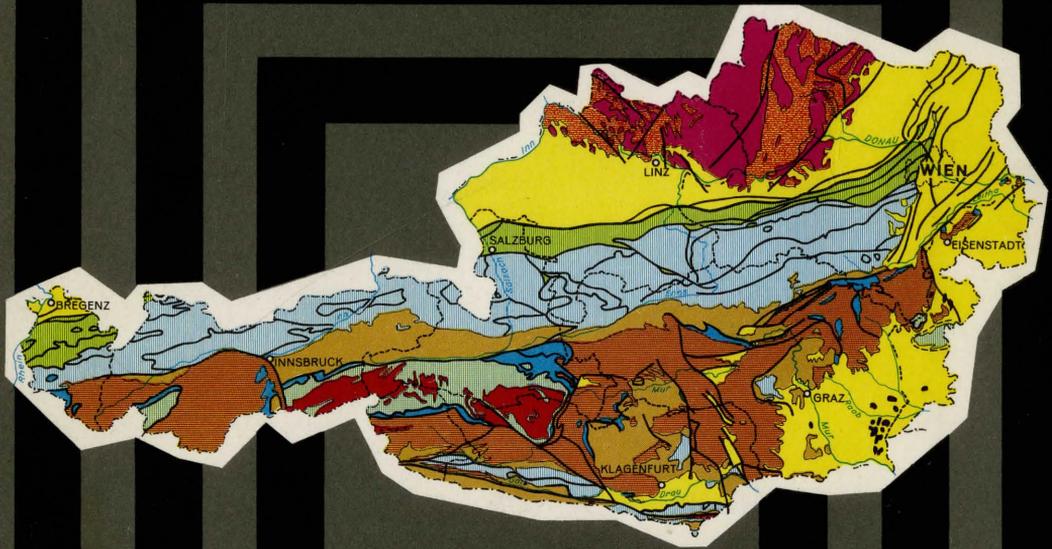


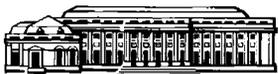
ABRISS DER GEOLOGIE VON ÖSTERREICH

Walter Del-Negro



Hrsg. GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT

*Herrn Dr. R. Ronner
mit bestem Empfehl.
W. Neg.*



BUNDESLÄNDERSERIE

ABRISS DER GEOLOGIE VON ÖSTERREICH

VON
WALTER DEL-NEGRO

WIEN 1977

EIGENTÜMER, HERAUSGEBER UND VERLEGER:

GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, A-1031 WIEN, RASUMOFSKYGASSE 23

DIREKTION: F. RONNER UND T. E. GATTINGER, SCHRIFTFLEITUNG: F. K. BAUER

DRUCK: BRÜDER HOLLINEK, IZ, STRASSE 3, OBJEKT 26, 2351 WIENER NEUDORF

Der Autor ist für den Inhalt und Form des Textes verantwortlich

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten

Umschlaggestaltung: O. Binder, Reprinttechnik: Geol. B.-A.

Inhalt

Vorwort	4
Überblick	5
1. Der Anteil am Böhmisches Kristallinmassiv	12
2. Molasse	19
3. Helvetikum	24
4. Ultrahelvetikum	25
5. Flysch	27
6. Pennin Fenster	29
6.1. Unterengadiner Fenster	29
6.2. Tauernfenster	32
6.3. Fragliche Pennin Fenster im östlichen Teil der Ostalpen	36
7. Unterostalpin	37
7.1. Umstrittenes Unterostalpin im Rätikonbereich	37
7.2. Tasnadecke (in Österreich Prutzer Serie)	38
7.3. Umrahmung des Tauernfensters	38
7.4. Unterostalpin der östlichen Alpen	42
8. Mittelostalpin	44
9. Zentralalpen (Mittel- oder/und Oberostalpin)	48
9.1. Silvrettakristallin	49
9.2. Ötztalkristallin	49
9.3. Altkristallin südlich des Tauernfensters (österreichischer Anteil)	50
9.4. Überblick über die Zentralzone östlich des Tauernfensters	51
9.5. Einzelheiten zu den östlichen Zentralalpen	54
10. Grauwackenzone (Oberostalpin)	58
11. Nördliche Kalkalpen (Oberostalpin)	63
11.1. Schichtfolge	63
11.2. Tektonischer Bau	72
11.3. Alter der Bewegungen	81
11.4. Frage der Herkunft der Nördlichen Kalkalpen	85
12. Drauzug mit Gailtalkristallin und Nordkarawanken (Oberostalpin)	86
13. Die Periadriatische Naht	89
14. Österreichs Anteil an den Südalpen	90
15. Das „inneralpine“ Wiener Becken	93
16. Randgebiete des pannonischen Beckens einschließlich Grazer Becken	97
17. Epirogenese im Jungtertiär	99
18. Pleistozän	100
Auswahl aus der neueren Literatur	108
Erklärungen von Fachausdrücken	135

Vorwort

Die vorliegende Zusammenfassung verdankt ihre Entstehung der Initiative von Prof. Dr. Günther FRASL (Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg), der dabei besonders an die Bedürfnisse der Lehramtskandidaten und der Lehrkräfte an den Höheren Schulen dachte. Er nahm in dieser Angelegenheit die Verbindung mit der Geologischen Bundesanstalt auf, deren Direktor, Hofrat Prof. Dr. F. RONNER, sich auf Grund eines Gutachtens von Chefgeol. Dr. S. PREY bereit erklärte, die Schrift in die Reihe der Publikationen dieser Anstalt aufzunehmen. Dafür habe ich ebenso meinen Dank zum Ausdruck zu bringen wie für die vielfältige Hilfe, die mir Prof. Dr. FRASL samt seinen Mitarbeitern bei der Beschaffung der Literatur gewährte sowie für die mühevollen Betreuung der Arbeit durch Chefgeologen Dr. PREY und für die kritische Durchsicht und Beratung, die mir Dr. PREY für den Großteil des Buches, Prof. FRASL für das Kapitel über die Böhmisches Masse, Chefgeologe Dr. B. PLÖCHINGER für das Kapitel über die Nördlichen Kalkalpen zuteil werden ließen.

Salzburg, im Juni 1976

Walter DEL-NEGRO

Überblick

Österreich läßt in geologischer Hinsicht fünf Haupteinheiten unterscheiden:

1. Den Anteil am böhmischen Massiv (Mühlviertel und Waldviertel sowie einige rechts der Donau gelegene, durch epigenetische Durchbrüche vom geschlossenen Massiv abgetrennte Gebiete, wie Sauwald und Dunkelsteiner Wald);
2. das Molassebecken des Alpen- und Karpatenvorlandes;
3. den Großteil der Ostalpen;
4. einen kleinen Teil der Südalpen bzw., wie ein Teil der Geologen es formuliert, der Dinariden (andere Forscher machen zwischen Südalpen und Dinariden vor allem auf Grund des verschiedenen Streichens einen Unterschied);
5. das Inneralpine Wiener Becken sowie Randteile und Buchten des Pannonischen Beckens.

Das böhmische Kristallinmassiv ist ein Ausläufer des variszischen Gebirges (der selbst schon eine Erneuerung eines älteren Gebirges darstellt). Man unterscheidet das (nach Moldau und Donau benannte) Moldanubikum, das Sauwald, Mühlviertel, den Großteil des Waldviertels und den Dunkelsteiner Wald umfaßt, und das von Mähren herüberstreichende, den östlichen Teil des Waldviertels einnehmende Moravikum; ersteres kann als die Internzone, letzteres als die Externzone des variszischen Gebirges angesehen werden. Das Moldanubikum wird aus präkambrischen bis altpaläozoischen mehrfach umgewandelten, katabis mesozonal metamorphen Schiefen und aus Granitplutonen aufgebaut, die während der variszischen Orogenese in die Schiefer in mehreren Etappen eindrangen. Das kompliziert gebaute Moravikum weist über einer vordevonischen Granitkuppel schwächer (epi- bis meso-)metamorphe, wahrscheinlich präkambrische bis devonische Schiefer auf. Nach der von F. E. SUSS begründeten Ansicht wurde das Moldanubikum während der variszischen Orogenese von Westen her großräumig auf das Moravikum überschoben; tschechische Geologen haben dies bezweifelt. Das böhmische Kristallin taucht nach Süden und Osten unter das Molassebecken, reicht aber noch weit unter den Alpenkörper hinein, was durch seismische Messungen und durch die Bohrung von Urmannsau im Bereich der niederösterreichischen Kalkalpen bewiesen wurde. Es wird im Molassebecken von einer meist geringmächtigen Haut des autochthonen Mesozoikums bedeckt (das aber im Weinviertel östlich des Mailberger Bruchsystems in sehr viel größerer Mächtigkeit erhalten ist); darüber lagern die eigentlichen, meist klastischen Molasseschichten, die vom Obereozän bis ins Mittelmiozän als marine Seichtwasserbildungen des nach der Auffaltung der Alpen entstandenen Vorlandsbeckens gebildet wurden; im Alpenvorland kam es z. T. schon ab dem Karpatien (Oberhelvet der alten Terminologie), im Karpatenvorland erst später zur Ausfüllung und Bildung limnischer und fluviatiler Ablagerungen.

Die südlichen Teile des Alpenvorlandes und die östlichen Teile des Karpatenvorlandes wurden durch das junge Vordringen des Alpen-Karpaten-Orogens geschuppt und aufgerichtet (subalpine Molasse) sowie auf weite Erstreckung überschoben, was wieder besonders eindrucksvoll die Bohrung Urmannsau gezeigt hat.

Die Waschbergzone nördlich der Donau kann als aufgeschürfte Karpatenmolasse interpretiert werden.

Das Helvetikum, das in der Schweiz einen sehr breiten Raum einnimmt und aus dem nördlichsten Haupttrog der alpinen Geosynklinale stammt, zieht in Vorarlberg als Fortsetzung der Säntisdecke in Form eines nach Osten oberflächlich auskeilenden Streifens in die Flyschzone hinein, von der es überschoben und umgriffen wird; zwischen beiden schaltet sich noch die ultrahelvetische Liebensteiner Decke ein.

Die weitere Fortsetzung des Helvetikums in Bayern, die nur in schmalen Streifen vorliegt, soll hier übergangen werden. Im Salzburger Bereich zeigt sich einerseits als nicht allzu breite Zone nördlich des Flyschs, andererseits hier und in Oberösterreich in Fenstern inmitten der Flyschzone, wobei das eigentliche Helvetikum nach Osten hin vom Ultrahelvetikum abgelöst wird. Dieses erscheint in Niederösterreich längs des Südrandes der Flyschzone fensterförmig als Grestener Klippenzone und schließlich als Hauptklippenzone inmitten des Wiener Wald-Flysches. Außerdem findet man es innerhalb der Kalkalpen in den Fenstern am Wolfgangsee und von Brettl (Niederösterreich) sowie in der Bohrung Urmannsau.

Bedeutend tiefer als der Ablagerungsraum von Helvetikum und Ultrahelvetikum, daher von faziell andersartigen gleichaltrigen Sedimenten erfüllt, war der Trog, in dem während der Kreide- und Alttertiärzeit die Sedimente der Flyschzone abgelagert wurden. Der Vorarlberger Flysch gehört nach vorherrschender Meinung dem Nordpennin an; da aber einige seiner typischen Sedimente von Vorarlberg bis Wien konstant bleiben und auch die tektonische Position unter den Kalkalpen gleich bleibt, ist es am natürlichsten, die gesamte Flyschzone der Ostalpen zum Nordpennin zu rechnen. Der Flysch wurde von den Kalkalpen weithin überschoben (Fenster am Wolfgangsee, bei Windischgarsten — hier 25 km vom Kalkalpennordrand, was die Herkunft aus dem penninischen Bereich ebenfalls plausibel macht — und bei Brettl). Südöstlich des Wiener Waldes treten die St. Veiter Klippen auf, die neuerdings von BRIX und PREY als hochgeschürfte Teile des primären Sockels des südlichen Wiener Wald-Flysches angesehen werden.

Die Hauptmasse des Pennin, das in der Schweiz fast den ganzen Raum zwischen der Rhone-Rhein-Furche und den Südalpen einnimmt, taucht in Graubünden nach Osten unter die ostalpinen Decken ein und kommt in den Ostalpen nur mehr in Fenstern zum Vorschein: so in dem nach Österreich hereinreichenden Unterengadiner Fenster, im Tauernfenster (das vom Brenner bis zum Katschberg reicht) und im Raum Bernstein-Rechnitz. Die Ablagerungen des Pennin in den Fenstern wurden beim Süd-Nord-Transport der ostalpinen Decken über sie durch Belastung einer Regionalmetamorphose in alpidischer Zeit unterworfen. Die Analogie zum Schweizer Pennin ist vor allem im Komplex der im Unterengadiner

und im Tauernfenster vorhandenen Bündner Schiefer deutlich zu erkennen. Die Sedimentation der jurassischen Anteile der Fenstergesteine erfolgte in der alpinen Eugeosynklinale.

Im südlich anschließenden Bereich wurde das Unterostalpin gebildet. Im Grenzraum zwischen West- und Ostalpen wurde dazu meist die Falknis- und Sulzfluhdecke sowie die unter den Kalkalpen noch weit verfolgbare Aroser Schuppenzone gerechnet; ebenso die Tasnadecke in der Umrahmung des Engadiner Fensters. Einige Schweizer Geologen rechnen aber diese Einheiten zum Pennin.

Sicheres Unterostalpin liegt in der Umrahmung des Tauernfensters vor: hierher gehört das Tarntaler Mesozoikum mit seiner Unterlage, dem Innsbrucker Quarzphyllit, ferner die Fortsetzung der Tarntaler Serie bis in den Raum von Krimml, die Radstädter Tauern, die Katschbergzone und Teile der Matreier Zone südlich der Tauern (deren Hauptanteil aber jetzt zum Pennin gestellt wird).

Weiter östlich ist das Semmeringsystem mit seiner Fortsetzung im Leithagebirge zum Unterostalpin zu stellen; wenn die Wechselserie nicht pennin ist, müßte sie als tieferes Stockwerk des Unterostalpins aufgefaßt werden.

Im Semmeringbereich und westlich davon ist zwischen dem Unterostalpin und der oberostalpinen Grauwackenzone noch ein (südlich des Unterostalpins aber nördlich des Oberostalpins gebildetes) Mittelostalpin eingeschaltet (Troiseckzug mit mesozoischer Auflage); eine ähnliche Position besitzt das Seckau-Bösenstein-Massiv mit der transgredierenden mesozoischen Rannachserie.

TOLLMANN verallgemeinerte die Reichweite des Begriffes Mittelostalpin auf den Großteil der Zentralzone mit Ausnahme der penninisch-unterostalpinen Fenster einerseits, einiger höherer tektonischer Elemente, die er beim Oberostalpin beließ, andererseits. Andere Geologen schlossen sich dieser Deutung nicht an und bezeichnen den Großteil der Zentralzone der Ostalpen als oberostalpin. Die Klärung dieser Frage muß vorläufig offen bleiben.

Auch nach TOLLMANN oberostalpin sind in den Zentralalpen die über das zentralalpine Mesozoikum der Stubaier Alpen geschobene Steinacher Decke (samt Blaserdecke), ferner die über das Stangalm-Mesozoikum geschobene Gurktaler Decke mit Fortsetzung nach Südosten und das Grazer Paläozoikum.

Nördlich der Zentralzone ist zum Oberostalpin die Grauwackenzone (mit teilweise variszischer Innentektonik) und die mit ihr durch Transgression verbundene Zone der Nördlichen Kalkalpen (mit in Einzelheiten umstrittener alpidischer Innentektonik) zu rechnen; ebenso am Südrand der Zentralzone der dem Gailtaler Kristallin transgressiv aufruhende Drauzug (Gailtaler Alpen), der faziell besonders zu den Nordtiroler Kalkalpen enge Beziehungen aufweist, und seine östliche Fortsetzung in den Nordkarawanken.

Durch die „periadriatische Naht“ (Gailtal-Eisenkappel), an der eine Reihe von Intrusiva aufstiegen, sind die südlichen Ostalpen von den Südalpen getrennt, zu denen in Österreich der Grenzkamm der Karnischen Alpen und der Zug der grenzbildenden Südkarawanken gehören.

Dem Gesteinsalter nach sind die Nördlichen Kalkalpen und der Drauzug mit den Nordkarawanken aus mesozoischen, die Grauwackenzone aus paläozoischen, die Zentralzone aus präkambrischen, paläozoischen und mesozoischen, die Südalpenanteile aus paläozoischen und mesozoischen Gesteinen aufgebaut.

In den Alpenkörper eingesenkt bzw. mit dem Ostrand verzahnt sind mit jungtertiären Sedimenten ausgefüllte Becken, wie das Wiener Becken und die kleineren Becken innerhalb der östlichen Zentralalpen bzw. die Randgebiete des Pannonischen Beckens einschließlich der steirisch-südburgenländischen Bucht.

Quartäre Sedimente haben besonders im Alpen- und Karpatenvorland, im Wiener Becken, nordöstlichen Burgenland, Grazer Becken und in den Alpentälern weite Verbreitung.

Was die zeitliche Entwicklung angeht, so können über die entfernteren Epochen nur sehr ungenaue Angaben gemacht werden. So nehmen manche Autoren im Moldanubikum schon eine präassynthische Orogenese verbunden mit basischen und ultrabasischen Intrusionen an; viel später kam es dort zur variszischen Orogenese mit Intrusion saurer Magmen. Im Moravikum gab es eine prädevonische Tektonik und Metamorphose mit Aufstieg des Granitmassivs, später zwei Phasen variszischer Tektogenese. In der Grauwackenzone der Alpen fand MOSTLER Andeutungen der takonischen Phase (ohne Faltung, aber mit Förderung saurer Magmen im obersten Ordoviz). Die variszische Orogenese ist in der Grauwackenzone, in den Karnischen Alpen, in der Gurktaler Decke, im Grazer Paläozoikum deutlich zu erkennen; nach Abtragung des variszischen Gebirges kam es zur diskordanten Auflagerung der höheren Karbonschichten, vielfach mit einem Basis-konglomerat. In den Tauern hängt der saure Plutonismus (der uns nach der alpidischen Metamorphose in den „Zentralgneisen“ entgegentritt) mit der variszischen Tektonik zusammen.

Im Oberkarbon der Karnischen Alpen deutet der Wechsel terrestrischer und mariner Bildungen auf erneutes Vordringen des Meeres hin; das Perm der Karnischen Alpen wird mit der „Paläotethys“ in Zusammenhang gebracht, das überwiegend permische Haselgebirge der Nördlichen Kalkalpen mit seinen Evaporiten ist unter lagunären, salinaren Bedingungen zum Absatz gekommen.

