Bucht und darüber hinaus für das südliche Wiener Becken.

### Nachtrag.

Durch freundliche Mitteilung von Herrn Dr. O. v. Troll wurde mir das Vorkommen weiterer Fossilien in den sarmatischen Schichten von Wiesen bekannt. Herr Dr. O. v. Troll hatte auch die Freundlichkeit, die von mir aufgesammelten Landschnecken zu bestimmen, so daß die Fossiliste des Aufschlusses N III im Nußgraben um folgende Arten bereichert wird.

*Limnocardium dönginki* Sinz.

Die vorliegende Schale gleicht in Form, sowie in der Zahl der Rippen dem Exemplar, welches Kolesnikov (Travaux du Musée près l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S., Bd. 5, 1929), Abb. 389, darstellt, nur die hintersten Rippen scheinen bei meinem Exemplar nicht so flach zu sein, als die Abbildung bei Kolesnikov schließen läßt.

*Valvata (Aphanotylus) pseudo-adeorbis* Sinz. (?).

Diese Art liegt in zwei Exemplaren vor, die wegen ihres letzten teilweise gelösten Umganges Erwähnung verdienen. Derartige Formen kämen als Ausgangstypus des in den unteren Congerienschichten verbreiteten *Orygoceras* in Betracht.

*Tropidomphalus (Pseudochloritis) zelli depressus* Wenz.



*Carychium sandbergeri* Handm.

*Carychium nouleti gibbum* Sandb. oder *nouleti suevicum* Böttg.  
aus den Cerithiensanden NII.

*Gonyodiscus pleuradrus* Bourg., Cerithiensande NII.

*Pisidium* aff. *priscum* M. Hörn., Cerithiensande NII, Aufschluß B.

*Pomatias* sp. Spitzen und ein Jugendexemplar, Mactraschichten NIII.

*Caspia* cf. *frauenfeldi* M. Hörn.

*Gyraulus rhytidophorus* Brus.

*Gyraulus* sp. enggenabelt.

### Schrifttum.

1. O. Abel, Vorzeitliche Lebensspuren. Jena 1935.
2. A. Bittner, Über den Charakter der sarmatischen Fauna. Jahrb. d. k. u. k. Geol. Reichsanst. Wien, 1883.
3. C. A. Bobies, Über bryozoenführende Sedimente. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, 1928.
4. W. Brandl, Die tertiären Ablagerungen am Saume des Hartberger Gebirgsspornes. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. Wien, 1931.
5. K. Ehrenberg, Erhaltungszustand und Vorkommen der Fossilreste und die Methoden ihrer Erforschung. Abderhalden, Handb. d. biol. Arbeitsmethoden 1, 1929.
6. K. Friedl, Über die Gliederung der pannonischen Sedimente im Wiener Becken. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, 1931.
7. Th. Fuchs, Geologische Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens. Jahrb. d. k. u. k. Geol. Reichsanst. Wien, 1875.
8. V. Hilber, Über die obersarmatischen Schichten des Steinbruches Wiesen. Verh. d. k. u. k. Geol. Reichsanst. Wien, 1883.
9. R. Hörnes, Die vorpontische Erosion. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien, 1900.
10. R. Janoschek, Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, 1931.
11. F. Kautsky, Biologische Studien über den Schloßapparat von Tapes. Paläobiologica 2, Wien 1921.
12. H. Klähn, Der quantitative Verlauf der Aufarbeitung von Sanden, Geröllen und Schalen. Neues Jahrb. f. Geol., 67 Beilh., Stuttgart 1932.
13. F. E. Klinger, Sedimentationsstörungen durch Wasserkegel in sarmatischen Sanden. Senckenbergiana 13, Frankfurt a. M. 1931.
14. F. E. Klinger, Bemerkungen zu den Einwänden. Senckenbergiana 13, Frankfurt a. M. 1931.
15. K. Krejci-Graf, Senkrechte Regelung von Schneckengehäusen. Senckenbergiana 14, Frankfurt a. M. 1932.
16. K. Lüders und F. Trushcim, Beiträge zur Ablagerung mariner Mollusken in der Flachsee 2. Senckenbergiana 13, Frankfurt a. M. 1931.
17. O. Pratz, Fazettieren von Molluskenschalen. Paläont. Zeitschr., Br. 11, 1929.
18. A. Remane, Die Brackwasserfauna. Verh. d. Deutschen zool. Ges. Leipzig, 1934.
19. R. Richter, Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. Senckenbergiana 3, 4, 1921, 1922.
20. A. Schwarz, Sedimentationsstörungen durch Wasserkegel in sarmatischen Sanden. Kritische Bemerkungen. Senckenbergiana 13, Frankfurt a. M. 1931.

21. A. Schwarz, Zu Klingers Bemerkungen gegen meine Einwände. Senckenbergiana 13, Frankfurt a. M. 1931.
22. Shih, Chen-Ya, Die Abhängigkeit der Größe und Schalendicke mariner Mollusken. Sitzungsber. d. Ges. d. Nat.-Freunde Berlin, 1937.
23. E. Sueß, Über die Bedeutung der sarmatischen Stufe. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien, 1866.
24. J. Thiele, Handbuch der Weichtierkunde 1. Jena 1931.
25. L. Waagen, Die Tiefbohrung Engelmann in Hernals. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. Wien, 1935.
26. A. Winkler, Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie. Jahrb. d. k. u. k. Geol. Reichsanst. Wien, 1913.
27. A. Winkler, Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliozäns. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. Wien, 1921.
28. A. Winkler, Über neue Probleme der Tertiärgeologie im Wiener Becken. Zentralbl. f. Min., 1928.
29. A. Winkler, Über die sarmatischen und pontischen Schichten im Südtteil des steirischen Beckens. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. Wien, 1927.

Zur Bestimmung der Fossilien wurde hauptsächlich verwendet:

30. N. Andrusov, Die südrussischen Neogenablagerungen. Verh. d. russ. kais. Min. Ges. zu St. Petersburg III, Serie 1902.
31. L. Rellardi und F. Sacco, I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. Torino.
32. Sp. Brusina, Iconographia molluscorum fossilium in tellure tertiaria Hungaria. Zagreb 1902.
33. E. Eichwald, Lethaea Rossica III. Stuttgart 1853.
34. W. Friedberg, Mollusca miocaenia Poloniae. Lemberg 1911 bis 1928 und 1932 bis 1934.
35. V. Hilber, Neue und wenig bekannte Conchylien aus dem ostgalizischen Miozän. Abh. d. k. u. k. Geol. Reichsanst. Wien, 1882.
36. V. Hilber, Sarmatisch-miozäne Conchylien Oststeiermarks. Mitt. d. nat. Ver. für Steiermark, 1896.
37. M. Hörnes, Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. Abh. d. k. u. k. Geol. Reichsanst., III u. IV, Wien, 1856 (Gastropoden), 1870 (Bivalven).
38. R. Hörnes und M. Aninger, Die Gastropoden der Meeresablagerungen der I. und II. Mediteranstufe. Abh. d. k. u. k. Geol. Reichsanst., XII, Wien, 1879.
39. R. Hörnes, Tertiärstudien. Jahrb. d. k. u. k. Geol. Reichsanst. Wien, 1874.
40. R. Hörnes, Tertiärstudien. Jahrb. d. k. u. k. Geol. Reichsanst. Wien, 1875.
41. R. Hörnes, Ein Beitrag zur Kenntnis der sarmatischen Ablagerungen von Wiesen im Ödenburger Komitat. Verh. d. k. u. k. Geol. Reichsanst. Wien, 1878.
42. R. Hörnes, Sarmatische Conchylien aus dem Ödenburger Komitat. Jahrb. d. k. u. k. Geol. Reichsanst. Wien, 1897.
43. F. Kautsky, Die Veneriden und Petricoliden des niederösterreichischen Miozäns. Bohrtechniker-Ztg., Wien 1936.
44. V. Kolesnikov, Die sarmatischen Bucciniden. Travaux de l'Institut géologique de l'académie des sciences de l'USSR., 1932.
45. M. Peyrot und M. Cossmann, Conchiologie Néogénique de l'Aquitaine. Actes Soc. Linn., Bordeaux.
46. F. Sieber, Die miozänen Potamidinae, Cerithiidae. Festschr. zum 60. Geburtstag von Prof. Dr. Embrik Strand, Riga 1936/37.
47. J. Stiny, Neue Fundorte tertiärer Mollusken in der Umgebung von Feldbach. Jahrb. d. k. u. k. Geol. Reichsanst. Wien, 1924.

## Nachtrag.

48. M. Vendl, Die Geologie von Sopron. II. Teil. Erdészeti Kiserletek, Bd. 32, 1930.

49. F. Kúmel, Aufnahmebericht über das Blatt Ödenburg. Verh. d. Geol. Bundesanst. Wien, 1938.

50. Th. Fleischhacker, Über neogene Cardien. Verh. d. k. u. k. Geol. Reichsanst. Wien, 1878.

## Tafelerklärung.

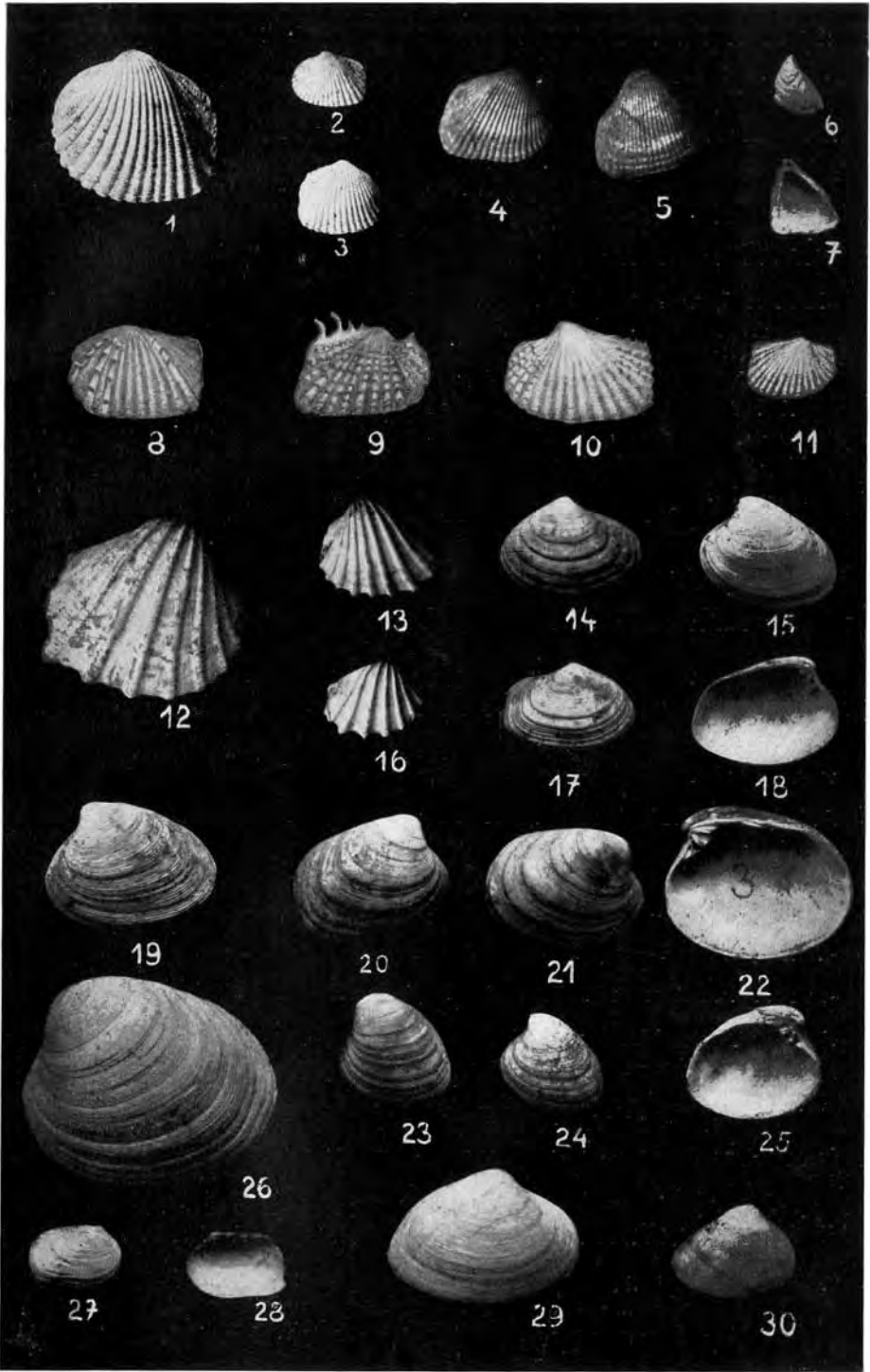
## Tafel IX.

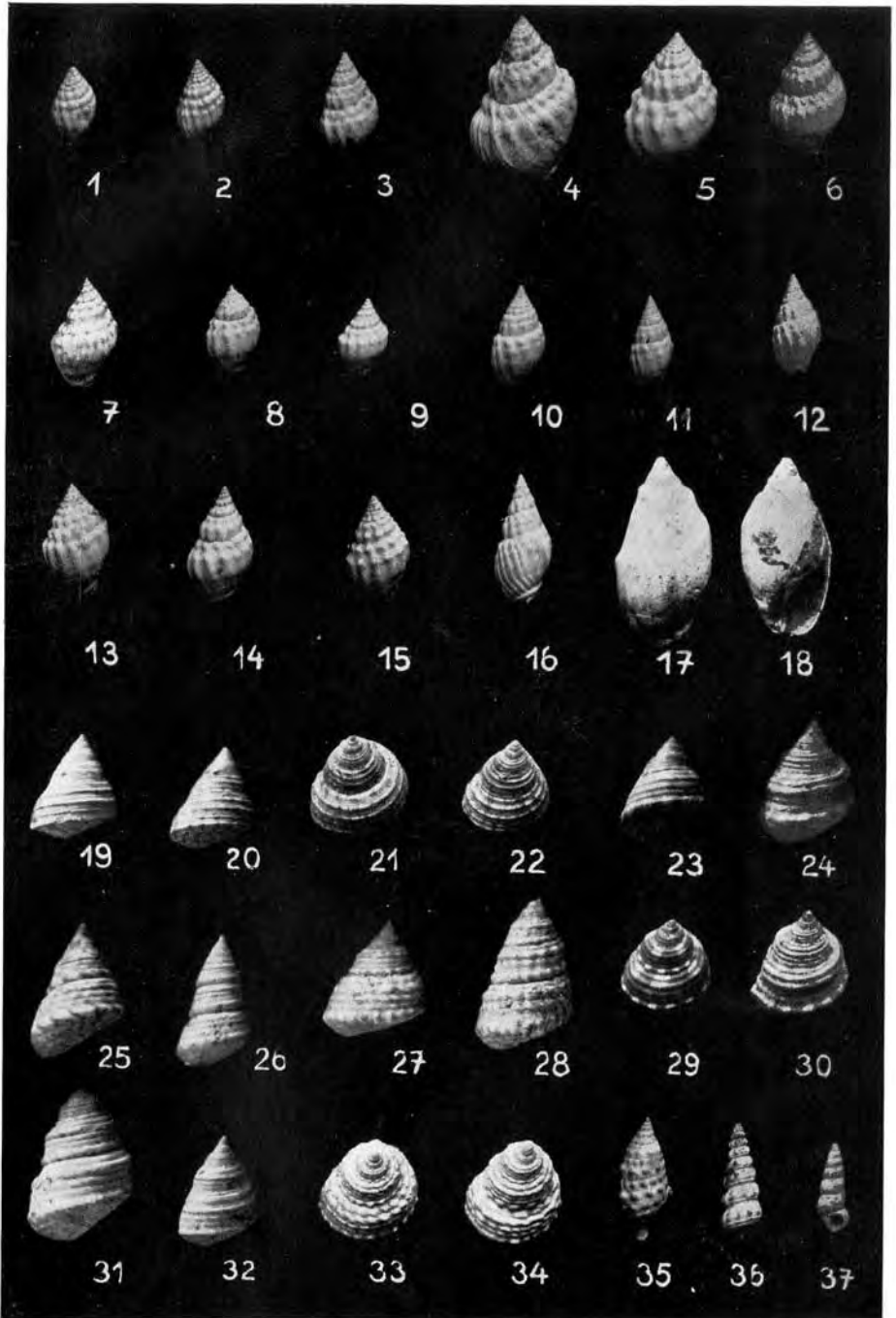
1. *Limnocardium obsoletum* Eichw. var. *vindobonense* Partsch. Wiesen, landfernere Ervilienschichten, N I.
- 2, 3. *Limnocardium obsoletum* Eichw. var. *vindobonense* Partsch. Wiesen, landnahe Cerithiensande, N II.
- 4, 5. *Limnocardium obsoletum* Eichw. var. Wiesen, Cardiensande, B.
- 6, 7. *Congeria simulans* Brus. Sarmat, Wiesen, Mastraschichten, B.
8. *Limnocardium suessi* Barb. var. Wiesen, Cardiensande, B.
9. *Limnocardium fischerianum* Döng. Wiesen, Ervilienschichten, N I.
10. *Limnocardium fischerianum* Döng. var. Wiesen, Cardiensande, B.
11. *Limnocardium fischerianum* Döng. var. Zemendorf, Grenzschichten.
12. *Limnocardium plicatum* Eichw. Wiesen, Ervilienschichten, N I.
13. *Limnocardium plicatum* Eichw. Wiesen, Cerithiensande, N II.
14. *Ervilia podolica* Eichw. Wiesen, Ervilienschichten, N I.
15. *Irus naviculatus* R. Hörn. Wiesen, Ervilienschichten, N I.
16. *Limnocardium plicatum* Eichw. Wiesen, Cerithiensande, B.
17. *Ervilia podolica* Eichw. Wiesen, Ervilienschichten, N I.
- 18, 19. *Irus naviculatus* R. Hörn. Wiesen, Ervilienschichten, N I.
- 20 bis 22. *Irus gregarius* Partsch. Wiesen, landfernere Ervilienschichten, N I.
23. *Irus gregarius*, Hölles, Cerithiensande.
24. *Irus gregarius*, Wiesen, Cerithiensande, E.
25. *Irus gregarius*, Hölles, Cerithiensande.
26. *Irus gregarius* Partsch. var. *incrassatus* Eichw. Wiesen, Mastraschichten, N III.
- 27, 28. *Irus vitalianus* d'Orb. Wiesen, Mastraschichten, B.
29. *Maetra vitaliana* d'Orb. var. *deltoides* Dub. Wiesen, landfernere Ervilienschichten, N I.
30. *Maetra vitaliana* d'Orb. var. Wiesen, landnähere Cerithiensande, N II.

## Tafel X.

- 1 bis 3. *Dorsanum duplicatum* Sow. Marz, älteres Sarmat.
- 4 bis 12. *Dorsanum duplicatum* Sow. Wiesen, jüngeres Sarmat (Ervilienschichten, N III).
- 13 bis 16. *Dorsanum duplicatum* Sow. Wiesen, jüngeres Sarmat (Mastraschichten, N III).
- 17, 18. *Melanopsis impressa* Krauß, var. *bonellii* Sizm. Wiesen, Mastraschichten, B.
- 19 bis 22. *Calliostoma poppelacki* Partsch. Wiesen, Ervilienschichten, N I.
- 23 bis 26. *Calliostoma podolicum* Dub. Wiesen, Mastraschichten, N III.
- 27, 28. *Calliostoma podolicum* Dub. Wiesen, Grenzschichten, D.
- 29 bis 32. *Calliostoma podolicum* Dub. Wiesen, Mastraschichten, N III.
- 33, 34. *Calliostoma podolicum* Dub. Wiesen, Grenzschichten, D.
35. *Cerithium rubiginosum* Eich. (Spitzenverbiegung), Hölles (Niederdonau).
36. *Pirenella* sp. Wiesen.
37. *Pirenella* sp. Hauskirchen (Niederdonau).

Tafel I, 4 bis 7, Vergrößerungen 1 : 9. Alles übrige natürliche Größe.







# Tektonik und alte Landoberflächen der Dachsteingruppe.<sup>1)</sup>

Von Ortwin Ganss.

(Mit einer Tafel und 2 Abbildungen im Text.)

(Ausgeführt mit Unterstützung des Deutschen Alpenvereins.)

Kaum ein anderes Gebiet der östlichen Kalkalpen wurde so häufig zum Arbeitsgebiet der Morphologen, wie der landschaftlich so mannigfaltig gebaute Dachsteinstock. Auf verhältnismäßig kleinem Raum vereinigt er alles, was nur ein Hochgebirge dieser Art bieten kann. Von der herrlichen Seenregion bei Gosau und Hallstatt, durch nrrwald-ähnliche Wälder, Blockmeere, weite verkarstete Plateauflächen, die sich mit senkrechten Wänden verschneiden, bis zur Eisregion, bietet sich eine unübertreffliche Vielheit der Landschaftsformen, in der exogene und endogene Kräfte in ständiger Wechselwirkung gestanden haben und noch stehen.

Trotz aller Großzügigkeit des alpinen Bauplanes wäre es ganz und gar verfehlt, einer allzu schematisierenden Lösung der im Detail so ungemein komplizierten endogenen und exogenen Vorgänge zu verfallen. Bei der morphologischen Analyse von Flächenstücken ist besondere Vorsicht geboten, da Verwerfungen im alpinen Körper während des gesamten Tertiärs nachzuweisen sind. Dadurch sind ursprünglich zusammengehörende Flächen in verschiedene Niveaus gebracht worden, so daß ohne genaueste Kenntnis dieser Verwerfungen eine Eingliederung (dieser morphologisch sicher oft verlockenden Flächen) unmöglich wird. Gerade in dem so kompliziert gebauten Gebiet der Plassengruppe hat Spengler (20) eine Reihe von Verwerfungen nachgewiesen, deren Alter sicher jünger ist als alle tertiären Flächenformen. Obwohl solche und ähnliche Tatsachen ziemlich allgemein bekannt sind, so fehlt es meist doch immer an der nötigen Vorsicht bei morphologischen Gliederungsversuchen.

Es ist wohl verständlich, daß in den tieferen vegetationsbedeckten Regionen mit reicher Boden- und Schuttbildung die jungen tektonischen Züge für den Nichtgeologen oft schwer auffindbar sind. — Anders gestaltete sich das Bild über der 2000-m-Region, wo die Wirkungen der exogenen und endogenen Kräfte sich noch sauberer auseinanderhalten lassen. Auf den höchsten Hochflächen (Hochkönig-niveau nach Seefeldner, 17) fehlt bereits auch das Karstphäno-

<sup>1)</sup> Die kartographische Grundlage dieser Arbeit stützt sich auf die 1 : 25.000-Karte der Dachsteingruppe des Deutschen Alpenvereins.

men<sup>2)</sup> und der Boden wird nur von losgewitterten, eckigen, meist plattigen Schuttrümmern bedeckt. Oft sind diese Trümmer nach Art der Strukturböden ziegelartig aufgerichtet. Diese höchsten und zugleich besterhaltenen Flächen, die nach ihrer Bildung von einer intensiven und noch gänzlich unverwischten Bruchtektonik betroffen wurden, haben mich zu den folgenden Ausführungen angeregt. Besonders möchte ich hervorheben, daß diese höchsten Flächen des Dachsteingebietes die einzigen sind, die während des Diluviums über die Eisgrenze emporragten. Dadurch waren sie dem Hobel der gewaltigen Eisplatte entrückt und mit nur wenig veränderten Zügen überdauerte eine tertiäre und später tektonisch zerstückelte Hügellandschaft das Diluvium bis zur Gegenwart.

Die beiden tieferen alpinen Flächensysteme Seefeldners (Tennen- und Gotzenniveau), die ineinander seitlich übergehen, sind durch glaziale und fluviatile Faktoren gänzlich ummodelliert worden und machen einen sehr verwischten Eindruck. Ganz im Gegensatz dazu stehen die Flächen des Hochkönigniveaus, an denen außer lokaler Schneefelderrosion seit dem Tertiär keine nennenswerten Umgestaltungen vor sich gegangen sind.

#### Die Umgebung des Hallstätter Gletschers.

Beiderseits des Hallstätter Gletschers erheben sich im O die Wände des Gjaidsteins und des Taubenkogels und im W die Wände der Ochsenkögel und des Niederen sowie des Hohen Kreuzes. Gjaidstein—Taubenkogel einerseits und Ochsenkögel—Niederer Kreuz andererseits werden von den ältesten und zugleich unversehrtesten Flächen des Dachsteingebietes gekrönt (Abb. 1).

Diese Flächen stehen in krassm Gegensatz zu der umliegenden alpinen Landschaft. Dem Bergwanderer, der sie nach den üblichen alpinen Strapazen erreicht, bietet sich ganz plötzlich eine höchst unalpine Landschaft. Jede Spur eines Hochgebirgscharakters ist wie weggezaubert und man glaubt sich in eine unermeßliche Ebene versetzt. Nur eckige Schuttrümmen bedecken den Boden, auf dem das Auge sonst keinen festen Punkt fassen kann. Wie klein diese Flächen in Wirklichkeit sind, so muß man doch nach dem Kompaß gehen, um sich in der gleichförmigen welligen Landschaft nicht zu vergehen. Besonders bei Nebeltreiben wird die Orientierung zu einem nicht ganz leichten Problem.

Die hundert und mehr Meter hohen Wände, von denen diese Flächeninseln getragen werden, umschließen inmitten einer rezenten Hochgebirgswelt ein Stück tertiärer Landschaft. Sogar die dünnen Bohnerzlagen zwischen Taubenkogel und Niederem Gjaidstein sind uns als Zeugen des tertiären Lateritbodens erhalten geblieben. Daneben weisen Aragonit- und Sinterdecken am N-Hang des Hohen Gjaidsteins auf eine nicht unwesentliche thermale Tätigkeit. Lateritbildung und thermale Tätigkeit wiederum sind jünger als die Fluß-

<sup>2)</sup> Über 2300 m ist das Regenwasser meines Erachtens infolge der kurzen Fallstrecke noch zu wenig mit CO<sub>2</sub> gesättigt und infolgedessen treten die Karsterscheinungen zurück.



schotter des Niederen Gjaidsteins, die stellenweise dicht gepackt den Boden bedecken. Trotz ihrer Kleinheit enthüllen uns diese Flächen ein mannigfaltiges Bild vom geologischen Geschehen während der Tertiärzeit. Es ist wirklich wie ein Wunder, daß inmitten eines Hochgebirges, in dem der Ansturm der exogenen Kräfte mit ungehemmter Gewalt die kühnsten Gipfel zum Stürzen bringt, sich eine fossile Landschaft der jüngeren Tertiärzeit in die Gegenwart hinübergerettet hat!

Im O, W und N werden diese Flächen von über 100 m tiefen Wänden begrenzt und nur gegen S spitzen sich die Flächenstreifen zu und gehen in die Gipfelregion des Hohen Dachsteins über. Die Gipfelreihe überragt die im Durchschnitt 2300 bis 2400 m hohen Plateauflächen immerhin noch um 600 bis 700 m. Dabei möchte ich gleich bemerken, daß diese bedeutendere Höhe nicht etwa mit einer stärkeren Emporwölbung des Dachsteinstockes im S zusammenhängt, sondern daß ganz im Gegenteil die Dachsteinkalkmasse des zentralen Stockes mit 20 bis 25° gegen S oder SW einfällt.

An die über 2200 m hohe Gjaidstein—Taubenkogelfläche grenzt im O das Plateau „Am Stein“ mit seiner monotonen flachhügeligen Formenwelt, die die Höhen von 2000 m nur an wenigen Punkten überschreitet. Die W-Begrenzung der Gjaidstein—Taubenkogelfläche wird durch das Kar des Hallstätter Gletschers gebildet. Dieses Kar wird im W wiederum von den Wänden des Ochsenkogels—Niederen Kreuzes umschlossen. Wie noch aus den weiteren Ausführungen hervorgehen wird, sind die den Hallstätter Gletscher umsäumenden Wände zum Teil durch Bruchsysteme vorgezeichnet gewesen, zum Teil handelt es sich um glaziale Ausräumung. Das Gletscherbett des Hallstätter Gletschers ist durch eine Tiefenzone vorgezeichnet gewesen, die beiderseits von N—S verlaufenden Horsten begleitet wird. Im W ist es die Ochsenkogel—Niedereres Kreuz-Scholle und im O die Taubenkogel—Gjaidstein-Scholle. Letztere ist als Horst zwischen dem Raum des Hallstätter Gletschers im W und dem Plateau „Am Stein“ im O emporgehoben worden.

Daß die Ochsenkogel—Niedereres Kreuz-W-Wand durch einen Bruch bedingt ist, folgt aus Beobachtungen, die im folgenden Abschnitt entwickelt werden sollen. Dabei wird auch der Versuch unternommen, das Zusammenfallen mesozoischer und tertiärer Landoberflächen zu erklären.

#### Die jungmesozoische Anlage der alten Landoberflächen.

Seit langem sind die Hirlatzkalke im westlich des Hallstätter Gletschers gelegenen zentralen Teil des Dachsteinstockes bekannt und man könnte zu dem Schluß verleitet werden, daß der Hirlatzkalk einer präliassischen Fläche aufgelagert ist. Doch konnte ich bei meinen Begehungen (4) die Regel bestätigt finden, daß sämtliche Liasvorkommen in Zugspalten zur Ablagerung gekommen sind, während eine flächenhafte Verteilung dieses Kalkes an keiner Stelle mehr festgestellt werden konnte.

Da also die liassischen Sedimente keine flächenhafte Verteilung aufweisen, so kann die präliassische Oberfläche aus naheliegenden

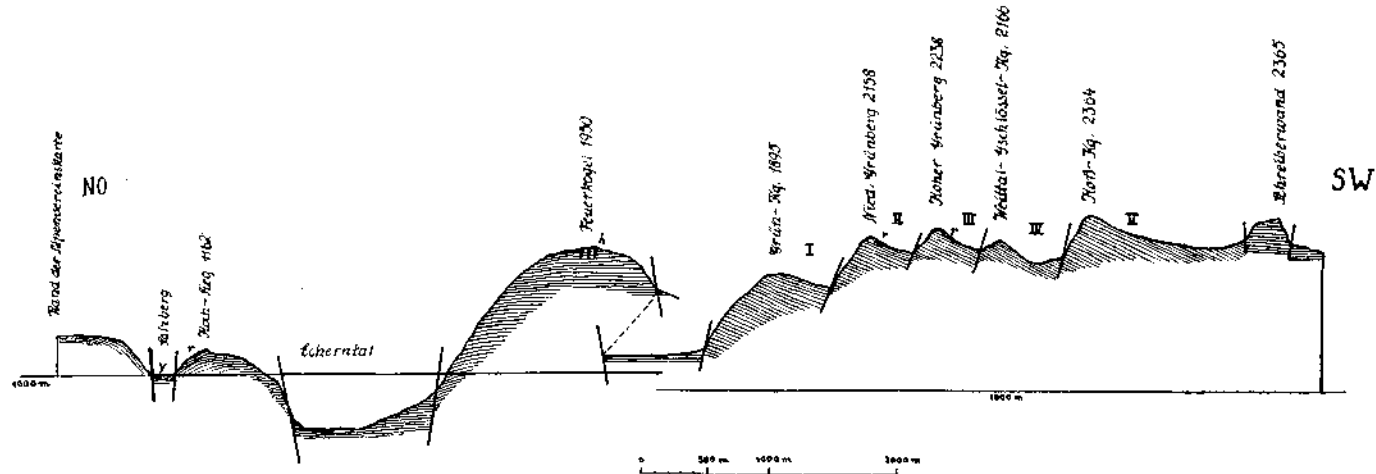


Abb. 1.