Die eigentliche Geosynklinale der Tethys mit ihren epikontinentalen Sedimenten bildete sich in der Trias in den Ablagerungsbereichen der Südalpen und des Oberostalpins heraus; die mehrere tausend Meter mächtigen Sedimente der Südalpen, des Drauzuges und der Nördlichen Kalkalpen zeugen von der Senkungstendenz während der Trias. Geringer sind die Mächtigkeiten des zentralalpinen Mesozoikums, vor allem im Unterostalpin und am geringsten in der Trias des Pennins der Tauern, die typisch germanischen Charakter hat. In der St. Veiter Klippenzone beginnt die Sedimentation mit Obertrias (Keuper und Rhät) und im Helvetikum der Ostalpen fehlen Triasgesteine; im autochthonen Mesozoikum der Molassezone ist Trias nur spärlich vertreten.

Im Jura herrschten im gesamten Ostalpin geosynklinale Bedingungen bei im allgemeinen stärkerer Absenkung, mit größerer räumlicher und zeitlicher Differenzierung. Im Tauernpennin bildete sich jetzt eine ausgesprochene Eugeosynklinale mit starker Senkungstendenz und entsprechend großen Schichtmächtigkeiten,

besonders der Bündner Schiefer (mit Ophiolithen als Produkten des submarinen basischen Initialvulkanismus). Nördlich des penninischen Haupttroges transgredierte der Jura auf variszischem Kristallin (Oberjura paläontologisch nachgewiesen). Im Flyschtrogl ist, wenn die Deutung der St. Veiter Klippen als Flyschsockelgesteine zutrifft, Jura vom Lias aufwärts vorhanden. Zum Ultrahelvetikum gehört der Jura der von den Fenstern am Wolfgangsee (dort mit Ophiolithen) ostwärts zu verfolgenden Grestener Klippenzone und der Hauptklippenzone des Wienerwaldes. Der autochthone Jura der Molassezone ist örtlich im Alpenvorland, besonders aber im Weinviertel östlich des Mailberger Bruchsystems sehr mächtig.

Beginnende Bewegungen werden angedeutet durch Olisthostrome (submarine Grottschuttmoränen) im Lias der Osterhorn- und Gaisberggruppe, in den dem Lias und Dogger zugeschriebenen Strubbergsschichten am Nordfuß des Tennengebirges, in den untermalmischen Tauglbodenschichten der südwestlichen Osterhorngruppe sowie durch z. T. polymikte Basiskonglomerate der obermalmischen Oberalmer Schichten (z. B. am Nordfuß des Hohen Göll).

Vormalmische Deckenschübe oder Gleitbewegungen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen sind nicht ganz auszuschließen; nach PLÖCHINGER (1974) kam es im Bereich der Hallstätter Fazies zu intramalmischen Bewegungen und Olisthostromen (Gebiet Dürrnberg-Gartenau, südlich Salzburg).

In der Unterkreide setzte sich im ostalpinen Bereich die marine Sedimentation fort; Olisthostrome in den Roßfeldschichten sind Anzeichen größerer Bewegungen. Auch im Unterostalpin ging die Sedimentation weiter. Im Tauernpennin gehört nach Vermutung EXNERS ein Teil der Schwarzphyllite in die Unterkreide. Im Flyschtrogl setzte in der Unterkreide die Sedimentation weithin ein. Auch im Ultrahelvetikum und Helvetikum Vorarlbergs und im Ultrahelvetikum der nordöstlichen Alpen sind Unterkreidesedimente bekannt, ebenso in der Waschbergzone und im Molassebereich.

Nach einer voraustrischen Phase, die sich in den Olisthostromen der Roßfeldschichten dokumentiert, stellt die vorcenomane austrische Phase wohl die erste größere tektonische Phase des alpidischen Zyklus mit weitreichenden Horizontalverfrachtungen dar. Innerhalb der Kalkalpen dürften damals — wenn nicht teilweise schon früher — besonders Bereiche mit Hallstätter Fazies, die sich von den anschließenden Faziesgebieten stark unterscheiden, abgelöst und abtransportiert worden sein; möglicherweise wurde auch das Ober- und Mittelostalpin damals bereits über das Unterostalpin geschoben (in den Radstädter Tauern ist das Alter der jüngsten Sedimente noch ungeklärt).

Nach TOLLMANN wurde in der austrischen Phase das gesamte Oberostalpin über das Pennin geschoben, was andere Forscher bestreiten; gegen eine Überschätzung der vorcenomanen Bewegungen spricht der Umstand, daß in einigen Gebieten kontinuierliche Sedimentation von der Unter- in die Oberkreide nachweisbar ist.

Die Cenomanablagerungen an der Front der oberostalpinen Nördlichen Kalkalpen sind reich an exotischen Geröllen, die von Norden herangefördert wurden, also von einer Schwelle stammen müssen, die damals nördlich des Oberostalpins lag. Ob diese Schwelle südlich oder nördlich des Tauernpennins zu denken ist, hängt davon ab, ob man die Überschiebung des Oberostalpins über die Tauern in die Zeit nach oder vor dem Cenoman datiert.

Während des Turon, das in den Kalkalpen fast gar nicht durch Ablagerungen vertreten ist, fanden die großen vorgosauischen Bewegungen (Faltungen und Deckenüberschiebungen) in den Kalkalpen statt. Nach Abtragung der Gosaualpen kam es zur Bildung der mächtigen, mit einem Basiskonglomerat einsetzenden Gosauablagerungen (ab dem Coniac), die großteils wieder marin sind, aber nur Teilräume der Kalkalpen einnehmen. Auch in den Zentralalpen wurden Gosaugesteine abgelagert (Krappfeld in Kärnten, Kainach in der Steiermark). Während der Gosaukreide wurde die Sedimentation mehrfach durch weitere tektonische Phasen unterbrochen; eine Reihe von Forschern nimmt an, daß in einer solchen intragosauischen Phase die Überschiebung des Ostalpins über das Tauernpennin einsetzte. Im Flysch trog setzte sich die Sedimentation ohne Unterbrechung in der gesamten Oberkreide fort, ebenso im Ultrahelvetikum (Beginn der Buntmergelablagerung) und im Helvetikum. Im Flysch bildet die orogene, unter Beteiligung von Trübströmen (turbidity currents) entstandene Fazies die kretazische Gebirgsbildung ab.

Im Eozän erfolgte wahrscheinlich die endgültige Überfahung des Tauernpennins durch die ostalpinen Decken. Ablagerungen des Eozäns sind im Oberostalpin nur an wenigen Stellen als Reste einer in den Kalkalpen viel weiter verbreitet gewesenen Sedimentdecke erhalten geblieben; im Flysch findet man es vor allem im Wienerwald, im Ultrahelvetikum und Helvetikum ist das Eozän reichlich vertreten.

Das Unterengadiner Fenster wurde erst während des Eozäns überfahren (da im Bereich des Fensters noch Paleozän bekannt ist). In den Wolfgangseefenstern hört die Sedimentation der ultrahelvetischen Buntmergelserie mit dem Mitteleozän auf, danach erfolgte also die Überschiebung der Kalkalpen über Flysch und Ultrahelvetikum (illyrisch-pyrenäische Phase). Auch die internen Deckenbewegungen innerhalb der Kalkalpen fanden im Eozän vermutlich ihren Abschluß (eine Ausnahme ist die junge Bewegung an der Nordfront des Kaisergebirges). Die Überschiebung des Flysches über das Helvetikum, die damals schon ihren Anfang nahm, setzte sich in der savischen Phase nach dem Oligozän fort; in diese Zeit fällt auch die Überschiebung der Alpen über die Oligozänmolasse im Salzburger Raum, während sie weiter östlich erst nach dem Burdigal stattfand.

Im Jungtertiär kam es zu epirogenetischen Hebungsvorgängen mit besonders starker Aufwölbung in den Tauern und dadurch provozierten allmählicher Freilegung des Tauernfensters durch Abtragung der ostalpinen Deckschichten. Relativ gesenkte Gebiete wurden mit jungtertiären Ablagerungen teils mariner, teils limnisch-fluviatiler Natur ausgefüllt (Wiener Becken, Grazer Bucht, inneralpine Becken).

Ausdruck der Orogenese im Alttertiär, der epirogenen Hebung im Jungtertiär ist die orogene Fazies der Molasse, die während des größeren Teils des Tertiärs marin, zuletzt limnisch-fluviatil ausgebildet wurde.

Im Pleistozän erfolgte die mehrmalige Großvergletscherung der Alpen; ihre Gletscher stießen weit ins Vorland vor und ließen dort Moränengürtel zurück, von denen aus Schotterdecken und -stränge das periglaziale Gebiet großteils zudeckten.

1. Der Anteil am Böhmischem Kristallinmassiv

Der oberflächlich aufgeschlossene Anteil Österreichs am Böhmischem Massiv umfaßt grob gesehen das oberösterreichische Mühlviertel und das niederösterreichische Waldviertel, reicht aber an vielen Stellen über die Donau hinaus, die es im Gefolge der jungen Hebung zerschnitten hat: dazu gehört der Sauwald von Passau bis zum Eferdinger Becken, das Hügelland westlich Linz, das Gebiet südlich der Greiner Donauenge, einzelne Anhöhen zwischen der Donauschlinge östlich Ybbs und dem Raum südlich Melk, schließlich der Dunkelsteiner Wald. Weiter südlich werden die Kristallingesteine durch Ablagerungen der Molasse bedeckt und ziehen in $1\frac{1}{2}$ bis 3 km Tiefe unter die Alpen hinein. Mühlviertel und Waldviertel sind eine alte Rumpflandschaft, die seit dem Jungpaläozoikum Abtragungsgebiet war, wobei 15 bis 30 km Gesteinsmassen bis auf ein tiefes Stockwerk eines alten Orogens abgetragen wurden.

Das ganze Gebiet zerfällt in das Moldanubikum, das den Hauptteil aufbaut, und das östlich anschließende Moravikum. Die Grenze zwischen beiden verläuft vom Raum NNE Langenlois ungefähr nach Norden bis östlich Horn, biegt dann scharf nach Westen um, bildet bei Messern einen nach Osten offenen Bogen und zieht weiter in nordöstlicher Richtung über Geras an die tschechische Grenze. Die Grenze des aufgeschlossenen Moravikums gegen das Tertiär des Weinviertels zieht in buchtenreichem Verlauf etwa über Maissau-Pulkau-Retz.

Grundlegende Bedeutung für die Erforschung des ganzen Gebietes haben die Arbeiten von F. E. SUSS und von WALDMANN (Abb. 1).

Das **Moldanubikum** besteht in Böhmen nach ZUBEK aus einem schon im Algonkium konsolidierten Block mit hochgradiger Metamorphose, Migmatisierung und intrudierten basischen und ultrabasischen Magmen; die Intrusion ist in zwei Phasen erfolgt. In der Zeit der variskischen Orogenese wurde das Gebiet noch einmal von Migmatisation, Granitisation und Intrusion diesmal granitischer und granodioritischer Magmen erfaßt, die im österreichischen Anteil weit verbreitet sind und in mehreren Etappen aufdrangen.

Neuere Altersbestimmungen (ARNOLD und SCHARBERT 1973) ergaben aber zum mindesten für den österreichischen Anteil auch für die vermutlich ältesten Gesteine, die Granulite und wahrscheinlich auch ihre Ausgangsgesteine, kein früheres als kaledonisches Alter.

Im **Waldviertel** sind die erwähnten Granulite nach WALDMANN das Ergebnis der frühesten Metamorphose; nach SCHARBERT gingen sie aus Sedimentgesteinen hervor. Sie treten vor allem im Dunkelsteiner Wald auf, aber auch nördlich der Donau bei St. Leonhard und Göpfritz. In Verbindung mit ihnen finden sich Peridotite und Eklogite.

Gleichaltrig mit den Granuliten ist nach FUCHS u. MATURA (1976) der Gföhler Gneis (granitischer und syenitischer Gneis, Hauptzug von nördlich Pöchlarn über die Wachau gegen Dürnstein und von da nach Norden mit Verbreiterung zwischen Gföhl und Schiltern; weitere Vorkommen im Gebiet der oberen Thaya und nordöstlich Langenlois).

Eine jüngere Metamorphose ließ aus Sedimenten einer Geosynklinale Paragneise entstehen; es sind Sillimanit-, Cordierit- und Schiefergneise, die als „Monotone Serie“ im Gebiet östlich des großen Weinsberger Granitvorkommens dominieren und aus Peliten, quarzreichen Ablagerungen und Arkosen hervorgingen. Ebenfalls aus Geosynklinesedimenten entstanden Glimmerschiefer, Paraamphibolite und Marmore; eingeschaltete Magmatite wurde zu Orthoamphiboliten und Serpentiniten. Die Gesteinszüge westlich der Hauptmasse des Gföhler Gneises werden als „Bunte Serie“ zusammengefaßt; für sie sind besonders Marmore und Amphibolite kennzeichnend, dazu kommen Paragneise. Die Schwärme der Marmorzüge setzen sich jenseits des Kamptales in die Gegend von Drosendorf fort. In die Bunte Serie eingeschaltet ist der granodioritische Spitzer oder Dobra-Gneis, der bei Spitz und im mittleren Kamptal auftritt.

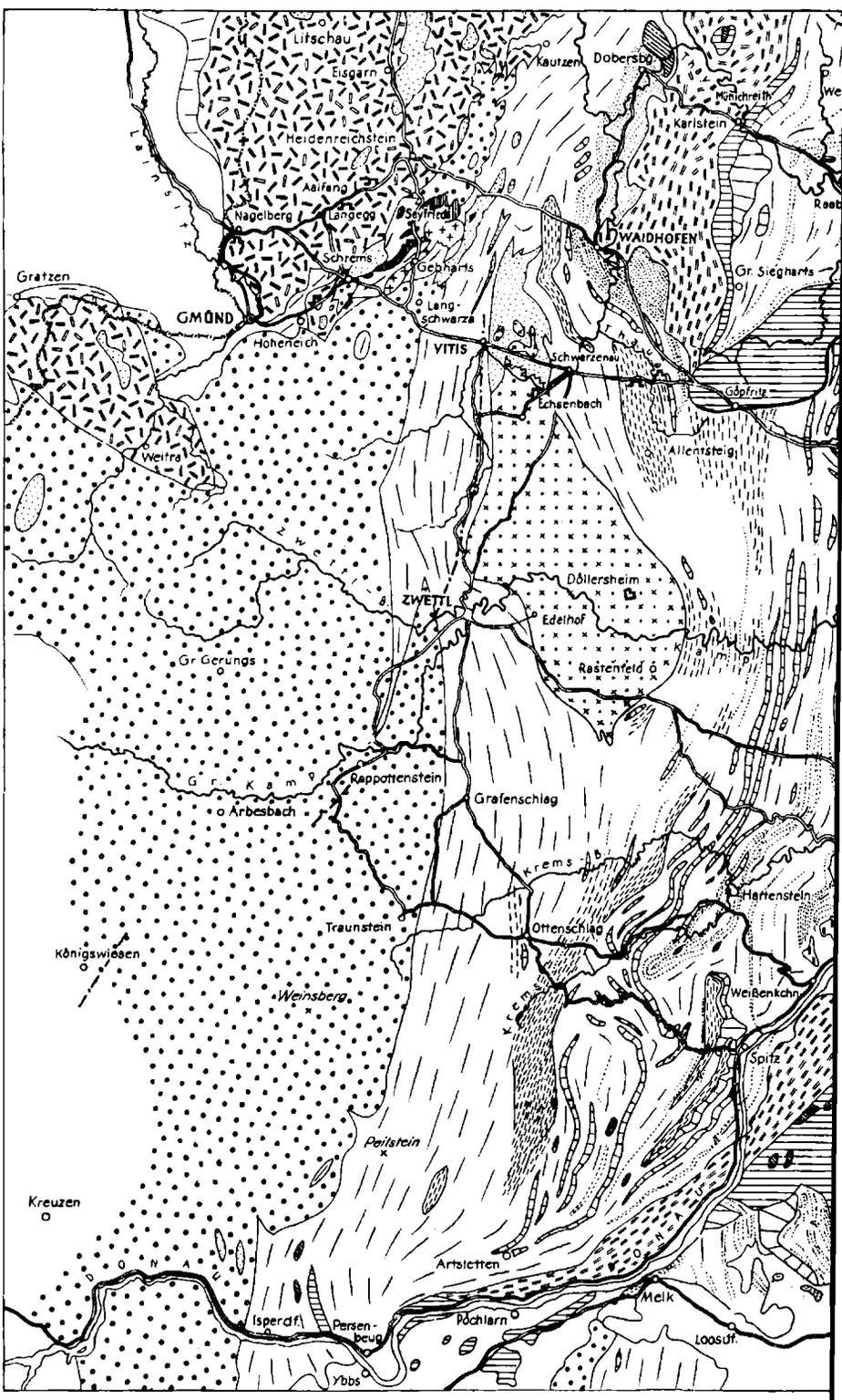
An der Grenze gegen die moravische Zone treten weithin Glimmerschiefer auf, die dem Verlauf dieser Grenze folgen.

Nach G. FUCHS (1971) kam es innerhalb des Waldviertel-Moldanubikums prävariskisch zu einer westvergenten Überschiebung einer „Gföhler Einheit“ (mit Gföhler Gneis und Granuliten) über eine „Drosendorfer Einheit“, wobei eine beträchtliche Überschiebungsweite im Sinne einer Deckenbildung erzielt wurde. Dagegen hält THIELE (1975) diesen Deckenbau für ostvergent und variskisch und damit gleichaltrig mit der ebenfalls ostvergenten Überschiebung des Moldanubikums über das Moravikum (s. u.).

Anmerkung: Der angedeutete Gegensatz kommt neuerdings in den im Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 119, 1976, erschienenen Arbeiten von FUCHS (Zur Entwicklung der Böhmisches Masse, 45—61) und THIELE (Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreich. Waldviertel?, 75—81) zum Ausdruck, während FUCHS und MATURA einleitend (Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse, 1—43) einen neutralen Gesamtüberblick geben und MATURA in einem eigenen Beitrag (Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreich. Waldviertel, 63—74) die SUESS'sche Vorstellung einer variszischen Moldanubischen Überschiebung bekämpft.

Im Mühlviertel und Sauwald sind die relativ ältesten Gesteine nach G. FUCHS (1968) Paragneise mit Cordierit, Sillimanit, Granat, die dort besonders im Böhmerwald, in kleinen Resten auch im Sauwald auftreten; in sie eingelagert sind im Böhmerwald Orthogneise, die dem Gföhler Gneis entsprechen. Der vorvariskische Gneiskomplex besaß ursprünglich NNE-SSW-streichenden Bau, entspricht daher tektonisch dem Moldanubikum des östlichen Waldviertels. Während aber dort der alte Bau im wesentlichen erhalten geblieben ist, wurde er im Mühlviertel und Sauwald im Zuge der variskischen Orogenese weitgehend reaktiviert; die Gesteine wurden in den herzynischen NW-SE-streichenden Bau eingeregelt und durch Umkristallisierung — die nicht auf Kontaktmetamorphose, sondern auf Regionalmetamorphose zurückzuführen ist — in die sogenannten Perlgneise (Metablastite, die ihren Namen von den rundlich gesproßten Feldspäten haben) umgewandelt. In der Umgebung des Weinsberger Granites wurden die alten Gesteine etwas stärker zu Grobkorngneis granitisiert.