Die treppenförmige Anordnung der Staffeln I bis V wird durch die Auflagerung von Radiolarit (r) auf den beiden Grünbergen, zusammen mit dem S-Fallen der Dachsteinkalkbänke deutlich veranschaulicht. Im S wird die Zone der Verwerfungstrepfen von der horstartig emporgepreßten Scholle der Schreiberwand begrenzt und im N von einem Grabenbruch, der zwischen den Grünkogel und den Feuer- (Hirtl-) Kogel eingesenkt ist. Die Scholle des Feuer- (Hirtl-) Kogels ist wiederum als Horst zwischen der Senkungszone des Echerntales und der vorgenannten aufzufassen. Einen weiteren tektonischen Graben stellt der Salzberg dar, der mit dem Haselgebirge (y) der juvavischen Decke ausgefüllt ist. — Hingewiesen sei auch noch auf das im Profil eingetragene Vorkommen von Radiolarit am Hoch-Sieg und auf die Hirtlitzkalke (h) des Feuerkogels, die in tektonischen Spalten zur Ablagerung gekommen sind.

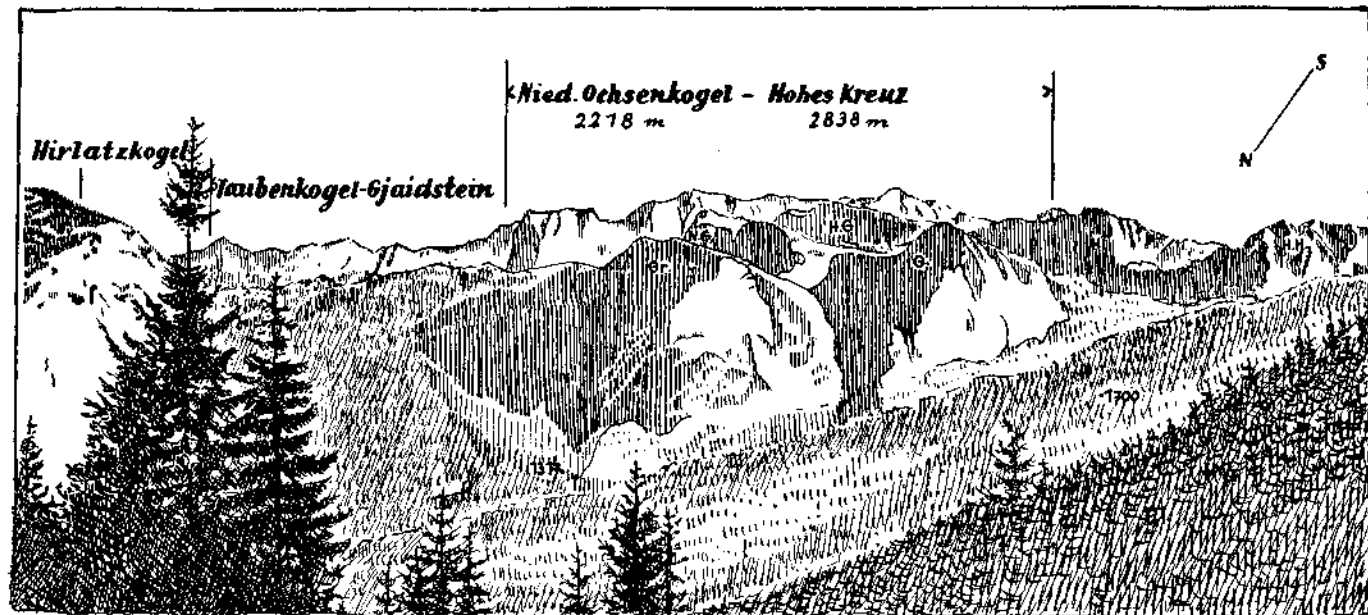


Abb. 2. Die Verwerfungstreppen des westlichen Dachsteinstockes, von der Durchgangalm gesehen. — Von N nach S: I. Gr. = Grünkogel (1895 m). II. N. G. = Niederer Grünberg (2158 m). G. = Gamskogel (2022 m). III. H. G. = Hoher Grünberg (2238 m). IV. Weittal-Gschlösselkogel (2166 m). Diese Scholle wird vom Gamskogel und dem W-Kamm des Hohen Grünberges verdeckt. V. H. = Hoßkogel (2364 m). H. H. = Hohe Hoßwand (2243 m).

Im O grenzen die Verwerfungstreppen an die gewaltige Wandflucht, die sich vom Niederen Ochsenkogel bis zum Hohen Kreuz erstreckt. Den Vordergrund des Panoramas bildet die gewaltige, bereits in der Baumregion gelegene Tiefenzone „Mitterwand—Ursprungkogel (1372 m)—Hachau-Wald“. Diese gewaltige, durch Vegetation dunkel gefärbte Tiefenzone verscheidet sich scharf mit den Wänden des Hirlatzkogels, Grünkogels, Gamskogels und der Hohen Hoßwand. Es ist zweifellos, daß auch diese gewaltige NO—SW ausgerichtete Wandflucht einer Störungslinie entspricht, die dem „Niederen Ochsenkogel—Hohes Kreuz-Bruch“ parallel verläuft.

Somit erscheinen die Verwerfungstreppen ihrerseits als die mittlere Bruchscholle eines NO—SW verlaufenden Bruchsystems. Der Kamm des Niederen Ochsenkogels bis zum Hohen Kreuz ist die östlichste Treppe (Scholle O), an deren ausgeprägter W-Wand die Verwerfungstreppen abgesunken sind. An der ansgeprägten W-Wand der Bruchstafelzone sieht man wiederum die bedeutende Sprunghöhe längs der die westliche Scholle (Scholle W) in die Tiefe gesunken ist.

Gründen in diesem Gebiet nicht rekonstruiert werden. — Die im Plassengebiet nur spurenhaft verbreiteten Klauskalkvorkommen fehlen dem Dachsteingebiet vollkommen und es hat den Anschein, als ob es hier während dieser Transgressionsphase überhaupt zu keiner Ablagerung gekommen wäre.

Günstigere Anhaltspunkte zur Rekonstruktion der ältesten Flächenstücke ergeben sich aus den Beobachtungen der Radiolaritauflagerung. Ursprünglich hat sie wohl als zusammenhängende Sedimentdecke das gesamte Dachsteingebiet überlagert. Die geringe Mächtigkeit dieses ehemaligen Radiolarienschlammes förderte allerdings seine rasche Zerstörung und Abtragung. Nur an zwei Stellen des zentralen, westlichen Dachsteinstockes gelang es mir, noch größere Erosionsrelikte dieser Radiolaritdecke aufzufinden. Das eine Vorkommen liegt knapp unterhalb des Niederen Grünberges bei etwa 2100 m, das zweite Relikt wurde unterhalb des Hohen Grünberges bei etwa 2200 m kartiert.<sup>3)</sup> Auf die nach morphologischer Ansicht „tertiär gestalteten“ verschiedenen Flächenniveaus werfen diese beiden zwischen 2100 und 2200 m gelegenen Erosionsrelikte von Radiolarit ein merkwürdiges Licht. Denn die Auflagerung von Radiolarit beweist uns (und die Flächen sind immerhin einige 1000 m<sup>2</sup> groß!), daß hier bereits die stratigraphisch höchsten, von der Doggertransgression erreichten Dachsteinkalkbänke anstehen. Dieses tiefe Niveau (gemeint ist das Verhältnis zum etwa 3000 m hohen Dachsteingipfel) wurde also nicht erst durch eine tertiäre Abtragung geschaffen, wie es Seefeldner (17) vorgibt, der die Flächen des Niederen und Hohen Grünberges in das tiefste Niveau (Gotzenniveau) stellt.

### **Die jungtertiäre Zerstückelung einer jurassisch angelegten Landschaft.**

In den Hochflächen des Hohen und des Niederen Grünberges ist durch die Auflagerung der dünnen Radiolaritsedimentdecke das prädoggerische Alter der Fläche erwiesen. Allerdings liegen die beiden Flächen der Grünberge nicht mehr in ihrer ursprünglichen horizontalen Lage, sondern beide Flächen sind entsprechend dem S-Fallen der Dachsteinkalkbänke gegen S geneigt und durch eine hohe Wandstufe voneinander getrennt. In dieser NW—SO-gerichteten Wand hat bereits E. Sueß (in H a u e r s Querschnitt durch die Alpen, 7) einen Bruch erkannt, dem noch vier weitere gleichgerichtete Brüche parallel verlaufen. Sueß hat diese Brüche aus den fünf NW—SO-verlaufenden Rücken zwischen Wiesberg und der Hoßwand erschlossen. Alle diese „Rücken“ sind gegen S mehr oder weniger flach abgedacht, gegen N dagegen brechen sie, wie ich es bereits bei den beiden Grünbergen dargelegt habe, in einer ausgeprägten Wandstufe ab. Die flache Abdachung gegen S und die ausgeprägten Wände an der N-Seite veranschaulichen in diesem Gebiet mit modellhafter Klarheit die antithetischen Bewegungen der Schollen.

<sup>3)</sup> Die dünne Sedimenthaut des Radiolarits ist durch die Verwitterung vollständig in eckige Trümmer zerlegt worden, die in mehr oder weniger dichter Packung dem Dachsteinkalk aufgelagert sind.

Besonders eindrucksvoll ist der Anblick dieser Kippschollen aus dem westlichen Plassengebiete, von wo aus besonders das Plankensteinplateau zwischen Gosau und dem Plassen einen eindrucksvollen Überblick gewährt. Die beigegefügte Zeichnung zeigt den Bau der Kippschollen von der Durchgangalm aus, die am O-Rande des Plankensteinplateaus gelegen ist. Die Strichzeichnung (Abb. 2) ist nach einer Photographie angefertigt, für deren Ausführung ich Fräulein L. Radakovits zu Dank verpflichtet bin.

Nach der Zeichnung sind die bruchtektonischen Bauelemente im wesentlichen erfaßt. Der beigegefügte Text erübrigt auch eine nochmalige Aufzählung der einzelnen Kippschollen, die in ihrer Gesamtheit von folgenden einfachen Brüchen begrenzt werden: Im N begrenzt der Hirlatzkogel die Verwerfungstreppe, wobei noch zwischen dem Hirlatzkogel und dem Grünkogel eine grabenartige, schmale Versenkungszone liegt, mit geringen Lias- und Klauskalkvorkommnissen. Diese Zone, über die der Weg zur Tiergartenhütte und von hier weiter zur Simonyhütte führt, ist dabei in ihrem westlichen Teil tiefer abgesunken als im östlichen. Diese stärkere Tendenz des Absinkens im W steht vielleicht mit dem bedeutenden Absinken der Scholle „W“ im Zusammenhang, die sich an großartigen Wandstufen von den Verwerfungstreppe abgelöst hat. Im O dagegen hat sich die Verwerfungstreppe am Niederen Ochsenkogel—Hohes Kreuz-Zug abwärts bewegt (diese Scholle sei als Scholle „O“ bezeichnet).

Im W und O wird also das System der Verwerfungstreppe von zwei Schollen begrenzt, wobei die Scholle „O“ vertikal aufwärts bewegt wurde, während die Scholle „W“ vertikal nach abwärts gesunken ist.

Somit steht nur noch die S-Begrenzung der Verwerfungstreppe aus. Diese wird durch die Schreiberwand gebildet, die auf der Zeichnung leider durch die Hoßwand verdeckt wird. Die Schreiberwand hat mit dem Niederen Ochsenkogel—Hohes Kreuz-Zug scheinbar ihren Zusammenhang bewahrt. Freilich gibt es zwischen den beiden Zonen auch Verwerfungen, doch dürften sie keine allzu großen Beiträge überschritten haben.

Das System der Verwerfungstreppe ist von der Schreiberwand durch das Gletscherbett des kleinen Schneelochgletschers getrennt. Die senkrechte N-Wand der Schreiberwand spricht für eine vertikale Heraushebung der Schreiberwandmasse. In der auf tektonische Weise entstandenen Mulde zwischen der Schreiberwand und der Hoßwand hat dann die Erosion des Schneelochgletschers ihr Bett eingeschnitten.

Damit wären skizzenhaft die tektonischen Elemente erwähnt, von denen die Verwerfungstreppe umgeben werden. Zusammenfassend konnte festgestellt werden: Im N wird der Raum der Verwerfungstreppe von der Masse des Hirlatzkogels begrenzt und im S ist es die Schreiberwandmasse. Sowohl der Hirlatzkogel als auch die Schreiberwand sind in vertikaler, aufwärts strebender Richtung bewegt worden und die beiden Massen haben kaum eine Drehung erfahren. Im W und O werden die Verwerfungstreppe gleichfalls von je einem Bruch begrenzt, mit der für das Dachsteingebiet charakteristischen NO—SW-

Richtung. An beiden genannten Verwerfungen sind horizontale Bewegungen erfolgt.<sup>4)</sup>)

Innerhalb dieser durch die vier Bruchlinien begrenzten rechteckigen Zone hat sich die etwa  $3,5 \times 1,8$  km große Dachsteinkalkplatte in fünf NW—SO verlaufende Streifen zerlegt. Jede dieser Einzelschollen ist nun um ihren Schwerpunkt gegen S gekippt. Entsprechend dem S-Fallen der Schichttafeln besitzen die Verwerfungsflächen N-Gefälle, das die charakteristische Wandbildung bedingt.

Im alpinen Deckenbau nehmen diese antithetischen Bewegungen der fünf Dachsteinkalkschollen eine gewisse Sonderstellung ein. Cloos hat in einer Studie über antithetische Bewegungen darauf verwiesen, daß Bewegungen dieser Art wohl mit minimalem Energieaufwand erfolgen, die ganze Gesteinsplatte jedoch eine Dehnung in der Horizontalen erleiden muß. Bei nur tangential verlaufenden Spannungen im alpinen Körper wäre es unmöglich, daß einzelne Zonen entgegengesetztes Verhalten zeigen, sondern alles spricht dafür, daß im einzelnen komplizierte Vorgänge am Werke sind, die mosaikartig zusammenwirken. Ob sie die Triebkraft des alpinen Baues bedingten, erscheint fraglich, aber immerhin ist es notwendig, alle diese kleinen Besonderheiten zu erfassen und auch in ihnen Einzelbausteine des Alpenkörpers zu erkennen.

Obwohl die beschriebenen Schollenkippen im westlichen, zentralen Teil des Dachsteingebietes schon rein morphologisch zu erkennen sind, so hat sich Hlauschek (8) dennoch gegen die Sueß'sche Annahme einer Bruchtektonik gewendet. Hlauschek hat die Verwerfungstreppen überhaupt mit dem Gegenbeweis abgelehnt, daß man trotz der vorzüglichen Aufschlußverhältnisse den Verlauf der Bruchsysteme in der Natur nicht direkt beobachten könne.

Diese Feststellung ist in gewissem Sinne zweifellos richtig. Aber spricht nicht schon die Kippung und staffelförmige Anordnung der Dachsteinkalkplatten genügend für den angeführten Mechanismus? Denn, würde zwischen den einzelnen S-fallenden Staffeln kein Bruch verlaufen, so wäre die Mächtigkeit der Dachsteinkalkplatte unwahrscheinlich groß.

Einen weiteren Gegenbeweis vermeint Hlauschek darin zu erblicken, daß diese Staffeln nur in einem kaum 2 km breiten Streifen zwischen der

<sup>4)</sup> Eine wichtige Verwerfung des Dachsteingebietes verläuft vom Hinteren Gosausee über die Kogelgasse und das Radltal bis zur Radltalalm. Auch der Verlauf dieser Störungszone liegt in der für das Dachsteingebiet charakteristischen NO—SW-Richtung. Stellenweise ist die Verwerfungszone durch eine mehrere Meter breite Mylonitzone gekennzeichnet. Das mechanisch so überaus beanspruchte Gestein ist natürlich wenig widerstandsfähig und verwiltet leicht zu Schutt, der in seiner Kleinstückigkeit schnell der Zerstörung und Ausräumung anheimfällt. So entstehen in dieser Zone tiefe Rinnen, die zu der Bezeichnung „Gassen“ Veranlassung gegeben haben. N der Radltalalm läßt sich diese Störungszone vielleicht noch in der Bärenenge nachweisen, um sich dann in nördlicher Richtung zu verlieren. Die Langwand (Breiningtal) und die SO-Wände des Plankensteinplateaus möchte ich in die Fortsetzung der Radltal-Störungszone setzen. Im allgemeinen haben sich längs dieser Zone weder bedeutende Vertikal- noch Horizontalbewegungen abgespielt. Nur in ihrem südlichen Teil konnte ich Aufpressungserscheinungen von Radiolarit, Hornsteinkalk und Fleckenmergeln beobachten, die aus einer tieferen Deckeneinheit stammen. Die Radltal-Störung ist die westlichste bedeutende Bruchlinie in diesem Teil des Dachsteingebietes. Weiter W treten wohl noch einige Verwerfungen auf, doch erreichen sie weder die Bedeutung der hier aufgezählten, noch streichen sie in der für den zentralen Teil des Dachsteinstockes so charakteristischen NO—SW-Richtung.

Höbalmlinie und dem Kreuzkamm auftreten und sich weder gegen O noch gegen W weiter verfolgen lassen. Ich habe gezeigt, daß die Verwerfungstreppe allseits von Bruchsystemen umschlossen sind; denn gerade die Loslösung der Staffelzone (an Brüchen) von ihrer Umgebung ermöglichte erst ihre Sonderentwicklung.

Damit wäre die Bruchtektonik des Dachsteinhochgebirges in ihren wesentlichsten und markantesten Zügen aufgezählt worden. Alle diese Brüche dürften mehr oder weniger gleichaltrig sein. Jedenfalls sind sie jünger als die im Tertiär zum Teil wiedererstandenen alten Landoberflächen und älter als das Diluvium; mit größter Wahrscheinlichkeit wird man ihre Entstehung ins Jungtertiär stellen können.

Der heutige Bauplan des zentralen Dachsteinstockes, auf den allein sich zum größten Teil der Hochgebirgscharakter (mit Ausnahme der Donnerkogelgruppe) konzentriert, ist also nicht etwa durch den Deckenbau begründet, sondern einzig und allein durch eine im Jungtertiär aufgelebte Bruchtektonik; dazu kam während des Diluviums zum Teil die Umformung durch das Eis. Es bildeten sich Kare und Karembryonen, Wandstufen wurden zurückverlegt und Tiefenzonen (tektonische Gräben) wurden ausgeschliffen. Die abtragende Kraft des Eises wirkte sich nicht überall gleich aus und auf den höchsten Hochflächen kam sie überhaupt nicht zur Entfaltung, wie ich es bereits festgestellt habe. Die Zone der Verwerfungstreppe ist in ihrer modellhaften Anlage nur in geringem Maße vom Eise umgestaltet worden. Lediglich das kleine Kar des Schladminger Loches hat sich tief in die Scholle des Grünkogels und Niederen Grünberges eingefressen. — Die Senkungszone zwischen dem Hirlatzkogel und der nördlichsten Kippsscholle wurde dagegen vom Eise nur ausgeschliffen, desgleichen auch die Mulde des Schneelochgletschers, deren Anlage auch tektonisch bedingt ist. Das W-Gefälle dieser abgesunkenen Schollen, die beide gegen die abgesunkene Scholle „W“ ausgerichtet sind, hat auch dem eiszeitlichen Gletscherstrom die Richtung gewiesen; denn nicht um alte Täler handelt es sich in dieser Kalklandschaft, sondern um tektonische Zonen, die dem Eise ihren Weg gewiesen haben.

Im Anschluß an die entwickelten Fragen wäre nur noch die Intensität der Bruchtektonik im Verhältnis zur Gesamtmächtigkeit der triadischen Kalkplatte zu beurteilen. Dazu ist ein gewisser Fernblick notwendig und am besten wählt man dazu den Saarstein, von dem aus man das gesamte Dachsteinmassiv überblickt. Nicht nur in seiner Breite, sondern auch in seiner ganzen Tiefe überblickt man den Dachsteinblock. Vom 500-m-Niveau des Hallstätter Sees bis in die Gipfelregion von fast 3000 m läßt sich die gesamte Morphologie mit einem einzigen Blick in den großen Zügen erfassen. Wohl sind Details nicht ohne weiteres zu erkennen, dafür hat man aber den Vorteil, aus der Ferne Wesentliches vom Unwesentlichen zu trennen und die gewonnenen Ergebnisse kritisch einander gegenüberzustellen und zu beurteilen. — Von hohen, fast senkrechten Wänden umgeben, liegt tief unter dem Saarseeingipfel der dunkle Hallstätter See. Wie eingebrochen liegt er in die mächtige Dachsteinkalkplatte eingebettet, die das Bild gegen S beherrscht. Bei etwa 2000 m verschneiden sich die „Seeufer“ mit der Plateaufläche des Dachsteinmassivs, auf der die

zierlichen Hochgebirgsformen aufgehaut sind. Wie gewaltig diese Hochgebirgsformen auch erscheinen mögen, wenn man in ihnen steht, aus der Ferne betrachtet bilden sie nur kleine Zacken, Grate und Flächen, die der fast 2000 m mächtigen, aus Dachsteinkalk bestehenden Gesteinsplatte aufgesetzt sind. Und von hier erkennt man auch, wie die scheinbar so intensive Bruchtektonik, die die große Gesteinsplatte in kleine Mosaik auflöst, verhältnismäßig nur geringe Sprunghöhen erreicht. Denn was sind schon Wände von 200, höchsten 300 m Höhe im Vergleich zu einer fast 3000 m dicken Gesteinsplatte. Rechnet man noch die tiefere, am Hallstätter See nicht aufgeschlossene Trias dazu, so betragen die Sprunghöhen, auf die Gesamtmächtigkeit der triadischen Kalkplatte bezogen, etwa 5, höchstens 10%. Und aus diesen Zahlen hat sich gewissermaßen erst der Hochgebirgscharakter entwickeln können.

Diese mosaikartige Bruchtektonik in der 3000 m mächtigen Kalkplatte, die als starres System einem plastischen schieferigen Untergrund (Werfener Schiefer und Grauwackenzone!) aufliegt, ist nicht weiter wunderlich. Die ständige orogene Unruhe des alpinen Raumes, mit der auch die ständigen, bis ins Jungtertiär vor sich gehenden Trans- und Regressionen im Zusammenhang stehen, und die abschließende Gesamtheraushebung des alpinen Körpers brachte die starre Kalkplatte auf der nachgiebigen Unterlage an zahllosen Bruchsystemen zum Bersten. Diese lassen sich nicht nur in den aufgezählten kilometerlangen Bruchzonen erkennen, sondern weit häufiger ist eine Scharung kleinster Verwerfungen, die sich bis zu mikroskopischen Dimensionen herahverfolgen lassen.

Längs diesen Bewegungsflächen verhielten sich nun die einzelnen Kalkkörper wie Eisschollen auf der bewegten Wasserfläche, indem die einen Schollen vertikal auf und ab bewegt wurden und die anderen leichte Kippbewegungen ausführten. — Alle diese Bewegungen gehören im Dachsteingebiet zu den jüngsten tektonischen Ereignissen. Sie sind durchwegs jünger als die höchsten Landoberflächen und in modellhafter Klarheit erkennt man die Verschneidung der jüngeren tektonischen Linien mit der zerstückelten alten Fastebene, deren Anlage sich wiederum zum Teil bis in den Jura zurückverfolgen läßt.

#### Wiederbelebung und teilweise Umgestaltung eines jurassischen Reliefs während der kretazischen Transgression.

Nach den vorigen Ausführungen ist der vortektonische Zusammenhang der gekippten Landoberflächen zwischen dem Wiesberg und dem Hoßwandkamn mit der Fläche des Niederen Ochsenkogels— Hohes Kreuz sicher. Wie bereits vermerkt wurde, handelt es sich auch bei dieser Fläche fast um eine Ebene. Nur vom Hohen Trog (2354 m) zum Hohen Ochsenkogel (2525 m) werden gewissermaßen zwei Flächenstockwerke durch einen beachtlichen Hang unterbrochen. Eine merkwürdige Konvergenz findet sich in den Plateauflächen, die die O-Seite des Hallstätter Gletschers begrenzen. Auch hier liegt die nördlichere Plateaufläche um 2350 m herum, um dann in einem



plötzlichen Gehängeaufschwung zum Hohen Gjaidstein (2792 m) anzusteigen. Interessant ist, daß am Fuße der beiden Gehängeflächen Konglomerate anstehen, die aus Dachsteinkalkgeröllen bestehen. Während am Hohen Trog die Konglomerate unter der Schuttdecke nicht sehr deutlich aufgeschlossen sind, so ist ihre Verbreitung und vor allem ihr Aufschlußverhältnis im Gebiete des Niederen Gjaidsteins recht günstig.

Hier sind zwei Konglomeratvorkommen zu erwähnen. Das erste liegt W der Gipfelkuppe des Niederen Gjaidsteins, gegen  $\phi$  2399 zu. Dieses Konglomeratvorkommen ist meist in seine über kopfgroßen Komponenten auseinandergefallen und nur stellenweise ist der ursprüngliche Verband der Dachsteinkalkgerölle zu erkennen. — Weit günstiger und aufschlußreicher ist das Vorkommen auf dem Sattel S des Niederen Gjaidsteins. Die Sattelmulde wird von den Konglomeraten bis zur Plateaukante ausgefüllt. Der Aufschluß wäre ziemlich unzugänglich, wenn die leichtere Verwitterbarkeit der Konglomerate zwischen der senkrecht abstürzenden O-Wand des Niederen Gjaidsteins und den Konglomeraten nicht eine kleine Terrassenfläche geschaffen hätte. Im Schutze dieser Terrasse überdauert eine kleine Schneewächte sogar die Sommermonate. Der kleine Schneefleck ist auch auf der Alpenvereinskarte eingetragen worden!

Die Aufschlußverhältnisse der Konglomerate (Abh. 3) geben von der Terrasse aus folgendes Bild: Die Mächtigkeit des Profiles beträgt im Durchschnitt über 3 m. Die Mehrzahl der Gerölle erreicht bis Kopfgröße, doch kommen auch wenig gerundete Blöcke von über 1 m<sup>3</sup> vor. Diesem mehr oder weniger geschichteten groben Konglomerat sind etwa dezimeterdicke Lagen eines horizontalgeschichteten feinkörnigen Sedimentes zwischengeschaltet, das aus feinem Kalkgrus oder Kalkschlammdetritus besteht. Die Lagerung dieser Zwischenlagen inmitten des groben Konglomerates weist entschieden auf ruhigere Sedimentationsphasen.

In seiner horizontalen Ausdehnung (das Profil ist N—S-aufgeschlossen) läßt das Profil einige interessante Details erkennen, die auf die Bildungsumstände dieses Konglomerates nähere Schlüsse zu ziehen gestatten. Gegen den Gehängeaufschwung des Hohen Gjaidsteins werden nämlich die Konglomerate immer größer und hier finden sich auch die größten und am wenigsten geröllten Blöcke. Die aus feinem Detritus bestehenden Zwischenlagen sind gegen den Hohen Gjaidstein zu vollständig ausgekilt und die Lagerung der Blöcke ist nur mehr als wirr zu bezeichnen.

Alles spricht dafür, daß die Konglomerate als marin, und zwar als Gosau anzusprechen sind. Ich stelle mir vor, daß die Transgression, analog den Verhältnissen im Gosaubecken (22), von N her erfolgt ist. Nachdem die Flächen des Niederen und Mittleren Ochsenkogels und jene des Taubenkogels—Niederen Gjaidsteins überflutet wurden, da wurde dem weiteren Vordringen des Meeres an dem W—O-verlaufenden Steilrand (Hoher Ochsenkogel—Hoher Gjaidstein) ein Hindernis bereitet, das erst allmählich überwunden werden mußte. Schwere Brandung mußte an den N-Flanken der beiden heutigen Hochgebirgsgipfel arbeiten und die Konglomerate am Sattel zwischen den beiden

Gjaidsteinen sind die charakteristischen Ablagerungen einer Strandhalde, an der man deutlich, mit zunehmendem Abstand von der ehemaligen Steilküste, die immer ruhiger werdende Sedimentation beobachten kann.

Erst nachdem diese Steilstufe von der Transgression überwunden war, kam es wieder zu einer ruhigen Sedimentation, wie es die feinkörnigen, eisenschüssigen und dünnplattigen Sandsteine des Niederen Kreuzes beweisen. Bereits E. Sueß (7) sind diese meist zu Scherben verwitterten kleinen Vorkommen bekannt gewesen. Einer näheren Deutung hat Sueß diese Sandsteinschichten nicht unterzogen.

Die Sandsteine sind durchwegs feinkörnig und die Korngröße überschreitet selten 1mm. Nur an der Basis liegt eine geringmächtige Bank eines Basalkonglomerates, das aus Dachsteinkalkgeröllen besteht. Darüber folgt dann ein gröberer, noch undeutlich geschichteter Sandstein, der von dem feinkörnigen, bereits erwähnten Sediment abgelagert wird. Im Gegensatz zu den Konglomeraten, die nur aus Dachsteinkalkkomponenten bestehen, setzen sich diese Ablagerungen (ausgenommen die Basalbildung) zum größten Teil aus Quarzkomponenten, Glimmer und anderen Mineralien der Grauwackenzone zusammen. Nur das Bindemittel ist stark kalkig. Diese Gosausandsteine decken sich der Beschreibung nach vollständig mit jenen, die von A. Meier (13) von der S-Seite des Dachsteins beschrieben wurden (Hühnerkogel und Kalchwand). Das Gosauvorkommen der Kalchwand habe ich im letzten Sommer besichtigt und nur das feinere Korn unterscheidet diesen Sandstein von jenem des Niederen Kreuzes. Leider sind die Gosauschichten der Kalchwand mit dem unterlagernden Hallstätter Kalk tektonisch intensiv verknüpfet, so daß die ursprüngliche Lagerung kaum mehr erhalten ist. Die tektonischen und morphologischen Schlüsse, die sich aus diesem Gosauvorkommen ergeben, sind recht interessant, doch sollen sie erst an anderer Stelle im Zusammenhang mit der S-Randtektonik des Dachsteinstockes ausgeführt werden.

Nach der Lagerung der Gosaukonglomerate am Hohen Trog und am Niederen Gjaidsteinsattel ist es unzweifelhaft, daß das Relief von der Plateaufläche des Niederen Ochsenkogels über den Steilhang des Hohen Ochsenkogels und von hier über eine zweite Ebene bis zum Niederen Kreuz bereits vorgosauisch bedingt war. Und das gleiche Verhältnis kann man auch auf die Flächenformen des Taubenkogels und Hohen Gjaidsteins beziehen. Auf der Plateaufläche des Taubenkogels stehen auch noch kleine und stark verwitterte Radiolaritspuren an, die gleichfalls als Reste der ehemaligen ausgedehnten Sedimentdecke anzusehen sind. Auf der gleichen Fläche wie diese zersetzten Radiolarite liegen nun auch die Gosaukonglomerate. — Damit ist einwandfrei erwiesen, daß eine prädoggerisch geschaffene Fläche unverändert die Kreidetransgression überdauert hat und sogar bis in die Gegewart erhalten geblieben ist.

Für die Zeit der Oberkreide sind wir genötigt, ein ziemlich lebhaftes Relief nicht nur im Gebiete der Plassengruppe anzunehmen (wie es E. Spengler in seiner Plassenarbeit [20] klargelegt hat), sondern

auch für den heutigen zentralen Teil des Dachsteinstockes muß der Charakter einer ziemlich unruhigen Hügellandschaft angenommen werden. Nach allem Tatsachenmaterial war die Verschüttung dieses Reliefs während der Transgression des gosauischen Meeres nicht sehr bedeutend gewesen, so daß diese Landschaft im Tertiär in ihren wesentlichen Zügen wenig verändert gewesen ist.