Nur der Böhmerwald nimmt eine Zwischenstellung zwischen der variskisch reaktivierten Zone und dem starr gebliebenen moldanubischen Block in Böhmen ein. So betont auch THIELE (1968), daß die Auffassung, wonach das ganze Mol-





danubikum einen vorvariskisch konsolidierten Block bilde, dessen Struktur während der variskischen Orogenese nur mehr durch germanotype Tektonik und Granitintrusionen verändert wurde, im Mühlviertel höchstens für das Gebiet nördlich der Pfahlstörung einigermaßen zutreffe, während die Grundgebirgsscholle südlich dieser Störung variskisch reaktiviert wurde. Die variskisch geformten Metamorphite, Migmatite und synorogenen Intrusivgesteine wurden im westlichen Mühlviertel in die herzynische Richtung eingeregelt, der später auch die Pfahlstörung und die Donaustörung folgten. So entstand durch die variskische Orogenese ein Großfaltenbau mit Südwestvergenz, der unmittelbar nördlich der Donaustörung bei Niederranna erkennbar ist. Im Raum von Linz biegen die NE-SW-Strukturen allmählich gegen Süden ein und streichen in dieser Richtung unter die Molasse und die Alpen hinein.

Während der mehr oder weniger ineinander übergehenden kaledonisch-variskischen Orogenese stiegen in mehreren Generationen granitische und verwandte Plutone auf. Dazu gehört im östlichen Waldviertel, östlich Zwettl, der Rastenberger Granit bzw. Granodiorit, weiters als bedeutendstes Vorkommen der sehr ausgedehnte Weinsberger Granit (= Kristallgranit I in Bayern, vom Raum um Grein bis Regensburg verfolgbar), ein sehr grobkörniger Biotitgranit, der fast das ganze westliche Waldviertel und östliche Mühlviertel einnimmt, aber auch in anderen Teilen des Mühlviertels auftritt, wo er in den herzynischen Bau eingeregelt ist. Nach JÄGER et al. (1965) erfolgte seine Intrusion bereits im Devon, vor etwa 400 Millionen Jahren. Auch die Diorite sind in den herzynischen Bau einbezogen worden. Dagegen zeigt der fein- bis mittelkörnige, cordieritführende Schärdinger Granit geringere tektonische Beeinflussung. Von ihm unterscheidet sich der im südlichen Sauwald auftretende Peuerbacher Granit durch etwas gröberes Korn und dunklere Färbung. Ferner sind zu nennen fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranite, wie der Altenberger Granit NNE Linz und der ebenfalls fein- bis mittelkörnige Mauthausener Granittypus, ein Biotit- bis Zweiglimmergranit, der außer bei Mauthausen in einem Streifen von Aigen-Schlägel nach ESE, vereinzelt auch im Nordwesten Niederösterreichs anzutreffen ist. Er ist im Karbon spät- bis postorogen, nach der variskischen Hauptfaltung und nach Abklingen der Regionalmetamorphose, eingedrungen. Der Freistädter Granodiorit ist mit ihm altersgleich. KLOB (1970) scheidet im nordöstlichen Mühlviertel einen eigenen Typ Karlstift aus. Der nach den Lagerungsverhältnissen jüngste und sauerste Granit ist der Eisgarner oder Gmünder Granit, ein grobkörniger Zweiglimmergranittyp, der im nordwestlichen Waldviertel und im Böhmerwald vorkommt und zu dem als Nachschub (G. FUCHS) noch der fein- bis mittelkörnige Sulzberggranit hinzukommt.

Einige Granittypen sind von einem reichen Gangfolge begleitet, andere von Lamprophyren durchschlagen.

Zur variskischen Orogenese ist auch die ostvergente Überschiebung des Moldanubikums über das Moravikum zu rechnen. Manche Lamprophyre haben auch diese Überschiebung unverletzt durchschlagen.

Spätvariskisch angelegte Schollengrenzen, die später wiederbelebt wurden, sind in Oberösterreich die Fortsetzung der bayerischen Pfahlstörung parallel zum

oberen Mühltal und die Donaustörung von Passau bis gegen Aschach; in diesen Störungszonen kam es zur Mylonitisierung und zur Bildung von verquarzten Hartschiefern. Ungefähr im rechten Winkel (rheinische Richtung) zu den beiden erwähnten Bruchsystemen verläuft die Rodlstörung, die nach NNE bis über die tschechische Grenze weiterzieht, und die Diendorfer Störung, die SW Melk einsetzt und über Melk, Krems, Maissau ins Weinviertel zieht. Diese beiden Störungen zeigen eine Transversalverschiebung, wobei jeweils die östliche Scholle um etwa 25 km nach Norden verschoben wurde.

Das *M o r a v i k u m* (FRASL, 1968) im östlichsten Waldviertel ist im Vergleich zum Moldanubikum, von dem es überfahren wurde, niedriger metamorph, z. T. sogar nur epizonal überprägt. Seine tektonischen Leitlinien weichen deutlich von denen der Hauptmasse des niederösterreichischen Moldanubikums ab, wenn man von der randlichen Glimmerschieferzone absieht, deren Verlauf dem des Moravikums konform ist. Als höchstes (westlichstes) Element des Moravikums liegt unter der moldanubischen Überschiebung der stark laminierte, aus einem granitisch-granodioritischen Substrat bestehend „Bittescher Gneis“ (Plattengneis¹⁾), der eine eigene, langgestreckte und stark ausgewalzte, westfallende tektonische Einheit bildet. In seinem Liegenden folgen biotitführende Kalkmarmore und Kalkglimmerschiefer von fraglichem devonischem Alter, darunter Biotitschiefer und Phyllite sowie die Weitensfelder Stengelgneise (Granodiorit- und Tonalitgneise). Das Paket Marmore-Phyllite-Stengelgneise wurde von WALDMANN nach dem Vorgang von PRECLI als „Pleissingedecke“ zusammengefaßt. In ihrem Liegenden kommt man in die parautochthone und autochthone Bedeckung des Thayamassivs: metamorphe Sedimentgesteine, meist Biotitphyllite mit Einschaltungen von Quarziten und Porphyroiden. Am Rand gegen das Thayamassiv gibt es Kontaktmetamorphose. Außerdem ist aber diese Hülle samt dem Massiv auch von einer epi- bis mesozonalen Regionalmetamorphose überprägt worden. Das Thayamassiv (Eggenburger Granit, Maissauer Granit und andere Typen), das tiefste und östlichste Element des in Niederösterreich aufgeschlossenen Moravikums, besteht aus Metagraniten, Metagranodioriten und Metatonaliten. Die Intrusion dürfte nach dem Vergleich mit den Lagerungsverhältnissen in Mähren vordevonisch erfolgt sein.

Im Moravikum werden drei Gebirgsbildungs- und Metamorphosephasen unterschieden: eine *altmoravische* (vordevonische Bewegungen mit Metamorphose vermutlich in Amphibolitfazies und granitischer Intrusion des Thayamassivs), eine *mittelmoravische* (Hauptphase der variskischen Bewegungen mit interner Deckenbildung, Überschiebung des Moldanubikums und epi- bis mesozonaler Metamorphose, die auch das Thayamassiv erfaßte) und eine *jungmoravische* mit rückschreitender Metamorphose (WALDMANN, 1951; FRASL, 1968).

Neuerdings hat FRASL (Aufnahmebericht 1974 und mündl. Mitt.) südlich des Manhartsberges eine unmittelbar auf dem Thayabatholithen aufliegende Sedi-mentserie (Serie von Olbersdorf mit Basisquarziten, diversen Hangendschiefern

^{*)} Alter des Bittescher Gneises: 796 ± 49 Mio. Jahre (S. SCHARBERT, Arbeitstagung der Geol. B.-A., 1977, Waldviertel).

und zwei Karbonatlagen) näher untersucht, welche eine auffallende Übereinstimmung mit der fossilbelegten devonischen Kvetniceserie in Mähren aufweist; diese Olbersdorfer Serie ist auch im niedrigstmetamorphen Gebiet an der Südspitze des Moravikums noch epimetamorph (mit ersten Granaten und mit Disthen) und ist in den moravischen Deckenbau einbezogen. Dieser Deckenbau muß etwa bretonisch sein (s. u.).

Die von F. E. SUESS seinerzeit angenommene scharfe Trennung zwischen dem hochmetamorphen Moldanubikum und dem niedrigmetamorphen Moravikum besteht nach FRASL (1970) nicht in dieser Ausschließlichkeit; vor allem die höheren Einheiten des Moravikums zeigen eine intensivere Metamorphose, als sie WALDMANN angenommen hat, so daß z. B. die aufsteigende Metamorphose des Bittescher Gneises mit der des moldanubischen Spitzer (Dobra-)Gneises im mittleren Kamptal vergleichbar ist. Auch im stofflichen Ausgangsmaterial fand FRASL Beziehungen zwischen Bittescher Gneis und Dobragneis, aber auch zwischen anderen Gesteinen beider Großeinheiten. Ohne die Überschiebung des Moldanubikums über das Moravikum aufgeben zu wollen, sieht er doch die Trennung zwischen beiden Einheiten hinsichtlich Stoffbestand und Metamorphose nicht so ausgeprägt als dies nach älteren Meinungen der Fall war.

Nachvariskische Sedimente: In Mähren transgrediert bereits Unterkarbon über den variskischen Deckenbau, der demnach bretonisch sein muß. Im Bereich des Perms von Zöbing NNE Langenlois (das auf einer um das Moravikum herumgreifenden moldanubischen Scholle transgrediert) hat neuerdings W. VASICEK (nach mündl. Mitt.) oberstes Karbon fossilmäßig nachweisen können. Beim Perm von Zöbing handelt es sich um Sandsteine, Arkosen, Breccien bzw. Konglomerate des Rotliegenden mit Pflanzen, Insekten, Süßwassermuscheln, überwiegend terrestrische Bildungen eines ariden Bereiches. Kleinere Reste finden sich bei Pulkau.

Bei Gmünd greifen von Böhmen her über einen kaolinisierten Untergrund Reste von Oberkreide und Tertiär auf Niederösterreich über. Auch bei Kefermarkt und Freistadt gibt es limnisch-fluviatiles Tertiär.

Der kristalline Untergrund des Molassebeckens zwischen Inn und Enns besteht nach Vortrag von WIESENER (Geotraversetagung Salzburg 1975) überwiegend aus granitischem Plutonitmaterial, das eine entfernte Ähnlichkeit zum Mauthausener und Eisgarner Granit und zum Freistädter Granodiorit aufweist. Verschiedentlich finden sich in den Bohrkernen Migmatitgneise, auch Paragneise treten auf. Zwischen Inn und Enns wurde auf dem Kristallin Oberkarbon, Rotliegendes und kontinentale Trias, im Osten auch sandig-toniger Lias und Dogger abgelagert.

Erst im Malm wurde das ganze Gebiet des späteren Molassebeckens überflutet und mit einer mehrere hundert Meter mächtigen Platte von Kalken und Dolomiten bedeckt. Das Moldanubikum reicht bis unter die Kalkalpen, wie die Bohrung von Urmannsau in Niederösterreich zeigte. Seine südliche Fortsetzung bilden wohl die Zentralgneise der Hohen Tauern *).

*) Ausführlich berichten über den Inhalt des Vortrages H. WIESENER et al., Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich, Geol. Rdsch. 62, 512 ff., 1976.

Im Gegensatz zu den Vorstellungen vom Hineinreichen des Moldanubikums auch bis unter die niederösterreichischen Kalkalpen stehen die Annahmen von FAUPL (1973, 1975), der die moravische Zone bogenförmig in die in der ultrahelvetischen Klippenzone steckenden Kristallingesteine bis hin zum Granit des Buchdenkmals bei Großraming verfolgen möchte, wobei er sich die Lage des Buchdenkmalgranits vor den alpidischen Deckenbewegungen etwa 50 km weiter südlich denkt. Als verbindendes Glied zwischen Thayamassiv und Grestener Klippenzone stellt er sich ein im Untergrund der Molasse bei Moosbierbaum westlich Tulln festgestelltes Granodioritmassiv vor.

Nördlich der Donau im mittleren Weinviertel sind durch Bohrungen Gneise, Phyllonite und Glimmerschiefer nachgewiesen, weiter östlich im Gebiet östlich Laa an der Thaya moravischer Granit.

2. Molasse

Als Molasseablagerungen werden die tertiären Sedimente des Alpen- und Karpatenvorlandes bezeichnet. Im Untergrund des Molassebeckens setzt sich das böhmische Kristallin bis weit unter den Alpenkörper fort. Auf ihm ist durch Bohrungen autochthones Mesozoikum von meist geringer Mächtigkeit festgestellt worden, vor allem in Form an Brüchen eingesenkter Erosionsreste. Im östlichen Teil des nördlich der Donau im Weinviertel gelegenen Molassebeckens — das früher nicht sehr zutreffend als Außeralpines Wiener Becken bezeichnet worden ist — erreicht das autochthone Mesozoikum (nach THENIUS, 1974) im Osten des Mailberger Bruchsystems maximal 2700 m Mächtigkeit; es handelt sich um Jura- und Kreidesteine, u. zw. Kalke, Dolomite, Kalkmergel, Mergel, Sandsteine, Tone; eingelagert sind Diabase. In der Bohrung Altenmarkt östlich Hollabrunn wurde auch Permokarbonsandstein angetroffen.

Die eigentlichen Molasseablagerungen nehmen im österreichischen Alpenvorland an Umfang und Mächtigkeit gegen die Alpen zu (am Alpenrand erreichen sie etwa 4000 m Mächtigkeit). Die Sedimentation im marinen Molassebecken, das als Vortiefe der aus der alpidischen Geosynklinale aufsteigenden Alpen aufgefaßt werden kann, beginnt im südlichen, alpennahen Teil mit diskordant über den Untergrund übergreifenden Sandsteinen und Lithothamnienkalcken des Ober- eozän, wogegen im Norden erst Sande und Tone des Egerien das Relief der süd-böhmischen Masse bedecken.

Am westlichen Molassebecken hat in Österreich nur Vorarlberg Anteil; in ihm kam es zum wiederholten Wechsel von marinen und Süßwasserablagerungen: Untere Meeresmolasse im Oligozän (Fischschiefer und Mergelkalke des Lattorf, Tonmergel des Rupel), Untere Süßwassermolasse vom oberen Oligozän bis ins obere Egerien (Aquitane, Tonmergel und Sandsteine), Obere Meeresmolasse im unteren Miozän (Sandsteine, Sandschiefer, Sandmergel), Obere Süßwassermolasse im Obermiozän und im Pliozän (Schotter, kohleführende Tone). Randlich wurde die Vorarlberger Molasse vom vordringenden Alpenkörper erfaßt (subalpine Molasse mit Falten- und Schuppenbau im Gegensatz zur autochthonen Molasse weiter nördlich). In der subalpinen Molasse Vorarlbergs überwiegen die hochgeschürften alttertiären, in der autochthonen die jungtertiären Sedimente.

Im oberösterreichischen Alpenvorland beginnt die marine Sedimentation im Obereozän (Sandsteine, Lithothamnienkalle); vom Oligozän bis ins Aquitan folgen Fischeschiefer, Mergelkalke, Tonmergel wechsellagernd mit Sandsteinen und Konglomeraten; am Rande der böhmischen Masse wurden im Chatt und Aquitan die Linzer Sande abgelagert. Im Eggenburgien (etwa dem Burdigal der älteren Terminologie entsprechend) folgen Geröllmergel und Feinsande mit Sandsteinen (Haller Schlier), im Ottnangien (früheres Unterhelvet) im Salzburgischen tonig-sandige Sedimente mit mehreren Schottereinlagerungen, in Oberösterreich von unten nach oben der Robulusschlier, der Rotalienschlier und eine glaukonitische Serie (Schlier ist ein örtlicher Sammelname für tonig-sandige Sedimente). Im oberen Ottnangien deuten die brackischen Oncophoraschichten auf beginnende Aussüßung hin, im Karpatien (früheres Oberhelvet), Badenien (früheres Torton) und Sarmat folgen Süßwasserschichten (Schotter und kohleführende Tone), im Obersarmat und Unterpliozän schließen die fluviatilen Quarzschotter des Kobernauser Waldes und des Hausrucks die Folge ab.

Auch in diesem Bereich zeigt sich im Süden der Einfluß der nach Norden drängenden Alpen. So zeigte die Bohrung Perwang nahe nördlich der salzburgisch-oberösterreichischen Grenze eine wiederholte Verschuppung von Oberkreide, Eozän und Oligozän vor dem Oberaquitan an; weiter südlich wurde die oligozäne Molasse von den Alpen überfahren, während die jüngere Molasse (die vielleicht über Teile des Helvetikums transgrediert hatte) am Rande gegen das Helvetikum steilgestellt wurde (Abb. 2).

Weiter östlich bei Bad Hall ist — wie auch im niederösterreichischen Raum — eine über die autochthone Molasse aufgeschobene subalpine Molasse wieder deutlich ausgeprägt.

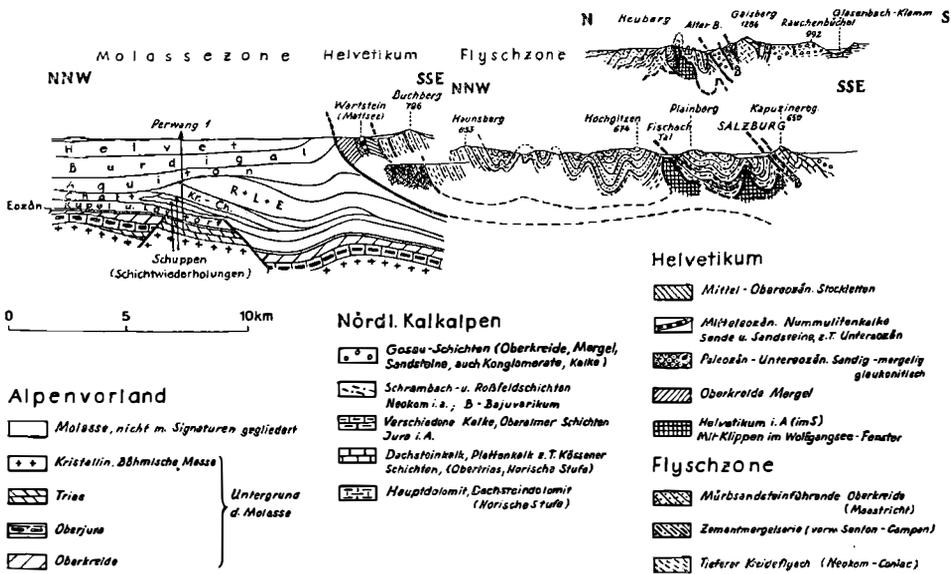


Abb. 2. Bohrung Perwang 1, Profil durch Molassezone, Helvetikum und Flysch Salzburgs. W. DEL-NEGRO, 1970.