Vor der gosauischen Transgression erfolgte über diese Hügellandschaft die Überschiebung der juvavischen Deckschollen. Im Dachsteingebiet S der Plassengruppe wurde bisher kein Erosionsrest dieser Überschiebung aufgefunden. Einzig bei der Begehung des Plateaus „Am Stein“ gelang es mir, einen kleinen Rest von dunklem, stellenweise rotem Haselgebirge aufzufinden, das dem Dachsteinkalk aufgelagert ist. Die Stelle ist auf dem Wege von der Koppenwinkelalm gegen die Obertrauner Landfriedalm zu erreichen. Die tonige Masse des Haselgebirges wird gerade zwischen  $\phi$  1398 und der Brunngrube gequert. Die Stelle selbst liegt bei etwa 1350 m.<sup>5)</sup>

Nach Seefeldner gehören die Flächen der Obertrauner Landfriedalm mit ihrer maximalen Höhe von 1800 m dem tiefsten der drei Flächenniveaus an. Meines Erachtens liegt für diese Einordnung keinerlei Grund vor und eine Gliederung des Dachsteingebietes in drei Flächenstockwerke erscheint mir angesichts der jungen Bruchtektonik immerhin fraglich.

### Das Plateau „Am Stein“.

Vom Fuß der Taubenkogel—Gjaidsteinscholle ostwärts breitet sich auf fast 10 km eine weite weiße Fläche aus, deren geringes Relief durch die Farbeintönigkeit des gleichförmigen Dachsteinkalkes noch mehr gemindert wird. Höhen von 2000 m werden nur an wenigen Punkten erreicht und besonders gegen O senkt sich das „Plateau“ auf etwa 1800 m und hier beginnt auch ganz allmählich die Baumregion.

Die Bezeichnung „Plateau“ ist nicht ganz gerechtfertigt, denn der „Stein“ ist ein ziemlich unruhiges Gelände, dem Plateauflächen vollständig fehlen. Einzigartig ist das Verkarstungsphänomen, das sich in dieser Höhenlage ungehemmt entwickeln konnte. Reiche Karrenbildung und stellenweise undurchdringliche Latschenbestände machen eine Begehung des „Steins“ außerhalb der wenigen Steige recht beschwerlich.

<sup>5)</sup> Die Rekonstruktion einer in 3000 m Höhe gelegenen „Augensteinlandschaft“ wäre hier nur so verständlich, daß gewaltige Reste der juvavischen Decke oder Gosauablagerungen den fehlenden Raum ausgefüllt hätten. Für beide Möglichkeiten können allerdings keinerlei Beobachtungen ausgewertet werden. Die tiefe Lage der hier erhaltenen juvavischen Schubfläche gegenüber den alten Landoberflächen des Gjaidsteins, Ochsenkogels—Grünkogels möchte ich durch vertikale Bewegungen der einzelnen Kalkschollen zueinander erklären. Vom zentralen Teil des Dachsteinstockes mit den höchsten Flächen ist die Umgebung der Obertrauner Landfriedalm immerhin 10 km entfernt und auf diese Entfernung können sich die Sprunghöhen der zahlreichen, oft kaum oberflächlich zu beobachtenden Brüche verhältnismäßig leicht auf über 1000 m summieren.

Außerdem wird das Gelände noch von der Streichungsrichtung des Dachsteinkalkes beherrscht. Flach fallen die deutlich gebankten Kalke gegen SW ein und kehren ihre wandbildenden Schichtköpfe gegen NO. So entstehen entlang den Schichtköpfen in der Streichrichtung des Dachsteinkalkes gelegene Mulden, in denen das auf der „Plateaufläche“ reichhaltige Moränenmaterial zusammengeschwemmt wurde. Bei der Kartierung dieser ansonsten geologisch sehr einförmigen Fläche habe ich diese Erscheinung immer wieder feststellen können. Durch sie wird die ganze große Fläche „Am Stein“ beherrscht.

Ich habe bereits darauf verwiesen, daß die flachwellige „Plateaufläche“ im W an die emporgehobene Gjaidsteinscholle grenzt. Während der Stein gegen O allmählich absinkt, läßt sich im N und S gleichfalls eine Begrenzungszone feststellen. Diese N-, W- und S-Umrahmung der „Plateaufläche“, verbunden mit einer östlichen Abdachung, war der Entwicklung eines großartigen Plateaugletschers überaus günstig. Die über 100 km<sup>2</sup> große Eisfläche hat den Untergrund sicherlich in beachtlichem Maße zurechtgeschliffen. Dabei geben die heute zurückgelassenen gewaltigen Moränenmassen nicht einmal einen annähernden Maßstab, da der weitaus größte Teil weit gegen O abtransportiert wurde und ein großer Teil der Kalkgeschiebe durch Auflösungsprozesse vernichtet wurde. Dolomitgeschiebe, die sich im zentralen Teil des „Plateaus“ vorfinden und die sicher aus der Gegend des Koppenskarsteins stammen, weisen auf eine starke Gletscherbewegung hin.

Die N-Begrenzung der „Plateaufläche“ ist durch die Gipfelreihe des Krippensteins (2105 m)—Speikberges (2124 m) (mit Hirschberg [2014 m]) und den Zunderinnkopf (2027 m) vorgezeichnet. Die genannte Gipfelreihe fällt in einer W—O-verlaufenden Steilstufe gegen das Plateau ab. Außer dieser rein morphologischen Grenze hat sie auch eine tektonische Bedeutung; denn an dieser Linie ändert sich das Einfallen der Dachsteinkalke. Während sie am gesamten „Stein“ gegen SW einfallen, so fallen N der genannten Linie die Dachsteinkalkbänke gegen NW und N ein. Ausnahmsweise konnte auch schwebende Lagerung beobachtet werden. Aus diesen Beobachtungen ist längs der „Krippenstein—Zunderinnkopf-Steilstufe“ die Annahme eines Bruches gerechtfertigt. Der ehemalige Plateaugletscher hat diese Steilstufe kraß herausmodelliert und unter ihrem Schutze werden sich die Firnbecken lange genug erhalten haben.

Länger als diese gegen S zu ungeschützten Kare werden jene der S-Seite (mit N-Exposition!) mit Eis erfüllt gewesen sein. In der Gegenwart hat sich allerdings nur der Schladminger Gletscher noch erhalten, doch dürfte das Koppenskar und das Landfriedtal auch nicht vor allzu langer Zeit vom Eise geräumt worden sein.

Weiter gegen O sind es der Sinabel (2340 m), die beiden Miesberge (etwa 2200 m) und schließlich das Roßfeld (2040 m), von denen das „Plateau“ bis an seine SO-Ecke begrenzt wird. Ähnlich wie der Krippenstein, Speikberg, Hirschberg und Zunderinnkopf im N, so wird auch diese an der S-Seite des „Plateaus“ gelegene Gipfelreihe von Plateauflächen gekrönt. Bereits bei der ersten oberflächlichen Bege-

hung dieser Plateauflächen konnte ich eine Parallelisierung mit den höchsten Flächen des zentralen Dachsteinstockes nicht ausschließen, und je mehr Beobachtungen ich während meiner Kartierungszeit sammeln konnte, um so mehr wurde ich in meiner Annahme bestärkt. Besonders die Fläche des Roßfeldes bot einige Beobachtungen, die sie durch nichts von den höchsten Flächen unterscheidet.

Zum Verständnis der Morphologie des Roßfeldes (Höhenlage etwa 2030 m) ist die folgende geologische Beschreibung nicht unwesentlich: Am Aufbau des Roßfeldes und seiner Umgebung nehmen Hauptdolomit und Dachsteinkalk Anteil. Und zwar bildet der Dachsteinkalk eine etwas gegen S überkippte Antiklinale, in deren Kern der Hauptdolomit liegt. Zum Teil ist dieser Dolomitkern auf der Fläche des Roßfeldes bloßgelegt, während beiderseits der Dachsteinkalk als unbedeutende Gipfelzone emporragt, die das Roßfeld im N und S umsäumt. Im N ist der Große (2180 m) und Kleine Grafenberger Miesberg (2170 m) und im S ist es die Luserwand (2138 m), die auf der S-Seite in senkrechten Wänden gegen das Tal des Luserbaches abstürzt. Zwischen dieser Gipfelreihe breitet sich die flache begraste Mulde des Roßfeldes aus, in deren zentralem Teil ich Augensteinkonglomerate gefunden habe. Ich halte dieses Vorkommen nicht für eine sekundäre Lagerstätte, sondern für die primäre Ablagerung eines Flusses, der sich hier in den zertrümmerten Scheitel einer Antiklinale sein Bett eingeschnitten hat. Die Gipfelreihe des Grafenberger Miesberges und die Luserwand bilden gewissermaßen, vom Roßfeld aus betrachtet, noch die alte Uferumrandung des tertiären Flußlaufes. Wie auf den Flächen des Gjaidsteins und des Ochsenkogels, so entsteht auch hier die Frage: Wie groß ist der Abtrag der tertiären Erosion? Auf diese Frage gibt die SO-Ecke des Roßfeldes (knapp vor  $\phi$  2138 m) eine eindeutige Antwort. An dieser Stelle ist nämlich noch ein kleiner Rest von verwittertem Radiolarit dem Dachsteinkalk aufgelagert. Also auch hier scheint, analog den Verhältnissen des zentralen Dachsteinstockes, keine nennenswerte Abtragung erfolgt zu sein und einer Identifizierung dieser Flächen mit jenen des Grünkogels, Ochsenkogels und des Gjaidsteins können kaum Gegeneinwände gebracht werden. Es ergibt sich: Im N und S wird das „Plateau“ „Am Stein“ von einer Gipfelreihe begrenzt, die von Flächen gleichen Alters und gleicher Entstehung gekrönt werden, wie jene des zentralen Dachsteinstockes. Lediglich die Höhenlage unterscheidet sie voneinander und die ist durch die mannigfaltige Bruchtektonik bedingt.

An der O-Wand des Taubenkogels und des Gjaidsteins erfolgt nicht der Wechsel vom Hochkönigniveau zu einem tieferen Niveau, sondern längs einer die O-Wand bedingenden Verwerfung ist der östliche Teil abgesunken. Wer die gewaltigen Sturztrümmer des Taubenkogels gesehen hat, wird kaum eine beachtliche tektonische Durcharbeitung dieser Scholle leugnen können. Besonders überraschte mich jedoch W  $\phi$  2398 eine tiefe, mehrere 10 m lange und stellenweise über 1 m breite Spalte, die nach ihrer Zerrissenheit nur als Erdbebenspalte gedeutet werden kann.

## Allgemeines zur Entwicklung des tertiären Reliefs im Dachsteingebiet.

Ich habe mich im wesentlichen darauf beschränkt, die Anlage jurassischer Landoberflächen zu beschreiben, die während der Kreide wiedererstanden und sich über das Tertiär bis heute erhalten haben.

Ein vergleichbares Beispiel bringt F. X. Schaffer (14) in einer Studie über das Eggenburger Becken. Hier war das alte, im Grundgebirge eingeschnittene Relief unter den Sanden der ersten Mediterranstufe verschüttet. Die postmiozäne Erosion hat die leicht zerstörbaren Sedimente wieder zum Teil abgetragen, ohne das darunter befindliche Relief zu zerstören, das aus seiner jüngeren Umhüllung wieder herauspräpariert wurde. Einen ähnlichen Vorgang erwähnt Schaffer auch in seinem Lehrbuch der Geologie (15, S. 255), wofür er den Ausdruck *annekkathäretische Erosion* gebraucht.

Während jedoch im Eggenburger Becken die Härteunterschiede zwischen dem Grundgebirge und dem aus lockerem Material bestehenden miozänen Decksediment die Herauspräparierung des alten Reliefs begünstigten, so müssen wir uns im Dachsteingebiet nach anderen Ursachen umsehen. Die Anregung für diesen Erklärungsversuch habe ich meinem sehr verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. E. Spengler, zu verdanken: Der Dachsteinkalk der nördlichen Kalkalpen war posttriadisch von jurassischen und oberkretazisch (zum Teil oder vielleicht auch vollständig) von Sedimenten überlagert, die wasserundurchlässiger waren als ihr Dachsteinkalksockel. Die Erosion, die an der Ausräumung dieser Sedimentdecken arbeitete, konnte ihr Ausräumungswerk bis zum Niveau des Dachsteinkalkes betreiben.

Selbstverständlich darf diese Tatsache nicht auf andere Teile der nördlichen Kalkalpen restlos verallgemeinert werden. Wie die Tatsache beweist, schneidet die miozäne Landoberfläche bald jüngere Gesteine (zum Beispiel Malm im westlichen Toten Gebirge), bald ältere Sedimente (zum Beispiel Wettersteinkalk an der Rax und am Hochschwah).

Am Hochschwah sind nach E. Spengler (Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte usw., Blatt Eisenerz—Wildalpe—Aflenz) zwei kleine Sedimentreste von Gosau auf der tertiären Landoberfläche erhalten. Also auch hier scheint die tertiäre Landoberfläche mit der vorgosauischen zusammenzufallen. In diesem Stadium mußte sich das Bild der Flußerosion vollständig geändert haben. Die Flüsse, die bis dahin reichlich Wasser führten, wurden wasserärmer, da mit zunehmender Abtragung des wasserundurchlässigen Decksedimentes immer mehr und mehr Wasser in den zahlreichen Klüften und Höhlensystemen des Dachsteinstockes verloren ging und schließlich hörte die Oberflächenerosion vollständig auf<sup>6)</sup> — ein Zustand wie wir ihn auch heute vor uns haben.

<sup>6)</sup> Dieser Vorgang spielte sich im Bereich der nördlichen Kalkalpen zweimal ab. Zuerst wurde eine präjurassische Landoberfläche unter jurassischen Ablagerungen verschüttet, die zum Teil vorgosauisch abgetragen wurden. Es wurde teilweise die ehemalige Landoberfläche wieder freigelegt und es transgredierte das Gosaumeer. Die folgende Abtragsphase hat dann wiederum die alten Oberflächenformen herausmodelliert, die uns als konservierte tertiäre Landschaft auf den höchsten Flächen erhalten geblieben ist.

Auf diese Weise gingen die alpinen Kalkstöcke gewissermaßen einer Konservierung entgegen, so daß sie vom morphologischen Standpunkt aus gegenüber ihrem nördlichen und südlichen Vorland eine ausgesprochene Sonderstellung einnehmen.

Bisher wurde die Anlage der von den Morphologen als Hochkönigniveau beschriebenen Flächen des Dachsteingebietes in das Tertiär gestellt. Unter Zuziehung geologischer Beobachtungen hat sich ein wesentlich größeres Alter der Flächen herausgestellt. Für die tieferen Flächenformen, die als Tennen- und Gotzenniveau in die Literatur eingegangen sind, ergibt sich nach den Erfahrungen am Dachstein-„plateau“, daß sie erst nach genauer Kenntnis der Bruchtektonik zu identifizieren sind.

F. Leyden (11) stellt die Karsthochflächen der nördlichen Kalkalpen nach Göttinger (6) in das Altmiozän. Auf eine nähere Unterteilung dieser Flächen geht Leyden nicht weiter ein und er faßt sie alle zur „Dürrensteinphase“ zusammen. Das etwas jüngere (?) „Firnfeldniveau“ in den Zentralmassiven wird als „Eckenbergphase“ bezeichnet.

In den W-Alpen müssen nach Leyden diese Flächen wegen der jungen Überschiebungen noch jünger sein und er nimmt postpontisches Alter an. „Dabei bleiben gerade in der Schweiz noch wichtige Fragen offen: Ungeklärt ist hier noch die Stellung der verkarsteten Kalkhochflächen von Säntis, Glärnisch nsw., deren Höhenlage in auffallender Übereinstimmung zu derjenigen der nordostalpinen Kalkstöcke steht, deren Alter jedoch ganz erheblich geringer anzusetzen sein muß.“ — Am Beispiel des Dachsteingebietes habe ich zeigen können, daß die Anlage der Hochflächen wesentlich älter als Tertiär ist. Wäre auch bei diesen genannten Flächen nicht die Möglichkeit einer ähnlichen, älteren Anlage zu erwägen?

### Die hypothetische Augensteinlandschaft.

Einzig Stellung nehmen möchte ich noch zur Frage der Augensteinlandschaft, die als Rumpffläche über den höchsten Kuppen des Hochkönigniveaus zu denken wäre. — Seefeldner gibt in seiner Studie (17) zu, daß Reste dieser Augensteinlandschaft nirgends mehr nachzuweisen sind und schon daraus geht ihr hypothetischer Charakter hervor. Nach den im Dachsteingebiet gemachten Erfahrungen scheint mir das Vorhandensein einer ehemaligen Augensteinlandschaft, die über dem Hochkönigniveau gelegen haben soll, unmöglich.

Hochkönigniveau und Augensteinlandschaft sind meines Erachtens miteinander identisch und als noch primär erhaltene Ablagerungen des damaligen Flußsystems möchte ich die bekannten, unterhalb der beiden Gjaidsteingipfel abgelagerten Augensteinschotter ansehen. Diese ausgesprochene Schotterdecke möchte ich nicht wie die bisherigen Beobachter als sekundär zusammengeschwemmt ansehen, denn das ausgedehnte flächenhafte und oft dezimetermächtige Vorkommen entspricht noch der ursprünglichen unversehrten Flußablagerung.

Eine Gliederung des Hochkönigniveaus ist im Dachsteingebiet undurchführbar. Alle hier angeführten Flächen gehören einem einheitlichen System an, das nur durch die jüngsten tektonischen Ereignisse zertrümmert wurde.

Die oft eindeutig jungmesozoische Anlage dieser Flächen läßt auch einige Schlüsse auf die interessante Frage der Reliefüberschiebungen zu. O. Ampferer (1) hat auf die Art der Bewegung selbständiger

Deckenfetzen auf einer alten Landoberfläche im Gebiete der Loferer und Leoganger Steinberge aufmerksam gemacht.

Seefeldner (17) lehnt diese Vorstellung mit „Rücksicht auf das Übergreifen unserer Landoberflächen vom basalen auf das überschobene Gebirge“ entschieden ab.

Aber stoßen wir im Dachsteingebiete nicht auf das gleiche Problem, wo altangelegte Flächen wiederum freigelegt wurden und sich mit jungen Flächen verschneiden? Das Vorhandensein der ersteren ist nicht anzuzweifeln und die Verschneidung mit jüngeren Flächen berechtigt noch lange nicht, ihre Existenz zu leugnen!

In Kürze lassen sich die Ursachen für die Oberflächengestaltung des Dachsteingebietes wie folgt zusammenfassen: Gegen das Ennstal bricht die mächtige Kalkplatte des Dachsteinstockes in einer gewaltigen Wandflucht ab, die im westlichen Teil in südöstlicher Richtung verläuft, sich im östlichen Teil jedoch mehr gegen O ausrichtet. Wie eine gewaltige Festungsmauer erhebt sich die Kalkwand über den sanften Flächenformen des Ennstales, die sich aus Werfener Schiefen und Pinzgauer Phyllit aufbauen. Nur der Dolomitstreifen des Mandlingzuges ist als „Härtling“ aus seinem Schiefermantel herauspräpariert worden.

In kurzer und geologisch junger Zeit erfolgte die gewaltige Ausräumung des Ennstales. Ursprünglich wird die breite Talnrche bis in das Niveau der heute höchsten Kalkgipfel mit Schiefen ausgefüllt gewesen sein, die dann bei der Emporhebung der Alpen von der Erosion rasch angegriffen und zerstört wurden. So steht das jugendliche Ennstal ganz im Gegensatz zu den alten Formen, die sich im Kalkgebirge erhalten haben.

Die höchsten und ältesten Flächenformen im zum Dachsteingebiet gehörenden Raum des Ennstales sind nur an wenigen Stellen erhalten geblieben. Die weichen Schieferhänge selbst waren zu einer derartigen Konservierung nicht geeignet; und so haben sich nur sehr wenige derartige Reste erhalten können. Den höchsten Terrassenrest habe ich bei etwa 1500 m auf der Kalchwand entdeckt, wo kleine Schottervorkommen in augensteinähnlicher Verbreitung auftreten. Wenn auch das heutige Ennstal 700 m tiefer liegt, so ragten bei diesem Talbodenniveau die Kalkgipfel mit einer relativen Höhe von 1500 m über das damalige Ennstal. Die Bildung der Kalchwandschotter fällt ins Interglazial. Die Tieferlegung des Ennstales<sup>7)</sup> mußte mit ungeheurer Geschwindigkeit vor sich gehen. Während die Schiefer rasch ausgeräumt wurden, wuchs der Mandlingzug gleichsam immer mehr und mehr aus seiner Umgebung heraus. Eine ausgedehnte Schotterdecke ist am Sattelberg erhalten geblieben, die gewissermaßen ein Übergangsglied zu den ausgedehnten interglazialen Schottern der Ramsaufläche bildet.<sup>8)</sup>

<sup>7)</sup> Die öfter erfolgte Verschotterung und Ausräumung innerhalb des gewaltigen Talbildungsprozesses kann hier nicht mit einbezogen werden.

<sup>8)</sup> Es sei besonders betont, daß nur die jüngste Entwicklung des Ennstales kurz gestreift wurde, während auf seine tertiäre Anlage und Zuschüttung im Rahmen dieser Arbeit mit Absicht nicht verwiesen wurde. Denn abgesehen davon, daß viele dieser Fragen kaum gelöst sind, so kann außerdem die engere Entstehungsgeschichte des Ennstales nur im Zusammenhang mit der Südrandtektonik des Dachsteinstockes gebracht werden.



An der Mauer der kalkalpinen S-Wand wurde der intensiven Erosion ein Pendeln gegen N unmöglich gemacht und nur in dem breiten Schieferstreifen am S-Saum der Kalkplatte konnte sie mit aller Intensität ihr Ausräumungswerk vorwärts treiben. Eine immer mächtiger werdende Schutthülle legt sich überall an den S-Wandfuß der Kalkalpen und die konservierende diluviale und rezente Verschüttung hat oft schon über ein Drittel der Kalkmauer unter sich vergraben und den weiteren Einflüssen exogener Zerstörung entzogen.

Während das Schiefervorland am S-Rand der Kalkalpen und das Mergelbecken von Gosau zu einem charakterlosen Hügelland umgeprägt wurden, sind in der Kalkplatte des Dachsteingebietes wesentliche bruchtektonische Züge erhalten geblieben. Dabei sind diese Züge um so ausgeprägter, je bedeutender die Höhenlage der einzelnen Kalkschollen ist. Bis etwa 2200 m prägt das Verkarstungsphänomen den Landschaftscharakter und bis in diese Zone hat sich auch die glaziale Gestaltungskraft deutlich ausgewirkt; zwar nicht überall, sondern mit einer gewissen Auswahl der ihr zusagenden Stellen. Fluviale Erosion hat sich posttertiär in der Dachsteinkalkplatte des Dachsteinstockes weniger in Erosions- als in Auflösungserscheinungen ausgewirkt, wobei hauptsächlich auf die gewaltigen Höhlensysteme bei Obertraun hingewiesen sei.

Auch an der Oberflächengestaltung hat das Auflösungsphänomen hervorragenden Anteil und ich nenne nur die tiefe „Auslaugungsfurche“ des Hölltalsees und die Lacke bei der Seekaralm. Beide durch Auflösung bedingte Depressionen liegen an tektonisch bedeutenden Zerrüttungszonen. Der Spiegel der tiefen W—O-Rinne des Hölltalsees liegt bei 1820 m. Allseits von einer mindestens bis 1990 oder 2000 m ansteigenden Felswand umschlossen, ist diese Tiefenfurche eines der schönsten Beispiele für selektive Auflösung an einer Zerrüttungszone. Diese Auflösungserscheinung ist hier so wunderbar entwickelt, daß sich darüber wohl eine eigene Untersuchung lohnt.

Glazialerosion vereinigt mit Auflösungserscheinungen hat gleichfalls an Zerrüttungszonen gewaltige Arbeit geleistet. Ein bekanntes Beispiel ist das Trauntal von der Koppenbrüllerhöhle bis zum Hallstätter See und das Echerntal.

In einer übersichtlichen Erfassung der Morphologie der Dachsteingruppe prägt sich eine mannigfaltige Gestaltungskraft der exogenen Dynamik aus. Die glaziale oder fluviale Erosion haben nicht überall ihre Tätigkeit entfaltet, sondern nur an jeweils günstigen Zonen. So sondern sich glazialbedingte Formen von fluvialen oder lösungsbedingten Formen scharf ab. An Stellen, an denen die posttertiäre exogene Dynamik überhaupt keine Kräfte entfalten konnte, haben sich die tertiären Züge dank der endogenen Dynamik bis zur Gegenwart erhalten.

Geologisch-paläontologisches Institut  
der deutschen Karls-Universität in Prag.

#### Benützte Literatur.

1. O. Ampferer, Beiträge zur Morphologie und Tektonik der Kalkalpen zwischen Inn und Salzach. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 1925.
2. H. Beck, Tertiäre Sandschichten bei der Gjadalm (Dachsteinhochfläche). Verh. d. Geol. Bundesanst. 1935.

3. H. Cloos, Über antithetische Bewegungen. Geol. Rundschau, XIX, 1928.
4. O. Ganss, Zugspalten im Dachsteingebiete. Geol. Rundschau, XXIX, 1938.
5. G. Geyer, Über die Lagerungsverhältnisse der Hirlatzschichten nsw. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1886.
6. G. Götzinger, Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkalpen. Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. Wien, LVI, 1913.
7. F. v. Hauer, Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., nat. Kl., XXV.
8. H. Hlauschek, Beobachtungen über das Lagerungsverhältnis des Hirlatzkalkes zum Dachsteinkalk im Dachsteingebirge. Lotos, 70. Prag 1922.
9. N. Krebs, Die Dachsteingruppe. Zeitschr. d. D. u. Ö. A. V. 1915.
10. N. Krebs, Ein vergletscherter Kalkalpenstock, der Dachstein. Kartogr. Zeitschr., 6.
11. F. Levy-Leyden, Die Entwicklung der Alpen zum Hochgebirge. Geol. Rundschau 1922.
12. E. Machatschek, Morphogenetische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. Ostalp. Formenst., I/4, Berlin 1922.
13. A. Meier und F. Trauth, Ein Gosauvorkommen am Südgehänge der Dachsteingruppe. Verh. d. Geol. Bundesanst. 1936.
14. F. X. Schaffer, Das prämiocäne Relief der Gegend von Eggenburg und seine heutige Wiederbelebung. Verh. d. Geol. Reichsanst. 1913.
15. F. X. Schaffer, Lehrbuch der Geologie, I, 1916, S. 255.
16. E. Seefeldner, Zur Altersfrage der Abtragungsf lächen in den nördlichen Ostalpen. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien. 1933.
17. E. Seefeldner, Die alten Landoberflächen der Salzburger Alpen. Zeitschr. f. Geomorphol., VIII, 1934.
18. F. Simony, Das Dachsteingebirge. Wien 1895.
19. J. Sölch, Die Landformung der Steiermark. Graz 1928.
20. E. Spengler, Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1918.
21. E. Spengler, Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 1918.
22. O. Weigel, Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 1937.
23. A. Winkler, Über Studien in den inneralpinen Tertiärablagerungen und über deren Beziehungen zu den Augensteinfeldern der Nordalpen. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien. math.-nat. Kl., Abt. I, 137. Bd, 1928.
24. A. Winkler, Über Probleme ostalpinen Geomorphologie. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 1929.

### Erklärungen zur Tafel.

#### Abb. 1.

Alte Landoberfläche zwischen dem Hohen Trog und dem Mittleren Ochsenkogel. Höhenlage über 2300 m. (Photo: O. Ganss, Sommer 1937, mit Retina.)

#### Abb. 2.

Gosaukonglomerate zwischen Niederein und Hohem Gajdstein. Höhenlage etwa 2450 m. Den groben, aus Dachsteinkalk bestehenden Konglomeratblöcken sind (im unteren Teil des Bildes) feinschichtige Lagen zwischengeschaltet. — Als Größenmaßstab dient der geologische Hammer im unteren Drittel der Bildmitte. Auf der rechten Bildseite erscheint im Hintergrund — scheinbar über den Konglomeraten — der unterlagernde Dachsteinkalk.

(Photo: O. Ganss, Sommer 1937, mit Retina.)



Abb. 1.



Abb. 2.

# Aufschlüsse als geologische Dokumente im unteren Thayalande.

Von K. Jüttner.

(Mit 2 Tafeln und 9 Textabbildungen.)

Eines der Ziele der vorliegenden Arbeit ist, dem Besucher des unteren Thayalandes jene Stellen namhaft zu machen, an denen er bessere künstliche Aufschlüsse sehen kann. Sie will ihm dadurch ein zeitraubendes Suchen ersparen. Gute natürliche Aufschlüsse gibt es eigentlich nur an den Kalkbergen und am Steilufer des Thaya-bettes. Ihre Eintragung in die Karte schien mir nicht nötig, da die bezüglichen Stellen sich ohnehin meist aus der topographischen Karte ergeben.

Ein weiterer Zweck meiner Ausführungen ist die Beschreibung aller nennenswerten, vorübergehend geöffnet gewesenen Aufschlüsse, die ich im Verlaufe einer langjährigen Beobachtung untersuchen konnte, um so das Resultat für die Zukunft festzuhalten. Die nachfolgenden Zeilen werden dadurch zu einer Grundlage für die zukünftige Forschung, der diese Aufschlüsse in der Natur selbst nicht mehr zugänglich sind. Auch halte ich es im Hinblick auf meine geologische Karte des unteren Thayalandes für vorteilhaft, wenn ersichtlich wird, für welche Punkte mir Aufschlüsse zur Verfügung standen, denn bezüglich jener Stellen, für welche dem kartierenden Geologen ein Einblick in den Aufbau des Bodens möglich war, wird man einer Karte größeres Vertrauen entgegenbringen können. Überhaupt glaube ich, daß zu jeder vollständigen Kartenaufnahme auch eine Beschreibung der Aufschlüsse gehört, denn diese sind für den Geologen das, was für den Historiker die geschriebenen Dokumente sind: Quellen, aus denen er seine Schlüsse zieht und die andererseits späteren Forschern dazu dienen, diese Schlüsse nachzuprüfen. Die beigegebene Kartenskizze ist daher eine Ergänzung meiner „Geologischen Karte des unteren Thayalandes“ und will im Verein mit letzterer benützt werden.<sup>1)</sup>

Nicht aufgenommen sind hier die künstlichen Aufschlüsse auf den Jurakalkbergen, da ich sie schon in früheren Publikationen beschrieben habe, ferner jene Stellen, an denen ich das Streichen und Fallen messen konnte, weil sie aus meiner geologischen Karte zu entnehmen sind. Unberücksichtigt blieb weiter das verbaute Gebiet der Stadt Nikolsburg und die Gemeinde Pulgram, weil ich darüber in Sonderdarstellungen berichten werde.

An Abkürzungen verwende ich: Sg = Sand-, bzw. Schottergrube, N. s. = Niemschitzer Schichten, am = Auspitzer Mergel, ss = Steinitzer Sandstein, ams = Auspitzer Mergel und Steinitzer Sandstein in Wechsellagerung, bk = buntes Konglomerat, ds = diluvialer feiner Quarzsand, streusandartig und (falls nichts anderes vermerkt) fossilleer.

<sup>1)</sup> Dieselbe erscheint im nächsten Jahrgang.

## A. Nicht mehr zugängliche Aufschlüsse (ohne die militärischen).

### 1. Gelände südlich der Tiefenlinie Teiche—Porzinsel—Schublähäcker.

1: Am SW-Ende des Ortes Klein-Schweinbarth: Auf der Dorfstraße eine  $1\frac{1}{2}$  m tiefe Grundaushhebung für den Bau des Wäghäuschens (gegenüber dem Rüsthaus der Feuerwehr). 2: Im Schweinbarther Tiergarten (1937): 4 m tiefe, quadratische Grube (Seitenlänge 3 m): unregelmäßig geschichteter, grauer ds, mit  $15^\circ$  nach SSO einfallend. 3: 1,9 m tiefe Grundaushhebung für eine Hütte beim ehemaligen Zollhaus (1933): unten 20 cm Schotter (Quarz, ganz wenig Hornstein) mit verkieselten Hölzern und abgerollten tortonischen Fossilien, darüber feine gelbliche Sande mit horizontaler, welliger Schichtzeichnung (wohl diluvial), zu oberst 75 cm Humus. 4: Drsenhofen. In einem verfallenen Weinkeller: 3 m lichtbrauner ds. 5: Drsenhofen, im Hofe des Hauses Nr. 46: 6 m hohe Wand, unten aus ds, darüber aus Löß bestehend. Ein 7 m tiefer Brunnen davor traf nur rostbraunen, groben Quarzsand mit bis daumennagelgroßen Quarz- und Hornsteingeröllen (oberpliozän?). 6: Auf einem Bauplatze eine 1 m tiefe Grube im Löß. — Über einige ehemalige Aufschlüsse in Steinebrunn siehe I, S. 206, 208. — 7: Drainagierung des Gebietes südwestlich Voitelsbrunn, Herbst 1932 (I, S. 205). Gefunden wurde Tortontegel, nach oben mit Leithakalk wechsellagernd. 8: Voitelsbrunn, Brunnengrabung (1927): bis 25 m im Tortontegel (II, S. 139 unten). 9: Ebenda, Brunnen, etwa 6 m tief (1928): grauer, meist sandiger Tortontegel, mit Sandschichten wechsellagernd. Der Tegel enthielt Gipskristalle und viele unbestimmbare Konchylientrümmer. Er wird von schwarzem Humusboden überlagert, der voll von Geröllen (Quarz, Urgestein usw.) ist. Ein ähnliches Profil haben die Brunnen in den Nachbarhäusern (teilweise Schwefelwasser führend). 10: Ebenda, Entwässerungsgraben (1932): unter  $\frac{1}{2}$  m sehr feinem ds (mit vereinzelt unregelmäßig verstreuten Geröllen) lag Tortontegel. 11, 12: Drainagegräben (1937) in echtem, nicht zersetztem am. 13: Aufgrabung in Alluvium. 14: Entwässerungsgraben (1937): sandig-schotteriges Alluvium. 15: Ebenso (1934): am. 16: Die Aufgrabungen für die Einsetzung der Masten der Elektrizitätsleitung (1934) begannen am Kartenrande in Alluvium, kamen dann in Cerithiensand und -tegel (bei a), weiter in echten am (kein Neogen!), welcher bei b von ds bedeckt war, endlich westlich Bischofwart in fossilleeren Tortontegel (bei b von ds bedeckt; bei c von Leithakalk), weiter gegen das Grenzschloß zu folgte ds. 17: Aufgrabungen bei Kellerbaueteu in Bischofwart: neogener Mergel, ähnlich dem bei der Hopfmühle (I, S. 216 bis 217), fossilleer, stellenweise verfestigt und dadurch dem am ähnlich. 18: Aufgrabungen zwecks Einsetzung einer Reihe Bäumchen: oberpliozäne rostbraune Schotter und Sande.

### 2. Gelände zwischen der Teichlinie und der Thaya.

#### a) Östlich der Juraberge.

1934 bis 1936 hat das Brüner „Amt für Bodenkunde und Agrometeorologie“ durch seinen Beamten Dr. B. Maláč bodenkundliche

Untersuchungen im Gebiete um die Pollauer Berge durchführen lassen. Es wurden im durchschnittlichen Abstände von 150 bis 200 m voneinander Sonden gegraben, die gewöhnlich 1,20 m tief waren. Ich wirkte dabei insofern mit, als ich die geologische Deutung des geschaffenen Aufschlusses vornahm, während Dr. Maláč die bodenkundlich-chemische Untersuchung durchführte. Das untersuchte Gebiet war begrenzt von der Straße zwischen dem Fischhaus am Muschelberg—Nikolsburg—Reichsstraße bis Neu-Wirtshaus, von da längs der Straße nach Ober- und Unter-Wisternitz—Thayaebene—Rand des Waldgebietes östlich Pollau und Klentnitz, längs des zum Janitschberg fließenden Bächleins—Marienmühlschlucht—Tälchen, von dort zum Kienberg und von diesem Berg nach Süden wieder zum Fischhaus. Ich hatte so Gelegenheit, eine überaus große Zahl von künstlichen Aufschlüssen, die ein dichtes Netz bildeten, zu sehen, die ich aber in die hier beigegebene Karte nicht aufgenommen habe, da sie ohnedies in der von Dr. Maláč zu erwartenden Publikation verzeichnet sein werden. Herrn Dr. Maláč aber sei für die Unterstützung, die er mir bei der einträchtigen Zusammenarbeit angedeihen ließ, der herzlichste Dank ausgesprochen.

Die Beschreibung der nachfolgend genannten Aufschlüsse beginnt im Osten und schreitet gegen Westen fort.

19: Brunnengrabung beim Hause Eisgrub Nr. 500, 13 m tief: unter Löß liegt Terrassenschotter, weiter Cerithienschichten (I, S. 214). 20: Bohrungen nach Wasser bei der Firma Tarnawski, Eisgrub (i. J. 1933): dasselbe Profil wie bei 19 (I, S. 214). 21: Brunnengrabung (1933), 6 m tief: unter 3 m ds folgte Letten (Torton oder Sarmat). 22—24: Brunnengrabungen (1933) im Walde nördlich Voitelbrunn (I, S. 210): alle in ss, welcher bei 23 von miozänem Sand und Löß überlagert wurde. 25: Kleine Aufgrabung im Löß. 26—27: Brunnengrabungen in Voitelbrunn: 27 (der westliche der zwei Punkte) ist beim Hause Nr. 175: 7 m tief, zeigt ds, oben lichtbraun, unten weiß. Das Wasser war schwefelhaltig. Die Brunnen der südlichen und westlichen Nachbarschaft stehen im selben Sand und führen auch Schwefelwasser, dagegen schlossen die Brunnen in der nordöstlichen Nachbarschaft (i. J. 1932) und vor der Schule (1934, 10 m tief) festes, oligozänes, buntes Konglomerat mit gutem Wasser auf. Das harte Gestein war oben braun, in der Tiefe dunkelgrau. Von miozänem Sand und Schotter, der hier nach der Abel'schen Karte anstehen müßte, ist keine Spur.<sup>1a)</sup> 28: Millowitz, Brunnengrabung im Hofe des Hauses Nr. 69 (i. J. 1929): 0 bis 4 m dunkler humoser Boden, 4 bis 5 m im feuchten Zustand dunkler Ton mit kleinen, meist röhrligen Hohlräumen, deren Wand mit Eisenocker überkleidet ist. Er führt die gewöhnlichen kleinen diluvialen Schnecken. Im Hofe, wenige Meter gegen NW, steht Löß an. Ein in ihn gegen NW vorgetriebener Kellergang durchstieß ihn bald und traf auf ams, während oberflächlich der Löß noch weiter hangaufwärts zieht. 29: Wasserleitung für

<sup>1a)</sup> Bei 27 d traf man 1938/39 bei Drainagierungen unter etwa 1 m Alluvium den miozänen Tegel. Bei 27 e ist in einer 1 1/2 m tiefen Sg gelber ds stellenweise mit (umgelagerten) Geröllen des bk sichtbar. Der ds wird zweifellos vom bk unterlagert.

Millowitz (1935): Brunnen 1 (auf der Karte mit a bezeichnet),  $6\frac{3}{4}$  m tief: 0 bis 1 m brauner Humusboden, 1 bis 6 m sandiger Letten und Sand, gut geschichtet, bläulich und gelblich. Sie führen eine große *Helix*. Pupa, *Helix hispida*, *Succinea oblonga*; 6 bis  $6\frac{3}{4}$  m bläulicher ss mit viel am. horizontal gelagert. Brunnen 2 (b), 9,8 m tief, ergab dasselbe Profil, aber ab 6 m fast nur am. Brunnen 3 (c) traf unter dem geschichteten Diluvium bei 1,6 m den am, in dem er bei 7 m stecken blieb. Die von den drei Brunnen zum Reservoir (d) verlaufenden Stränge sind 3,05 m tief und schließen nur das geschichtete Diluvium auf. Im Strang nahe beim Brunnen 2 lag: 0 bis 1,1 m rotbraunes geschichtetes Diluvium, 1,1 bis 1,8 m schwarze humose Schichte, 1,8 bis 2,9 m wieder rotbraunes geschichtetes Diluvium, das dann von 2,9 bis 3,05 m bläulichgelb gefärbt war. In 2 m Tiefe fanden sich an einer Stelle beisammen ein Extremitätenknochen<sup>2)</sup> und mehrere Wirbelkörper von Säugetieren. Dasselbe Profil herrscht noch im Reservoir, nur daß dort die rotbraune Schichte dünner ist (von 0 bis 0,5 m). Die Tiefe des Reservoirs beträgt 4,5 m, an den vier Ecken 5,3 m, das geschichtete Diluvium wurde nicht durchsenkt. Vom Reservoir bis e ist der Graben 1,3 m tief und schließt nur geschichtetes, bläuliches und gelbes Diluvium auf, von e bis f liegt unter Humus nur gelblicher bis hläulichgrauer Lößlehm mit einer großen *Helix* und Lößkindln. Bei f fand sich nur ss, da der Boden hier ansteigt und der Graben nur 1,3 m tief ist. Von f bis Aufschluß 304 nur Humus (Grabentiefe 1,3 m). Westlich neben 304 im 1,3 m tiefen Graben: 0 bis 0,7 m künstlicher Schutt, 0,7 bis 0,9 m brauner, dünn geschichteter Letten und sandiger Letten (alluvial), 0,9 bis 1,3 m fetter, schwarzer, nach Moder riechender, alluvialer Schlamm. Gleich nördlich daneben, noch bei den Weinkellern, taucht im Graben, dort, wo das Gelände am höchsten ansteigt, unter dem Alluvium zersetzter ss auf, der nördlicher gleich wieder unter künstlichem Schutt verschwindet. Vor den Häusern Nr. 92 und 152 liegt unter diesem, dort  $\frac{3}{4}$  m mächtigen Schutt  $\frac{1}{4}$  m schwärzlicher Ton, durchzogen von röhrenartigen Hohlräumen, die mit Ocker ausgekleidet sind, also dasselbe Sediment, wie es bei Aufschluß 28 getroffen wurde. Bei g biegt der Graben in die Seitengasse ein und trifft von da an zuerst horizontal geschichteten diluvialen Sand und Letten, dann, weiter östlich, Löß.

Der Boden von Millowitz wird also von Alttertiär gebildet, welchem, vor allem im höher gelegenen Terrain, unmittelbar Löß aufliegt. Nur im Tälchen südlich des Ortes und am Nordhang der Zwergleiten liegt unter dem Löß geschichtetes Diluvium. Das Innere des Dorfes entlang der Hauptstraße ruht auf mächtigem Alluvium.

30: Künstlicher Graben, 1936 ausgeräumt: verläuft im Löß.

Über die Aufschlüsse in Pollau vergleiche die Arbeit III im Schriftumsverzeichnis! — 31: Bau der Pollauer Wasserleitung, 1929/30: vom 6 m tiefen „Quellschacht“ (nördlich des 1. g von „Babengroßgärten“ auf Karte 1:25.000) geht der allmählich seichter (von  $3\frac{1}{2}$  auf 2,3 m) werdende Graben nach SO und biegt dann rechtwinkelig

<sup>2)</sup> Von einem Boviden, vielleicht *Bison priscaus* (die Bestimmung führte Dr. Rudolf Brunner, Wien, durch).

gegen NO um, welche Richtung er von da an beibehält. Nahe dem Quellschacht sah man in tieferen Teil des Grabens bläulichen alttertiären Tonmergel mit Gipskristallen; darüber lagert zunächst 20 bis 30 cm fetter, graugrüner, diluvialer Ton mit vereinzelt Brocken von Ernstbrunner Kalk, dann folgt 2 m Schuttlöß, dem in verschiedenen Niveaus noch graugrüne Tonschmitzen eingelagert sind. An einer Stelle lag in ihm sehr feiner, ockergelber Sand. — Unmittelbar nach der Umbiegung in die NO-Richtung zeigte der Graben über 50 cm Alttertiär einen diluvialen Ton in 30 cm Mächtigkeit, dann 1,5 m Schuttlöß (Grabentiefe 2,3 m). Weiter nach NO wurde das Alttertiär nirgends mehr erreicht, sondern der Graben verlief bis zum Aufschluß 221 in Schuttlöß (bloß SO  $\phi$  339 in Löß). a bedeutet das Reservoir, das in reinem Löß angelegt ist. Auch die beiden 3 m tiefen Lehmgruben östlich daneben (Aufschluß 221) zeigen reinen Löß. Vom Reservoir bis auf die Pollauer Dorfstraße erschloß der dort 1,8 m tiefe Graben Schuttlöß, der von reinem Löß überlagert wird. Allerdings setzt letzterer stellenweise aus. In der Gegend der Einmündung des vom Reservoir kommenden Weges in die Pollauer Dorfstraße war der Löß im Graben besonders mächtig, doch tauchte bald nach der Einmündung unter ihm wieder der Schuttlöß empor. Der Graben verlief dann an der westlichen Seite der Dorfstraße nach Norden und zeigte zunächst noch Schuttlöß, dann am. — Die Pollauer Wasserleitung hat bewiesen, daß die Altersfolge der diluvialen Sedimente lautet: Ton (andern Ortes auch Sand), dann Schuttlöß, dann Löß. — 32: Brunnenbohrung (1934), 26 m tief (20 m östlich der Straße, auf dem Felde der Frau Anna Müllner): 9 m Schuttlöß, darunter Alttertiär, hauptsächlich bunte Tone mit viel Gipskristallen. Bei 19 m Tiefe fand sich eine 40 cm mächtige Schicht voll mit bis daumen-nagelgroßen Pyritkügelchen. Bei 26 m war Sandstein eingelagert. Da kein Wasser kam, wurde das Bohrloch wieder verschüttet. 33: Bei der Herrichtung der Straße (1937) angeschnittene Böschung:

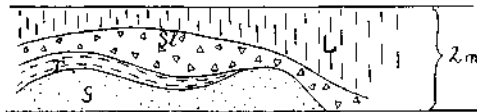


Abb. 1. Detail aus dem Straßenanschnitt nördlich Klentnitz: Solutrélöß überlagert Sedimente der letzten Warmzeit. bzw. der Aurignacschwankung: S = diluvialer, geschichteter Sand. T = sandiger Ton mit Kalkschutt. Sl = Schuttlöß. L = Löß.

Das Profil zeigt wieder klar die Altersfolge der diluvialen Sedimente im unteren Thayalande: zunächst Ton und Sand, darüber Schuttlöß, dann Löß. Diese Reihenfolge bestätigt sich auch anderwärts, z. B. in den Hohlwegen SO Unter-Wisternitz. — SO  $\phi$  234 sah man an der Straßenböschung anlässlich der genannten Herrichtung der Straße nur Löß. 34: Kleine Aufgrabung auf einem Felde: ss. 35: Klentnitzer Wasserleitung (gebaut 1937): leitet das Wasser vom sogenannten Jagdbründl am Südennde des Kesselberges, wo es aus Spalten des Jura-



kalkes kommt, längs der Straße nach Süden. Der Graben führt bis zur Abzweigung des von der Straße nach NW abzweigenden Feldweges durch Löß, dann durch alttertiäre bunte Tone, reich an Gipskristallen. In diesen steht auch das 2 m tiefe Reservoir. Ein seichter Graben führt von ihm nach Osten über die Straße. Er schloß mergeliges Alttertiär auf. 36: Grundaushebungen für mehrere Neubauten in Klentnitz zeigten überall ams. — Im Orte konnte ich auch die seinerzeitigen Aufgrabungen für die Einsetzung der Masten der Elektrizitätsleitung und für den Bau der Transformatorenhäuschen studieren. 37: Brunnen im Hofe des Klentnitzer Schulhauses, 1933, 10 m tief: bis 6 m Löß (bei 6 m mehrere Knochen und Zahnlamellen vom Mammut), von 6 bis 10 m ams. 38: Klentnitz, Grundaushhebung für einen Weinkeller,  $2\frac{1}{3}$  m tief: Löß. 39: Entwässerungsgraben in Klentnitz, 1934/35: zwei Gräben (der nördliche, in h 8 verlaufend, 26 m lang; der südliche, in h  $12\frac{1}{3}$ , 20 m lang) vereinigen sich zu einem 40 m langen, zum Haus Nr. 60 an die Dorfstraße ziehenden Strang. Von dort läuft ein Ablaufgraben längs der Straße bis zum Dorfteich. Die Strecke Dorfteich—Haus Nr. 60 ist seicht und zeigt unter Alluvium am, vom Haus Nr. 60 bis zur Teilungsstelle, wo die beiden Zweigräben beginnen, wird der Graben allmählich bis 6 m tief und schließt in der ersten Hälfte seiner Länge noch am auf, in der zweiten aber (bis zur Teilungsstelle) nur am Grunde am, sonst bloß den ihn überlagernden Schuttlöß. In den beiden Zweigräben, die sich bis zu ihrem Endpunkt allmählich vertiefen (der nördliche bis 7, der südliche bis 8 m) ist nur Schuttlöß zu sehen. 40: Grundaushhebung für ein Wäghäuschen (1929), 1,1 m tief, in reinem Löß. 41 (östlich des Turoid): Gruben zwecks Einsetzung von Pfählen für einen Weingarten (1937): Löß. 42: Wasserleitung für die Stadt Nikolsburg. 1926 bis 1928 wurde diese Leitung ausgebaut und durch neue Brunnen erweitert. Dabei wurde auch der Hochbehälter (a) vergrößert und der gesamte Strang der alten Leitung freigelegt und größtenteils tiefer gelcgt, besonders zwischen Hochbehälter und Elektrizitätsleitung; bei ersterem kam das Rohr in 4 m Tiefe zu liegen, nahe bei der letzteren in 3 m. Nördlich der Elektrizitätsleitung bis zur Druckkammer lag das Rohr in den Bodenmulden  $1\frac{1}{2}$  m tief, in den Erhöhungen 2 m. Der Humus war südlich der Druckkammer in den Bodenmulden bis  $1\frac{1}{2}$  m mächtig, auf den Höhen nur  $\frac{1}{3}$  bis  $\frac{1}{2}$  m. Man fand: im Hochbehälter liegen blaugraue am (Streichen SO—NW, etwa 20° Fallen nach NO) und darüber eine Decke von ds, horizontal geschichtet, meist gelb, selten grau gefärbt. Unmittelbar nördlich des Hochbehälters war dem Mergel auch viel ss eingelagert. Weiter, bis zur Elektrizitätsleitung, tritt das Alttertiär nur stellenweise an der Sohle des dort 3 m tiefen Grabens auf, dessen Wände sonst nur von ds gebildet werden. Bei c tauchte auf 20 m Länge unter sandigem Löß ein roter, plastischer Ton auf (vielleicht diluvial umgeschwemmte N. s.; graugrüne und rote Tone der letzteren stehen unweit westlich, bei Aufschluß 233 an). Selten waren den ds feinschotterige Lagen eingeschaltet, häufiger tonige. Kalkige Septarien waren häufig (besonders im roten Ton). Bei d durchsenkte der Strang nicht den dort  $1\frac{1}{2}$  m mächtigen Humus, auf dem Rücken bei f verlief er in Löß.

Bei e wurde ein neues Reservoir gebaut (3 m tief: unter  $\frac{1}{2}$  m Humus liegt Löß). Von g an bis zur Druckkammer (b) verläuft der 1,3 m tiefe Graben im Ufergehänge des ihm parallel fließenden Bächleins und zeigt an der Sohle noch echten Löß mit *Succinea oblonga*, darüber eine schwärzlich-schlammige, nicht geschichtete Masse (Alluvium) mit vereinzelt Quarzgeröllen. Zu oberst liegt noch (30 bis 45 cm mächtig) ein gut und fein geschichtetes, schwärzliches, tonig-sandiges Sediment. — Von der Druckkammer führt ein allmählich bis 5 m tief werdender Graben nach NO über das Bächlein zu Brunnen 8 (die Ziffern in der Kartenskizze bedeuten die einzelnen gleichbezahlten Brunnen). In diesem Graben liegt im Talgrunde zunächst nur ein lichtgrauer alluvialer Schlamm, unter welchem unmittelbar östlich des Bächleins zersetzter ss auftaucht. Gleich wo der Hang beginnt, liegt dann im Graben unter Humus sofort dieser Sandstein, der nur spärliche Lagen am enthält. Das Streichen ist N—S mit 20° östlichem Einfallen. Im Sandstein fanden sich mehrere große, flache Septarien, die einen Durchmesser bis 20 cm erreichten und den Schichtflächen parallel lagen. Brunnen 8 wurde 7 m tief ausgeschachtet. Man traf bis 4,6 m echten Löß, der bei  $4\frac{1}{2}$  m ein Oberarmfragment des Wollhaarnashorns barg.<sup>3)</sup> Darunter folgte ss, in welchen eine Versuchsbohrung noch bis 17 m Tiefe eindrang. 1936 wurde der Brunnen weiter vertieft und daneben noch ein neuer Brunnen angelegt. Bei beiden Arbeiten traf man nur ss (ohne Lößüberlagerung). — Von der Druckkammer nach Norden war der Graben  $2\frac{1}{2}$  m, beim Brunnen 4 sogar 3,8 m tief und schloß bis zu den Brunnen 7 und 1a horizontal liegendes, gut und fein geschichtetes Alluvium auf, dessen obere Schichten braun, die unteren schwärzlich sind. Das alluviale Alter wird auch durch die Fauna (Weinbergschnecke, Teichmuschel) bezeugt. Von dem Brunnen 4 über 5 zum neu angelegten Brunnen 5a hält das Alluvium in gleicher Zusammensetzung an. Bei 5a traf man es bis  $3\frac{1}{2}$  m Tiefe, darunter bis zur Brunnensohle, welche bei  $5\frac{1}{2}$  m Tiefe lag, geschichtetes Diluvium (gelb, lehmig-sandig) mit ganz schwacher Neigung gegen Osten, dem Gehänge entsprechend. Es enthielt Septarien sowie *Succinea oblonga* und *Helix hispida*. Der Graben von Brunnen 4 bis 5 schloß wegen seiner geringen Tiefe nur die höheren braunen Schichten des Alluviums auf. Der Steilrand, welcher den Wasserleitungsstrang weiter gegen Norden begleitet, besteht aus Löß, der Strang selbst aber verläuft östlich davon im Alluvium. — 180 m südlich Brunnen 3 war der Graben 3,3 m tief, ohne das schwärzliche Alluvium zu durchsenken. Eine bis 8 m Tiefe reichende Handbohrung kam dort aber unter ihm bei 6,5 m Tiefe auf dasselbe geschichtete Diluvium, wie es in Brunnen 5a getroffen worden war. Ähnlich wurde sandiger Löß unter dem Alluvium in Brunnen 2 bei 3,6 m und bei Brunnen 1 in 3,5 m Tiefe angetroffen. Im 6 m tiefen Brunnen 1a wurde unter dem (wie immer bisher, so auch hier oben braunen, unten schwärzlichen) Alluvium in 3 m Tiefe geschichtetes, sandig-lehmiges, gelbes Diluvium mit Lößschnecken (*Succinea oblonga*) erreicht und darunter

<sup>3)</sup> K. Schirmeisen, Tierreste aus Kulturschichten des Nikolsburger Gebietes. in Verh. d. Naturforsch. Vereines in Brünn, 67. Jahrg., 1936, S. 135.

ein plastischer rötlicher Ton mit vielen weißen Septarien. Weiter nördlich steigt das Gelände an, weshalb hier das Alluvium auskeilt. — Von Brunnen 1 a geht noch ein kurzer Schlitz nach Norden und in ihm wurden zwei Bohrlöcher angesetzt. Sie ergaben: 0 bis 1,5 m Alluvium (oben braun, unten schwärzlich), 1,5 bis 4,5 m sandig-lehmiges, gelbes Diluvium, 4,5 bis 6 m (Ende der Bohrung) fetter, plastischer rötlicher Ton. Von der Stelle i bis zu den Brunnen 7, 7 a, 7 b ist das Alluvium noch  $1\frac{3}{4}$  m mächtig, in den neu angelegten Brunnen 7 a, 7 b, welche östlich und westlich neben 7 stehen, wurde darunter wieder das geschichtete Diluvium mit den gewöhnlichen drei Lößschnecken getroffen. Östlich Brunnen 2 wurde 2 a angelegt (5,9 m tief). Man fand in ihm bis 5 m das Alluvium, darunter gelben Löß. Ein 20,2 m langer Schlitz ging von 2 a nach Osten, wobei er sich bis 5,6 m vertieft. In ihm keilt sich hangaufwärts das Alluvium bald aus, das Diluvium herrscht dann allein vor und am Ostende des Schlitzes taucht unter ihm Steinitzer Sandstein auf. Der Schlitz endet noch westlich des dort verlaufenden Feldweges. — Das Tälchen, in dem die Wasserleitung verläuft und das heute vom „Marienmühlbach“ benützt wird, bestand also schon vor der Zeit der Ablagerung unseres

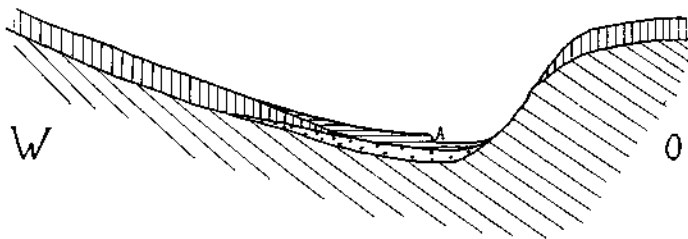


Abb. 2. Zur Talgeschichte des Marienmühlbaches. Schrägschraffiert = Steinitzer Sandstein und Auspitzer Mergel, mit etwa  $30^\circ$  ostwärts fallend. Punktirt = geschichtetes Diluvium der letzten Warmzeit. Senkrecht schraffiert = Löß. Horizontal schraffiert = Alluvium. A = heutiges Bachbett.

Diluviums. Die Richtung seines Verlaufes kann durch einen N—S-Bruch bedingt sein oder sie kann, da das Bächlein dem Schichtstreichen folgt, durch Auswaschung einer weichen Gesteinsschicht zustande gekommen sein. Jedenfalls wurde das Tälchen ganz asymmetrisch angelegt, es hat ein steileres östliches und ein flacheres westliches Gehänge. Im Diluvium wurde es zunächst im südlichsten Teile durch das mit untergeordneten Tonschichten, weiter nördlich in der tiefsten Talungsmulde durch sandig-lehmige Sedimente, schließlich in seinem ganzen Verlaufe durch Löß großenteils ausgefüllt. Postdiluvial erfolgte die teilweise Ausräumung der diluvialen Sedimente. Diese ist heute noch nicht vollendet, denn unter dem Alluvium liegt, wie wir sahen, noch Diluvium. Dann kam es im Alluvium zu einer neuerlichen Aufschüttung, deren Sedimente auf das Diluvium zu liegen kamen, und zu einer abermaligen teilweisen Ausräumung, denn das höher liegende Ufergelände, in welchem (bei h) der Wasserleitungsstrang verläuft, besteht noch aus Alluvium. Die Talgeschichte dieses Bächleins weicht von jener vieler anderer Wasserläufe unseres Gebietes ab, da bei letzteren die alluvialen Aufschüttungen fehlen.

43: Bau der Straße von Nikolsburg nach Millowitz (1932). Aufgeschlossen wurde überall nur Löß, in welchem bis 8 m hohe Anschnitte gemacht wurden. Gegenüber dem Janitschberg lagen im Löß der Straßenböschung große Blöcke von Ernstbrunner Kalk. 44: 4 m tiefer Brunnen im Garten der Handelsgärtnerei Musil (1927) und gleich nördlich daneben ein weiterer, noch bedeutend tieferer Brunnen (1934). In beiden lag fossillere, aber wohl tortonischer Tegel (Mergel) mit Gipskristallen und lockeren kreidigen Konkretionen. Gleich westlich der Gärtnerei sah ich einst eine kleine Aufgrabung in diluvialem Sand (45). 46: Unmittelbar südlich neben dem Fischhaus: 6 m tiefer Brunnen (1934) in Leithakalk und -mergel. 47: Brunnen bei einem Neubau (Nikolsburg, Neberggasse Nr. 39) (1934): 0 bis 2 m Humus, 2 bis 3 m gelber, sandiger Löß, 3 bis 11 m Schutt-löß (die Kalktrümmer haben bis 80 cm Durchmesser) mit zwischenlagerten Schichten von ds. In einzelnen Schichten hatten die Kalktrümmer einen merkwürdigen schwarzen Überzug von Eisenverbindungen. 48: An der Straße Grundaushhebung für einen Neubau (Feldbergstraße 50): fossillere, aber wie bei 50 wohl tortonischer Tegel. 30 m südlich davon eine 1,7 m tiefe Sg für Zwecke des Neubaus: unter 50 cm Humus gut horizontal geschichteter, gelbbrauner ds, mit eingelagerten, etwas tonigen und daher grauen Schichten. Der ds ist hier also sicher fluviatil (nicht äolisch). 49: Aufgrabungen für die Einsetzung von Säulen für den Umfassungszaun des Gartens der Winzerschule in Nikolsburg: im südlichen Teile fossillere Tegel, der, zunehmend gegen Norden, von Kalkschutt überlagert ist. 50: Grundaushhebung für die ehemalige tschechische Schule in Nikolsburg (1927): Tortonetegel mit *Ceratotrochus duodecimcostatus* Goldf. und mit Konchylienrümmern (2, S. 140—141). Die Tegel in 44, 48, 49, 51 sind petrographisch übereinstimmend damit und daher wohl ebenfalls tortonisch. 51: Die bis 1½ m tiefen Löcher für die Einsetzung der Telegraphenstangen längs der Reichsstraße (1934) standen von der Abzweigung der nach Voitelsbrunn führenden Straße zunächst in Tegel, dann in oberpliozänem Sand-Schotter, dann (NO des Preußenfriedhofes) in fossillere Tegel, weiterhin bis zur Bahn in ds.