Im niederösterreichische Alpenvorland fehlt die Süßwassermolasse. Ein wichtiges Schichtglied sind dort die gleich den Linzer Sanden am Rand der böhmischen Masse abgelagerten chattisch-aquitane Melker Sande. Sie treten auch in der subalpiner Molasse auf, zusammen mit dem Ollersbacher Konglomerat und den Blockmergeln von Königstetten; im Eggenburgien folgen hier Schliermergel mit dem Buchbergkonglomerat und Blocksanden.

Im Fenster von Rogatsboden (bei Scheibbs) tritt die subalpine Molasse zusammen mit ultrahelvetischen Buntmergeln innerhalb der Flyschzone zutage. Es handelt sich um ein „verfrachtetes“ Fenster, da die subalpine Molasse von der darüber liegenden Deckengruppe Ultrahelvetikum-Flysch mit nach Norden transportiert wurde; außerdem liegt hier ein Doppelfenster vor, weil unter dem Flysch das Ultrahelvetikum, unter diesem die Molasse freigelegt wurde (Abb. 3).

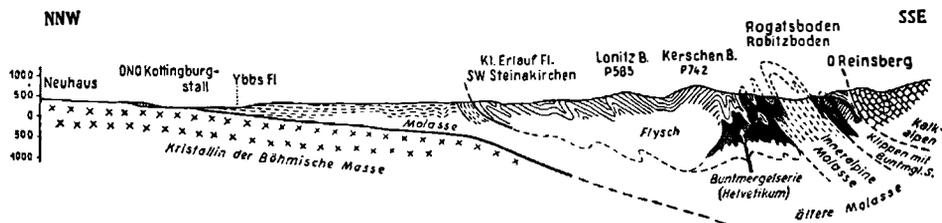


Abb. 3. Profil durch das Molassefenster von Rogatsboden westlich Scheibbs am Südrand der Flyschzone. Nach S. PREY, 1957.

In der Bohrung Urmannsau südlich Scheibbs wurde noch im Bereich der Kalkalpen 8 km südlich ihres Nordrandes Molasse angefahren, u. zw. nicht nur unmittelbar über dem Kristallinuntergrund (Chatt-Aquitane), sondern außerdem im Hangenden einer ultrahelvetischen Buntmergelerde; hier ist es ältere, obereozän-mitteloligozäne Molasse, die noch weiter von Süden her hierher verfrachtet und mit der Buntmergelerde verschuppt wurde (KRÖLL und WESSELY, 1967). Dazu stimmt gut, daß auf Grund refraktionsseismischer Messungen — allerdings in anderen Gebieten — ein Hineinreichen der Molasse mindestens 15 km unter die Kalkalpen anzunehmen ist (ANGENHEISTER et al., 1972) (Abb. 4).

In der Bohrung Texing ostnordöstlich Scheibbs fand sich innerhalb der Flyschzone Molasse (Chatt, Aquitan, Eggenburgien) über böhmischem Kristallin. Während im nördlichen Salzburg die Überschiebung der Alpen über die Molasse frühestens im Egerien (Oberaquitan) stattfand, erfolgte sie hier erst nach dem Eggenburgien.

Im Molassebecken nördlich der Donau, das nicht mehr von Westen nach Osten, sondern mit den Karpaten von Südsüdwest nach Ostnordost streicht, ist die Mächtigkeit der Molassesedimente östlich des Mailberger Bruchsystems — wie die des autochthonen Mesozoikums — viel größer als westlich davon (bis gegen 2000 m). Die Folge beginnt auch hier mit Melker Sanden bzw. Schlier; im Eggenburgien und Ottnangien folgen Schliermergel, Sande, Oncophoraschichten, im Karpatien die marinen Laaer Schichten, im älteren Badenien die Flachmeerbildungen der Lagenidenzone. Örtlich wurden damals auch Leithakalke abgelagert. Im jüngeren Badenien kam es zu einer Regression; im Sarmatien bildete sich

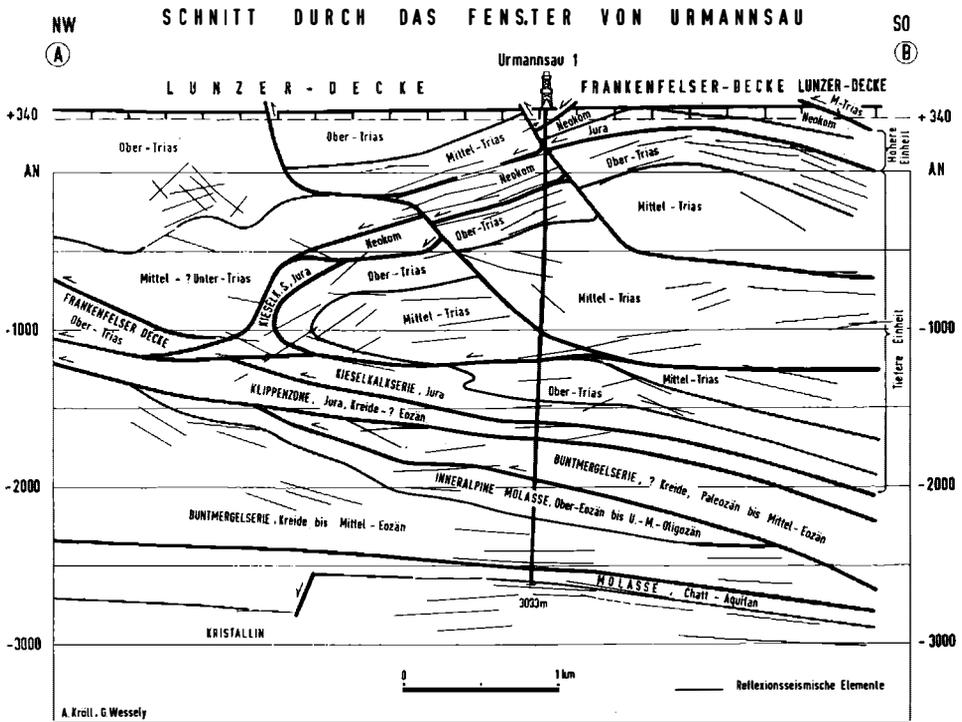


Abb. 4. Schnitt durch das Fenster von Urmannsau in den Kalkalpen auf Grund der Tiefbohrung Urmannsau 1. Nach A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967.

aber ein schmaler Meeresarm, der vom Wiener Becken hereinreichte (Rissoenschichten), während im übrigen Gebiet Schotter abgelagert wurden. Im Pannon (Unterpliozän) wurden Ostracodenmergel und schließlich der große Hollabrunner Schotterkegel (von Westen her) abgelagert.

Auch hier ist der gebirgsnahe (östliche) Teil der Molassezone ähnlich wie die subalpine Molasse südlich der Donau gestört; diese gestörte Molasse wurde von den Schuppen der Waschbergzone überlagert, die selbst nichts anderes als ein in westvergente Schuppen zerlegter Teil der Molasse samt seinem Untergrund sein dürfte (Faunen und Fazies sind außeralpin). Es handelt sich um marine Molasse mit mitgerissenen Schollen des Untergrundes, besonders Oberjura-„Klippen“, die als Härtinge morphologisch hervortreten, während ihre weichere Umhüllung der Denudation zum Opfer fiel.

Die Oberjuraschichten bestehen aus Ernstbrunner Kalk (Riffkalk) und anderen Kalken und Kalkmergeln (Klentnitzer Schichten). Die Unterkreide ist durch Tonmergel und Sandsteine vertreten, die Oberkreide durch Glaukonitsandsteine (Klementer Schichten) und Mucronatenschichten (Mergel, glaukonitische Tone),

das Dan-Paleozän durch die Bruderndorfer Schichten (Kalksandsteine, Lithothamnienkalke); ins Eozän gehören der Waschbergkalk mit Nummuliten und Kristallinblöcken, die Haidhofschichten (Sandsteine mit Nummuliten) und die Reingruber Schichten (Tegel, Sandsteine).

Nach längerer Schichtlücke folgen im Egerien (Chatt-Aquitain) die Michelstetter Schichten, im Eggenburgien und Ottangien schiefrige Tone und Tonmergel, im Karpatien Laaer Schichten, im Badenien Schichten der Lagenidenzone.

Die Waschbergzone ist noch im unteren Badenien dem autochthonen Tertiär des Molassebeckens nördlich der Donau aufgeschoben und ihrerseits vom Flysch überfahren worden — in der östlichen Waschbergzone gibt es Deckschollen aus Flysch — wodurch der interne Schuppenbau der Waschbergzone entstand (Abb. 5).

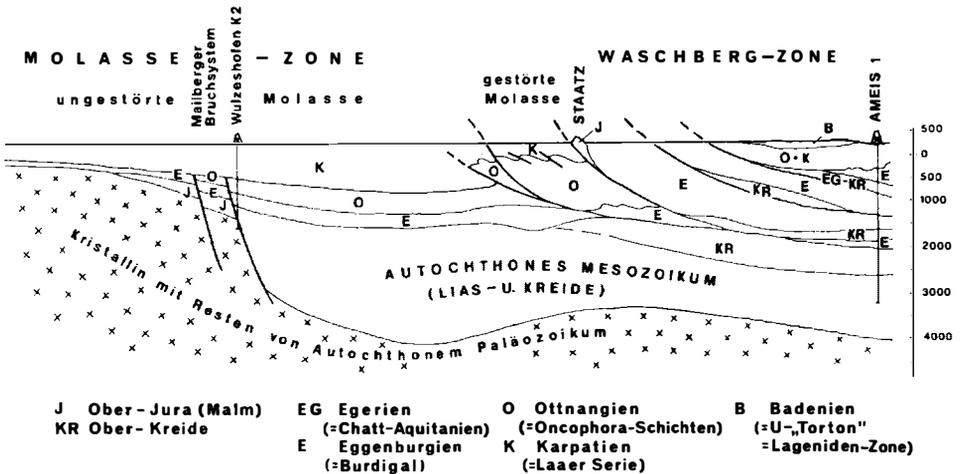


Abb. 5. Schematisches W-E-Profil durch die nördliche Molasse und die Waschbergzone samt dem autochthonen „Mesozoikum“ im Untergrund. Vereinfacht umgezeichnet nach F. BRIX & K. GÖTZINGER, 1964. Schuppenbau in der Waschbergzone; Ablagerungen des Karpatien noch tektonisch bewegt, jene des Badenien transgredierend. Nach E. THENIUS, 1974.

Die Überschiebung der alpin-karpatischen Randzonen auf die Molasse wird nach Osten immer jünger: bei Perwang vor dem Oberaquitain, in Niederösterreich südlich der Donau nach dem Eggenburgien, in der Waschbergzone im unteren Badenien.

Die Änderung der Terminologie für die Stufen des Miozän geht darauf zurück, daß man erkannte, die Parallelisierung mit den Typlokalitäten des Burdigal in Frankreich, des Helvet in der Schweiz und des Torton in Italien sei nicht zutreffend.

	Alte Terminologie	Neue Terminologie
Unter-Pliozän	Pannon	Pannonien ¹⁾
	Sarmat	Sarmatien
Miozän	Torton	Badenien
	Helvet	Karpatien Ottningien
	Burdigal	Eggenburgien
	Aquitan	Egerien
	Chatt	
Oligozän	Rupel	Rupelien
	Lattorf	Lattorfien
	Eozän	

¹⁾ Das Pannonien wird jetzt ins Obermiozän gestellt.

3. Helvetikum

In Vorarlberg zieht im Bereich des mittleren Bregenzer Waldes die Fortsetzung der obersten helvetischen Decke der Schweiz, der Säntisdecke, durch. Ihr Schichtstoß beginnt mit dem Schiltmergelschiefer (Oxford?) und dem Quintner Kalk (Kimmeridge-Tithon), darüber folgen die im Grenzbereich Oberjura-Unterkreide sedimentierten Zementsteinschichten. Die Unterkreide weist Öhrlimergel und -kalk (Berrias), Mergel und Kalke des Valanginien, Kieselkalke und Echinodermbreccie des Hauterive, Altmannschichten, Drusbergmergelschiefer und Untere Schrattenkalke des Barrême, Obere Schrattenkalke und glaukonitische Sandsteine (Brisisandstein) des Apt und glaukonitische Sandsteine des Alb (Gault) auf. Die Oberkreide gliedert sich in cenomane Turrilitenschichten, turon-senone Seewerkalke, senone Leistmergel und Wangschichten; alttertiäre Grünsande, Nummulitenkalke und Globigerinenschiefer bilden den Abschluß.

Über das Helvetikum wurden in Vorarlberg noch das Ultrahelvetikum (s. u.) und der Flysch geschoben, so daß das Helvetikum hier in einem Halbfenster zutagetritt. Von Vorarlberg setzt sich das Helvetikum ins Bayerische Allgäu fort, wo es im Süden und Norden vom überschobenen Flysch umschlossen wird; weiter östlich tritt es in Bayern hauptsächlich in einzelnen Streifen am Nordrand der Flyschzone auf, zuletzt in der Kressenberger Zone westlich des Salzburger Beckens. Nach der oberflächlichen Unterbrechung durch dieses erscheint es nördlich des Salzburger Flysches zwischen Haunsberg und Nußdorf und streicht weiter in das Gebiet der Trumer Seen und bis nördlich des Tannberges. Die Schichtserie beginnt in diesem Bereich mit Pattenauer Mergeln des Campan, gefolgt von den Gerhardsreiter Schichten des höchsten Campan und des Maastricht. Das reich entwickelte, von TRAUB erforschte Paleozän zeigt sandige Tonmergel und Glaukonitsandsteine, höher oben Lithothamnienkalk. Zum Untereozän (Cuisien)

werden von GOHRBANDT Konglomerate und Sandsteine, das „Roterz“ (rotbraune Nummulitenkalksandsteine) und Quarzsande bzw. Sandsteine, zum Mitteleozän (Lutétien) das „Schwarzerz“ (Nummulitenkalksandsteine) [bzw. (im Nordabschnitt) die Adelholzener Assilinen- und Discocyclinenschichten], ferner die „Fossilschicht“ (Tonmergel), der „Granitmarmor“ (Nulliporensandstein) und der Stockletten (Globigerinenmergel) gerechnet; letzterer dürfte aber z. T. obereozän sein. Zwischen dem nördlichen Adelholzener Faziesgebiet und dem breiteren Kressenberger Faziesraum wird von HAGN eine Schwelle angenommen, ebenso zwischen letzterem und dem südlich anschließenden Ultrahelvetikum. Die eoziänen Ablagerungen des Helvetikums sind zumeist Seichtwasserbildungen. VOGELTANZ (1975) führt das Vorkommen von Tapirzänen im Eozän von St. Pankraz nördlich von Salzburg auf das Vorhandensein von Inseln oder Schwellen im Eozänmeer des Helvetikums zurück.

In Oberösterreich liegt hingegen auch südlich des untereoziänen Roterzes mitteleozäne Adelholzener Serie bis in den Bereich des Ultrahelvetikums, weshalb PREY 1975 die Trennung von Nord- und Südhelvetikum und überhaupt die Annahme von trennenden Schwellen für entbehrlich hält.

Das Helvetikum ist über die oligozänen Anteile der Molasse geschoben und an die tieferen Horizonte der Miozänmolasse angepreßt worden; es zeigt besonders im Raum des Oichtentales steilgestellten Falten- und Schuppenbau. Aufgeschlossen sind im wesentlichen nur die zusammengeschopten Randpartien nördlich des Flysches; dieser hat das Helvetikum weithin überschoben, was die Fenster innerhalb der Flyschzone, so bei Kasern nördlich Salzburg und am Heuberg nordöstlich Salzburgs beweisen. Beide Einheiten, helvetische Decke und Flyschdecke, wurden gemeinsam verfaultet (Abb. 2, S. 10).

Größere Fenster — neben Randstreifen im Norden der Flyschzone — finden sich in der oberösterreichischen Flyschzone, so ein langgestrecktes, WNW-ESE verlaufendes Fenster beiderseits des Attersees oder das Fenster des Gschlifgrabens nördlich des Traunsteins. In Oberösterreich nimmt das Helvetikum allerdings nach Osten zu immer mehr fazielle Eigenschaften des Nord-Ultrahelvetikums an.

Die Überschiebung über die Molasse wird nach Osten zu jünger (bei Bad Hall im Oberaquitan, in der Bohrung Texing nach dem Eggenburgien).

4. Ultrahelvetikum

Das tektonisch über dem Helvetikum liegende, aus einem südlicheren Heimatgebiet stammende Ultrahelvetikum ist in Vorarlberg als „Liebensteiner Decke“ bzw. Schuppenzone zwischen Säntisdecke und Flysch eingeschaltet. An der Basis finden sich die unterkretazischen Hochkugelschichten; im Grenzbereich Unter-Oberkreide folgen die Freschenschichten, im Cenoman-Turon der Liebensteiner Kalk, in der höheren Oberkreide und im tieferen Alttertiär die Leimernschichten (Mergel und Kalk), darüber die alttertiäre Schelpenserie (Sandkalke, Breccien, Mergel).

Manche Geologen rechnen auch die zwischen Liebensteiner Decke und Flysch anzutreffende Feuerstätter Decke noch zum Ultrahelvetikum. Ihre Schichten

gehören ebenfalls der Kreide und dem Alttertiär an, wobei die Gliederung im einzelnen umstritten ist; wegen der darin enthaltenen Grobblockschüttungen wird sie auch als Wildflynchdecke bezeichnet.

Im Salzburger Bereich deuten Buntmergel am Nordfuß des Haunsberges (zwischen Flynch und Helvetikum), bei Mattsee, in einem kleinen Fenster am Nordfuß des Tannberges und im helvetischen Fenster des Heuberges auf die Fortsetzung der Liebensteiner Decke hin.

Das Nord-Ultrahelvetikum in Oberösterreich beginnt nach PREY mit dunklen Gaultmergeln; im Cenoman folgten Fleckenkalke, im Turon rote Mergel mit Kalkbänken, im Coniac — Santon Buntmergel, im Campan helle Mergel, im Maastricht dunkle Mergel; im Alttertiär allerdings eine ähnliche Folge wie im Helvetikum des Salzburger Bereiches. Der ultrahelvetische Charakter ist also hier noch nicht voll ausgeprägt.

Das Südultrahelvetikum ist die der Liebensteiner Decke verwandte eigentliche Buntmergelzone mit Klippen des Untergrundes („Grestener Klippenzone“). Das westlichste Vorkommen findet sich in den von PLÖCHINGER entdeckten „Flynch-Klippen-Fenstern“ südlich des Wolfgangsees, bei St. Gilgen und südlich von Strobl. Unter dem inmitten der Kalkalpen hier fensterförmig auftauchenden Flynch erscheinen die dem Senon und Eozän angehörigen Buntmergel als Klippenhülle; die Klippen gehören in der Hauptsache — von unterkretazischen Fleckenmergeln abgesehen — dem obersten Jura (Tithon) an: Flaserkalke und Radiolarite, mit dem Flaserkalk sind Magmatite (Diabas, Gabbro, Serpentin usw.) verknüpft, was auf initialen submarinen Vulkanismus in der Geosynklinale während des Tithons hinweist. (Siehe Profile auf Tafel 1.)