#### b) Westlich der Juraberger.

52: 2 m tiefer Entwässerungsgraben (1927): bis zur Sohle überall weißer ds. 53: Entwässerungsgraben (Aufgrabung 1929): vom Bahnhof bis zur Kreuzung mit dem Feldweg zeigt er lichten ds, SW des Feldweges grünlichgrauen bis braunen, gipsführenden Ton der N.s., welcher reichlich Ausblühungen aufweist. 54 und 54a: Kleine Aufgrabungen in am. 55: Entwässerungsgraben (1927) in am. 56: Aufgrabung im Gartenraum des Gasthauses Waltner: am. 57: Graben neben dem Weg: weißlicher Mergel, offenbar zersetzter am. 58: Menilitschiefer, aufgeschlossen in einem Graben neben dem Wege (Abbildung in 4, S. 53). 59: Entwässerungsgraben (Wiederherstellung 1934), 40 bis 50 cm tief: unter Humus liegt zwischen Punkt a und der Straße überall am mit einigen eingelagerten Bänken von buntem Konglomerat. Zwischen a und dem nach Tannowitz verlaufenden

Graben ist der Mergel zersetzt und unkenntlich. 60 und 61: Aufschlüsse bei der Rekonstruktion der Reichsstraße: Alttertiär mit Konglomeratbänken (V). 62: Kurzer Entwässerungsgraben in echtem Schlier. 63: Bei der Ausräumung des Grabens war an seinen Böschungen überall Alluvium sichtbar (1937). 64 und 65: Bohrungen zwecks Errichtung eines Bades in Unter-Tannowitz: Schlier (I, 203). 66: An der Westecke des Tannowitzer Friedhofes: Grundaushhebung für den Bau eines Lagerhauses (1929),  $1\frac{1}{2}$  m tief: unter Humus Schlier. Von der Sohle des Kellers aus wurde noch ein 3 m tiefer Brunnen im Schlier gegraben. Er traf im letzten Meter auf plattigen, festen Mergel von grauer Farbe, der an der Luft bald zerfiel. Er war eine Einlagerung im Schlier. 67: Bei der  $2\frac{1}{2}$  m tiefen Grundaushhebung für den Bau des Benzinbehälters (Unter-Tannowitz, beim Gasthof Schauer) wurde 1929 unter 1 m Humus noch  $1\frac{1}{2}$  m Schlier getroffen, welcher ganz flaches (etwa  $5^\circ$ ) Einfallen nach NW zeigte. 68: Unter-Tannowitz: Grundaushhebung für den Bau eines Weinkellers,  $2\frac{1}{3}$  m tief (1937), in Schlier (der Weinkeller gehört zum Hause Nr. 319 des Herrn Loho). Unweit davon hatte ich bei einer Grundaushhebung für Bauzwecke ebenfalls unter Humus direkt den Schlier gefunden. 69: Bergen: Drainagierung des Rutschgebietes im Ried Durstberg, 1929/30: die Kartenskizze (siehe Abb. 3 auf Taf. XII) zeigt den Verlauf der Gräben, welche bis 8 m tief waren. Im größten Teil des Grabens 1a fand sich ans, im Graben 5 wurden diese Gesteine nur an einigen Stellen getroffen, an anderen lagen graugrüne, stark verruschelte, etwas mergelige Tone der N.s. mit kopfgroßen, kugeligen, schwärzlichen und bräunlichen Mn-Fe-Konkretionen und mit Gipskristallen. Auch kreidige Konkretionen fanden sich häufig in ihnen. In den Gräben 7, 9, dann bei z und zwischen x und IV lagen dieselben Tone, auch oberflächlich bei 2 sind sie überall verbreitet. Bei r kommen oberflächlich auch rote Tone vor. Überall sind die oberen Bodenschichten stark verrutscht, manchmal bis auf die Sohle der 8 m tiefen Gräben hinunter. Zuweilen liegen mehrere (bis drei) Humusschichten, durch Alttertiär voneinander getrennt, übereinander und letzteres ist überall gespickt mit Kalkschutt und -blöcken. Unter diesen verrutschten Bodenschichten taucht an der Sohle der Gräben 6 und 8 fossilführender Schlier auf, der noch von mächtigen alttertiären Rutschmassen bedeckt wird. Bei 6 ist nach dem Oberflächenbefund das Alttertiär besonders stark mit Kalktrümmern durchsetzt, so daß zwischen letzteren das tonige Zwischenmaterial ganz zurück tritt. Im Graben 3 (bis in das Dorf Bergen hinein) liegt ein alttertiärer Mergel, der ebenfalls zahlreiche Kalktrümmer enthält. Bei der Ziegelei liegt bereits Schlier. Er steht westlich der Ziegelei auf einer etwa 25 Schritt langen Strecke an (vom Bergener Friedhofe ist die Stelle ungefähr 250 Schritte entfernt). Der Schlier streicht dort in h  $10\frac{1}{2}$  bis 11 (VI, S. 64, Mitte, wo auch einige andere vorübergehend geöffnet gewesene benachbarte Aufschlüsse besprochen sind). — Der Graben 10, welcher SW neben Parzelle  $1700\frac{1}{3}$  verläuft, vertieft sich bis zu seinem SO-Ende bis auf 3,6 m Tiefe. Er schließt einen alttertiären Mergelton, den ich zu den N.s. rechne, auf. Das Gestein ist wieder voll Kalktrümmer. Auch hier liegen infolge der Rutschungen mehrere Humushorizonte, durch Alttertiär getrennt.

übereinander. Die Grabungen im Ried Durstberg haben gezeigt, daß die eigentliche Ursache für die Rutschungen die im nassen Zustand ungemein gleitfähigen „bunten Tone“ der N. s. sind, die hier in den Bodenmulden liegen und daher leicht von dem abfließenden atmosphärischen Wasser durchtränkt werden können. — 70: Beim Hause Bergen Nr. 68 wurde 1937 ein Keller erweitert, wobei reichlich echter Schlier zutage gefördert wurde. 71: An der SW-Seite des Feldweges ein kurzer,  $\frac{1}{2}$  m tiefer Graben: am mit eingeschlossenem Kalkschutt. 72: Brunnengrabung in Ober-Wisternitz, beim Hause Nr. 199, 3 m tief: dieser sowie ein fast 5 m tiefer Brunnen im südlichen Nachbarhaus stehen in Schlier; desgleichen der Brunnen im nördlichen Nachbarhaus. 73: Ober-Wisternitz, Brunnengrabung:  $\frac{1}{3}$  m Humus, darunter 3 m diluvialer Lehm mit Kalkschutt, dann 1 m Schlier mit etwas Sandstein. 74: Der Keller beim Wohnhause Ober-Wisternitz Nr. 201 steht in diluvialen Lehm mit Kalkschutt. 75: Von einigen kürzlich neu gegrabenen Weinkellern an der Straße NO Ober-Wisternitz stehen die südwestlichen in Löß, der Reste des Mammut lieferte, die nordöstlichen in Schlier. 76: Die Grabungen zur Entwässerung des Rutschgebietes östlich Unter-Wisternitz zeigten grünlichen Ton der N. s., darüber geschichtetes Diluvium, dann Löß (IV, S. 70, Punkt 15).

### 3. Gelände nördlich der Thaya.

77: Brunnengrabung (1935) an der Bahn ONO Saitz: am. 78: Die Straßenrekonstruktion NO Rakwitz (1936/37) schloß am auf, der gegen SO unter wahrscheinlich tortonischen Schotter und Sand hinuntertaucht (I, S. 211). 79: Grundaushhebung für einen Neubau (1935): Schotter und brauner grober Sand; unweit nördlich liegt 80: Seichte Grube (für landwirtschaftliche Zwecke) in ds. 81: Saitz: beim Neubau eines Kellers fand sich (1937) ss mit einer eingelagerten Schichte am (Streichen h 12, Fallen  $25^\circ$  östlich. Die Stelle ist durch das eingetragene Zeichen für das Streichen kenntlich gemacht). In der Nachbarschaft bieten noch viele andre Keller Einblick in die Bodenzusammensetzung. Der ss reicht nach Osten genau bis zu dem Bächlein, welches, von Süden nach Norden fließend, den Ort in zwei Hälften teilt. Der Sandstein steht gleich westlich des Bächleins an, östlich desselben aber zeigt eine Reihe von Brunnen- und Kellergrabungen, daß der östliche Teil des Ortes aus grünen und roten Tonen des Eozän gebildet wird. 82: Eine Grundaushhebung für einen Neubau am Westende von Prittlach schloß unter einer ganz dünnen Decke von ds die roten und grünen Tone des Eozän auf. — Nachtrag nach Abschluß dieser Arbeit: 82 a: Straßenbau nördlich Nikolsburg (1939): bis 2 m Tiefe wurde Löß bloßgelegt.

## B. Aufschlüsse bei militärischen Bauten.

In den Jahren 1936 bis 1938 wurden von der Prager Militärverwaltung im Kartengebiet eine Reihe von Befestigungsanlagen errichtet, die ich zwar nicht während des Baues, wohl aber sofort nach dem Abzuge des tschecho-slowakischen Militärs (8. Oktober 1938) besichtigen konnte. Zuerst waren Betonbunker gebaut worden, da aber

seit der Erbauung schon eine längere Zeit verstrichen war, boten sie 1938 geologisch keinen Aufschluß mehr; höchstens, daß noch bei dem einen oder andern Bunker das Aushubmaterial einen Schluß auf die Bodenzusammensetzung an der betreffenden Stelle gestattete. Die Ausschachtungstiefe betrug bei den Bunkern 1 bis  $1\frac{1}{2}$  m.

1938 wurden dann größere Werke, die ich „Festungen“ nennen will, gebaut. Sie waren im Oktober 1938 alle noch unvollendet. Bei einigen war eben erst die Grundaushubung fertig, so daß sie geologisch wertvolle Aufschlüsse boten.

Im September 1938 waren dann noch viele Schützengräben sowie Laufgräben bei den Bunkern ausgehoben worden, die einen wertvollen Beitrag für die Erkundung der geologischen Verhältnisse der Gegend lieferten.

Da die nachfolgenden Zeilen keinen militärischen, sondern ausschließlich einen geologisch-wissenschaftlichen Zweck verfolgen, sind nur jene von den militärischen Anlagen behandelt, die in geologischer Beziehung interessant sind.

Abkürzungen: B = Bunker, S = Schützengräben, L = Laufgräben bei den Bunkern.

Westlich Unter-Wisternitz (nördlich der Thaya und NO Aufschluß 338) ist eine Anzahl je 1,2 m tiefe S, desgleichen SW bei 338, in braunem ds, der keine Schichtung erkennen läßt. — Westlich Ober-Wisternitz (NNO  $\diamond$  198): langer, 1,2 m tiefer S in undeutlich horizontal geschichtetem ds, der im größten Teil des Grahens so voll von Schutt, Blöcken und Geröllen von Ernstbrunner Kalk ist, daß der Sand fast ganz verschwindet (die größten Kalkkrümmen sind  $\frac{1}{2}$  m lang). Quarzgerölchen sind äußerst selten. — Südlich neben  $\diamond$  198: von 0,6 bis 1,3 m tief werdender S: im nördlichen Teil geschichteter, lichtbrauner, sehr feiner ds, im südlichen Teile dasselbe Sediment, nur enthält es einige dünne Schichten von Kalkschutt und -geröllen. — Südlich davon ein langer, weiterer S, 1 m tief: horizontal liegender, blätteriger Schlier mit eingelagerten mürben, fossilreichen Bänken von plattigem Sandstein, wie er für den Schlier des unteren Thaya-landes so bezeichnend ist (VII, S. 53 oben; siehe auch Aufschluß 2121). — Westlich  $\diamond$  251 ein kürzerer S: blätteriger Schlier. — SO neben dem „Neuen Wirtshaus“ (in mehreren langen S) und südlich Bergen (östlich  $\diamond$  251, in einem kurzen S): dasselbe Gestein. — NW Pardorf: langer, 1,4 m tiefer S: typischer, blätteriger Schlier mit schwach westlichem Einfallen, mit Fischschuppen in den mergeligen und Fossilgrus in den sandigen Lagen. Eingeschaltet sind viele dünne Schichten von mürhem Sandstein, der meist zu Sand verwittert ist, ferner in den verschiedensten Niveaus dünne Konglomeratbänke (die Gerölchen bis daumennagelgroß). Die Einschaltung von Konglomerat in unserem Schlier ist eine überaus seltene Erscheinung. Der Schlier grenzt hier an das Alttertiär, das nebenan südlich (N. s., kenntlich an den Mn-Fe-Konkretionen usw. in der Bodenkrume) und östlich (bk, kenntlich an den Geröllen von Flysch und grauen Kalken im Ackerboden) ansteht. — SSO davon (östlich Pardorf): S.

Der ss und die Mergel m streichen in  $h 2\frac{1}{2}$  und fallen mit 80 bis 90° südöstlich ein, bzw. stehen saiger. In den stark verruschetten

grauen Tönen ist die Lagerung nicht erkennbar. Obwohl auf den Auspitzer Mergeln Ausblühungen im allgemeinen fehlen, dürfte das Gestein m wegen der gleichen Lagerung mit dem Sandstein doch ihnen zugehören. Es dürfte von den benachbarten Tönen her mit Salzen imprägniert worden sein. Der Kontakt der Tone mit den Nachbargesteinen ist wahrscheinlich auch bei bb und cc ein tektonischer und die N. s. bilden hier demnach eine mit dem Mittel-Ober-Oligozän (ss, am) verquetschte Partie. Solches auf engstem Raum rasch wechselndes Vorkommen der N. s. und des Mittel-Ober-Oligozän ist für das Alttertiär der Aufschürfungszone unseres Flysch überhaupt kennzeichnend und beruht auf der tektonischen Verquetschung beider Gesteinsgruppen. — SSO davon (SO des Pardorfer Friedhofes): S, 1,5 m tief: graue (kalkfreie) Tone der N. s. streichen h 2 mit 25° Fallen nach OSO. Alle Schichten enthalten schwarzbraune Mn-Fe-Konkretionen in Lagen und in kugelige Form (bis Kopfgröße) und sind bedeckt mit Ausblühungen (einige Bänke sind auch ganz bedeckt mit solchen von schwefelgelber Farbe, ähnlich wie die Menilit-schiefer). Einige Lagen sind ziemlich verfestigt, wodurch das Gestein

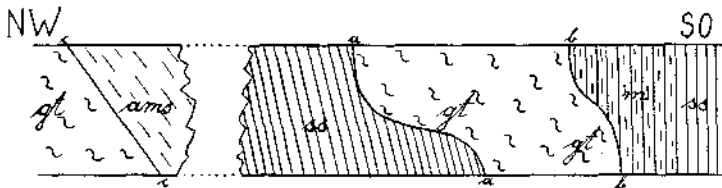


Abb. 4. Schützengraben östlich Pardorf. gt = graue Tone der Niemtschitzer Schichten, ohne Mn-Fe-Konkretionen. m = Mergel mit weißen Ausblühungen. aa = Überschiebung, Länge des südöstlich dargestellten Grabenteiles 5 m.

einem Auspitzer Mergel sehr ähnlich wird, aber es unterscheidet sich von ihm durch reichliche Ausblühungen, durch die Kalkfreiheit und die Mn-Fe-Konkretionen. Ein ganz ähnliches Gestein steht im Eisenbahneinschnitt westlich Saitz an. Zapletal (VIII, S. 35—40) hat es dort wegen des Gehaltes an Mn-Fe-Konkretionen ebenfalls zu den N. s. gerechnet. Im Pardorfer S sind einzelne seiner Lagen bröckelig und die Trümmer mit einem Brauneisenüberzug versehen. In einer Schichte sind reihenförmig angeordnete Linsen von glimmerigem Sandstein eingelagert. — SSW davon (nördlich  $\odot$  267,8) ein S: er zeigt ss, vielfach ganz zu Sand zersetzt, welcher in h 1 streicht und mit 75° östlich einfällt. Im südlichsten Teil des S folgen mit gleichem Streichen und Fallen auf den ss blaue Tone der N. s. (hier ohne Mn-Fe-Konkretionen), die noch auf 1½ m Länge aufgeschlossen sind. Eine Schichte der Tone ist braun gefärbt. Trotz der scheinbar konkordanten Überlagerung ist die Gesteinsgrenze jedenfalls eine Überschiebung (ähnlich aa in Abb. 4, nur daß die Überschiebung den Schichtflächen parallel läuft). — NO davon (NO der Straßenabzweigung nach Pardorf): 1,5 m tiefer S: horizontal liegender, sicherer am (kein Schlier!) mit wenig eingelagertem ss, der meist zu Sand zersetzt ist. — Westlich  $\odot$  267,8: 40 m langer S, zeigt im südlichen Teile



horizontal gelagerte bunte Tone der N.s., im nördlichen Teile am und ss (Lagerung nicht erkennbar), die gegen Süden unter die N.s. hinabtauchen.

Es handelt sich wohl wieder um eine Überschiebung der N.s. über den ss. Die roten und grauen Tone enthalten Mn-Fe-Konkretionen und zahlreiche kreidige, unregelmäßig begrenzte konkretionäre Massen. Im Straßenanschnitt direkt östlich neben dieser Stelle (Aufschluß 60) war im Jahre 1930 die Wiederholung dieses Profiles nach



Abb. 5. Detail aus einem Schützengraben westlich des Annaberges (=  $\odot$  267,8). ss = Steinitzer Sandstein, bt = bunte (rote und graue) Tone der Niemtschitzer Schichten mit Eisen-Mangan-Konkretionen. Die Kontaktfläche der beiden Gesteine dürfte eine tektonische sein. Länge des Aufschlusses in der Natur 8 m.

Osten hin aufgeschlossen, durch welchen Aufschluß die Überschiebung noch deutlicher gemacht wird.

rt entspricht bt in Abb. 5 und ist auf ss aufgeschoben,  $rt_1$  ist eine eingequetschte Lage, welche ebenso wie rt zu den Niemtschitzer Schichten gehört. In einer früheren Arbeit, in der ich diese Stelle ebenfalls abgebildet habe (V, S. 3), faßte ich rt und  $rt_1$  noch als zersetzten und dabei durch Eisenverbindungen rot gefärbten Auspitzer Mergel auf, welche Anschauung heute überholt ist. — Südlich davon,

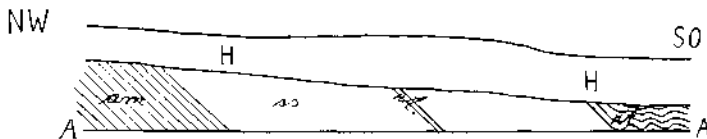


Abb. 6. Anschnitt der Straßenböschung westlich  $\odot$  267,8 (Annaberg) am = Auspitzer Mergel (Streichen N-S, Fallen 30-40° östlich). ss = Steinitzer Sandstein mit eingelagerten Granitbrocken und Geröllen (letztere zur Hälfte Quarz, zur Hälfte aus Flysch und grauen Kalken bestehend.  $rt_1$  = 10 cm mächtige Lage von rotem Mergelton. rt = fein gefällter roter Mergelton. H = Humus und Schutt. AA = Straßenniveau. Länge des Aufschlusses in der Natur 10 m.

SSW  $\odot$  267,8) ist ein 1 m tiefer S: im südlichen Teile liegt Humusboden, im nördlichen sicherer am, weißlich verwittert. — Zwischen B 1 und 2: 50 cm tiefer L: schließt in 40 cm Mächtigkeit braunen ds auf, darunter Schlier. — B 3 wurde, wie der Aushub zeigt, in lichterbraunem ds angelegt. — Von B 4 geht ein 50 cm tiefer S nach Westen: in den tieferen Grabenteilen ist an vielen Stellen echter Schlier (infolge Verwitterung gelbgrau geflammt) mit eingelagertem fossilreichem, plattigem, horizontal liegendem Sandstein sichtbar. Er wird von diluvialen Sand überlagert, der stellenweise allein vorherrscht. —

Festung I (auf dem Südhang der  $\phi$ -220): Die natürlichen Wände der Ausschachtung, in welche die fast fertig gewordene Festung hineingebaut wurde, sind noch völlig erhalten und zeigen am, der an der Ostseite des Baues mit  $65^\circ$  nach OSO einfällt. Auf dem Gipfel der Kote ist ein bis 1,2 m tiefer L angelegt worden, in welchem am überlagert von bk, aufgeschlossen ist, beide in horizontaler Lagerung. Ein großer Block Ernstbrunner Kalk ragt aus der westlichen Grabenwand heraus. Der frei liegende Teil ist 1 m lang. Dieser nicht abgerollte Block liegt mit seinem oberen Teile im Konglomerat, mit dem unteren im am. Da von einer Überschiebung nichts zu sehen ist, vielmehr die Schichten ungestört sind, kann es sich nicht um einen Scherling, sondern nur um einen Strandblock handeln, der dem Konglomerat zugehört. Am Südende des L liegt ein B, der ebenfalls in am hineingebaut ist. Auch im südlich benachbarten Bahneinschnitt hatte ich vor Jahren den am aufgeschlossen gesehen. Die westliche Begrenzung der subbeskidischen Flyschzone gegen die aus Schlier bestehende Vorlandsenke streicht also zwischen  $\phi$ -220 und B 2 in nord-südlicher Richtung hindurch. Der Hügel mit der  $\phi$ -220 verdankt, ebenso wie alle Anhöhen dieser Gegend östlich vom Schlier, seine Entstehung dem Umstande, daß hier dem weichen am das der Denudation besser widerstehende bk eingelagert ist. — Das Flyschgelände rings um den Trappenhügel wird oberflächlich von ds bedeckt: auf der Westseite des Hügels steht eine Bauhütte, die in diesen, hier weißen, Sand hineingehaut ist. — Östlich neben B 5: 20 m langer L, 1 m tief: 30 cm humoser ds, schwärzlich; darunter stark zersetzter, daher weißlicher am. Bei B 6:  $\frac{1}{2}$  m tiefer L: brauner ds, unter welchem im westlichen Teile weiß verwitterter am auftaucht. — L bei B 7:  $\frac{1}{2}$  m tiefer L: weißer, nur im nördlichen Teile lichtbrauner ds, unter welchem im südlichen Grabenteile an einer Stelle der weißlich verwitternde am sichtbar wird. Bei B 8:  $\frac{1}{2}$  m tiefer L: nicht geschichteter, gelber ds. L bei B 9: im nördlichen Grabenteile (bei der Bahn) weißlich zersetzter am, darüber lichtbrauner ds mit Geröllen und kantengerundeten Trümmern von Ernstbrunner Kalk (his Kopfgröße). Im südlichen Grabenteile nur weißlicher ds. Der Humusboden erreicht 30 cm Tiefe, ebenso auch in den kleinen Sandgruben westlich daneben, wo derselbe weißliche Sand ansteht. — Von B 10 geht ein 30 m langer L nach Norden; in ihm wird  $\frac{1}{2}$  m weißlich verwitterter am von  $\frac{1}{2}$  m ungeschichteten, braunen ds überlagert, welcher einzelne bis kopfgroße Jurakalkgerölle enthält. — Bei B 11 ein 25 m langer, 1 m tiefer L in am (weißlich verwittert). B 12: Der Aushub zeigt meist ss, wenig am. Im L liegt am. B 13: Der Aushub des Laufgrabens zeigt am mit nur wenig ss. Das undeutliche Streichen ist anscheinend NO-SW, das Fallen ca.  $20^\circ$  SO. — Festung II: Für diese ist eben nur die Grundaushubung ( $22 \times 12$  m, 3 bis  $3\frac{1}{2}$  m tief) vollendet und der Boden ausbetoniert worden. Ein Querschnitt durch die gegrabene Vertiefung zeigt ss, der eine von Norden hercinragende liegende Falte zu bilden scheint. Gegen Süden sind ihm stark verruschelte graubraune und blaugraue Tone der N.s. vorgelagert, die mit Salzausblühungen bedeckt sind, aber keine Mn-Fe-Konkretionen zu enthalten scheinen. Ihnen sind einige grünlige Sandstein-

schichten eingelagert. Gegen Süden folgt nach den Tonen wieder ss, der Bänke von bk enthält. Der Kontakt zwischen ss und N. s. ist bloß an einigen Stellen deutlich als ein tektonischer zu erkennen, doch ist nicht zu bezweifeln, daß auch hier die Tone nur tektonisch mit den ss verquetscht sind.

Morphologisch liegt hier wieder wie bei Festung I ein Hügel vor, dessen Gipfel von den Geröllen des bk bedeckt ist. Sie liegen in einem tonig-sandigen Boden, dem Zersetzungsrückstand der Sandsteine und Tone. Das bk hat durch seine Widerstandsfähigkeit Veranlassung zur Entstehung der Anhöhe gegeben. Der Hügel wird rings von unter dem Einflusse der Vegetation ausgebleichtem und daher weißem ds umgeben. Derselbe ist in einem L östlich neben der Festung abgeschlossen gewesen. Er war gut horizontal geschichtet. Eine Grube daneben zeigte ihn sogar bis  $2\frac{1}{4}$  m Tiefe. — B 14 steht neben dem Nikolshurger Schlachthaus. Von diesem geht zu ihm ein 1 m tiefer L, welcher nur schwarzen, mit Sand gemischten Humusboden zeigt. — Der von B 15 ausgehende L, 1 m tief, zeigt nur schwärzliches Alluvium, der ebenso tiefe des B 17 schließt südlich der Bahn unter ds einen grauen Mergelton auf, dessen geologische Zugehörigkeit zweifel-

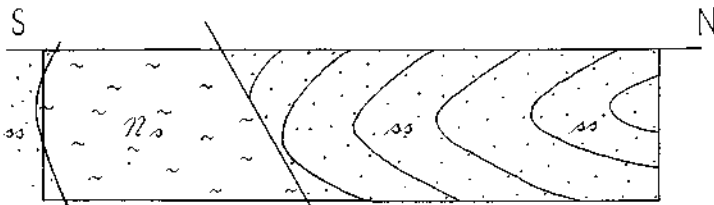


Abb. 7. Durchschnitt durch die Grundausschachtung für Festung II. (Die Südwand besteht teils aus ss, teils aus N. s.) Länge 12 m, Höhe 3 m.

haft ist, nördlich der Bahn schwärzlichen Humushoden, mit ds gemengt. — B 16 steht in Leithakalk. Nördlich von ihm (an der Ostseite des Brennhügels) wurden zwei Schützenlöcher (ebenfalls in Leithakalk) angelegt. Der zum B gehörige, winkelig gebogene L zeigt bräunlichen ds. — Die halb fertige Festung III steht in einer  $3\frac{1}{2}$  m tiefen Ausschachtung in Leithakalk, die Wände dieser Vertiefung sind noch im natürlichen Zustande wohl erhalten. Die Ausschachtung mißt in O—W-Richtung 28, in N—S-Richtung 14 m. Überall sieht man abwechselnde Bänke von Leithakalk und -mergel, welche letzterer mit kleinen Fossilien so erfüllt ist, daß er selbst den Fossilreichtum von Steinebrunn übertrifft. Aher nicht nur durch die Menge an Versteinerungen ist dieser Aufschluß so wichtig, sondern auch durch die geologische Lagerung. Im östlichen Teile der Vertiefung nämlich sind die Gesteinsbänke steil aufgerichtet und fallen bei N—S-Streichen mit  $60^\circ$  gegen Osten, in der Mitte stehen sie fast saiger und im westlichsten Teile biegen sie sich, östlich einfallend, gegen Westen um.

Da der Nulliporenkalk und -mergel dem Jura des Brennhügels frei aufliegt, kann es sich nicht etwa um eine eingeklemmte Scholle handeln. Da man aber auch an eine Faltung des Torton schwer glauben kann, möchte ich an ein Absinken des Geländes östlich des Brenn-

hügels denken, wobei der Leithakalk eine Flexur erfuhr. Bedeutend kann dieses Absinken trotzdem nicht gewesen sein, da z. B. an der Ostseite des Galgenberges der Nulliporenkalk den Jura als eine Strandbildung begleitet, was gegen ein erfolgtes Absinken spricht. — An der  $2\frac{1}{2}$  m hohen Südwand der Ausschachtung ist die obere Umbiegung der Schichten nach Westen überall (auch im östlichen Teile) sichtbar. An ein Hakenwerfen der Schichtköpfe, wie wir es aus dem Wienerwaldflysch kennen, ist nicht zu denken, da im größten

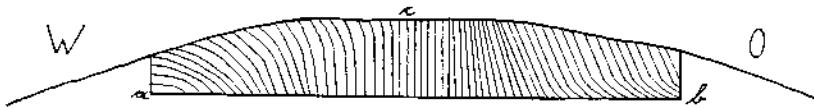


Abb. 8. Aufschluß bei der Festung am Brennhügel. a—b (Boden der Ausschachtung) 23 m lang, Höhe bei a  $2\frac{1}{2}$  m, bei b 3 m, bei c 4 m.

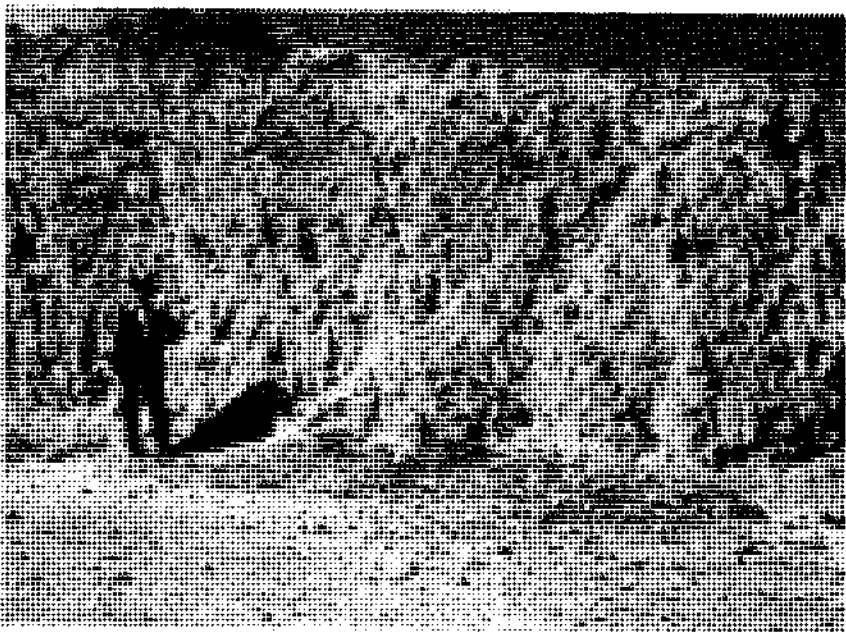


Abb. 9. Nordwand der „Festung“ am Brennhügel: Leithakalk, mit Mergel wechsellagernd, steht im mittleren Teil der Wand (hinter der Person) fast saiger, gegen den östlichen Teil (rechter Bildrand) verringert sich der Fallwinkel bis  $65^\circ$ . Die Abb. 9 entspricht der Stelle unterhalb c in der Abb. 8.

Teile der Wand die Terrainoberfläche nicht westwärts absinkt. — B 17 ist in pannonischem Sand („Stauberde“) angelegt. Ein von 0,6 auf 1,4 m sich vertiefender L geht von ihm nach Norden, biegt aber alsbald nach Westen um. Er verläuft anfangs noch in Stauberde, doch taucht diese noch vor der Umbiegungsstelle unter rostbraune dazische Schotter hinunter. In dieser verläuft der weitere (ost—westliche) Teil

des L. Nördlich daneben (bei a in Abb. 10) befindet sich eine 2 cm tiefe Sg, in welcher der dazische Schotter linsenartige Partien von grauem Letten enthält. Am Grunde der Sg kommt an mehreren Stellen schon die Stauberde heraus.