Das nächste Vorkommen findet sich am Nordfuß des Traunsteins eingeklemmt zwischen den Kalkalpen und dem Helvetikumfenster des Gschlifgrabens; hier treten Grestener Schichten des tieferen Lias auf in Form von Quarzbreccien und -konglomeraten, Arkosen, Sandsteinen usw. mit exotischen Granitblöcken; außerdem Liasfleckenmergel.

Die eigentliche Grestener Klippenzone zieht sich als langgestreckter Streifen N der Kalkalpen zwischen Enns und Traisen hin. Ihre miogeosynklinale Serie beginnt mit der terrestrischen bis Litoralfazies der liassischen Grestener Schichten, in der Schollen des Grundgebirges wie der bekannte Buchdenkmalgranit stecken; es sind vor allem Arkosen (feldspatreiche Gesteine) und Schiefertone; eingelagerte Kohlenflöze weisen auf terrestrische Bedingungen hin. Dem Dogger gehören die mergeligen Posidonien-schichten und die Neuhauser Schichten (sandig-brecciöse Kalke) sowie Kieseltone an, dem Malm Radiolarite und weißliche und hellbunte Ammonitenkalke; höherer Malm und tiefere Unterkreide sind durch Aptychenkalke repräsentiert. Damit endet die eigentliche Klippenserie. Dunkle Schiefer und Tonmergel der höheren Unterkreide sowie graue Cenomanmergel leiten zur Klippenhülle, den foraminiferenreichen Buntmergeln und Fleckenmergeln (mit klastischen Einschaltungen), die vom Turon bis ins Eozän reichen, über. Die Buntmergelserie dürfte in tieferem Wasser als das Helvetikum sedimentiert worden sein. Sie reicht auch hier wie am Wolfgangsee unter die Kalkalpen hinein, wie das Fenster von Brettl und die Bohrung Urmannsau gezeigt haben.

Als Fortsetzung der Grestener Klippenzone wird die „Hauptklippenzone“ des Wiener Waldes angesehen, die mit karpatischem Nordostreichen zwischen den nördlichen und südlichen Einheiten des Flysch-Wiener Waldes durchzieht; sie wird von BRIX im Wiener Raum als Schottenhofzone bezeichnet. Ihre Klippen reichen zeitlich vom Lias bis zum Alb, die Klippenhülle, die den Buntmergeln der Grestener Zone vergleichbar ist, von der Oberkreide bis zum Eozän. Die Schottenhofzone stellt eine breitere Fortsetzung der Hauptklippenzone dar; BRIX rechnet auch die Sieveringer Schichten (Maastricht) hinzu, wogegen FAUPL et al. sowie PREY diese zu den Flyschsedimenten rechnen.

Die Überschiebung des Flysches über Ultrahelvetikum und Helvetikum kann erst nach dem Miozän stattgefunden haben. Die gemeinsame Überschiebung von Flysch und Helvetikum über die Molasse erfolgte erheblich später und wurde, wie erwähnt, nach Osten zu immer jünger.

5. Flysch

Als bedeutend breiterer Streifen im Vergleich mit dem Helvetikum zieht von Vorarlberg bis Wien die Ostalpen-Flyschzone, die sich über den Untergrund des Wiener Beckens weiter in den Karpatenflysch fortsetzt. Ihre Gesteine stammen überwiegend aus der Kreidezeit, nur im Wiener Wald großteils auch aus dem Tertiär. Sie wurden in einem Trog gebildet, der — entgegen früheren Ansichten — ziemlich tief war (Ablagerung in einem Tiefseegegraben) und in dem nach heutiger Annahme Trübströme (turbidity currents) einen wesentlichen Anteil an der Genese der Gesteine hatten (PREY, 1970). Die Flyschgesteine sind vielfach durch den rhythmischen Wechsel von Peliten und Psammiten gekennzeichnet; man stellt sich vor, daß die Sandsteinbänke (die z. T. gradierte Schichtung aufweisen) aus den Suspensionsströmen gespeist wurden. Diese scheinen überwiegend in der Längsrichtung des Troges verlaufen zu sein, wobei die Schüttungsrichtung nach HESSE und VON RAD wechselte.

Die Gesteine der Flyschzone wären also wenigstens teilweise Turbidite bzw. — wegen der Beteiligung von submarinen Gleitvorgängen — Fluxoturbidite. An der Basis der Sandsteinbänke finden sich Sohlmarken; Lebensspuren sind häufig, Makrofossilien hingegen selten anzutreffen.

Da man am Westende beobachten kann, daß der Flysch zwischen den ultrahelvetischen Elementen (Liebensteiner Decke, eventuell auch Feuerstätter Decke, wenn man diese nicht selbst als tiefere Flyschdecke auffassen will) und der Aroser Zone, die nach der einen Deutung unterostalpin, nach der anderen penninisch ist, eingeschaltet ist, wird der Flysch der Ostalpen heute meist als Nordpennin aufgefaßt, ähnlich dem Prätigauflysch, mit dem er manches gemeinsam hat; allerdings spricht der verschiedene Schwermineralgehalt (WOLETZ) dagegen, ihn aus dem gleichen Teiltrog wie den Prätigauflysch zu beziehen; der Nordpennintrog müßte demnach selbst aus verschiedenen Teiltrögen mit Schwellen oder Inselzügen dazwischen zusammengesetzt gedacht werden, wobei heute vielfach angenommen wird, daß der Vorarlberger Flysch nördlich oder südlich des Prätigauflysches beheimatet zu denken ist.

Die Flyschdecke ist mit dem von ihr überschobenen Ultrahelvetikum und Helvetikum intensiv gefaltet. Eine Aufspaltung in mehrere Teildecken ist nur in einzelnen Bereichen vorhanden, so in Vorarlberg, wenn man die Feuerstätter Decke als Flyschdecke auffaßt, eventuell im bayerischen Allgäu, dann erst wieder im Wiener Wald, wo nördlich der in einem schmalen Fenster zutagetretenden Hauptklippenzone die Greifensteiner und Kahlenberger Decke, südlich der Hauptklippenzone die Laaber Decke und nach PREY am Rande des Wiener Beckens auch noch ein Teil der Kahlenberger Decke unterschieden werden. (Profil durch die Flyschzone des Wiener Waldes nach PREY, 1976, auf Tafel 2.)

Hier im südöstlichsten Teil des Wiener Waldes tritt noch die St. Veiter Klippenzone auf. Sie wurde meist als westliche Fortsetzung der karpatischen Pieniden gedeutet, ihre Heimat südlich der Flyschzone angenommen. BRIX, PREY und TOLLMANN haben aber eine andere Deutung vorgeschlagen: demnach stellt die St. Veiter Klippenzone die normale Basis der südlichen Flyschzone — nach BRIX der Laaber Einheit, nach PREY der wurzelnahen Südostanteile der Kahlenberger Decke — dar. PREY möchte sie daher nicht mehr als Fortsetzung der Pieniden ansehen; ihr Verhältnis zum Flysch wäre ähnlich zu denken wie das der Grestener Klippenzone (einschließlich Hauptklippenzone) zur ultrahelvetischen Buntmergelserie.

Die Schichtfolge der St. Veiter Klippenzone zeigt in ihren jurassischen Anteilen große Ähnlichkeit mit der der Grestener Klippenzone. Im Jura müssen also beide Klippenzonen einem einheitlichen Sedimentationsgebiet angehört haben. TOLLMANN hat daraus den Schluß gezogen, daß älteres jurassisches „helvetisches“ Sedimentationsgebiet vom später entstandenen kretazisch-alttertiären Flyschtrog schräg gequert werde, so daß in diesem Gebiet der Flysch nicht mehr als penninisch zu gelten habe. PREY hat aber dem entgegengehalten, daß es irreführend sei, die Bezeichnung helvetisch sowohl für ein jurassisches Sedimentationsgebiet, als auch für den unabhängig davon angelegten späteren ultrahelvetisch-helvetischen Bereich zu verwenden. Wenn man die Verteilung dieser jüngeren Sedimente betrachtet, unterliegt es keinem Zweifel (was auch von TOLLMANN nicht bestritten wird), daß die ultrahelvetische Grestener Zone mit ihren Buntmergeln nördlich des Flyschtroges einzureihen ist, die St. Veiter Zone dagegen südlich von ihm bzw. nach BRIX und PREY im Untergrund des Südtiles der Flyschzone. Da der Flyschtrog von Vorarlberg bis Wien die gleiche tektonische Position unter den Kalkalpen besitzt, was vor allem durch die Flyschfenster südlich des Wolfgangsees (hier gemeinsam mit Ultrahelvetikum, so daß also die Heimat des Flysches hier noch beträchtlich weiter südlich zu suchen ist!), ferner bei Windischgarsten 25 km vom Nordrand der Kalkalpen entfernt und bei Brettl belegt wird und außerdem eindruckvoll durch die Tatsache unterstrichen wird, daß in der Bohrung Urmannsau noch von Süden hertransportierte Molasse erhoben wurde, an die noch weiter südlich Helvetikum-Ultrahelvetikum und dann erst der Flysch anzuschließen ist; da ferner die Sedimente des Flysches z. T. erstaunliche Konstanz über die weite Erstreckung von Vorarlberg bis Wien besitzen, was durch verschiedene Lokalbezeichnungen leider verschleiert wird, läßt es sich wohl rechtfertigen, die Bezeichnung penninisch von Vorarlberg aus für den ge-

samten Ostalpenflysch zu verwenden, wie dies insbesondere CLAR und OBERHAUSER getan haben.

Die Schichtfolge des Flysches in Vorarlberg beginnt in der Unterkreide mit einer Quarzitzerie, im Cenoman-Turon folgt über einer Basisserie die Schwabbrünnenserie (entsprechend dem Reiselsberger Standstein weiter östlich), im Coniac-Santon die Plankner Serie, im Campan die Planknerbrückenserie, im Maastricht die Fanolaserie.

In Salzburg, Oberösterreich und Westniederösterreich weist der Neokomflysch Kalksandsteine, Schiefer, Kalke und Breccien, der Gaultflysch schwarze und grüne Tonschiefer, dunkle Kalksandsteine, Glaukonitquarzite und Breccien auf; über bunten Schiefen folgt der cenoman-turone Reiselsberger Sandstein, nach einer weiteren Buntschieferereinschaltung ist als mächtiges Schichtglied die vom Coniac bis ins Campan reichende Zementmergelserie anzutreffen, nochmals zeigen sich im Obercampan bunte Schiefer und darüber im Maastricht — Paleozän die mächtige „Mürbsandsteinführende Serie“.

Im Wiener Wald setzt in der Greifensteiner Teildecke die Sedimentation mit den unterkretazischen Wolfpassinger Schichten ein; nach längerer Schichtlücke folgen die mit der Mürbsandsteinführenden Serie identischen Altlenzbacher Schichten und der alttertiäre Greifensteiner Sandstein. Die Kahlenberger Teildecke ist vollständiger entwickelt; sie besitzt Gaultflysch, bunte Mittelkreide mit Einschaltungen von Reiselsberger Sandstein, die der Zementmergelserie äquivalenten Kahlenberger Schichten, darüber Sievinger und Altlenzbacher Schichten. Die Sedimente der Laaber Decke setzen mit den bunten Kaumberger Schichten (in ihrer Hauptmasse Coniac-Campan) ein, darüber folgen geringmächtige Quarzite und Schiefer des Maastricht, im Alttertiär in Resten schwarze Schiefer und Glaukonitquarzite und schließlich die mächtigen Sandsteine und Schiefer der Laaber Schichten.

PREY (1975) wies nach, daß die Laaber Decke von Südosten her vom rückwärtigen Teil der Kahlenberger Decke überschoben wurde, wobei an der Deckengrenze ultrahelvetische Buntmergelserie mitgeschürft wurde.

In der St. Veiter Klippenzone sind rhätische Kalke und Mergelschiefer, (nach TRAUTH) Grestener Schichten des Lias, Mergel und Tone und Kieseltonen des Dogger, Radiolarite, rote Kalke und Aptychenkalke des Malm und der Unterkreide und als Klippenhülle vorwiegend rote Schiefertone der Mittelkreide nachgewiesen. PREY stellt die einstigen „Grestener Schichten“ mit guten Gründen in den Keuper, ins Liegende der Rhätkalke.

6. Pennin Fenster

6.1. Unterengadiner Fenster

Das Unterengadiner Fenster, das einen Teil des Schweizer Unterengadins, aber auch den anschließenden Bereich des tirolischen Oberinntals umfaßt und etwa von Schuls bis Prutz reicht, verdankt seine Entstehung einer Aufwölbung, deren Achse ungefähr in der Richtung des Inntales von Südwest nach Nordost streicht und die Veranlassung zur erosiven Entfernung der ostalpinen Decken über dem

Fensterbereich gab. Im Gegensatz zum Tauernfenster enthält das Engadiner Fenster kein plutonisches Kristallin, sondern nur die für das Pennin charakteristischen metamorphen Bündner Schiefer, die aus der Umwandlung toniger, sandiger, mergeliger, kalkiger und dolomitischer Gesteine entstanden; auch Liasbreccien und Ophiolithe sind in der Serie enthalten. Die Metamorphose war nicht allzu kräftig, großteils entstanden phyllitische Gesteine. MEDWENITSCH (1953) und THUM (1970) gliederten die Bündner Schiefer des österreichischen Anteils in eine tiefere Pfundser Serie mit grauen Bündner Schiefen (Kalkglimmerschiefen, Quarziten, Phylliten, Ophiolithen) in den tieferen Partien, darüber im Norden bunten Schiefen nach Art eines metamorphen Flysches, im Süden der Serie des Saderer Jochs (südlich Pfunds) mit Flyschcharakter bei geringerer Metamorphose (Oberkreide bis Tertiär); und in eine höhere Pezidserie (benannt nach dem Pezidkopf nördlich Pfunds) mit Permotrias an der Basis und über ihr wieder Bündner Schiefen. Diese Pezidserie muß weiter südlich beheimatet sein als die Pfundser Serie (Abb. 6).

Im Rahmen des Fensters folgt bei Prutz und von da längs der Nordwestbegrenzung des Fensters eine Schuppenzone, die im österreichischen Anteil (nach MEDWENITSCH) als Prutzer Serie, in der Schweiz als Tasnaserie bezeichnet wird. Sie wurde von den meisten Geologen als unterostalpin, von einigen aber neuerdings noch als penninisch angesprochen, u. zw. als mittelpennin, so daß der tiefere Fensterinhalt zum Nordpennin (Valais) zu stellen wäre.

Die nächsthöhere Einheit ist das ober- (bzw. nach TOLLMANN mittel-)ostalpine Kristallin, an der Nordwestseite des Fensters das der Silvretta, im Osten das der Ötztaler Alpen (das nördlich Prutz das Silvrettakristallin überschiebt).

Die Richtung der großtektonischen Bewegungen war, da die meisten Faltenachsen im Pennin des Fensters West-Ost oder Nordwest-Südost streichen, Süd-Nord; erst sekundär kam es zur erwähnten Aufwölbung mit Südwest-Nordost-Achse.

Das Alter der Bewegungen muß frühestens alttertiär sein, da im Fenster noch Paleozän belegt ist.

- 17 = Trias des Piz Lad und des Endkopfs (Jaggl.)
- 16 = Perm des Endkopfs.
- 15 = Altkristallin.
- 14 = Nördliche Kalkalpen (Lechtal-Decke).
- 13 = Verrucano-Phyllit-Schuppenzone zwischen Lechtal-Decke und Landecker Phylliten (Silvretta-Decke).
- 12 = Altkristallin der Silvretta-Decke.
- 11 = Sedimente der Scarl-Decke (hierher Stammerspitze).
- 10 = Sedimente der Quattervals-Decke, im E Umbrail-D.
- 9 = Altkristallin der Scarl-Decke und Umbrail-D.

- 8 = Sedimentzug Stilfs-Prad, nach C. ANDREATTA vorwiegend altkristalline Mylonite.
- 7 = Sedimente der Ortler-Decke, Mittelostalpin.
- 6 = Perm, Mesozoikum und Tertiär
- 5 = Perm von Prutz-Ladis
- 4 = Altkristallin
- 3 = Schuppenzone von Champatsch
- 2 = Bündnerschiefer des Fensterinnern
- 1 = Ophiolithe, penninisch und unterostalpin.
- 0 = Hauptachse des Unterengadiner Fensters.

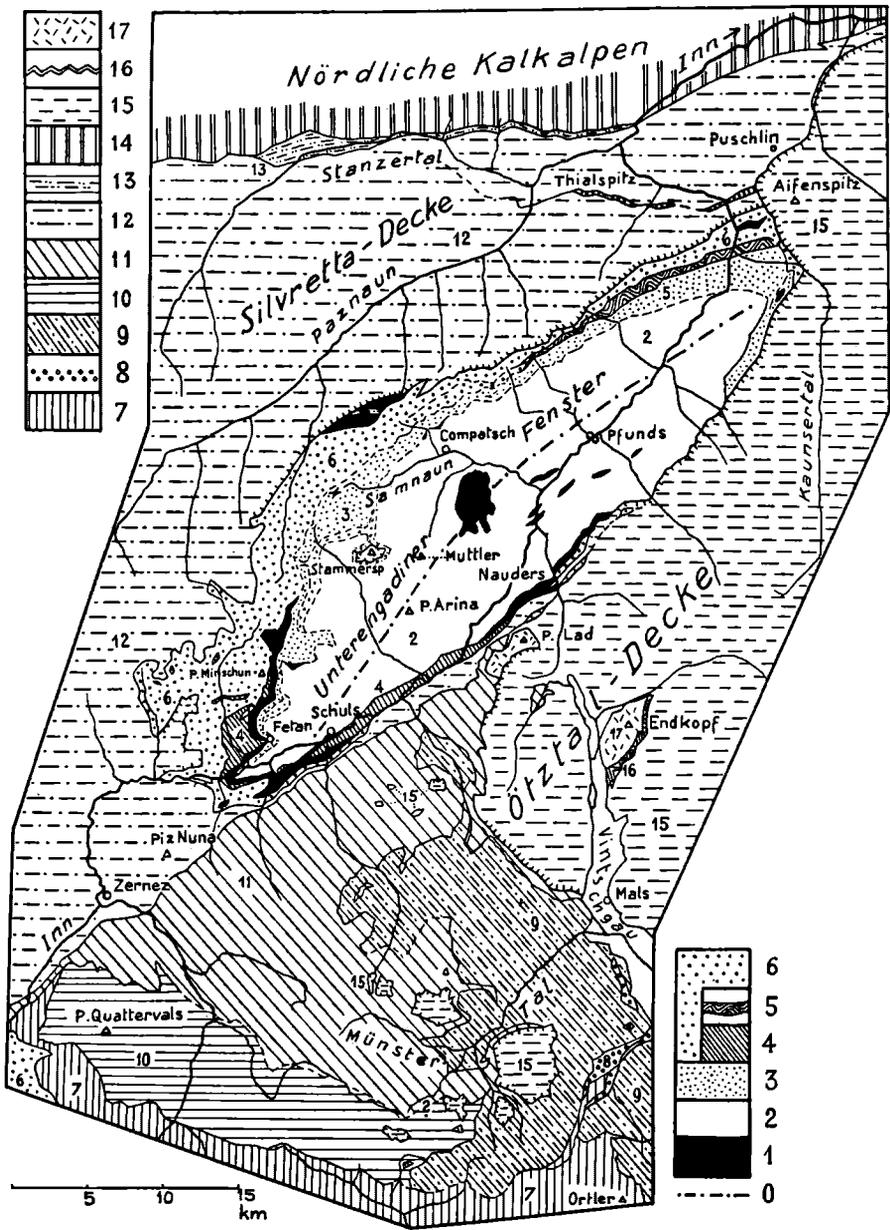


Abb. 6. Tektonische Kartenskizze vom Unterengadiner Fenster. Nach J. CADISCH, 1953.