Von B 18 geht ein kurzer L in dazischem Schotter nach Norden. — Von B 19 verläuft ein 40 cm tiefer L einige Meter (in dazischem Schotter, darunter am Grabengrunde fossilieere, wohl tortonische Tegel) nach NNO, dann umbiegend nach WNW. Nach der Umbiegung liegt im Graben zuerst noch dazischer Schotter, unter welchem an mehreren Stellen gut horizontal geschichtete Tegel mit sandigen Lagen, auch mit Sandschichten, auftauchen. In der Bodenvertiefung bei a liegt ds, unter dem noch etwas Letten sichtbar ist. Nahe der Straße ist nur Humusboden zu sehen, bloß an einer Stelle taucht Letten auf. — Festung IV (NW neben dem Gipfel der Anhöhe an der Bahn) war erst halb ausgebaut. Sie steht in einer 3 m tiefen

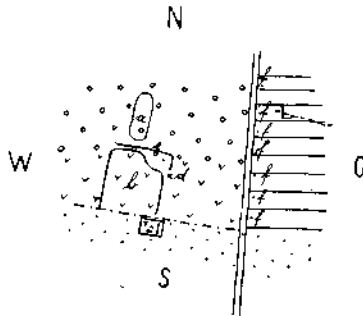


Abb. 10. Kartenskizze der Gegend beim Preußenfriedhofe südlich Nikolsburg. a = neue Sg. b = Sandgrube beim Preußenfriedhof. c = Preußenfriedhof. d = Bunker 17. e = Laufgraben. f = Aufgrabungen (1934) für Einsetzung von Telegraphenstangen (Aufschluß Nr. 51). Horizontale Striche = Tortoniegel. Häkchen = Stauberde. Ringelchen = dazischer Schotter. Punktiert = ds. L = Laufgraben.

künstlichen Ausschachtung (24 × 16 m groß), deren natürliche, wohl erhaltene Wände einen schön geschichteten Tegel zeigen. Er wechselagert mit feinsandigen Tegelschichten sowie mit feinglümmerigem Sand. Fossilien sind in ihm überaus selten, im Sand fand ich eine fossilreiche Schichte, die Versteinerungen waren infolge ihrer Dünn-schaligkeit alle in Trümmer zerfallen. Der Tegel enthält kalkige Septarien, ähnlich denen vom Preußenfriedhof (Aufschluß 266) und wird bei der Festung noch von einer dünnen Decke (0,2 bis 1 m) des dazischen Schotters überlagert. Derselbe steht gleich östlich daneben in 3 m Mächtigkeit an (Aufschluß 276). An der Nordseite des Hügels kommt jedoch der Tegel in einem kurzen L wieder zutage. — Von B 20 geht ein L nach NO. Er schließt zuerst diluvialen Sand und Schotter auf, dann ds, unter welchem im letzten Grabenteil Tegel liegt. — Ein 1 m tiefer, zweiter L verbindet B 20 mit B 21. In ihm sieht man, von 20 angefangen, zunächst wieder diluvialen Sand und Schotter (bei a), dann (bei b) ds, unter welchem sandiger, diluvialer

Letten mit Jurakalkgeröllen (umgeschwemmter Tortontegel) lagert. Weiterhin (bei c) erkennt man nur ds, endlich (bei d) Letten. Auch B 21 steht in Letten. Vermutlich ist es auch hier die diluvial umgeschwemmte oberste Schichte des Tortontegels. — Für Festung V war wieder eben nur die Grundaushhebung fertiggestellt und so ein prächtiger, 4 m tiefer, Aufschluß geschaffen worden. Die Ausschachtung ist 20 × 10 m groß. Man sieht einen lichtgrauen, gut horizontal geschichteten Tegel, der kleine Gipskristalle in Nestern und als Seltenheit dünnchalige, ganz zerbrochene Muschelschalen führt. Die Schichtflächen sind oft sandig, eigentliche Sandschichten kommen kaum vor. An einer Stelle bemerkt man eine Flexur, der Betrag der Absenkung ist 1 m. Von 0 bis 2 m unter der Oberfläche liegt: ganz oben, unter dem Humus, lichtbrauner und weißlicher ds mit Geröllen von Quarz und Ernstbrunner Kalk, darunter braun gefärbter Letten, mit Quarzsand gemischt (diluvial umgelagerter Tegel wie bei B 21). Der ds greift trichterförmig in ihn ein, auch sieht man Linsen des ds im braunen Letten. Vom Grunde der Ausschachtung aus wurden zwei Brunnen gegraben. Der tiefere ist angeblich 8 m tief. Beide trafen, wie man nach dem Aushub leicht feststellen kann, nur den Tegel. — Von B 21 geht ein L nach NNO. In ihm liegt beim B noch Letten und darüber ds, weiter nördlich nur letzterer, doch enthält er vereinzelte Geröllschichten von Ernstbrunner Kalk. Die Gerölle können bis doppelte Kopfgröße erreichen.

Bevor die beschriebenen schönen Aufschlüsse bestanden, war der Bau dieser Gegend ungemein schwer zu deuten. Man sah, daß die Erhöhung, auf der die Festung steht, von einem tonigen Sediment zusammengesetzt wird, auf welchem man oberflächlich die Juragerölle verstreut fand. Ich deutete das Vorkommen daher ursprünglich als oligozänes Jurakalk-Konglomerat, eingeschlossen in tonig verwitterten Auspitzer Mergel (V, S. 5). Die jüngeren Bestandteile des Schotters (Leithakalk, verkieselte Hölzer, angebohrte Jurakalkgerölle) deutete ich als Rest einer jüngeren Schotterdecke über dem alttertiären Konglomerat (V, S. 6). Die neuen Aufschlüsse haben den geologischen Bau klar erkennen lassen. — Neben B 22 ein ganz kurzer L: in ihm liegt zutiefst ein dem Alter nach unbestimmter Tonmergel, weißlich verwittert, von zahlreichen Kalkröhrchen durchzogen (wohl tortonisch), darüber in 1 m Mächtigkeit ds mit Jurakalkschutt. Der Aushub des B 23 läßt einen Mergelton mit eingelagerten Sand- und Sandsteinschichten erkennen. — Ähnlich ist es bei B 24. Die Zusammensetzung der gegen SSW geneigten Lehne bei B 23, 24 ist noch immer nicht ganz klar (wahrscheinlich am, doch ist Miozäntegel nicht ausgeschlossen). — Bei B 25 ein kurzer, 1 m tiefer L, der in Alluvium angelegt ist, nur beim B selbst sieht man am Grabengrunde weißlich verwitterten Mergelton, jedenfalls Miozäntegel. Solcher liegt auch (unter Humusboden) in der Ausschachtung, in welche der B hineingebaut wurde. — B 26 ist, außer B 25, der einzige militärische Bau, dessen Grundaushhebung ich flüchtig mit ansehen durfte. Ich wurde zugezogen, weil bei letzterer hier vorgeschichtliche Funde gemacht wurden. Die Ausschachtung hatte 5 m Durchmesser und traf zuerst mit ds gemischten Humus (auf dessen Grunde lagen die prähistori-

schen Fundgegenstände). Darunter lag Nulliporenkalk. Vom B geht nach NNO zur Straße ein 50 cm tiefer L, der nahe beim B noch in Leithakalk, dann in braunem ds verläuft. — Bei B 27 ist an der Südseite ein kurzer L. Er zeigt Blöcke von Leithakalkmergel und zwischen ihnen ganz wenig lichtbraunen ds. — Unmittelbar oberhalb der alten Lokalität Porzteich (Aufschluß 281) liegt Festung VI, bei der wiederum eben erst die Grundaushhebung und die Betonierung der Fußplatte fertig geworden war. Die Vertiefung ist an der Südseite  $1\frac{1}{2}$  m hoch, steigt von dort gegen Norden bis  $3\frac{1}{2}$  m. Ihre Wände werden überall von Leithakalk gebildet, nur im NNO taucht aus der Basis Miozäntegel mit vielen unbestimmbaren, dünnchaligen Konchylienrömmern empor. Nach oben wird er durch Verwitterung zunächst völlig lößartig, so daß man an Diluvium denken möchte. Aber zuoberst wandelt er sich wieder zu unverändertem, bläulichem Tortontegel, der durch seine nichtabgerollten Konchylien leicht als solcher zu erkennen ist. Man kann von einer wirklichen Durchspießung des Nulliporenkalkes durch den Tegel sprechen. Seitlich gehen dabei die beiden Sedimente ohne scharfe Grenze ineinander über. Der Tortontegel steht südlich neben der Festung bei der Lokalität Porzteich an, taucht aber hangaufwärts unter den Leithakalk. Sein Wiederauftauchen in der Festung unter dem letzteren beweist wieder, daß unsere Miozäntegel nach oben direkt von Leithakalk überlagert werden. Abel (geologische Karte und Erläuterungen) hatte angenommen, daß der Nulliporenkalk des Muschelberges nicht von Tegel, sondern von tortonischem Sand unterlagert werde. Er zählte zu letzterem jene Sande, welche am westlichen und südlichen Fuße dieses Berges lagern. Aber dieselben sind diluvial (B 26, 27; Aufschlüsse 282, 285 bis 288), kommen also als Unterlagerung des Kalkes nicht in Betracht. — Von der Festung zieht sich letzterer (auch in einem kurzen L aufgeschlossen) gegen SW bis zur Straße herunter, also bis 188 m Meereshöhe. Von da steigt die Tegel-Kalk-Grenze nach Süden immer mehr an und liegt südlich der Kallerheide bei 268 m. Ob es sich dabei um eine tektonische Schiefstellung handelt oder ob die geneigte Auflagerungsfläche schon eine ursprüngliche ist, ist schwer zu entnehmen, denn einerseits ist es sicher, daß bei der heutigen Lehmühle schon im Torton eine Bodensenke bestand (I, S. 208—209), andererseits scheint längs der Teichlinie eine Bruchlinie zu verlaufen (I, S. 208—209).<sup>4)</sup> — Von B 28 geht ein  $\frac{3}{4}$  m tiefer L zur Straße: schwärzliches, mit ds gemischtes Alluvium. — B 29, 30 sowie ein kurzer L bei letzterem stehen nach dem Ausbub in bk. — Auch bei Festung VII war eben nur die Grundausschachtung und die Betonierung der Fußplatte fertiggestellt ( $20 \times 10$  m, an der Nordseite 2,4 m tief, an der Südseite seichter). Aufgeschlossen ist festes bk des Oligozän. An zwei eingelagerten Schichten ss kann man an der nördlichen Wand ein Fallen mit etwa  $25^\circ$  nach O oder NO sehen. Dieser gute Aufschluß sowie die Aufschlüsse 27 und 291, ferner die Stellen, wo ich das Oligozän dieser Gegend auf der geologischen

<sup>4)</sup> Von dem in Leithakalk angelegten B 27 a zieht ein L (anfangs noch in Leithakalk, dann in ds mit eckigen und gerundeten Stücken von Leithakalk, endlich in reinem ds) zu B 27 b.

Karte mit Fallzeichen versehen könnte, beweisen mit Sicherheit, daß das Gebiet nördlich Voitelsbrunn nicht aus miozänem Schotter und Sand, sondern aus paläogenen Gesteinen besteht. — Eine für B 31 durchgeführte Angrabung des Hanges sowie ein kurzer L neben dem B schloß Löß auf. — OSO Festung VII verläuft ein  $\frac{1}{2}$  m tiefer Graben, bestimmt zum Einbetonieren von Hindernissen: in ihm liegt im westlichsten Teile sandiger, mit Humus durchsetzter Boden, wohl verwitterter ss, im übrigen Teil fossilereer Tegel mit den gewöhnlichen unregelmäßig begrenzten, locker-kreidigen Konkretionen. Südlich neben dem Graben war an einer Stelle ein 2 m tiefes Loch gegraben, worin der Tegel schön sichtbar war. — Von B 32 verläuft ein 20 m langer L nach Süden. Er zeigt unter Humus horizontal liegenden, fossilereen, graugrünen Tegel, jedenfalls Torton, denn in einer Schichte liegen Linsen von rotem Tegel eingeschaltet, ganz ähnlich jenem roten fossilreichen Tortontegel, der unweit NO, westlich  $\phi$  252, dem grüngrauen Tegel eingelagert ist (I, S. 207). Nahe nördlich B 32 sah ich übrigens in einer kleinen Grube ebenfalls noch den grüngrauen Tegel. — Von B 33 geht ein 1 m tiefer L nach NNO. Man sieht in ihm teils Alluvium, teils abwechselnd Sand und Letten (diluvial), denen eine dünne Schotterschichte aufruhet. — Von B 34 geht ein kurzer,  $\frac{3}{4}$  m tiefer L aus: grünliche, fossilere Tegel mit kreidigen Konkretionen, weißlich verwittert, werden von ds, der etwas kleinkörnigen Schotter enthält, überlagert. — Östlich und westlich B 35 sind Anfänge zweier L (1 hzw. 3 m lang): grober Schotter und Sand in Wechsellagerung; in der Nachbarschaft ist oberflächlich allerdings nur letzterer zu sehen. — B 36: Der Aushub zeigt ds, aber auch etwas Schotter. — Weiter östlich beginnt ein langer, 1,3 m tiefer S. Er verläuft, von Westen beginnend, zuerst (bis a) in braunem, nicht geschichteten ds, der viele Blöcke von Leithakalk enthält, dann in letzterem Kalk. Westlich des Feldweges, in der Bodemmulde (bei b) liegt ds, den der S ebenfalls durchquert (auf der geologischen Karte habe ich daher dort ds eingetragen). — NNO des Sandvorkommens liegt B 37, und zwar nach dem Aushub in Leithakalkmergel. — Beiderseits B 38 verläuft je ein kurzer,  $\frac{3}{4}$  m tiefer L in Löß. Nahe westlich davon (bei A) wurde ein 1 m tiefes Schützenloch ausgehoben, und zwar in weißem, grobem Quarzsand mit Schotterbänken, welche viel Hornsteingeschiebe führen. Auch einige Tegellagen kommen vor. Etliche dünne Sandschichten sind rot gefärbt. Der weiße Sand stimmt petrographisch mit dem in den Aufschlüssen 335, 336 überein. — Ein kleiner L neben B 39 schließt fossilereen Tortontegel auf, je ein ebensolcher neben B 40, 41 lichtbraunen ds, ein anderer solcher neben B 42 Löß. — Im Aushub von B 43 ist noch Löß zu erkennen. — Vom Fischhaus gegen das Grenzschloß zieht sich ein S, in welchem nahe beim Fischhaus noch Tortontegel mit seltenen Trümmern dünnschaliger Konchylien, weiterhin ds aufgeschlossen ist. Bei a enthält letzterer massenhaft eckige Stücke von Leithakalk, so daß man annehmen muß, daß dieses Gestein hier unter ds ansteht. Bei b wechsellagert der Sand mit grobem Schotter (hauptsächlich Quarz- und Urgesteinsgerölle). Nördlicher verläuft ein zweiter S, der, vom Grenzschloß aus beginnend, zunächst schwärzliches Alluvium aufschließt,



dann weißlichgelben, anscheinend nicht geschichteten ds. — SO  $\phi$  212 ein kurzer S: gut horizontal geschichteter ds. — Nördlich des Grenzschlosses, bei A, zwei Schützenlöcher, je 1,7 m tief, quadratisch, Seitenlänge 2 bis 3 m, in reinem Löß. Ebenso im Löß ein ähnliches Schützenloch SSW  $\phi$  212,5 (bei A<sub>1</sub>). — Östlich neben B 44 ein quadratisches (3 m Seitenlänge), 2 m tiefes Schützenloch, in welches zwei kurze Gräben führen: Löß. — B 45: Vor der Nordseite ein 25 cm tiefer, kurzer L: sandiger, dunkler Humusboden. — Bei B 46, 47 zeigt der Aushub noch stark sandigen Löß, der schon als ds aufgefaßt werden könnte. — Der Anshub von B 48 besteht nur aus dunklem Humusboden, derjenige von B 49 aus Löß, der von B 50 aus feinem Sand, der mit Tegel wechsellagert (wie in der benachbarten Sg, Aufschluß 323). — Um B 51 (westlich Bischofwarth) ein 1 m tiefer S: fossilere Tegel. Der von hier gegen Osten ziehende S wurde erst zu graben angefangen. Er ist nur 20 cm tief geworden, zeigt schwärzlichen Humusboden, aber an einigen Stellen kommt schon der Tortontegel zum Vorschein. NO von ihm ein zweiter angefangener S, welcher an seinem NO-Ende (nördlich des Feldweges bis unmittelbar südlich desselben) bei 25 cm Tiefe ganz in Leithakalk verläuft, im weiteren, südwestlichen Verlauf aber (bei nur 20 cm Tiefe) überall fossilere, lichtgrauen, bei Verwitterung weißlich werdenden Tegel aufschließt. Ein 1 m tiefes, abseits gelegenes Schützenloch (bei A) zeigt denselben Tegel. — Der Aushub von B 52 verrät oberpliozänen Schotter. — Dasselbe Sediment, horizontal geschichtet, ist in einem 3½ m langen, 1 m tiefen L unmittelbar westlich neben dem B zu sehen. Unter ihm liegt hier ein feinglimmeriger Sand, wohl „Stauberde“ (pannonisch). Beide Sedimente sind durch eine 2 m lange, 5 cm dicke Tonschicht getrennt. — NNW davon, bei S<sub>3</sub>, ein 5 m langer S, 1 m tief: in ihm liegt unten horizontal geschichteter, sehr feiner, etwas glimmeriger Sand (vermutlich Stauberde), lichtgrau bis weißlich, mit tonigen Schichten wechsellagernd. Mit unebener, welliger Auflagerungsfläche liegt auf ihm rostbrauner Oberpliozän-schotter, mit grobem Sand gemischt (größte Mächtigkeit ½ m). Es zeigt sich hier also dieselbe Überlagerung der pannonischen Stauberde durch den dazischen Schotter wie weiter östlich (zwischen den  $\phi$  205 und 193) und südlich im Hohlwege NNO 191. — Weiter nördlich, bei S<sub>1</sub>, schließt ein weiterer, 6½ m langer S rostbraunen groben Sand, mit etwas Oberpliozän-schotter gemischt, an. — Östlich B 52 (bei A) wurde ein 5½ m langes Schützensnest, 1 m tief angelegt: rostbrauner, grober, glimmerfreier Quarzsand; Schichtzeichnung an Stelle von Schichtung. — Im Aushub von B 53 tritt Stauberde und Oberpliozän-schotter auf. Die Schotterdecke kann also auch hier nur dünn sein. — An der Allee Eisgrub—Feldberg, bei  $\phi$  206, ist ein S in Oberpliozän-schotter. — S bei B 54, ½ m tief, im SO-Teil nur 30 cm: rostbrauner Oberpliozän-schotter (er besteht, wie überall zwischen Bischofwarth und Feldberg, hauptsächlich aus Quarz mit wenig Urgestein und Hornstein), der vereinzelt verkieselte Hölzer führt. NO davon, bei  $\phi$  203: kurzer S in Oberpliozän-schotter. — Bei B 55 ist ein kurzer L in rostbraunem Oberpliozän-schotter. — Nördlich davon, an der Straße, ein 1 m tiefes Schützenloch (bei A): derselbe Schotter. — Um B 56

führt ein bis 1,2 m tiefer Graben fast ganz herum: horizontal geschichteter, rostbrauner Schotter des Oberpliozän mit grobem Sand. — Neben B 57 ein  $\frac{3}{4}$  m tiefes Schützenloch: unter Humusboden, der etwas mit Sand gemischt ist, liegt ein (infolge Verwitterung gelbbrauner) Letten mit vielen kreidigen Konkretionen (fossilfrei). — B 58 zeigt den Oberpliozänschotter im Aushub, desgleichen sieht man ihn in einem  $\frac{3}{4}$  m tiefen, kurzen Graben neben B 59. — Der nach SW gerichtete L neben B 60 schließt gut horizontal geschichteten rostbraunen Sand mit eingelagerten Schichten des Oberpliozänschotters auf. Der nach NO gerichtete Graben desselben B verläuft ganz in dem wohlgeschichteten Sand, welcher einige dünne Tonbänke und nur wenig Schotter enthält. In dem langen, nach SO gerichteten Graben findet sich zuerst ebenfalls nur der Sand, erst weiter gegen SO herrscht der Oberpliozänschotter vor. — NO B 59 (am Kartenrande bei A) wurden fünf, je etwa 8 m<sup>2</sup> große Schützenlöcher angelegt, die bis 1,5 m tief sind. Alle zeigen gut horizontal geschichteten, glimmerfreien ds, unten lichtbraun, oben infolge Verwitterung dunkler. In den untersten Partien (bei 1,4 bis 1,5 m, an einer Stelle bei 1 m Tiefe) enthält der Sand dünne Schotterschichten.<sup>5)</sup> — Der Aushub des B 61 zeigt neben ds auch viel Schotter, der hier wohl den Sand unterlagert. — B 62 steht, nach dem Aushub zu schließen, in Oberpliozänschotter. Der Aushub von B 63 und 64 zeigt nur rostbraunen Schotter, der bei 63 auch in einem ganz kurzen L sichtbar ist. Südlich um B 65, dessen Aushub ebenfalls rostbraunen Schotter zeigt, führt ein 30 cm tiefer Graben, der nur braunen ds aufschließt. Danach überlagert offenbar der ds den Schotter. Um die West- und Nordseite von B 67 zieht ein  $\frac{1}{4}$  m tiefer Graben, welcher lichtbraunen, nicht geschichteten ds aufschließt; ähnliches gilt von B 66, nur daß dessen Aushub auch rostbraunen oberpliozänen Schotter zeigt, der wohl auch hier den Sand unterlagert. Um B 68 sind einige, bis 1,3 m tiefe L in reinem, lichtbraunen, nicht geschichteten ds angelegt. Neben B 69 ein 15 m langer L: er schließt unter 15 cm braunem, humosen ds in 15 cm Mächtigkeit den rostbraunen Oberpliozänschotter auf. Die Überlagerung dieser beiden Sedimente ist hier gut sichtbar. Für die geplante Festung VIII wurde eine 2 m tiefe Ausschachtung angelegt, welche unten diluvialen Schotter, darüber bräunlichweißen ds (wohl Flugsand) aufschließt.

### C. Noch jetzt geöffnete künstliche Aufschlüsse.

Ich habe dieselben im Laufe der Jahre öfter besucht und fand sie natürlich nicht immer im gleichen Zustand. Für die Beschreibung wählte ich jenen Anblick, in dem die betreffende Stelle den bestmöglichen Einblick in die Bodenverhältnisse bot. Spätere Besucher werden diese Aufschlüsse neuerlich verändert finden.

Hierher gehört eine Anzahl Feldhüter- und (im Walde) Jägerhütten im Löß. Ich habe sie durch ein H kenntlich gemacht. Es gibt ihrer natürlich noch viel mehr, ich habe aber jene nicht aufgenommen, welche den Untergrund nicht eindeutig erkennen lassen oder welche belauglos sind, weil, besonders im Lößgebiet, die Bodenzusammensetzung auch ohne sie hinlänglich klar ist.

<sup>5)</sup> Nördlich davon, an der Straße, ein Schützenloch in Oberpliozänschotter.

In diesem Abschnitte gebrauchte Abkürzungen: v = der Aufschluß ist gegenwärtig verfallen, W = am Grunde der Grube steht in der feuchten Jahreszeit das Wasser, was auf unmittelbar darunter anstehenden Letten hindeutet. Eingeklammerte Ziffern bedeuten jetzt verschwundene Aufschlüsse, die des Zusammenhanges wegen in diesen Abschnitt eingereiht werden mußten.

### 1. Gelände südlich der Tiefenlinie Teiche—Porzinsel—Schublähäcker.

Die Bezifferung der Aufschlüsse beginnt auch in diesem Abschnitte im Westen und schreitet gegen Osten fort. Die durch Größe oder sonstwie besonders wichtigen Stellen sind durch ein vorgesetztes Sternchen gekennzeichnet.

83: Sg, v: Über 6 m verschüttetem Gehänge sind 1 m geschichteter ds, darüber 1 m nicht geschichteter Löß sichtbar. 84: Im Straßeneinschnitt 6 m Löß, untere Partien sandig (in einem kleinen Stollen). 85: Gut aufgeschlossener Löß. \*86: Sg, 4 m tief: Weißliche Schotter und Sande, stellenweise zu Konglomerat oder plattigem Sandstein verkittet. Neben der Sg liegen ausgewitterte Tortonfossilien herum (I, S. 212, oben). In einer kleinen Sg westlich daneben sind die Sande und Schotter rostbraun und liegen flach. 87: Verlassener Steinbruch: schichtungsloser Dolomit, im Fahrgeleise östlich daneben toniger Untergrund, wohl zersetzter am. 88: Beiderseits des Weges ist nicht geschichteter, zerklüfteter, dolomitierter Jurakalk in alten Steinbrüchen zu sehen. 89: Im Weganschnitt 1½ m Schuttlöß. 90: 2 m tiefe Sg: Schotter (von mir als Torton gedeutet) mit Leithakalkbrocken und Geröll, in Wechsellagerung mit feinen Sanden (jetzt verfallen). 91: Mehrere verlassene Steinbrüche in dolomitiertem Kalk. 92: 2 m tiefe Sg: lichtgraue, selten bräunliche Schotter und Sande, sehr stark kreuzgeschichtet, reich an (meist abgerollten) Tortonkonchylien. Ein Teil von ihnen, besonders zarte Pectines, ist nicht abgerollt. \*93: 6 m tiefe Sg: lebhaft kreuzgeschichtete, grobe, aber auch feine, gelbe und weiße Quarzsande mit eingeschalteten Linsen von Ton und von grobem Schotter, mit Geröll von Leithakalk und abgerollten Schalen großer Austern. (94 und) 95: Zwei Sg: (erstere klein, jetzt aufgelassen, letztere größer, verfallen): grober, in Schotter übergewandter Quarzsand, offenbar durch Zerfall von festem Sandstein und Konglomerat entstanden, aus dem der südlich anschließende Rücken besteht. 96: 1 m tiefe Sg: oberpliozäner Quarz-Hornsteinschotter. 97: An der Wegböschung in 2 m Mächtigkeit sehr feiner ds. 98: Kleine, 1 m tiefe Sg: oberpliozäner Schotter. 99: Mehrere kleine Sg: kreuzgeschichtete graue und rostbraune Sande in Wechsellagerung mit Oberpliozänschotter; ebenso (aber mit eingelagerten Tonlinsen) 100 und 101 (im Wäldchen, in einer Anzahl Sg, überwiegen graue und braune Oberpliozänschotter. Hier und nördlich bis über die Bahnlinie hinaus auch vereinzelte verkieselte Hölzer). \*102: 5 m weiße, lebhaft kreuzgeschichtete grobe Sande, in Schotter übergewandter, der aus Quarz und Hornstein besteht; petrographisch identisch mit den Sanden der Czujan'schen Sg (Nr. 244). Darüber 2 m eines wohlgeschichteten, grauen und braunen, feinsandig-tonigen Sedimentes (ganz ähnlich der Stauberde in der Sg beim Preußenfriedhofe, Nr. 266, aber ohne Konkretionen). Im östlichsten Teil der Grube sind darüber noch Spuren der Oberpliozänschotter (hier von grauer Farbe), endlich folgt überall ½ m Humuserde. Demnach folgt hier auf Sarmat das Pannon und das Oberpliozän. — In der 5 m tiefen Sg westlich daneben, an der Straße, sind nur die weißen Sarmatsande aufgeschlossen, hier allerdings gibt es unregelmäßig begrenzte, lichtgelbe Stellen, die von Eisenhydroxyd-Infiltration herrühren. 103: Kleine, 1½ m tiefe Sg: rostbraune, mittelkörnige Sande (oberpliozän oder diluvial). 104: Das Ufer des Dorfteiches besteht aus fossilieurem, wohl tortonischem Tegel. 105: Am Wegrande und in Weinkellern: sandiger Löß. 106: v, Sg: Sand- (vorwiegend Quarz-) Schotter, anscheinend diluvial. \*108: Steinbrüche und kleinere Gruben in Leithakalk; bemerkenswert die westliche Neigung der ganzen Kalkplatte der Kallerheide, der stellenweise Übergang des Nulliporenkalkes in Muschelbreccie, die eingelagerten, meist sehr fossilreichen Mergelbänke; schöne Karsterscheinungen (Höhlen, Schlünde); Überlagerung der gesamten Kalkplatte mit feinem, braunem, gelbem oder weißlichem ds, der nur selten (im

nördlichsten mit 108 a bezeichneten Aufschluß, wo der Sand 2 m mächtig wird) geschichtet ist, aber daumennagelgroße Quarzgerölle und bis 1 m große, gerundete und geglättete Leithakalkblöcke enthält; in einem der Steibrüche beträgt die Maximalmächtigkeit des ds 7 m. 109: 3 m tiefer Steinbruch in Leithakalk. 110: Im Hohlweg wird ds von  $\frac{1}{4}$  m LÖB überlagert. Beachte: Die Kalkplatte der Kallerheide endet nach Osten mit einem Steilabfall; schon von dessen Fußende an läßt sich gegen Osten nach der Bodenbeschaffenheit abwechselnd Tegel und Leithakalk nachweisen, was offenbar auf einer Wechsellagerung dieser beiden Sedimente beruht. Keinesfalls kann der Kalk an seinen jetzigen Ort durch Zurücksetzung vom Steilabfall herabgekommen sein, da in dem letzteren keine Abrißrischen sichtbar sind (I, S. 206, Mitte). 111:  $1\frac{1}{2}$  m tiefe Grube im Leithakalk, der westlich und südlich davon unter LÖB untertaucht (ds fehlt). \*112: Felswand hinter dem Milchhaus in Steinebrunn: ungemein fossilreicher, westlich fallender Leithakalkmergel, der auch im Weguntergrund unweit südlich davon sichtbar ist. 113: Im Tälchen 3 m, mit  $22^\circ$  westlich fallender Leithakalk, direkt von  $1\frac{1}{2}$  m LÖB überlagert (kein ds); zahlreiche Lößschnecken. 114: Aufgelassene kleine Ziegelei: wohlgeschichteter ds, mit  $15^\circ$  westlich geneigt, 3 m mächtig; darüber 1 m sandiger LÖB. Nördlich daneben ein gleichartiges Profil (ds  $1\frac{3}{4}$  m mächtig). 115: Östlich neben der Glasmühle an der Wegböschung bis 2 m mächtiger ds über Leithakalk. 116: ds auf Leithakalk. (117): Bis vor kurzem war hier ds in einer kleinen Sg aufgeschlossen. 118: 2 je  $1\frac{1}{2}$  m tiefe Sg beiderseits des Feldweges: ds, gelbgrau bis braun, deutlich horizontal geschichtet; auch eine eingelagerte Schotterebene mit den Geröllen des bk beweist den fluviatilen Ursprung. 119: In einer verlassenen Lehmgrube  $2\frac{1}{2}$  m LÖB, unmittelbar am Ostrand eines Vorkommens von bk. 120: Ehemalige große Lehmgrube, 3 m tief, von der nur noch eine Wand erhalten ist. Ihr unterer Teil ist verschüttet, der obere zeigt LÖB. 121: Kleine,  $1\frac{3}{4}$  m tiefe Grube: undeutlich geschichteter sandiger LÖB mit viel Lößkindln. 122: Brauner ds in 2 m Mächtigkeit liegt über 3 m weißlichem Sand, der im westlichen Teil der Sg in ziemlich flach liegenden ss übergeht. Der Zerfall des Sandsteins in Sand, der alsbald umgelagert wird, läßt sich hier gut beobachten. 123: Hopfmühle, nördlicher Aufschluß: 3 m sandiger Mergel mit Fossilspuren, tortonisch oder sarmatisch, etwas südwärts einfallend. Darüber 3 m LÖB. 124: Hopfmühle, südlicher Aufschluß: verfallene und verwachsene Ziegelei: über 2 m desselben Mergels folgen 8 m LÖB (ds fehlt). 125: Am Ufer des Nimmersatt: gelbbraune, stellenweise bleigrau ausgebleichte ds, horizontal geschichtet, also fluvial. \*126: Große Steinbrüche im Konchylien (Leitha-) kalk westlich Bischofwart. 127 (westlich des Bischofwarter Friedhofes): Unbedeutende kleine Grube: sandiger Ton, wohlgeschichtet, ohne Fossilien, wohl sarmatisch. \*128: 4 m weißliche oder graue, seltener braune, mittelkörnige Quarzsande, lebhaft kreuzgeschichtet, wechsellagernd mit feinkörnigen weißen Schottern und tonigen Schichten; von mir als sarmatisch gedeutet. Darüber Spuren der oberpliozänen rostbraunen Schotter, die bei 129 in der großen „Gemeindesandgrube“ aufgeschlossen sind (Fundort einer Rippe von ?Rhinozeratide indet. (I, S. 221)). In der Nähe noch andere kleine Sg. 130: Mehrere kleine, bis  $1\frac{1}{2}$  m tiefe Sg: rostbraune Oberpliozän-schotter. Es sei hier bemerkt, daß dieses Sediment, das von den Pollauer Bergen bis an den Ostrand meines Aufnahmegebietes eine ganz dünne, aber weit verbreitete Decke bildet, im Westen (etwa westlich des Nimmersatt) merklich anders zusammengesetzt ist als im Osten (bei Feldsberg, Bischofwart und nördlich der dortigen Teiche). Ich habe schon früher darauf hingewiesen (I, S. 219, unten), daß die Schotterdecke hauptsächlich aus harten Gesteinen besteht, was auf einen langen Transport im Wasser schließen läßt. Der weiche Flyschsandstein tritt zurück, immerhin aber ist er im Westen (bei Nikolsburg) noch wesentlich häufiger zu finden als im Osten, wo er so gut wie ganz fehlt. Auch der Hornstein nimmt, jedoch weniger stark, gegen Osten ab. Durch das Zurücktreten dieser Gesteinsarten treten die Urgesteinsgerölle im Osten prozentuell viel mehr hervor. Sie, zusammen mit dem vorherrschenden Quarz und dem zurücktretenden Hornstein, gehören hier zu den Hauptkomponenten des Sedimentes. Jurakalk, der im Westen noch vereinzelt erscheint, fehlt so wie der Flysch im Osten fast ganz. Da der viele Hornstein sowie die Urgesteinsgerölle kaum aus den

Pollauer Bergen oder aus dort früher vorhanden gewesenen alttertiären Konglomeraten stammen können, muß man annehmen, daß unsere Schotter aus der Brünner Gegend oder dem Böhmischem Massiv stammen und daß ihnen im Westen des hier studierten Gebietes (westlich des Nimmersatt) lokal durch die Denudation Hornstein und ganz wenig Jurakalk, mehr jedoch Flysch, beigemischt wurde.