6.2. Tauernfenster

Das penninische Tauernfenster erstreckt sich von der Brennerfurche im Westen bis zum Katschberg im Osten; die Nordgrenze zieht im flachen Bogen von einem Punkt nördlich Steinach quer über das Zillertal nördlich Mayrhofen, weiter über den Gerlospaß und im Zuge des Salzach-Längstales, dann in sehr kompliziertem Verlauf in der Richtung gegen Mauterndorf; auch die Südgrenze bildet einen flachen Bogen von Sterzing über Matrei in Osttirol gegen Heiligenblut, von hier gegen Südosten abbiegend über Obervellach und Kolbnitz, um allmählich in die Ostgrenze überzuleiten (Abb. 7).

Daß es sich um ein penninisches Fenster handelt, wird durch die sehr weitgehenden faziellen Analogien zum Schweizer Pennin bewiesen; dazu kommt die Tatsache, daß auf weite Strecken hin der Rahmen vom tektonischen Stockwerk des Unterostalpins gebildet wird, über dem das Mittel- bzw. Oberostalpin folgt; weiter die starke Regionalmetamorphose der Tauerngesteine, die am leichtesten durch Belastung seitens der über das Pennin transportierten Decken erklärt werden kann. Daß dieser Transport einheitlich in süd-nördlicher Richtung erfolgt ist, wird durch den Achsenplan in den Hohen und den Radstädter Tauern erwiesen (EXNER, 1952; SCHWAN, 1965; TOLLMANN p. p.).

Der innere Bau des Tauernfensters wird durch den Gegensatz zwischen den Zentralgneiskernen und der Schieferhülle bestimmt. Die Zentralgneise treten in vier großen Kerngebieten auf:

1. Zillertaler Alpen — Venedigerkern
2. Granatspitzkern
3. Sonnblickkern (mit den von Südwesten her übergreifenden Gneislamellen, besonders den Rote Wand-Gneisen)
4. Ankogel-Hochalmkern (mit mehreren Teilelementen nach EXNER)

Die Gesteine dieser Kerne gehen auf vorwiegend saure plutonische Gesteine, wie Granite, Tonalite, Granosyenite zurück; auch porphyrisches Ausgangsmaterial ist beteiligt. Die Plutone sind auf Grund neuer Altersbestimmungen wohl durchwegs während der variszischen Orogenese in das „Alte Dach“ vorkarboner Gesteine eingedrungen, die heute den älteren Teil der Schieferhülle ausmachen; doch liegt im Norden der Zentralgneiskerne über diesen infolge erosiver Entfernung des Alten Daches im Jungpaläozoikum an mehreren Stellen Permomesozoikum mit z. T. noch erhaltenem Transgressionskontakt (so am Hachelkopf südlich Neukirchen, am Stubner Kogel bei Badgastein und im Silbereckgebiet nahe Rotgülden), wodurch in diesen Gebieten unmittelbar voralpidisches Alter der Granitintrusion erwiesen ist. Weitere Belege dafür ergaben sich aus Rb/Sr-Bestimmungen im Ankogel-Hochalmgebiet (LAMBERT, 1964), die für spätestens permisches Alter der Intrusion sprechen; auch im Venedigergebiet, wo KARL und SCHMIDEGG früher für den Tonalitgneis des zentralen Venedigerrgebietes (im Gegensatz zum Augengranitgneis des nördlichen Venedigerraumes) alpidisches Alter angenommen hatten, wurde durch K/Ar-Daten variszische Intrusion des Tonalits erwiesen.

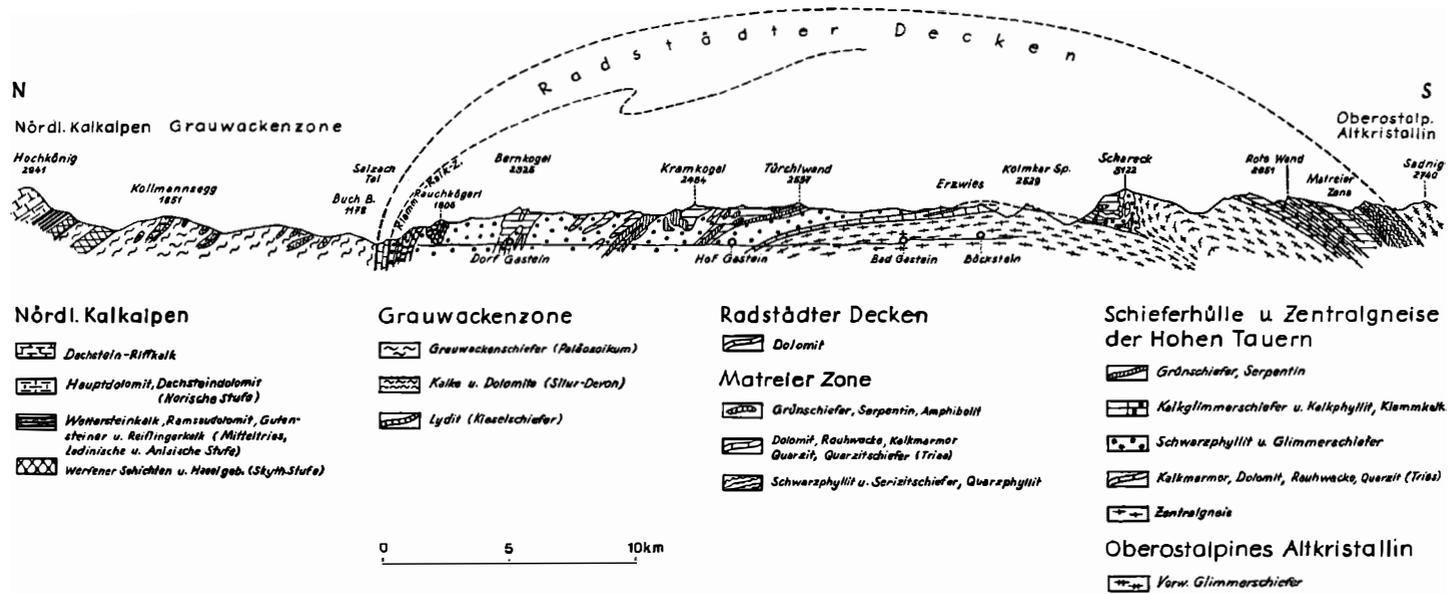


Abb. 7. Profil durch Grauwackenzone und Hohe Tauern. Nach W. DEL-NEGRO, 1970.

Zu „Zentralgneisen“ wurden die überwiegend granitischen Gesteine durch Metamorphose. Eine ältere, wahrscheinlich permische hochtemperierte Metamorphose mit Anatexis hat MORTEANI (1971) im Bereich des Zillertaler Hauptkammes nachgewiesen; die jüngere alpidische Metamorphose (mit Tauernkristallisation), die durch die Bewegungen der ostalpinen Decken über das Penninikum mit gleichzeitiger etwa 10 bis 15 km tiefer Versenkung ausgelöst wurde, erfaßte die Intrusiva gemeinsam mit der Schieferhülle und wandelte den körnigen Granit sowie die anderen Ausgangsgesteine in die geschieferten Zentralgneise um. Die Metamorphose führte z. T. zur Ausbildung der Almandin-Amphibolit-Fazies. Die alpidische Aufwärmung der Gesteine war gering, was auf große Tiefenlage der wärmespendenden Herde schließen läßt.

Die gleiche alpidische Regionalmetamorphose — die nach CLIFF et al. (Gruppe OXBURGH), 1971, im Zeitraum zwischen 55 und 28 Millionen Jahren stattfand — erfaßte wie gesagt auch die die Kerne ummantelnde Schieferhülle. Sedimente, Vulkanite und ältere Metamorphite wurden in meist niedermetamorphe Schiefer umgewandelt; die „Tauernkristallisation“ (SANDER) überdauerte meist die Hauptdeformation. Nahe dem Fensterrand war die Metamorphose schwach (Beginn der Grünschieferfazies), in den inneren Gesteinen stärker (Beginn der Amphibolitfazies). Durch die alpidische Metamorphose wurden aus bituminösen Ton-schiefern am Nordrand dunkle Phyllite, im zentralen Raum Granatglimmerschiefer gebildet; aus Mergeln Kalkphyllite bis Kalkglimmerschiefer; aus Kalken Marmore; aus Sandsteinen Quarzite; aus sauren Tuffen, Tuffiten und Laven Porphyroide und Porphyrmaterialschiefer; aus basischen Tuffen und Laven in den Randzonen Grünschiefer, im zentralen Raum Prasinite und eklogitische Prasinite. Gabbros und alte Amphibolite erlitten geringere Umwandlungen, ebenso die ultrabasischen Peridotite und Pyroxenite des oberen Stubachtales, während andere Ultrabasite zu Serpentinitten wurden.

Das Alter der Gesteine der Schieferhülle war lange Zeit problematisch. 1940 gelang VON KLEBELSBERG die Bestimmung eines Perisphinctes aus dem Oberjura des Hochstegenkalkes von Mayrhofen, der zu der am Nordrand des westlichen Zillertaler-Venediger-Kernes transgredierenden Serie gehört; BOROWICKA (1966) meldete vermutlich mitteltriadische Kalkalgen im Gebiet westsüdwestlich Kaprun; im allgemeinen aber wurden alle Fossilien durch die Metamorphose zerstört. Doch gelang FRASL (1958) durch sorgfältigen Serienvergleich die Gliederung in

1. eine „alkristalline“ (vorkambrische bis altpaläozoische) Serie mit Relikten einer variszischen oder noch älteren Metamorphose (Amphibolite und Alte Gneise);
2. die dem höheren Altpaläozoikum zugerechnete vorvariszische „Habachserie“, die im westlichen Teil des Fensters dominiert (dunkle Phyllite in Verbindung mit Lyditen, saure, intermediäre und basische Vulkanite);
3. die permoskythische „Wustkogelserie“ im Raum östlich der Glocknerstraße (Quarzite, Quarzit- und Arkoseschiefer);
4. die geringmächtige germanische Triasserie („Seidlwinkeltrias“, Kalkmarmore, Dolomite, Gipskeuper, Chloritoidphyllite);

5. die überwiegend jurassische, vielleicht bis ins Neokom reichende „Bündnerschieferserie“ — besonders im östlichen Teil des Fensters —, die große Mächtigkeit erreicht, da zu Beginn des Jura die penninische Geosynklinale entstand und infolge allmählicher Senkung mächtige Sedimente aufnehmen konnte (liassische Dolomitbreccien und Karbonatquarzite, dunkle Phyllite in Verbindung mit Kalkphylliten, Kalkglimmerschiefer mit Ophiolithen, die auf den initialen Vulkanismus zurückgehen). Nach EXNER wären im Hangenden der Kalkglimmerschiefer nochmals dunkle Phyllite vermutlich des Neokom anzunehmen.

Abweichend von der Beckenfazies der Bündner Schiefer (Südpennin?) ist die Schwellenfazies der geringmächtigen Serie mit dem oberjurassischen Hochstegenkalk, die am Nordrand des Zillertaler-Venediger-Kernes transgrediert und von FRISCH (1974) mit der Grestener Serie verglichen wird.

Der früher zum Unterostalpin gestellte Komplex mit den Klammkalken (vom unteren Rauriser Tal bis zum unteren Kleinartal) wird nach TOLLMANN, DEMMER und MOSTLER jetzt ebenfalls zum Pennin gerechnet; die Klammkalke sind mit dunklen Phylliten, Kalksandsteinen, Serpentin und Grünschiefern verknüpft, was eine Annäherung an die Serie der Bündner Schiefer bedeutet.

Die ursprüngliche Verteilung wäre nach FRANK (1966, 1969) wenigstens in den mittleren Hohen Tauern folgendermaßen zu denken: ganz im Norden die Schwellenfazies der Hochstegenkalkregion, südlich folgend die Brennkogelfazies mit Mächtigkeit noch unter 1000 m (Dolomitbreccien, die von der Schwelle im Norden stammen, und dunkle Phyllite), noch weiter südlich die Glocknerfazies (sehr mächtige Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Folge, eigentliche Kernfüllung des eugeosynklinalen Troges), gegen den südlichen Trogrand folgend Fazies der Fuscher Schieferhülle (Dolomitbreccien, Sandstein-Breccien-Zone, Kalke, Kalkphyllite, dunkle Phyllite mit Einschaltungen basischer Gesteine). Noch weiter südlich dürfte die Klammkalkzone und die im Süden zurückgebliebene Matreier Zone, eine penninisch-unterostalpine Mischzone, anzuschließen sein.

EXNER, der in vielen Arbeiten die östlichen Hohen Tauern behandelt hat, kommt zu anderen Vorstellungen, sofern er die Gesteine über der höchsten Gneislamelle des Sonnblickbereiches als einheitliche Serie (einschließlich der Fuscher Schieferhülle als Hangendglied) auffaßt und als „Glocknerdecke“ nach Norden transportiert sein läßt. TOLLMANN (1975) hingegen betrachtet die Rote Wand-Moderecklamelle nur als Sockel der Seidlwinkeltrias und des Brennkogeljura, nicht der darüber geschobenen, z. T. auf ozeanischer Kruste abgelagerten Glocknerdecke. Auch die Innentektonik des Tauernfensters ist umstritten. Vielfach wird die Schwellenregion samt den Zentralgneiskernen, auf denen sie transgrediert, als im großen und ganzen autochthon angesehen; doch sind Teile der Zentralgneise wie die Sulzbachzungen des nördlichen Venedigergebietes (FRASL) oder der walzenförmig gegen Norden bewegte Sonnblickkern samt den Gneislamellen über diesem sowie Teile des Ankogel-Hochalmgebietes (EXNER) in die tektonischen Bewegungen einbezogen worden. Die Zentralgneisschwelle mit ihrer mesozoischen Bedeckung wird von manchen Autoren als Mittelpennin gedeutet, von FRISCH dagegen mit Helvetikum in Beziehung gebracht.

TOLLMANN hat neuerdings (1975) die Ansicht KOBERS, daß die Zentralgneiskerne in den Deckenbau einbezogen seien, vor allem für Zillertaler-, Venediger- und Sonnblick-Hochalmkern zu erneuern versucht. Über die Zentralgneisbereiche und ihre alten Hüllen dürften die Hauptmassen der Schieferhülle in Deckenform nach Norden bewegt worden sein, wobei wieder von vielen Bearbeitern eine Decke der Unteren Schieferhülle (z. T. altpaläozoische Serien, z. T. Serie mit mesozoischer Brennkogelfazies) und eine Decke der Oberen Schieferhülle unterschieden werden; die Trennung dieser beiden tektonischen Einheiten wird mit zwischengeschalteten „Triaslinsen“ beiderseits des Zillertales (THIELE, 1974; FRISCH, 1974), am Fuscher Kamm und vielleicht auch weiter östlich motiviert. Zur Oberen Schieferhülle würden die Gesteine der Glocknerfazies (Kalkglimmerschiefer und Prasinite) gehören. FRASL 1958 hielt diese Deckentrennung nicht für erwiesen. Über alle bisher erwähnten Einheiten müßte noch die Klammkalkzone von Süden her bewegt worden sein. Zu einer noch komplizierteren Deckengliederung kam TOLLMANN (1975).

Die Obere Schieferhülle ist im Bereich der Glocknergruppe (die in den dreißiger Jahren eine sorgfältige Kartierung und monographische Bearbeitung durch CORNELIUS und CLAR erfahren hat) infolge Querfaltung in einer Depression in besonderer Mächtigkeit erhalten.

Das gesamte penninische Gebiet wurde von Süden her von den ostalpinen Decken überwältigt; dies geschah nach TOLLMANN schon in der vorcenomanen austrischen Phase, nach OBERHAUSER, FRASL und FRANK erst ab dem Campan (intragosaunische Phase) und während des Alttertiärs. Auch PREY (1975) stellt die Tauernüberschiebung ins Alttertiär, denn im Nordosten des Tauernfensters stellt er flyschverdächtige Gesteine fest, die dem Prättigauflysch vergleichbar sind und daher am ehesten kretazisch oder gar alttertiär sein könnten. Hingegen nimmt W. FRISCH (Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters, Geol. Rdsch. 62, 375 ff., 1976) Subduktion der Bündner Schiefer nach Süden unter die ostalpin-südalpine Platte während der Oberkreide an und läßt den Zuschub des Tauernfensters im Campan abgeschlossen sein.

Nach Abschluß der Überschiebungen setzte im Tertiär die Aufwölbung des vorher besonders tief versenkten Tauerngebietes ein, wodurch die Abtragung der überlagernden ostalpinen Decken veranlaßt und das Penninikum freigelegt wurde.

6.3. Fragliche Pennin Fenster im östlichen Teil der Ostalpen

TOLLMANN (1963) und (weniger dezidiert) FAUPL (1971) plädierten für penninische Zugehörigkeit des Wechselgebietes (Ortho- und Paragneis, darüber zwei Serien von Schiefen), da es durch Permomesozoikum vom unterostalpinen Semmeringsystem geschieden sei; VETTERS (1971) hingegen betrachtete das Wechselgebiet als tieferes Stockwerk des Unterostalpins, da gleichartiges Permomesozoikum auf dem Westrand des Wechselkristallins und auf dem unterostalpinen Kristallin des Semmeringsystems transgrediere. TOLLMANN (1976) stellt nun den Wechsel ebenfalls ins Unterostalpin.

Die Wechselgneise erfuhren eine voralpide und eine alpidische Metamorphose. Sie haben Grünschieferfazies, sind aber durch Diaphthorese aus Gesteinen der Amphibolitfazies hervorgegangen. Die Serie der Wechselgneise, in der auch Granitgneise stecken, hat eine ähnliche Zusammensetzung wie die unterostalpine Grobgnaisseerie des Semmeringsystems; die jüngere Metamorphose war allerdings andersartig. In den Wechselschiefern unterscheidet FAUPL eine Liegendserie mit Phylliten, die Quarz und Albit führen, und analogen Schiefern von einer Hangendserie aus Grauwackenphylliten und Phylliten mit basischen Tuffabkömmlingen. Die Phyllite gingen wahrscheinlich aus altpaläozoischen Gesteinen hervor.