\*131: In einer Feldhüterhütte ist sehr charakteristische, aber fossilere „Stauberde“ in 4 m Mächtigkeit angeschlossen. Sie ist glimmerig-tonig und gehört dem Pannon an. Sie liegt horizontal, ist wohlgeschichtet, grau und braun und wird von (sarmatischem oder pannonischem) Tegel unter- und von Oberpliozänschotter überlagert. \*132:  $3\frac{1}{2}$  m glimmerfreie weiße, aber auch graue und braune, stark kreuzgeschichtete, grobe Sande mit dünnen Schotterebenen. Eingelagert sind bis  $\frac{1}{2}$  m mächtige Tonlinsen. Spuren der oberpliozänen Schotterdecke, die in der Nachbarschaft überall die Oberfläche bildet, liegen darüber. — Südwestlich davon befindet sich der Hohlweg bei  $\phi$  191, wo ich eine reiche Pannonfauna entdeckte (I. S. 218). Von den Melanopsiden, zumal den kleinen, habe ich dort nun auch viele nicht abgerollte auffinden können. Es kommen dort zwei Sedimente vor: feine Sande mit eingelagerten Tegeln und ferner tegelig-feinsandige Schichten. Letztere entsprechen völlig der Stauberde des Pannon. 133: 2 m tiefe Sg: braune oberpliozäne Schotter und Sande. \*134: Sehr große,  $3\frac{1}{2}$  m tiefe Sg: braune und graue Oberpliozänschotter, mit spärlich eingelagerten, ebenso gefärbten Sandlagen. Letztere sind stark, erstere schwach kreuzgeschichtet. Es handelt sich hier um eine typische Erscheinung, da die Kreuzschichtung auch sonst im Gebiete um so weniger ausgeprägt ist, je größer das Sediment ist; die größten Schotter entbehren ihrer so gut wie ganz. 135: An der Wegböschung weiße (selten braune) Sande, wohlgeschichtet, fast glimmerfrei, eingelagert ist eine Bank dunkelgrauen Tegels. Darüber folgt östlich Oberpliozänschotter. Das Profil entspricht ganz Nr. 138 und 159. Die lichten Sande<sup>6)</sup> unter den Oberpliozänschottern wurden von mir vorläufig zum Sarmat gestellt (I. S. 223). 136: Sg, verfallen und verwachsen: rostbraune Oberpliozänschotter. Vor Jahren wurden hier nach Berichten verkieselte Hölzer gefunden. 137: 2 m tiefe, große, aber ganz verfallene Sg: dieselben Schotter. 138: Große Sg: stark kreuzgeschichtete, feinkörnige, stellenweise tonige, glimmerarme Sande sind in 2 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Sie werden an einer scharfen Grenze von ziemlich flach liegenden, 3 m mächtigen, rostbraunen Oberpliozänschottern überlagert. 139: Große, 3 m tiefe Sg, Fundort für verkieselte Hölzer: kreuzgeschichtete oberpliozäne rostbraune (seltener gelbbraune oder weißliche) Schotter und Sande mit dünnen tonigen Einlagerungen. Schwarze Ortsteinbildungen (die stärksten in meinem Kartengebiete). Die Ortsteinbänder laufen manchmal der Schichtung parallel, manchmal sind sie von ihr ganz unabhängig. Beiderseits von durchsetzenden Rissen ist der Sand durch das zirkulierende Wasser ausgebleicht. 140: Derselbe Schotter. 141: Mehrere, bis  $\frac{3}{4}$  m tiefe Löcher, entstanden beim Herausnehmen von Baumstrünken: lichtbraune ds. 142: Kleine Grube in Oberpliozänschotter. 143: 2 m tiefe Sg: derselbe Schotter mit eingelagerten Sandebenen. 144:  $1\frac{3}{4}$  m tiefe, aufgelassene und verwachsene Sg. 145: Ziemlich große, 1 m tiefe Sg: Oberpliozänschotter. \*146: Große Sg: 3 m oberpliozäne braune Sande und Schotter, darüber  $\frac{3}{4}$  m feiner, brauner ds. 147:  $2\frac{1}{2}$  m tiefe Sg: grobe, stark kreuzgeschichtete Sande mit Zwischenlagen des rostbraunen Oberpliozänschotters. Westlich davon, unweit des „Neuhofes“, taucht ein, wohl sarmatischer, Tegel auf, welche Stelle durch einen kleinen Teich gekennzeichnet ist. 148: Kleine Aufgrabung, und 149: Verschüttete Sg, beide 2 m tief in rostbraunem Oberpliozänschotter. 150: 2 m mächtige, wohlgeschichtete, horizontal liegende, mittelkörnige ds, meist weißlich, aber auch braun. 151: Sg, v: 2 m weißlicher ds. 152: Mehrere, 1 m tiefe, verschüttete Sg in rostbraunem Oberpliozänschotter. 153: Sg, v: ebenso,  $1\frac{3}{4}$  m tief. \*154 und 155: Mehrere, bis 2 m tiefe, Sg in rostbraunem Oberpliozänschotter. 156: 1 m dunkler, humoser ds, darunter 2 m grauer und brauner kreuzgeschichteter grober Sand und oberpliozäner Schotter. 157: 3 m tiefe Sg, v: rostbrauner Oberpliozänschotter. 158: 2 m tiefe Sg: Oberpliozänschotter mit

<sup>6)</sup> In den Aufschlüssen 102, 128, 132, 135, 138, 159.

wenigen, groben Sandschichten. Schwache Ortsteinbildung. \*159: Sg:  $3\frac{1}{2}$  m mittelkörnige, weiße (nur in dünnen Schmitzchen braune) Quarzsande, fast glimmerfrei, kreuzgeschichtet; eingelagert sind dünne grünliche Tonlinsen. Die Sande sind hier bedeutend gröber als bei 138, stimmen aber mit denen von 135 überein. Darüber liegt eine sich gegen Osten verstärkende und dort 1 m mächtig werdende Schichte von horizontal gelagertem Oberpliozän-schotter und über dieser brauner ds auf einer unregelmäßigen Auflagerungsfläche. Beachte die Ähnlichkeit mit dem Profil in 138, und daß die weißen reschen Sande überall die tieferen Teile des Geländes bilden, während die Schotter die Höhen krönen. 160: Unbedeutende, kleine Sg: 1 m tief, ds.

## 2. Gelände zwischen der Teichlinie und der Thaya.

### a) Westlich der Juraklappen.

161: Am Westhang der Kuppe eine 2 m tiefe Sg: gelbe ds, im tieferen Teil wohlgeschichtet, also fluviatil. Obwohl die Kuppe aus alttertiärem Granitkonglomerat besteht, enthält der Sand keine Spur davon. Er kanu also nicht lokalen Ursprunges sein, sondern muß von weiterher zugeführt worden sein. 162: 1 m tiefe Sg: weiße ds. 163: Unbedeutende kleine Sg: weißliche und gelbe ds, darüber 25 cm Humuserde. 164 (1 m tief, größtenteils verschüttet): Ebenso. W. 165: Südlich beim Bunker einige, 1,3 m tiefe Sg: weißer ds. W. Längs der Südseite des Nikolsburger Bahnhofgeländes tritt auf den Feldern überall am zutage, welches Gestein auch weiter westlich den Untergrund bildet. Auch im Bahneinschnitt südlich der Trappenkugeln wird es, von ds überlagert, sichtbar. 166: Mehrere kleine Sg,  $\frac{3}{4}$  m tief: weißliche ds (wie im Schützengraben östlich daneben). 167: Ebenfalls mehrere kleine,  $\frac{3}{4}$  m tiefe Sg. Wände verrutscht, aber im Aushub sieht man weiße und braune Sande, die hier offenbar wechsellagern. Da die letzteren sicher diluvial sind, müssen es auch die ersteren sein. 168:  $\frac{3}{4}$  m tiefe Sg: lichte ds. 169: 1,2 m tiefe Sg. W. 170: 1 m tiefe, kleine Sg: lichtbraune ds. W. 171: Zwei kleine, 1 m tiefe Gruben, Wände verfallen, Aushub wie bei 167. W. \*172: Mehrere größere Sg am Waldrande, bis  $1\frac{1}{2}$  m tief. Schichtungsloser, weißlicher und lichtbrauner ds. Der meiste ds von hier bis Bratefsbrunn scheint äolischer Entstehung zu sein (Gegensatz zu 161!). 173: Ehemalige Sg, v, 1,2 m tief, W: lichtbrauner ds. 174, 175: Zwei kleine, je 1 m tiefe Sg mit braunem ds; in der westlicheren war 1938 horizontale Schichtung zu sehen, in der östlicheren nur sogenannte Schichtzeichnung. Heute sind die Wände verfallen. 176, 177:  $1\frac{1}{2}$  m hohe Angrabungen zweier Böschungen in nicht geschichtetem Löß. 178—180: An der Wegböschung tritt Löß zutage. 181: Im Hohlweg: zu Sand zerfallener ss (beachte die Ähnlichkeit mit ds!), überlagert von Kalkschutt und Löß. 182:  $2\frac{1}{2}$  m tiefe Lehmgrube in schichtungslosem Löß. 183: Zwei seichte Aufgrabungen (nur  $\frac{1}{2}$  m tief, v) neben dem Feldweg in Löß. 184: Einschnitt zum Steinbruch, jetzt größtenteils verschüttet (X, S. 115). 185: 1 m tiefe Grube im Löß. 186: Lehmgrube, zeigt in 2 m Mächtigkeit undeutlich geschichteten, gelben und stellenweise grauen diluvialen Lößlehm mit etwas eckigem Kalkschutt. Nord-nordwestlich neben der Lehmgrube und nördlich an das Granitkonglomeratvorkommen anschließend liegt ein Rutschgebiet. Um es zu entwässern und das Wasser für die Bergener Wasserleitung zu gewinnen, wurde 1931 ein 3 m tiefer Graben gezogen (es ist der Graben 11, mit dem Quellsammel-schacht V in Abb. 3). Der Graben mündet zwischen den Parzellen 2182 und 2183 aus. Er legte bt der N.s. mit eingeschlossenen Kalktrümmern frei. Letztere können durch Rutschungen vom ganz nahen Tafelbergang hierher gekommen sein. Die bt waren hier wie überall im Unteren Thayalande, wo es Gehängerutschungen gibt, der Veranlasser derselben. \*187: 4 m hoher Aufschluß im Schlier der aufgelassenen Bergener Ziegelei (VI, S. 64). 188: Angegrabene Böschung vor dem Hause der Bergener Turnhalle; zeigt im nördlichen Teil am, im südlichen bt der N.s. Die Wasserundurchlässigkeit der letzteren verursacht die Kotigkeit des Turnplatzes in der feuchten Jahreszeit. 189: Im Hofraum des Hauses beim Austritt der Straße nach Klentnitz aus Bergen ist Schlier angegraben. 190: Am Wege eine 1 m tiefe Grube in nicht geschichtetem Löß. \*191: Steinbruch, zeigt kleine Scherlinge von

Ernstbrunner Kalk, umgeben von am, der auch zwischen die Scherlinge hineingequetscht ist (IV, S. 60). 192: Feldhüterhütte, in Schlier hineingebaut. (193): Hier befand sich an der Straßenböschung lange eine kleine Grube, die horizontal liegenden Schlier mit eingelagerten dünnen glimmerigen Sandschichten in 2 m Mächtigkeit aufschloß. 194: Horizontal liegender Schlier in 2 $\frac{1}{4}$  m Mächtigkeit an der Straßenböschung. Der Aufschluß wird durch Verwitterung und Vegetation rasch unkenntlich.

Die Schotter in 195—207 sind diluviale Terrassenschotter der Thaya. Sie liegen ganz oder fast horizontal, die mit vorkommenden Sande sind kreuzgeschichtet. Die Schotter bestehen zur Hälfte aus Quarz, zur Hälfte aus Urgestein und außen schwarzem Hornstein. Jurakalk fehlt ganz, Flysch fast ganz. Die Schichten sind meist braun. \*195: 2 m tiefe Sg: dieselben groben bis feinschotterigen Sande wie in 196—197, hier braun bis graubraun gefärbt. Im östlichen Teil der Grube treten nur Schotter auf. 196—197: 1 $\frac{3}{4}$  m tiefe Sg: kreuzgeschichtete, sehr grobe und feinschotterige Sande von hellbrauner Farbe (196 v). 198: 1 m tiefe Sg; W: Schotter mit wenig Sand. 199: 1 $\frac{3}{4}$  m tiefe Sg (jetzt größtenteils verschüttet); ebenso. 200: Kleine Sg:  $\frac{3}{4}$  m diluvialer Schotter, darüber 1 m ds. braun. 201: 1,2 m tiefe Sg; W: der diluviale Terrassenschotter. (202): Hier befand sich früher eine große, 1 $\frac{3}{4}$  m tiefe Sg: braune Schotter und grobkörnige Sande. 203: 2 m tiefe Sg; W: neben Schotter auch viel kreuzgeschichteter Sand (gegenwärtig ist die Sg verschüttet). 204: Westlich des Hauses Nr. 199 eine ca. 1,2 m tiefe Grube: grauer, sehr mürber, daher leicht zerdrückbarer, glimmerreicher Sandstein, dessen Schichtflächen mit Konchylientrümmern bedeckt sind („plattiger Schliersandstein“). Mit ihm wechsellagert Letten (Schlier). Darüber liegt der hier auskeilende Terrassenschotter und -sand. 205: 1,5 m tiefe Sg: diluvialer Schotter. 206: Etwa vier nebeneinander liegende Sg, heute größtenteils verschüttet: Schotter mit untergeordnetem Sand. 207: Kleine Sg, wie 199; jetzt größtenteils verschüttet. \*208: Bergener Steinbruch = Steinbruch Schmid am Kesselberg (IV, S. 50). \*209: Steinbruch Fischer am Kesselberg. \*210: Gemeindesteinbruch (XI, S. 65). \*211: Steinbruch Bordisch (XI, S. 65). \*212: Bei den Weinkellern von Ober-Wisternitz liegt, von Löß überlagert, Schlier. Er erstreckt sich noch weiter nach Südosten und enthält, wie schon R z e h a k (VII, 1. Teil, S. 52/3) beobachtete, Bänke von plattigem, fossilreichem Sandstein. 213: Kleiner Steinbruch bei  $\phi$  323 im Gestein 6 der Klentnitzer Schichten (XII, S. 16). (214): Hier war durch eine Aufgrabung zwecks Entfernung eines Baumstrunkes lange Zeit Schuttloß gut sichtbar. 215: Feldhüterhütte in Löß, der von am unterlagert wird. Letzterer bildet auch die Nachbarschaft der Hütte. Beachte die durch ihn weiße Farbe des Hanges im Gegensatz zum gelb gefärbten Lößboden und zum dunklen Terrain der benachbarten bt der N. s.! \*216: Unter-Wisternitzer Ziegelei (XIII). Hier und östlich davon erreicht der Löß die größte Mächtigkeit im ganzen Kartengebiet. \*217: Neben der Straße ist in einer Sg 2 m diluvialer Sand aufgeschlossen, darüber liegt stellenweise eine dünne ( $\frac{1}{3}$  m) Schuttloßschichte, dann folgt gegen 3 m Löß. Westlich daneben wurde die Straßenböschung angeschnitten und zeigt unter Löß (im Straßenniveau) geschichtetes Diluvium (1 $\frac{1}{2}$  m mächtig), das an zwei Stellen emporlaucht: an der westlichen liegt Ton, darüber Sand, an der östlichen Ton mit Kalkschutt, wechsellagernd mit Sand und Schotter (IV, S. 70, Punkt 14). 218: An der Wegböschung liegt unter Löß diluvialer Ton. \*219: Im Hohlweg ist wohlgeschichteter, dunkel branngrauer, sandiger Ton mit Lößkonchylien aufgeschlossen. Er wechsellagert mit Schuttloß, wird 2 m mächtig und von Löß überlagert. Westnordwestlich 218 gibt es noch einige Gruben im Löß. Das verhaute Gebiet der Gemeinde Pollau ist behandelt in III.

#### b) Östlich der Juraklippen.

220 (im Walde): Seichte Aufgrabung: Schuttloß. 221: Zwei nebeneinander befindliche Lehmgruben, 3 m tief: reiner Löß. 222: Ebenso. \*223: Im Hohlweg ist ss aufgeschlossen, welcher h1 streicht und mit 5 bis 30° östlich einfällt; <sup>?)</sup> er wechsellagert mit am, aber auch mit einem gipsführenden,

<sup>?)</sup> Der Einfallswinkel vergrößert sich in nördlicher Richtung. Bei 223/1 ist Schuttloß in 4 m Mächtigkeit, gegen Osten von Löß überlagert, zwecks Steingewinnung aufgeschlossen.

braunen, von Ausblühungen bedeckten Ton; unter der Annahme, daß hier die sonst älteren N. s. bis in die Zeit der Steinitzer Sandsteine zeitlich hineinreichen, habe ich diese Stelle noch zur östlichsten (= der Aufschürfungs-) Zone des Flysch gerechnet. Es wäre allerdings noch nötig, den Ton auf seine Mikrofauna hin zu untersuchen. 224: Im Hohlweg ist 6 m mächtiger Löß aufgeschlossen. (225): Eine Grube anlässlich der Rodung eines Baumes zeigte Löß. 226: Abgrabung einer niedrigen Böschung am Waldrand: ss. \*227: Ziegelei: Löß in 3 m Mächtigkeit. 228: Einstige Lehmgrube: Löß. 229: Ehemalige Ziegelei: eine 4½ m hohe Lößwand, deren unterer Teil verschüttelt ist. 230: An der Wegböschung gegenüber dem Klenitnitzer Friedhof: Löß. (231): Ehemalige Lehmstätte: Löß in 1¾ m Mächtigkeit. \*232: Ziegelei: Löß in 9 m Mächtigkeit; die unteren Teile geschichtet, sandig, die oberen ungeschichtet. \*233: Tongrube: bt von graugrüner und roter Farbe, mit eingelagerten dünnen Menilitschieferschmitzen. Fundort für große kugelige Eisenanfangskonkretionen (XII, S. 25, B, in der Karte). Die Bedeutung dieses Aufschlusses, der nordöstlich des Nikolsburger Probstgartens liegt, besteht darin, daß hier auch die südlich der Thaya nicht häufigen roten Tone vorkommen und daß die Wechsellagerung der bt mit den Menilitschiefern klar und deutlich ist. 234: Einstige Ziegelei, v: Löß; am Grunde der Ziegelei tritt am zulage. 235: Einstige Ziegelei, v: am, überlagert von Löß. 236: 2 m gut horizontal geschichteter, feinkörnig-gelber ds mit vereinzelt abgerollten Konchylien-trümmern; im südlichen Teil der Grube liegt, 40 cm mächtig, Löß. 237: Unter 2 m Schutt ist eben noch ds sichtbar. \*238: Ziegelei Pisk: sarmatischer Rissontegel mit Gips und Kalkkonkretionen, 4 m mächtig (I, S. 215/6); darüber im südlichen Teile der Ziegelei Reste von Oberpliozänschotter, weiter 7¼ m sandiger, geschichteter, dann 2¾ m reiner, nicht geschichteter Löß. 239: Feldhüterhütte in ½ m fossilfreiem, wohl tortonem Tegel, überlagert von ½ m Löß. 240: 1¼ m hohe Böschung anlässlich der Anlage eines Weingartens: Löß. 241: ½ m tiefe Aufgrabung auf einem Felde: Löß. 242: 1½ m bleigraue und gelbe Tortonsande, darüber eine 30 cm mächtige Sandsteinschichte voll Konchylien, nach Westen geneigt. \*243: Sandgrube Pisk am Kienberg: Miozänsand der Grunder Fazies liegt, wie man im Eingangseinschnitt sehen kann, auf am und ss. Der Sand wechsellagert im oberen Teil mit Leithakalk und wird von Oberpliozänschotter, weiter von Löß überlagert (XIV, S. 76). \*244: Czujan'sche Sg, 6½ m tief: Fundort für Mastodon angustidens; lebhaft kreuzgeschichtete, weiße, grobe Quarzsande mit tonigen Einlagerungen; sie sind dem Sarmatsand der Hohen Raisten (I, S. 216) vergleichbar, desgleichen den weißen, meist reschen Sanden in den Aufschlüssen 128, 132, 135, 138, 159. Wegen der petrographischen Ähnlichkeit, aber auch wegen der stratigraphischen Position habe ich vorläufig diese weißen Sande zum Sarmat gestellt. 245—247: Kleinere Aufgrabungen in denselben Sanden. 248: Zwei Sg mit ds, zu oberst eine dünne Schotter-schichte; W. (249): Hier bestand lange eine kleine, 1 m tiefe Sg: gelber ds. 250: Ebenso (1½ m tief, W); gleich westlich daneben wieder eine 1½ m tiefe Sg: ds. braun, W. April 1939 waren zwecks Drainagierung geöffnet: 1. 251: 20 m langer, 1 m tiefer Drainagegraben: lichtbrauner ds, horizontal geschichtet, W. 2. 252: Zwei kleine, 1 m tiefe Aufgrabungen: weißer ds. 3. 253: Eine 1 m tiefe Aufgrabung: 20 cm grüngrauer Miozäntegel mit kreidigen Konkretionen, darüber 80 cm brauner ds. (254): Jahre hindurch war auf dem Gipfel des Hügels östlich der Gärtnerei in einer kleinen Sg fast horizontal liegender ds mit feinkörnigen Schotterlagen zu sehen. 255: Kreuzgeschichtete, weißliche, braune und gelbe ds mit eingelagerten dünnen Schotterschichten in einer 2 m tiefen Sg, v: sie führen abgerollte Tortonfossilien und viele Helixschalen. 256: 1 m tiefe Sg: weiße und lichtbraune ds. 257: 3 m tiefe Sg, v: Kreuzgeschichtete ds mit zwei dünnen Tonschichten. 258: 2½ m tiefe Sg: unten Sand, diluvial, darüber Schotter. (259): Beim Franzosenkreuz bestanden früher vier, bis 2½ m tiefe Sg in Oberpliozänschotter; in diesem fanden sich eingeschwemmte Jura- und Tortonfossilien, verkieselte Hölzer und ein Wirbelfragment eines Proboszidier indet. (I, S. 221). Bei Versuchsgrabungen stieß man schon in geringer Tiefe auf den miozänen Tegeluntergrund. \*260: 4 m tiefe Sg: oberpliozäne Schotter und Sande, braun und grau, starke Kreuzschichtung; vereinzelte Tonlinsen. 261: Südlich neben dem Bunker eine 5 m tiefe Sg: wie 260. 262—264: Kleinere, bis 1½ m tiefe



Sg, jetzt alle v: Oberpliozänschotter. \*265: Brunner'sche Sg, 7 m tief, Fundort von *Dinotherium* sp., *Rhinozeratiden*, *Suid* indet. (I, S. 221); über 6 m kreuzgeschichteten feinen Sanden, die Konchylientrümmer und große *Helix*schalen enthalten, folgt in 1 m Mächtigkeit der gewöhnliche rostbraune Oberpliozänschotter. \*266: Preußenfriedhof-Sandgrube: ca. 12 m tief; gut geschichtete, feine, glimmerige Sande; die tonigen Partien enthalten schöne, der Schichtung parallel liegende Septarien. Überlagerung mit  $1\frac{1}{2}$  bis 2 m mächtigem Oberpliozänschotter. Es ist dies die in der Literatur (VII, 2. Teil, S. 75; XV, S. 34) durch ihre pliozäne Säugetierfauna bekannte „Sandgrube am Brennhübel“. (267): Hier war früher in einer kleinen Sg horizontal geschichteter, lichtbrauner ds zu sehen. 268: Kleine Sg, 2,2 m tief: derselbe, gut geschichtete Sand. 269: Drei kleine Sg, v: brauner ds, mit einigen Ton- und Schotterbänken. (270): Kleine Sg mit braunem ds; die Grube ist jetzt aufgelassen. 271:  $2\frac{2}{3}$  m tiefe Sg, v; gut geschichteter, lichter und dunkler ds mit Lagen von grünlichgrauem Ton. 272: 2 m tiefe Sg, v: gut geschichtete braune ds wechsellagern mit spärlichen Schotter- und Tonschichten; unzweifelhaft ist hier der Sand fluvial. 273: 1,6 m tiefe Sg: braune und weißliche ds. 274: 2 m tiefe Sg, jetzt verschüttet: brauner ds. (275): Hier bestand eine Sg, in welcher rostbrauner ds mit Schotterschichten sichtbar war. 276: 3 m tiefe Sg: lebhaft kreuzgeschichtete graue und braune Oberpliozänschotter (vor Jahren war auch eine eingeschaltete, 30 cm mächtige Tonschicht zu sehen). Fundort für abgerollte Tortonkonchylien und verrieselte Hölzer (von letzteren wurde eine Anzahl auch im benachbarten Bahneinschnitt zur Zeit der Erbauung der Bahn gefunden). 277: Kleine, 2 m tiefe Sg: kreuzgeschichtete, weiße und bräunliche ds mit abgerollten Tortonkonchylien und einem *Cerithium pictum* B. a. s. Östlich daneben lag früher eine noch größere Sg, die dasselbe Bild bot. 278: Kleine,  $1\frac{3}{4}$  m tiefe Sg: bleigraue und braune, horizontal geschichtete ds mit abgerollten Tortonkonchylien, Bruchstücken von *Helix*schalen und *Cerithium pictum* B. a. s. (279): Hier befand sich früher eine fast 2 m tiefe Sg: ds. \*280: Bahneinschnitt der Porzinsel (VI, S. 63). \*281: Lokalität „Porzteil“: Tortontegel (II, S. 138). \*282: 5 m tiefe Sg: horizontal liegende und kreuzgeschichtete ds, lichtgrau und braun; eingeschlossen sind Schichten mit eckigen und gerundeten Trümmern von Leithakalk (bis  $\frac{3}{4}$  m Durchmesser) sowie mit Geröllen von Quarz, Hornstein, Flysch usw., auch mit reichlichen abgerollten Tortonkonchylien. Im Sand fand sich auch ein Zahn von *Rhinoceros tichorhinus* (jetzt im Museum in Nikolsburg). Feiner ds mit eingeschlossenen gerundeten Leithakalkblöcken reicht bis auf die Höhe des Muschelberges hinauf. 283: Kleine Steinbrüche in Leithakalk. (284): Hier befand sich früher eine  $1\frac{1}{2}$  m tiefe Sg: man sah Steinitzer Sandstein (h 12 streichend und  $25^\circ$  östlich einfallend) zu Sand verwitternd. Ähnlicher, zu Sand verfallener ss ist im Kartenbereiche häufig und kann leicht Anlaß zu Verwechslung mit ds geben (siehe Nr. 122!). 285:  $1\frac{1}{2}$  m mächtiger, horizontal geschichteter ds, gelb; darüber 1 m ds mit viel Leithakalkschutt; v. 286: Kleine Sg: horizontal geschichteter, lichtbrauner ds in 5 m Mächtigkeit; in den oberen Teilen sind Schichten mit eckigen bis wohlgerundeten Leithakalkblöcken eingeschlossen. 287: Sg, v: 2 m horizontal geschichteter gelber ds. \*288: Ebenso, 4 m; im obersten Teile eine 20 cm mächtige Schuttschicht aus Leithakalktrümmern, zahlreiche abgerollte und glänzende Tortonkonchylientrümmer; in  $\frac{3}{2}$  m Höhe eine Schicht mit Quarzgeröllen und Leithakalkbrocken. Der Sand in 285–288 wurde von A bei irrigerweise als tortonisch und als Unterlagerung des Leithakalkes angesehen. 289: Kleiner, verfallener Steinbruch in horizontal gelagertem Leithakalk (VI, S. 63, 13. Zeile). 290: Am Südhang des Gipfels: kleine, 1 m tiefe Aufgrabung in ganz zersetztem bk. 291: Kleiner Steinbruch: bk (Streichen an der Westwand h 4, Fallen  $25^\circ$  nach Nordnordwest). Die oligozänen Konglomerate der Gegend von Voitelbrunn sind auf der A bei'schen Karte fälschlich als miozäne Schotter gedeutet. Auch \* im Hohlweg südwestlich des Aufschlusses Nr. 190, ferner in den Höfen mancher Anwesen in Voitelbrunn, z. B. bei \* Haus Nr. 73, stehen jedoch die Konglomerate au. 292: Kleine Lehmgrube: nicht geschichteter Löß in 2 m Mächtigkeit. 293: Die Wände einer Feldhüterhütte bestehen aus sandigem am. Der südwärts anschließende Hang besteht aus am und ss. \*294: Verlassene Lehmgrube: Löß in 12 m Mächtigkeit. Durch Schichtfugen ähnliche Unterbrechungen wird