Umstritten ist auch der penninische Charakter der Schiefergebiete von Bernstein und Rechnitz, die W. J. SCHMIDT (1956) und PAHR (1960) wegen Gesteinsanalogien zu den Tauern für penninisch hielten, während ERICH (1961) die Schiefer als altpaläozoische Gesteine des Ostalpins ansah. Die Rechnitzer Schieferinsel weist verschiedene Phyllite, Quarzite, Rauwacken, Marmore, Dolomite, Konglomerate, ferner Grünschiefer und aus Diabasen und deren Tuffen bzw. aus Peridotiten hervorgegangene Serpentine auf; diese Gesteine werden von den Anhängern der penninischen Zuordnung nur teilweise als paläozoisch, zum andern Teil als mesozoisch interpretiert; tatsächlich wurde in jüngster Zeit auf österreichischem Gebiet Kreide (SCHÖNLAUB, 1974), auf ungarischem Gebiet Jura paläontologisch festgestellt, so daß die penninische Zugehörigkeit des Rechnitzer Schiefergebietes ziemlich gesichert ist.

7. Unterostalpin

7.1. Umstrittenes Unterostalpin im Rätikonbereich

Es handelt sich um die Falknis-Sulzfluhdecken im südlichen Teil des Rätikon und um die tektonisch höheren Aroscher Schuppen, die als Schürflingsteppich nicht nur randlich unter dem oberostalpinen Hauptteil des Rätikon, sondern auch fensterartig unter diesem und auch noch weiter nordöstlich vorkommen. Wegen fazieller Ähnlichkeit der Falknis-Sulzfluhgesteine mit dem Briançonnais hat STREIFF (1962), dem andere Schweizer Geologen folgten, die unterostalpine Zugehörigkeit der Falknis-Sulzfluhdecken bezweifelt und sie zum Mittelpennin gestellt, während die Aroscher Zone hoch- bzw. südpenninisch wäre. Andere Geologen blieben aber doch dabei, diese Einheiten ins Unterostalpin zu stellen.

In der Falknisdecke ist die sehr geringmächtige Trias durch Dolomit, Gips und grüne Mergelschiefer mit Dolomitbreccien vertreten; im Lias folgen Ton-schiefer, Konglomerate, Belemnitenkalke; im Malm Mergelschiefer mit Breccien, Kalkschiefer mit Sandsteinen und Breccien, Kalke, die Falknisbreccie, Plattenkalke mit Calpionellen; die Unterkreide repräsentieren sandig-brecciöse Tristelkalke und Glaukonitquarzite, die Oberkreide Couches rouges, das Dan-Paläozän Globorotaliensichten, das Untereozän Flyschschichten.

Die Sulzfluhdecke weist an der Basis einen Granit auf, in der Trias nur skythischen Buntsandstein bzw. Quarzit und wahrscheinlich norischen Dolomit, im Lias Breccien, im Dogger oolithische Kalke und dunkle sandige Kalke, im Malm z. T. als Riffkalk ausgebildeten Sulzfluhkalk; die Unterkreide ist spärlich ver-

treten, die Oberkreide durch Mergel mit Globotruncanen und Couches rouges, die bis ins Dan-Paleozän hineinreichen.

Die Serie der Aroscher Schuppen beginnt mit Altkristallin und permischem Verucano (Arkosen und Sandsteine) und skytischem Buntsandstein bzw. Quarzit, darüber folgen Rauhacken und Gips sowie Dolomite unsicheren Alters, norischer Hauptdolomit, Rätkalke und -mergel, Schiefer und Breccien des tieferen Jura, Aptychenkalke und Radiolarite des Malm, eine polygene Breccie sowie bunte Kieselschiefer mit Breccien der Unterkreide, Mergelkalkschiefer mit Globotruncanen und Verspalaflysch der tieferen Oberkreide. In der Aroscher Schuppenzone treten häufig Ophiolithe auf.

Im altbekannten Fenster von Gargellen, das eine neue Bearbeitung durch BERTLE (1973) erfahren hat, erscheinen unter dem Silvrettakristallin wieder Gesteine der Aroscher Zone, der Sulzfluhdecke, der Falknisdecke und nach BERTLE sogar der nordpenninische Prätigauflysch.

7.2. Tasnadecke (in Österreich Prutzer Serie)

Die im Rahmen des Unterengadiner Fensters auftretende Decke, die meist als unterostalpin angesprochen wird, wegen gewisser Beziehungen zu den Falknis-Sulzfluhdecken aber u. U. wie diese penninisch sein könnte, reicht in der Schweiz von Kristallin bis Tertiär; die in Österreich liegende, von MEDWENITSCH (1953) als Prutzer Serie bezeichnete Einheit ist — bei einer Mächtigkeit von 300 bis 800 m — auf den Zeitraum Jungpaläozoikum-Neokom beschränkt.

7.3. Umrahmung des Tauernfensters

Abgesehen von einem schmalen unterostalpinen Streifen im Westen des Fensters an der Basis des Stubai Kristallins ist hier zunächst der im Nordwesten des Tauernfensters liegende Komplex Innsbrucker Quarzphyllit-Tarntaler Mesozoikum zu betrachten. Die Zusammengehörigkeit des Innsbrucker Quarzphyllits mit dem am Tauernnordrand folgenden Tarntaler Mesozoikum hat ENZENBERG (1966) bewiesen. Das Alter des Quarzphyllits wird von THIELE (1974) auf Grund von fossilführenden Einschaltungen als altpaläozoisch betrachtet. Er taucht unter das Mesozoikum ein, mit dem er am Nordrand der Tarntaler Berge in primärstratigraphischem Verband steht; sein Hangendes bilden permoskytische Serizit-quarzschiefer und Quarzite, darüber folgen Rauhacken mit Gips, Dolomite und Kalke des Anis, ladinische Diploporendolomite, ein wahrscheinlich noch ladinisches Paket mit etwas Gips und Rauhacken, Dolomit und Kalk, karnische Raibler Schichten, norischer Hauptdolomit, rätische Kössener Schichten (fossilreich). Der Jura gliedert sich in zwei Faziesbereiche: in der Recknerserie, die im ganzen breccienarm ist, muß wieder unterschieden werden zwischen den Allgäuer Schichten vergleichbaren Kalktonschiefen und Kieselkalken, ferner weiteren Kalktonschiefen und Breccien, schließlich der Breccie des inneren Lizumtales; in der Hippoldserie ist die Breccienentwicklung wesentlich ausgedehnter (Tarntaler Breccie i. e. S.). Der Oberjura ist wieder im ganzen Gebiet einheitlich. Kieselschiefer bzw. Radiolarite sind im Bereich der Recknerserie mit Serpentinengknüpfen eng verknüpft.

Tektonisch gliederte ENZENBERG das Tarntaler Mesozoikum in drei übereinanderliegende tektonische Einheiten: die Basisserie, bestehend aus dem Innsbrucker Quarzphyllit und dessen primären Sedimentmantel, der sicher bis ins Anis, möglicherweise bis ins Ladin reicht; die Tarntaler Breccie i. e. S. und die Recknerserie. THIELE (1974) deutete die Tektonik um: zu unterst die Torwanddecke mit einer basalen Quarzphyllit-Schuppe und mächtigen Breccien; darauf die Recknerdecke, zuoberst die inverse Mölserdecke mit dem Innsbrucker Quarzphyllit.

Großtektonisch gesehen liegt das gesamte Unterostalpin dieses Gebietes über der Schieferhülle der Tauern und unter der oberostalpinen Grauwackenzone, die an einer sehr unregelmäßig verlaufenden Überschiebungsbahn zwischen Schwaz und Mittersill aufliegt; im Westabschnitt ist zwischen Innsbrucker Quarzphyllit und Grauwackenzone noch der — nach TOLLMANN mittelostalpine — Schwazer Augengneis eingeschaltet.

Die Fortsetzung des Mesozoikums der Tarntaler Berge quert als schmaler Streifen (nachtriadische „Richbergkogelserie“ nach DIETIKER, 1938, und THIELE, 1974) das Zillertal in Richtung Gerlospaß und endet mit der Krimmler Trias (Skythquarzit, Anis, ladinischer Diploporendolomit), die südlich Neukirchen auskeilt. Als weitere isolierte Fortsetzung kann der ladinische Fossilien führende Kalk von Wenns-Veitelen bei Mühlbach angesprochen werden. Weiter östlich sind im Norden der penninischen Klammkalkzone kleine, an der Tauernordrandstörung längs des Salzachtales eingeklemmte Schubfetzen von Radstädter Quarzphyllit, Skythquarzit, anisischen Rauhawacken, Bänderkalken und Dolomiten als Andeutung des unterostalpinen Rahmens sichtbar geblieben.

Erst in den Radstädter Tauern erweitert sich dieser zu bedeutenden Ausmaßen. Hier im Nordosten des Tauernfensters besteht das Unterostalpin wie im Nordwesten desselben überwiegend aus Quarzphyllit und Mesozoikum. Die Fazies ist in der oberen, heute nördlichen, aber weiter südlich beheimateten Radstädter Deckengruppe etwas anders als in der unteren (der Weisseneck-Hochfeinddecke). TOLLMANN hat große Gebiete der Radstädter Tauern neu bearbeitet. In der oberen Deckengruppe folgt auf einer Kristallinbasis (Gneis von Lantschfeld-Tweng-Mauterndorf) das Paläozoikum, zu dem auch der im Norden dominierende Radstädter Quarzphyllit zu rechnen ist, ferner Tonschiefer, schwarze Phyllite, Grünschiefer, der vielleicht oberkarbone Eisendolomit und alpiner Verrucano mit Porphyroiden. Das Permoskyth vertritt der Lantschfeldquarzit und in dessen Hangendem Rötschiefer; das Anis Rauhawacken, Dolomitschlierenkalk, Dolomit, Bänderkalk, Pyritschiefer; das Ladin 300 m mächtiger Wettersteindolomit mit Diploporen und die ebenfalls fossilführenden Partnachschichten; das Karinth Pyritschiefer mit Sandsteinlagen sowie Opponitzer Dolomit und Kalk; das Nor 300 m mächtiger Hauptdolomit und geringmächtiger Plattenkalk; das Rät Kössener Schichten mit Korallen und geringmächtiger Dachsteinkalk mit Megalodonten und Korallen; die Gesamtmächtigkeit der Trias übersteigt 1000 m nur um wenig, faziell sind aber Anklänge an die Serie der oberostalpinen Kalkvorpalpen gegeben, was nach TOLLMANN auf deren südlich des Unterostalpins zu denkenden (allerdings noch durch das Mittelostalpin getrennten) Heimatbereich hinweist (Abb. 8).

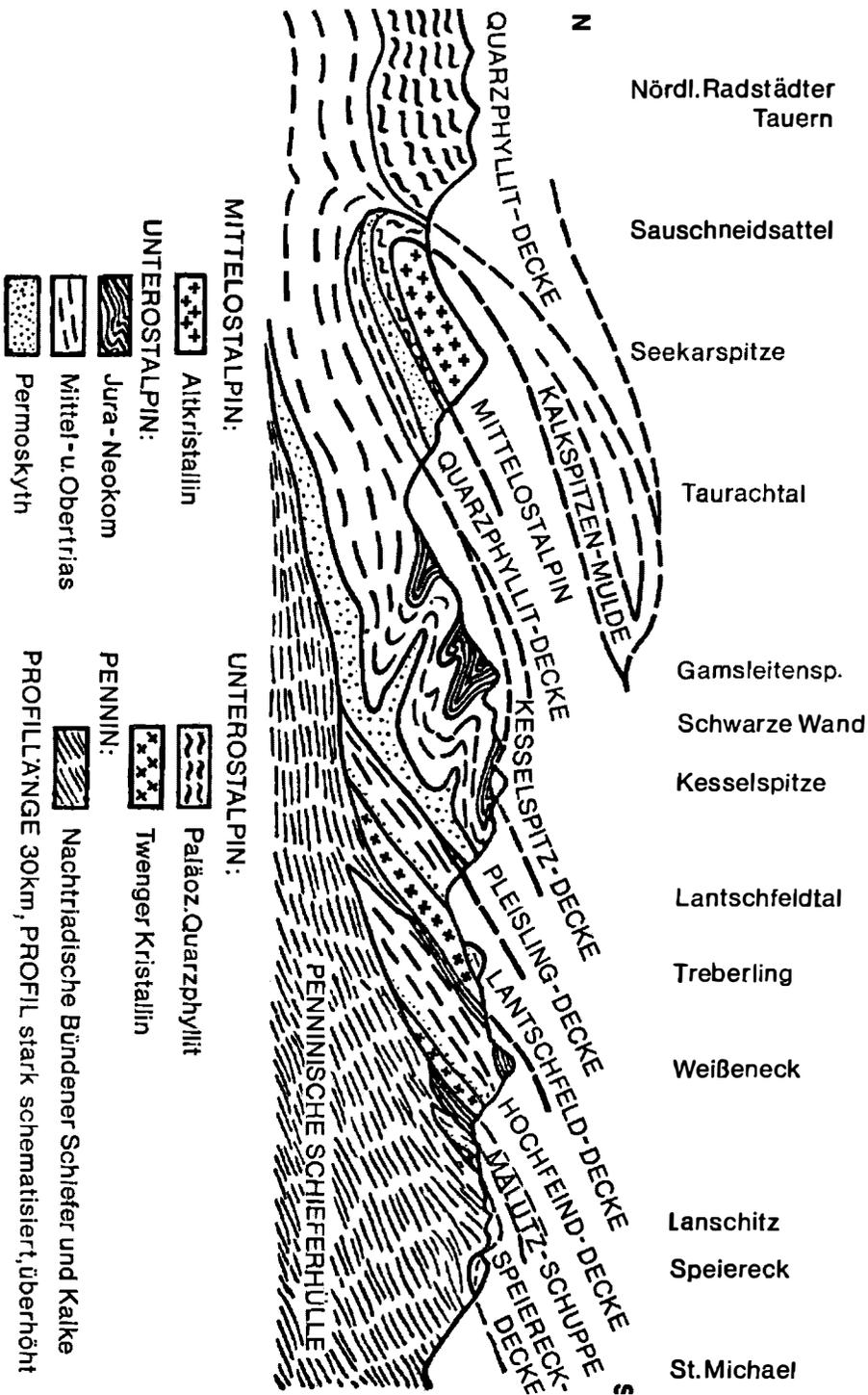


Abb. 8. Schematisches Profil durch die Radstädter Tauern. Nach A. Tolmann, 1964.

Im Lias gibt es Kalkmarmor mit Crinoiden und Belemniten und nochmals Pyritschiefer; die Serie der oberen Deckengruppe endet im Grenzbereich Lias-Dogger mit einem Crinoidenkalk.

Die breccienreiche untere Deckengruppe, in der die Mächtigkeiten besonders in der Trias noch geringer sind, hat über einem Kristallinsockel eine ähnliche, nur unvollständigere Entwicklung im Paläozoikum und in der Trias; der Jura beginnt mit 200 m mächtigen Liasbreccien, Sand- und Tonschiefern sowie Kalken mit Crinoiden und Belemniten, darüber folgen rote Quarzite und Schiefer (unterer „Radiolarit“), Aptychenkalk und der obere „Radiolarit“; vielleicht noch in die Kreide reichen Schiefer mit der oberen Breccie.

Die Gesteine der Radstädter Tauern sind leicht metamorph, was auf die Belastung durch die höheren ostalpinen Decken zurückzuführen ist; sie enthalten daher nicht allzuvielen und häufig deformierte Fossilien.

Die Tektonik zeigt als oberste, im Norden von der Grauwackenzone, im Osten vom Schladminger Kristallin überlagerte Einheit eine verkehrte Serie mit Quarzphyllit und Quarzit im tektonischen Hangenden. Die inverse Quarzphyllitdecke ist nach TOLLMANN vom Schladminger Kristallin tektonisch getrennt, nach CLAR hingegen ist dieses die normale Basis der inversen Serie. Im Westen der Radstädter Tauern, im Gebiet der Ennskraxe, liegt der Quarzphyllit nach DEMMER (1962) nicht invers, sondern im Liegenden des Radstädter Mesozoikums. Was die Grenze gegen die Grauwackenzone betrifft, die im Gebiet zwischen Wagrain und Radstadt nicht hinreichend erforscht ist, so hat HEISSEL (1951) in einem Stollen bei Wagrain die von Wagrainer Tertiär überdeckte Grenze durch einen Mylonithorizont markiert gefunden, wodurch hier die tektonische Grenze zwischen Grauwackenzone und Quarzphyllit, wie ROSSNER (1973) bemerkt, bewiesen ist. Die westliche Fortsetzung der Mylonitzone, die ebenfalls HEISSEL verfolgte, untersuchte genauer MOSTLER (1963); aber von 4 km westlich Wagrain ab grenzt sie bereits Pennin von der Grauwackenzone ab, wenn man von den eingeklemmten unterostalpinen Schollen absieht.

Unter der Quarzphyllitdecke folgt eine Reihe von aufrechten Decken, z. T. mit internen nordvergenten Liegendfalten; TOLLMANN unterscheidet in der oberen Deckengruppe unterhalb der Quarzphyllitdecke die Kesselspitz-, Pleisling- und Lantschfelddecke. Die Verbindung dieser Decken mit dem Mesozoikum der westlichsten Radstädter Tauern, das DEMMER im Tappenkargebiet, TOLLMANN noch weiter westlich untersuchte, ist im einzelnen nicht ganz geklärt.

Die Basis der Lantschfelddecke bildet das Kristallin von Lantschfeld-Tweng. Im Liegenden dieses Kristallins folgt die untere Deckengruppe, nach TOLLMANN vom Hangenden ins Liegende die Hochfeind-Weisseneckdecke, Malutzschuppe, Speiereckdecke. Auch hier herrscht Nordvergenz vor, sekundär kam es — wie auch in der oberen Deckengruppe — zur Querverfaltung.

SCHWAN (1965) stellte in den Radstädter Tauern mittels kleintektonischer Strukturanalyse fest, daß die mehr oder weniger nordgerichteten Bewegungen die leitenden Strukturen bedingten. Damit ist auch bewiesen, daß die penninischen Hohen Tauern nicht von zwei Seiten (Süden und Norden) bzw. in diesem Bereich von Osten her überschoben sein können.

Die weitreichende Überschiebung der unterostalpinen Decken über das Pennin aus südlicher Richtung ist so eindeutig bestätigt (ROSSNER). Das Einfallen des Radstädter Deckensystems unter das Schladminger Kristallin ist nicht auf eine Auschiebung von Osten her, sondern auf östlich gerichtetes Achsengefälle zurückzuführen.

Die südliche Fortsetzung der Radstädter Tauern ist die schmale Katschbergzone (Quarzphyllit, Serizitquarzit, Dolomit, Bänderkalk). Tektonisch sind hier nach EXNER zwei Schollenzonen mesozoischer Gesteine in Verbindung mit Quarzphyllit zu unterscheiden, die östliche „Lisabichlzone“ und die westliche „Tschaneckzone“, unter die die Tauernschieferhülle einfällt.

Die Katschbergzone geht — allerdings mit einigen Unterbrechungen — bogenförmig in die dem Südrand des Tauernfensters folgende Matreier Zone über. Diese wird aber nicht mehr als rein unterostalpin aufgefaßt, sondern als penninisch-unterostalpine Mischzone. Ihre Gesteine sind Quarzite, Quarzitschiefer, Serizitschiefer, Phyllite, Rauhwacken mit Gips, Dolomite, Bändermarmore, Kalkphyllite, Grünschiefer.

7.4. Unterostalpin der östlichen Alpen (Abb. 9, 10)

Hierher gehören vor allem die Semmeringdecken. Sie umfassen einen großen Teil des unteren Mürztales, reichen auf der anderen Seite zum Rosaliengebirge und umgreifen im Süden den Wechseldom, der von manchen Forschern als penninisch, von anderen als tieferes Stockwerk des Unterostalpins aufgefaßt wird (s. o.). Schließt man sich letzterer Deutung nicht an, dann ist das tiefste Element des Semmering-Unterostalpins die Grobgneisserie, bestehend aus mächtigen phyllitischen Glimmerschiefern mit Einlagerungen von Amphiboliten, Quarziten und Arkosegneisen — diese Serie ist vermutlich aus altpaläozoischen Sedimenten hervorgegangen — sowie aus sauren Intrusiva (Granitgneisen oder Grobgneisen), die wahrscheinlich während der variszischen Orogenese intrudierten (THENIUS). Nach WIESENER (1971) sind die Grobgneise voralpidische Metasedimente, in die nach zwei Metamorphosephasen eine Granitintrusion erfolgte. Auch eine alpidische Metamorphose fand statt.

Über der Grobgneisserie liegen permische Serizitschiefer und -quarzite mit Breccien und Porphyroiden; dann im Skyth der 100 m mächtige Semmeringquarzit, Arkosen mit Konglomeratlagen und Rötschiefer (schiefrig-sandige Serie mit Rauhwacken); im Anis Rauhwacken und Gutensteiner Basisschichten, weiter Bänderkalke und 300 m mächtige Dolomite; im Ladin diploporenföhrer Wettersteindolomit (100 m); im Karinth und Nor der „bunte Keuper“ (über 200 m schwarze Schiefer mit Gips- und Anhydritlagen, bunte Schiefer, Quarzite und Arkosen); die Serie endet mit geringmächtigem Rät. Die Gesamtmächtigkeit der Trias beträgt bis zu 1000 m. Die Ähnlichkeit mit der Radstädter Fazies ist nur partiell gegeben, die obertriadische Keuperentwicklung stellt ein dort nicht bekanntes Phänomen dar.

Tektonisch ist das System westlich des Semmerings aus mächtigen Liegendfalten mit metamorphen Kristallingesteinen im Kern aufgebaut; östlich des

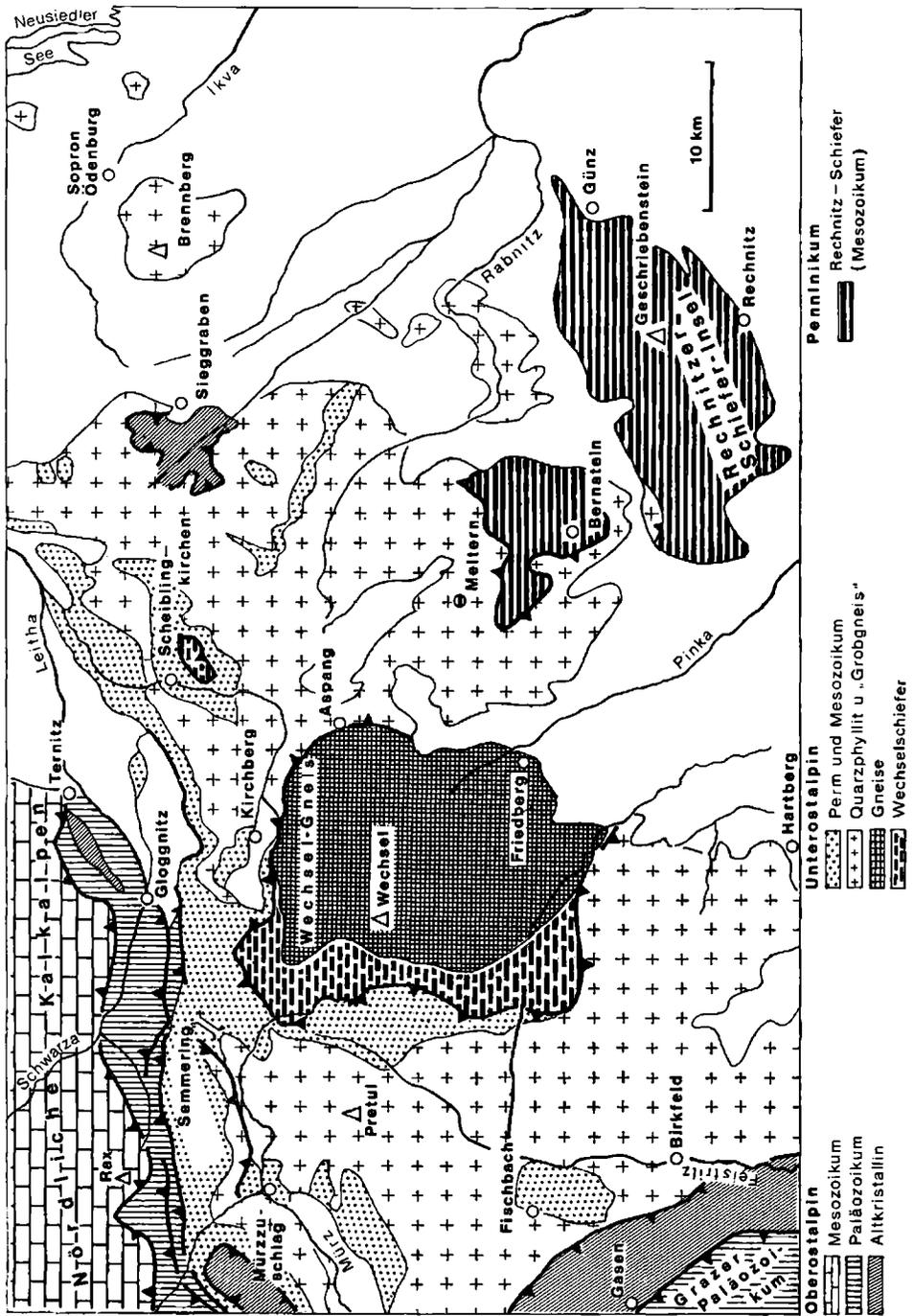


Abb. 9. Der geologische Bau der Zentralzone im südöstlichen Niederösterreich und den angrenzenden Gebieten der Steiermark und des Burgenlandes. Nach H. P. SCHÖNLAUB, 1973 (etwas verändert).

Passes sind nur die sedimentären Gesteine in Teildecken und Schuppen angehäuft. Die Bewegungsrichtung ist Süd-Nord.

Als Fortsetzung des Rosaliengebirges jenseits der Pforte von Wiener Neustadt ist das Leithagebirge anzusehen; den Kern bilden Glimmerschiefer und Grobgnese, darüber transgrediert unterostalpine Permotrias (permische Arkosen, Serizitphyllit in Wechsellagerung mit Semmeringquarzit, Kalk und Dolomit mit Crinoiden (E. und A. TOLLMANN). Jungtertiäre Basisschotter und Leithakalk umgeben die älteren Gesteine ringförmig.

Die Hainburger Berge haben ebenfalls einen kristallinen Kern aus Glimmerschiefern, Phylliten, Granitgneisen, Granodiorit; als sedimentäre Hülle folgen Quarzite sowie dunkle Kalke und Dolomite unbestimmten Alters, die früher als Ballensteiner Kalke des Lias wie in den Kleinen Karpaten aufgefaßt wurden, was aber bezweifelt wurde; ob die Hainburger Berge als Fortsetzung des Unterostalpins anzusehen sind, ist ebenfalls unklar; nicht nur TOLLMANN spricht sich dagegen aus, auch WIESENER betont petrographische Unterschiede zwischen den Plutoniten der Hainburger Berge und Kleinen Karpaten und den Grobgneseisen des Leithagebirges.

8. Mittelostalpin

Nördlich des unterostalpinen Semmeringsystems, besonders seines westlichen Teiles, schaltet sich zwischen diesem und der oberostalpinen Grauwackenzone noch ein Komplex ein, der im Semmeringgebiet selbst nur durch schmale Schuppen belegt ist, weiter westlich aber das Kristallin des Troiseckzuges mit einer im

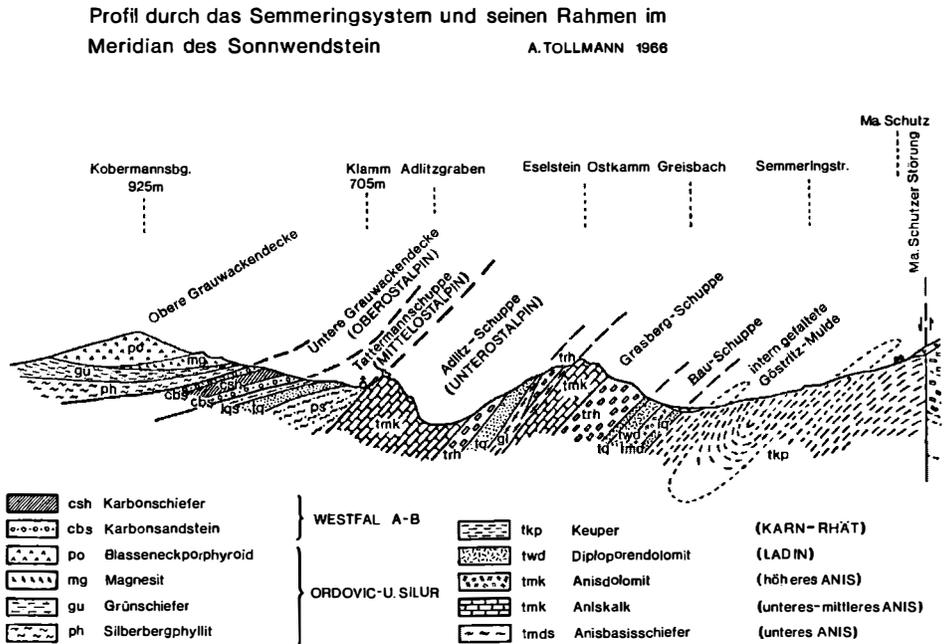
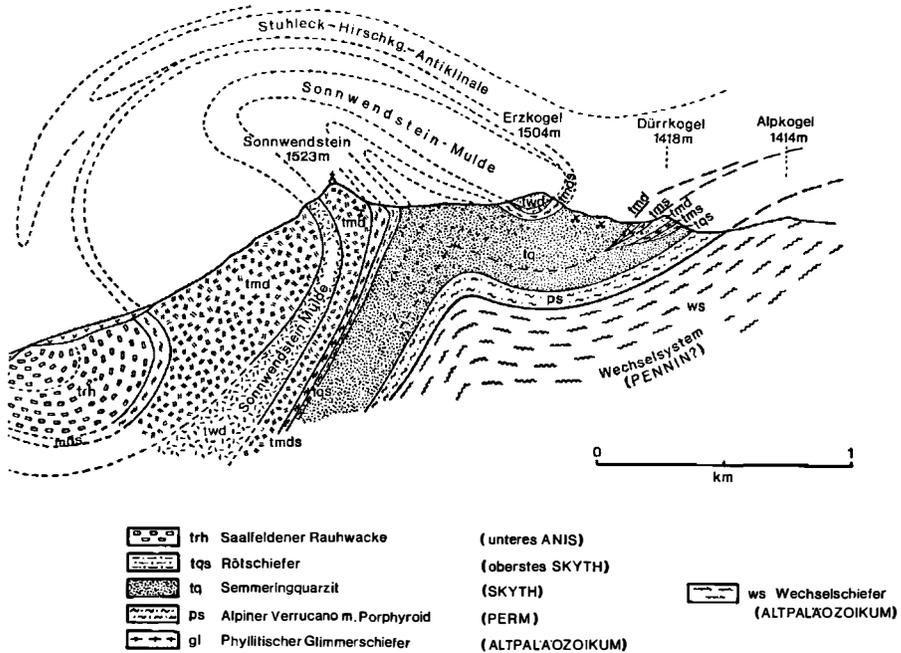


Abb. 10. Profil durch das Semmeringsystem und seinen nördlichen

Norden diesem transgressiv auflagernden permotriadischen Serie umfaßt und daher von TOLLMANN als mittelostalpin bezeichnet wird. Die Abtrennung vom Unterostalpin rechtfertigt sich vor allem dadurch, daß das Troiseckkristallin nicht durch die für das Unterostalpin charakteristischen Grobgneisserie gekennzeichnet ist; es besteht hauptsächlich aus Glimmerschiefern und Paragneisen mit Amphibolitlagen. Darüber transgrediert die nach TOLLMANN zum permischen Verrucano zu stellende Rannachserie. Über dieser folgt der Thörl Kalkzug mit skythischem Quarzit, Rauhwacken, oberanischen Kalken, die KRISTAN-TOLLMANN und TOLLMANN (1967) durch Crinoidenfunde einstufen konnten, und dunklen Dolomiten.

Die Rannachserie springt vom Westende des Troiseckzuges an einer Störung bis in die Gegend von Bruck an der Mur zurück, zieht von hier als schmaler Streifen an der Basis der Grauwackenzone nach Leoben und begleitet dann, durch Verschuppung angeschopt, als transgressive Auflage des Bösenstein-Seckauer Kristallinmassivs die Südseite der Palten-Liesingfurche. METZ hat 1940 diese Serie, die aus oberpermischem Verrucano und (skythischen?) Serizit-schiefern und Quarziten besteht, als tiefstes Glied des zentralalpinen Mesozoikums aufgefaßt.

Es liegt also hier eine Fortsetzung des mittelostalpinen Troiseck-Thörl-Zuges vor, zu der wegen des transgressiven Verbandes auch das Bösenstein-Seckauer-Kristallin gerechnet werden muß. Abweichend von diesen Vorstellungen bezweifelt BECK-MANNAGETTA (1974) die Zugehörigkeit der auf dem Seckauer Kristallin transgredierenden Rannachserie zum Permoskyth. Dieses Kristallin besteht



Rahmen (Tattermannschuppe, Grauwackenzone). Nach A. TOLLMANN, 1972.

größtenteils aus Orthogneisen mit Granitkernen und einem Alten Dach von Paragneisen. Eine Störungsgrenze, die „Gaal Schuppenzone“, begrenzt dieses Kristallin gegen die Wölzer Glimmerschiefer, unter die es einfällt; auch gegen das Gleinalmkristallin ist die östliche Fortsetzung der Seckauer Gneise durch eine Störung abgesetzt.

TOLLMANN (1959—1963) glaubte — in den östlichen Alpen in Übereinstimmung mit H. FLÜGEL (1960) — das Mittelostalpin noch viel weiter ausweiten zu sollen, u. zw. auf den größten Teil der ostalpinen Zentralalpen bis hin zu den Ötztalern und zur Silvretta. Als Deckenscheider betrachtete er in den Wölzer Tauern an der Grenze gegen die zur Grauwackenzone gehörigen Ennstaler Phyllite den Sölk-Gumpeneck-Marmorzug, in dem Crinoiden gefunden wurden, deren triadisches Alter aber zweifelhaft ist; außerdem liegt dieser Marmorzug nicht genau an der Grenze zwischen den Wölzer Glimmerschiefern und den Ennstaler Phylliten, sondern etwas südlich davon (FRITSCH, 1953), eignet sich daher nicht als Deckenscheider.

Ähnliches gilt nach SCHMIDEGG (1964) von den Triaslinsen, die nach TOLLMANN die Deckengrenze zwischen Silvretta einerseits, Phyllitgneisen und Landecker Phylliten andererseits markieren sollten; er gibt an, daß die Triaslinsen eine nach unten geschlossene Synklinale bilden und daß vom Silvrettakristallin Übergänge über die Phyllitgneise zu den Landecker Phylliten führen. Ähnlich vertritt MOSTLER (1972) in einer Arbeit über das Montafon die Ansicht, daß die Phyllitgneise petrographisch dem Silvrettakristallin entsprechen und auch tektonisch davon nicht abzutrennen seien; im Montafon transgrediert aber über den Phyllitgneisen eine einheitliche Serie, die mit Karbon beginnt und über Permoskyth bis zu einem Gips-Dolomit-Horizont reicht, über dem die Mitteltrias der Kalkalpen folgt (wodurch ein Zusammenhang Kalkalpen — Karbon — Silvretta gegeben wäre).

TOLLMANN'S Dreiteilung des Ostalpins ist allerdings auch durch den Umstand motiviert worden, daß beiderseits des Tauernfensters ein dreifacher Stockwerkbau in den ostalpinen Zentralalpen vorliegt: über dem schmalen Unterostalpinstreifen der Brennerfurche liegt das Stubaier Kristallin mit transgredierendem Mesozoikum, über diesem mit tektonischem Kontakt das Paläozoikum der Steinacher Decke sowie das Mesozoikum der Blaserdecke; analog hat das östlich über dem Unterostalpin der Katschbergzone liegende Kristallin (Glimmerschiefer und Bundschuhgneise) eine mesozoische Bedeckung, das Stangalmmesozoikum, über das das Paläozoikum der Gurktaler Decke geschoben wurde. Dieses wird nicht nur im Westen, sondern auch im Norden vom Stangalmmesozoikum unterlagert; im Osten fehlt zwar ein derartiger mesozoischer Deckenscheider und es hatte eine Zeit lang den Anschein, als ob die Gesteine der Gurktaler Decke fugenlos aus dem metamorphen Altpaläozoikum der Saualpe hervorgingen, in neuerer Zeit häuften sich aber wieder die Anzeichen für eine Deckengrenze zwischen beiden. Nur die Südgrenze der Gurktaler Decke ist nicht geklärt.

TOLLMANN verfocht die Ansicht, daß das Paläozoikum der Steinacher- und der Gurktaler Decke ebenso wie das Grazer Paläozoikum, unter dem man ebenfalls triasverdächtige Gesteine an einzelnen Stellen vermutete, die südliche Fort-

setzung der Grauwackenzone und somit oberostalpin wären, wogegen das gesamte Kristallin der Muralpen, der Tauernumrahmung im Hangenden des Unterostalpins, der Ötztaler- und der Silvrettadecke zum Mittelostalpin gehören würde.

Ein Hinweis auf Dreiteilung des Ostalpins ist auch durch die schon erwähnte Zwischenschaltung des Schwazer Augengneises zwischen dem unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit und der oberostalpinen Grauwackenzone gegeben.

Neuerdings hat GEYSSANT (1973) im Gebiet der Kalkkögel bei Innsbruck