die Lößmasse in mehrere, schwach nordwärts fallende Etagen, sowie durch eine  $1\frac{1}{2}$  m mächtige humose Schichte in eine obere und eine untere Abteilung gegliedert. Daß es sich aber trotzdem nicht um zwei altersverschiedene Löss handelt, wird dadurch wahrscheinlich, daß sich die humose Schichte seitlich auskeilt; sie ist also nur eine lokale Bildung im einheitlichen Löß 3 (nach Bayer. Wien). 295 und 296: Bis 2 m hohe Angrabungen an der Straßenböschung: Löß. \*297: Sandgrube Steiner, 6 m tief: weißgraue (selten braune) resche Quarzsande mit lebhafter Kreuzschichtung; tonige und feinkörnige, nur Quarz und Hornstein enthaltende Schotterschichten fehlen nicht; abgerollte Fragmente großer Austern; im westlichen Teil der Grube Überlagerung durch sehr feinsandige braune und bläulichgraue tonig-sandige Schichten; im südlichen Teil der Grube liegt über den Sanden Löß. 298: Im Hohlweg  $3\frac{1}{2}$  m mächtiger, senkrecht klüftender Löß; darunter kommt im Weggeleise rostbrauner Schotter (wohl oberpliozäner) zutage. 299: Feldhüterhütte, 1,7 m in Leithakalkmergel vertieft. Nordöstlich daneben ein verfallener Aufschluß, 3 m tief, in Leithakalkmergel, der völlig mit Austernschalen erfüllt ist (I, S. 208. Mitte). 300: Kleine Aufgrabung im Löß. 301: Im Hohlweg ein Schotter mit bis kopfgroßen Blöcken von Leithakalk (Ähnlichkeit mit den als miozän gedeuteten Schottern nordwestlich Drasenhofen!); darüber  $1\frac{1}{2}$  m glimmerfreier feiner Quarzsand mit einer eingelagerten Tegelschichte, endlich Löß. \*302: Kleiner Steinbruch in Leithakalk, welcher h 3—4 streicht und mit 25° nordwestlich einfällt (VI, S. 63), v. 303: Kleiner Steinbruch in Leithakalk, v. \*304: Bei den Weinkellern steht unter Löß am und ss (Streichen h 1. Fallen etwa 10° östlich) an. Der ss ist hier vielfach zu einem Produkt verwittert, das einem sandigen Löß ähnlich ist. Gegenüber ist in der Ziegelei Löß aufgeschlossen. 305: Drei Lehmgruben: 8) bis 2 m Tiefe aufgeschlossener Löß; solcher ist auch im Orte überall zu sehen. 306: Im Hofe des Hauses Nr. 128 durch eine Kellergrabung 1933 freigelegt: unter 1 m Löß liegt feiner, gut geschichteter gelber ds. oft etwas tonig und dadurch blaugrau; er enthält feinkörnige Schotterlagen. Mächtigkeit im Aufschluß 3 m. Als Unterlage wurde bei weiteren Aufgrabungen am getroffen. Im Sand Säugetierknochen und viele Lößkonchylien, 9) auch eingeschwemmte Stücke von ss. Der Sand setzt sich in die Höfe der Nachbarhäuser fort. \*307: Einziges Vorkommen von Breccienkonglomerat südlich der Thaya in einem 4 m tiefen Steinbruch (VI, S. 58). Eine Verbindung mit den Vorkommen von bk südwestlich davon besteht nicht. Stejskal (XVI, Teil 2, Karte) hat zu Unrecht eine solche angenommen. Auch die genannten Vorkommen von bk hängen nicht miteinander zusammen. 308: Am Waldrand ist in einer 1 m tiefen, eingezäunten Grube ss zu sehen. 309: Sg, v,  $3\frac{1}{2}$  m tief: unter  $\frac{1}{2}$  m Löß liegt ziemlich horizontal gelagerter Schotter mit grobem, kreuzgeschichteten Sand, beide grau. Quarz waltet weitaus vor, Urgesteinsgerölle sind seltener, schwarzer Hornstein nur vereinzelt, Flysch fehlt. Dieses typische Terrassensediment wurde von Stejskal (ebenda) irrtümlich für alttertiäres Konglomerat gehalten und ohne Grund nach Südsüdwest, wo bloß Löß liegt, fortgesetzt. 310—313: Terrassenschotter der Thaya (nähere Beschreibung dieser sowie der in die vorliegende Arbeit nicht aufgenommenen Aufschlüsse in Pulgram folgt in einer späteren Arbeit). \*314: Pulgramer Ziegelei; in 9 m Mächtigkeit ist Löß aufgeschlossen, der bis zur Thaya herabreicht; nur seine obersten Partien sind ohne Schichtung. 315: Lehmgrube, v: Löß in 3 bis 4 m Mächtigkeit. \*316: Ziegelei Czuczka: am Thayaufer  $1\frac{1}{2}$  m blaugrauer Tortontegel, darüber (I, S. 207), südwärts bis in die Ziegelei sich ziehend, 4 m Terrassenschotter, dann bis 5 m Löß. 317—320: Kleine Gruben im Terrassenschotter, welcher östlich neben 320 zu Konglomerat verhärtet ist. 321 (südlich neben dem Bahnhof Eisgrub, an der Straße): Löß in einer 1 m tiefen Lehmgrube. (322): Hier bestand bis 1937 eine große Sg: unten kreuzgeschichtete, weißgraue, selten braune, mittelkörnige Sande, darüber  $\frac{1}{4}$  m oberpliozäner Schotter, dann eine Spur ds und endlich 1 m Löß. 323: Kleine Sg: 4 m bleigraue, selten braune, resche, stark kreuzgeschichtete und fast glimmerfreie Quarzsande, im oberen Teil mit einer

8) Diesen volkstümlichen Ausdruck gebrauche ich in dieser Arbeit nicht in dem Sinne, daß hier wirklich Lehm und nicht Löß ansteht.

9) *Succinea oblonga*, *Helix hispida*.

1½ m mächtigen Tegellinse, endlich mit unebener Auflagerungsfläche ds. Im benachbarten Mühlteich, welcher im Frühjahr 1939 trockengelegt wurde, wobei ein durchziehender Graben gezogen wurde, konnte man am Grunde desselben unter jungen Anschwemmungen Tegel herauskommen sehen. Dieser ist wohl sarmatisch und dürfte das Liegende der Sande in 323 bilden. (324): Hier befand sich früher eine Sg: am Grunde war eben noch Tegel sichtbar, darüber liegen 3½ m gelbe und weiße ds (beachte, daß dieselben im Kartengebiet überhaupt häufig weiß werden; trotzdem lassen sie sich von den weißen Sarmatsanden schon durch ihre Feinkörnigkeit leicht unterscheiden).

\*325: Sg Jeřábek (I, S. 223), 5 bis 6 m tief, heute größtenteils verschüttet: unten liegen weiße (selten braune) grobe Sande, petrographisch mit jenen in der Czujan'schen Sg (Aufschluß 241) übereinstimmend, desgleichen mit den sicheren Sarmatsanden der Hohen Raisten (I, S. 216). In der Sg Jeřábek fand sich ? *Micromeryx* sp. (I, S. 223), in der Czujan'schen neben häufigen *Mastodon angustidens* Cuv. auch Reste von Rhinocerotiden und neuerlich auch ein *Astragalus* von ? *Dicroceros* sp. (letztere Bestimmung führte Doktor R. Brunner, Wien, durch, wofür ihm hiermit herzlich gedankt sei). Man muß also wohl die weißen Sande der genannten drei Vorkommen dem Sarmat zuteilen. Da nun die weißen Sande der schon oben genannten Vorkommen südlich der Teiche, ferner der Vorkommen 322, 323 mit ihnen petrographisch und der stratigraphischen Position nach übereinstimmen, halte ich vorläufig auch sie für sarmatisch.

In der Sg Jeřábek folgt über den Sarmatsanden noch 1 bis 1½ m ds. Im Straßeneinschnitt bei B neben der Sg sind Sarmatschichten aufgeschlossen (I, S. 214 unten), auf deren Fossilreichtum mich zuerst Direktor A. Stummer, Eisgrub, aufmerksam machte. Sie werden direkt von Oberpliozän-schotter überlagert. 326: 2 m tiefe Sg: rostbraune Oberpliozän-schotter. Nordöstlich daneben dasselbe Sediment in einer 2½ m tiefen, aber jetzt verfallenen Sg. (327): Ebenso (zwei jetzt verschüttete Sg. 2, bzw. 1½ m tief). 328: 4¾ m tiefe Sg: derselbe Schotter. 329: 1 m wohlgeschichteter, grauer und gelber, lehmiger ds. Südlich davon, beim Grenzschloß, liegt Alluvium, wie ein 40 cm tiefer Entwässerungsgraben im April 1939 zeigte; der Graben verlief westlich neben dem Schlosse. 330: In einer früheren Lehmgrube ist noch 1 m sandiger Löß sichtbar. 331: Zwei, bis 2½ m tiefe, Lehmgruben: schichtungsloser Löß. 332: Nördlich neben dem Fischerhaus tritt an der Böschung Miozänegel zutage. 333: Tortonischer „Muschelkalk“ (besonders Austern und Steinkerne von Gastropoden), horizontal gelagert, 2 m mächtig, in einem verfallenen kleinen Steinbruch. (334). Hier befand sich früher eine kleine Sg in Oberpliozän-schotter. \*335: 4½ m tiefe Sg: horizontal liegender, wenig kreuzgeschichteter Sand von weißer, schwefelgelber, seltener brauner Farbe; eingelagerte Schotterbänke enthalten neben Quarz viel Hornstein. Ich reihe diese weißen reschen Sande zusammen mit denen in 297 vorläufig ebenfalls in das Sarmat ein. Auch in 297 kommt eine schwefelgelbe Schichte vor. Über Lagerungsstörungen in 335 siehe VI, S. 66! 336: 1 m tiefe Sg: wie 335. 337: 1 m tiefe kleine Grube in Miozänegel.

### 3. Gelände nördlich der Thaya.

\*338 („am Sand“ westlich Unter-Wisternitz): Horizontal geschichtete, fluviale ds, in 3 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Südwestlich davon einige kleinere Gruben. \*339 (südlich Schakwitz): 3 m tiefe Sg: Terrassenschotter, mit Sand wechsellagernd. \*340: Ebenso. 341: Beiderseits des Weges zwei kleinere Sg, bis 2 m tief, mit demselben Sediment. 342: Zwei Sg, bis 3 m tief, braune, selten graue ds, schwach kreuzgeschichtet, stellenweise stark tonig. Im Hohlweg daneben taucht als Unterlage des ds am auf, dessen Oberfläche gegen Ost-südost stark ansteigt. 343: Weißliche und braune, fein- bis mittelkörnige

ds mit tonigen Schichten und mit Spuren einer überlagernden Schotterdecke. An einer Stelle taucht unter dem Sand die Unterlage (am) auf. 344: 3 m am; wird unmittelbar von 2 m ds überlagert. \*345: Bei den Weinkellern von Neumühl zeigt eine abgegrabene Wand Alttertiär und anscheinend zum Schlier gehörige Sedimente. Es sei hier noch erwähnt, daß am nördlichsten Ende des Aufschlusses (siehe VI, S. 66 oben!) unter dem dort anstehenden bk echte bt der N. s. auftreten. Sie führen reichlich Gips und sind mit Ausblühungen bedeckt. Die Stelle liegt wenige Meter nördlich des nördlichsten Weinkellers, welcher an seinen roten Ziegeln und der schwarzen Eisenlur kenntlich ist. Die N. s. treten nördlich der Thaya also keineswegs nur im Westen, am Außenrand der Flyschzone (bei Pausram—Auerschitz), sondern auch viel weiter östlich auf. 346: 2 m tiefe Sg: Terrassenschotter. 347: Dergleichen,  $1\frac{3}{4}$  m tief. 348:  $1\frac{1}{2}$  m tiefe Sg, v: Terrassenschotter. \*349: Mehrere große Sg, bis  $2\frac{1}{2}$  m tief: braune Terrassenschotter und Sande, erstere horizontal liegend, letztere kreuzgeschichtet. Weitere Sg befinden sich entlang der Nordostseite des Feldweges. 350: Kleine Sg, v: vorwiegend Terrassensande. 351: Hier bestand früher eine kleine Sg: ds. 352: 1 m tiefe Sg: horizontal geschichtete Terrassenschotter. 353:  $\frac{3}{4}$  m tiefe, kleine Sg: braune ds. \*354: Prittlacher Gemeindesteinbruch: bt mit eingelagertem Hornsteinkalk und Breccienkonglomerat (VI, S. 52/3). \*355: Steinbruch im Breccienkonglomerat östlich neben dem Prittlacher Friedhof (Streichen h 11, Fallen  $25^{\circ}$  östlich), mit Blöcken von cozänem Hornsteinkalk (auch im Breccienkonglomerat am Westende von Rakwitz kommen solche vor). Im Hohlweg an der Friedhofmauer grüne und rote bt mit Sandsteinbänken (Streichen h 2, Fallen  $60^{\circ}$  westlich). 356: Im Hohlweg zur Prittlacher Ziegelei: horizontal geschichtete, 2 m mächtige, braune und gelbe ds, fossilifer, wechsellagernd mit grauen tonigen Mächtigkeiten und Schotterbänken. \*357: Prittlacher Ziegelei: vermutlich Schlier, überlagert von Löß (VI, S. 64/5). \*358: An der Steilböschung (östlich neben dem von Süden einmündenden Feldweg) eine 1 m hohe abgegrabene Wand: rote und grüne bt mit Sandsteinbänken. Darüber  $\frac{1}{2}$  m ds (VI, S. 57, Punkt 6). 359: 1 m hohe abgegrabene Wand im Löß. 360:  $1\frac{1}{2}$  tiefe Lehmgrube, v: Löß. (361): Hier bestand eine kleine Sandgrube in verwittertem Pulgramer Sandstein. \*362: Steinbruch auf  $\rightarrow$  270 (genannt „Dreifaltigkeitsberg“): Breccienkonglomerat, in Pulgramer Sandstein übergehend. Streichen h 1, Fallen 10 bis  $15^{\circ}$  östlich (VI, S. 58 unten). 363: Abgrabung um eine Wegkapelle herum,  $2\frac{1}{2}$  m hoch: rostbrauner Quarzsand, darüber Löß. \*364: Östlich neben der Straße:  $3\frac{1}{2}$  m hohe Abgrabung in ss für Zwecke eines Hausbaues. Das Gestein streicht h 2 und fällt mit  $15^{\circ}$  nach Westnordwest; es ist unten grau, oben infolge Verwitterung braun. Darüber liegt 1 m brauner ds, der nach Süden rasch mächtiger wird, indem der ss in die Tiefe taucht. — An der gegenüberliegenden Straßenseite eine ähnliche Abgrabung für einen Wohnbau: nur ss, der südwärts (wie im Hofraum eines Hauses ersichtlich wird) unter Löß untermtaucht, wobei er ganz zu Sand verwittert. 365: Breccienkonglomerat an der Böschung eines Weges. 1 m hoch angegraben. \*366: längs des Weges eine größere Zahl von Aufschlüssen in meist zu Sand zersetztem ss mit spärlichen dünnen Bänken am (z. B. an der Wegabzweigung) sowie mit etwas Breccienkonglomerat. \*367: Steinbrüche in Breccienkonglomerat. \*368: Steinbruch, v: Breccienkonglomerat in ss. \*369: Steinbruch: ebenso. 370: am in zwei kleinen Aufgrabungen. 371: ss in 1 m Mächtigkeit. (372): Kleine Sg, jetzt verschüttet: ds (im Graben neben dem Bahnkörper tritt schon am zutage). 373: Kleine Sg neben der Haltestelle: ds, horizontal geschichtet, lichtbraun, 1 m mächtig. 374: Zwei, bis 2 m tiefe Sg hinter den Wohnhäusern: diluvialer Schotter und Sand, ziemlich horizontal gelagert. 375, 376: Gelber ds mit abgerollten sarmatischen und mit Lößkouchylien (I, S. 213). 375 = Straßeneinschnitt. \*376 = kleine Sg. \*377: Eine Anzahl kleine Gruben am Rande der Ortschaft zeigen horizontal geschichtete Letten und Sand mit feinkörnigen Schotterlagen. Farbe: bleigrau bis braun. Alter: diluvial (abgerollte Fossilien verschiedener Stufen: Torton, Sarmat, Pannon). \*378—391: Schottergruben mit diluvialen Terrassenschotter und -sand; die größte ist 3 m tief.

Paläontologische Bemerkungen: Dr. Rudoffine Schmied und Herr A. Papp, beide Wien, hatten die Liebenswürdigkeit, einige

Fossilien zu bestimmen, welche von mir an mehreren im vorhergehenden genannten sowie an einigen anderen Stellen meines Aufnahmegebietes gesammelt worden waren. Für ihre Bereitwilligkeit sei ihnen hiermit der beste Dank ausgesprochen. Ihre Ergebnisse vervollständigten die von mir schon früher aufgestellten Faunenlisten (I). Dr. R. Schmied fand: 1. Aus dem Wegeinschnitte im Pannon bei  $\phi$  191 NW Feldsberg (siehe oben bei Aufschluß 132 und I, S. 218!): \**Melanopsis Bouéi* Fér., *Limnocardium conjungens* Partsch, *Congerina simulans* Brus., *Pisidium* sp., *Baglivia* sp. 2. Aus dem Pannon des Katzelsdorfer Wäldchens (I, S. 219): \**Limnocardium conjungens* Partsch, \**Congerina simulans* Brus. 3. Aus den Pannonischen Basissanden der Fürstlichen Ziegelei in Feldsberg (I, S. 217 unten): \**Cardium conjungens* Partsch, *Congerina simulans* Brus., *Melanopsis impressa* Krauß, \**Hydrobia frauenfeldi* Hoern. 4. Aus dem Pannon des Hohlweges neben der Feldsberger Schloßgartenmauer (ebenda): \**Limnocardium conjungens* Partsch, *Congerina simulans* Brus., \**Hydrobia frauenfeldi* Hoern. (Die häufigen Arten sind durch ein Sternchen gekennzeichnet.) Die Fauna von Katzelsdorf, die von  $\phi$  191 und die vom Brunnen Linhart in Feldsberg (im Garten neben dem Hause Schießstätte Nr. 119) müssen der Zone der *Congerina ornithopsis* Brus. zugerechnet werden. Die Vorkommen von der Fürstlichen Ziegelei und vom Hohlweg neben der Schloßgartenmauer in Feldsberg könnten nach dem sehr häufigen Vorkommen von *Unio Moravica* Hoern. einer höheren Stufe angehören, Herr A. Papp bestimmte: 1. Vom Einschnitt der Allee Feldsberg—Eisgrub, unmittelbar nördlich der Teiche (aus dem dortigen Sarmat, siehe Aufschluß 325 und I, S. 214 unten!): \**Pirenella disjuncta* Sow., \**Bittium hartbergense* Hilb. 2. Aus dem Eisgruber Sarmattegell, stammend von der Brunnengrabung Lauche, Eisgrub Nr. 500 (siehe Aufschluß 19 und I, S. 214!): *Limnocardium obsoletum* Eichw., *Buccinum duplicatum* Sow., *Helix* sp. 3. Aus dem Cerithien-sand westlich des Feldsberger Belvederes (Aufschluß 16, bei a und I, S. 215, 3. Abs.): *Pirenella nodosoplicata* Hoern., *Bittium hartbergense* Hilb.

Die Neubestimmten Formen sind eine willkommene Ergänzung meiner früher veröffentlichten Faunenlisten.

#### Angeführtes Schrifttum.

I. Jüttner, Das Neogen des unteren Thayalandes. Verh. d. Geol. Bundesanstalt Wien, 1938, H. 11/12.

II. Jüttner, Über das Auftreten von Badener Tegel an der Ostseite der Pollauer Berge. Ebenda, 1928, H. 6.

III. Jüttner, Die erdgeschichtliche Entwicklung des Bodens der Gemeinde Pollau. Deutschmähr.-Schles. Heimat, Brünn, 23. Jahrg., H. 11/12.

IV. Jüttner, Das Südende des mährischen Flysches. Verh. d. Naturforsch. Ver. Brünn, 69. Jahrg., 1938.

V. Jüttner, Über exotische Einschlüsse im Flysch der Pollauer Berge. Věstník státn. geol. ústavu, Prag, 8. Jahrg., H. 1.

VI. Jüttner, Die Flyschzone im unteren Thayalande. Firgenwald, Reichenberg, 11. Jahrg., 1938, H. 2.

VII. Rzehak, Die Tertiärformation in der Umgebung von Nikolsburg. Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums, Brünn; 1. Teil 1902. 2. Teil 1903 (3. Bd.).

VIII. Zapletal, Geologie moravských Karpat a úvalů. Sborník České vysoké školy technické v Brně, 1931, 5. Bd., H. 20.

IX. Schirmeisen, Tierreste aus Kulturschichten des Nikolsburger Gebietes. Nachtrag, Verh. d. Naturforsch. Ver. Brünn. 67. Jahrg., 1936.

X. Jüttner, Die Rutschgebiete an den Hängen der Pollauer Berge. Firgenwald, Reichenberg, 1931, 4. Jahrg., H. 3.

XI. Jüttner, Die tektonische Stellung der Pollau—Nikolsburger Berge. Firgenwald. Reichenberg, 1934, 7. Jahrg., H. 3.

XII. Jüttner, Zur Stratigraphie und Tektonik des Mesozoikums der Pollauer Berge. Verh. d. Naturforsch. Ver. Brünn, 64. Jahrg., 1933.

XIII. Woldřich-Stejskal, Geolog. profil hlíníštém a svážení v cihelně u Doln. Věstonic. Věda přírodní, 1934, Bd. 15, H. 5.

XIV. Jüttner, Der Kienberg und der Muschelberg. Heimatbl. f. d. Nikolsburger Bezirk, 1933, H. 9, Nikolsburg, Verlag G. Thierry, Preis 73 Rpf.

XV. Abel, Erläuterungen zum Kartenblatt Auspitz—Nikolsburg. Wien, 1910.

XVI. Stejskal, Geol. stavba Pavlovských vrchů na jižní Moravě. Věstník státn. geol. ústavu. Prag, 2. Teil, Jahrg. 11, 1935, H. 1/2.

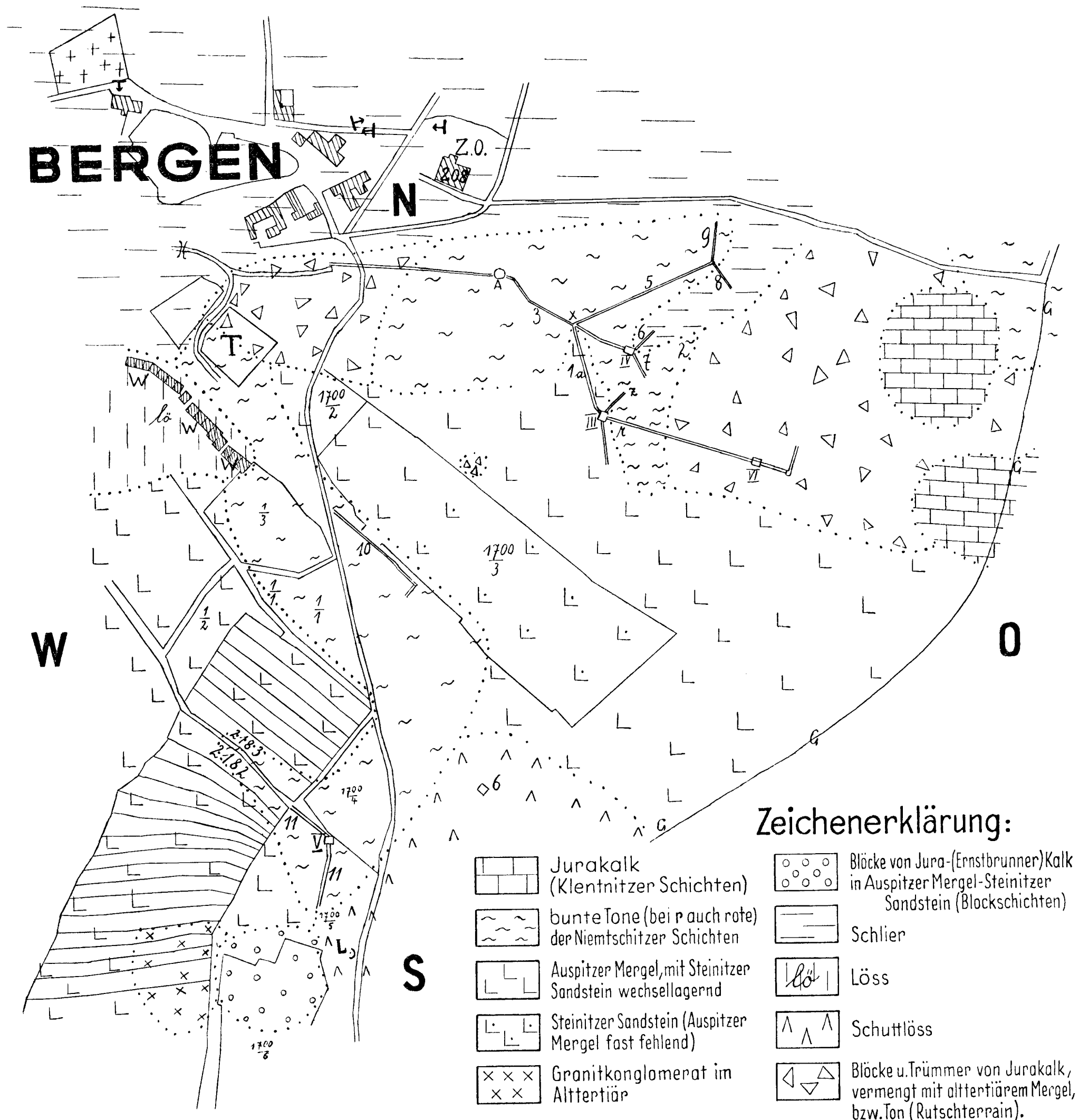
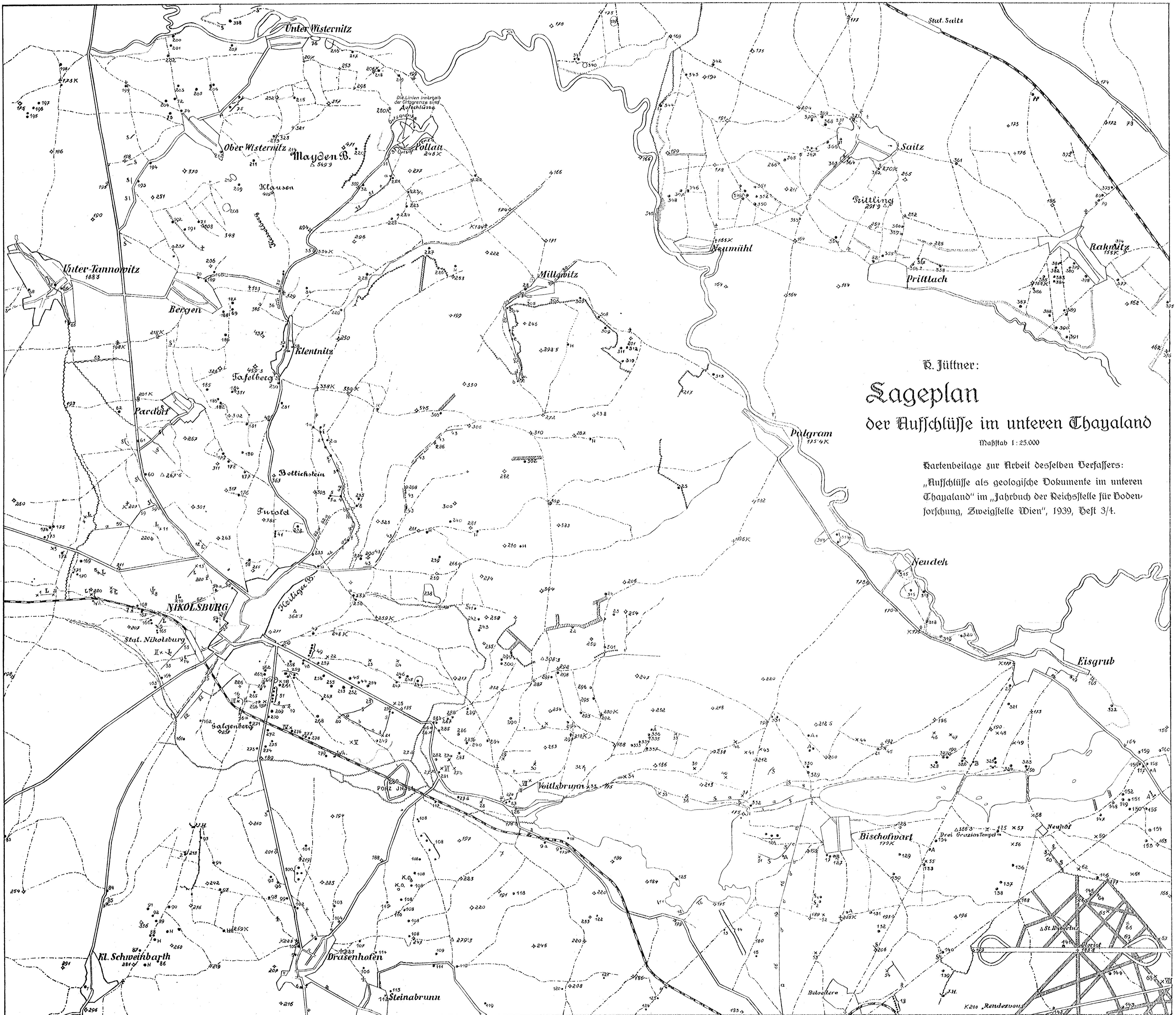


Abb. 3. Geologische Skizze des Gebietes südöstlich Bergen nach der Kat-Mappe 1:2880. T = Turnplatz. W = Weinkeller. G = Gemeindegrenze gegen Klentnitz. III bis VI = Quellschächte für die Wasserleitung. 1a, 3, 5 bis 11 = Wasserleitungsgräben. 6 (SSO von 10) = Quellsammelschacht. A = Hochbehälter. -) L = Lehmgrube (Aufschluß Nr. 186).

Beachte die geologische Lagerung des Schlier in Bergen („Firnwald“, XI/2, S. 64. Der dort erwähnte Neubau aus 1937 steht bei N, das Häuschen Nr. 208 ist durch diese Ziffer gekennzeichnet). Ried Durstberg ist nur das Gebiet östlich der Turnhalle — in dieser Kartenskizze sind auch die Aufschlüsse Nr. 186, 187, 188 auffindbar.



R. Jüttner:  
**Sageplan**  
 der Auffschlüsse im unteren Thayaaland

Maßstab 1:25.000

Kartenbeilage zur Arbeit desselben Verfassers:  
 „Auffschlüsse als geologische Dokumente im unteren  
 Thayaaland“ im „Jahrbuch der Reichsstelle für Boden-  
 forschung, Zweigstelle Wien“, 1939, Heft 3/4.

— Straßen  
 - - - Straßen und Wege  
 - - - Feldwege und Fußsteige  
 ~~~~~ Wassergräben

— Schneisen  
 + + + + Waldränder  
 (R32) Größere Ziegelei  
 — Zaun

• H Feldhüter- [bezw. im Walde Hege-] hütte im Löss  
 • mit Ziffern 1-82: vorübergehend geöffnet gewesene künstliche Auffschlüsse  
 • mit Ziffern 83-391: noch gegenwärtig geöffnete künstliche Auffschlüsse  
 L Laufgraben

S Schützengraben  
 A Schützenloch  
 X mit Ziffern I-VIII: größere militärische Befestigungen [„Festungen“]  
 X mit Ziffern 1-69: militärische Bunker

◊ mit Ziffer oder Ziffer mit Zusatz K bezeichnet  
 Höhenkote [nicht-Auffschluß!]



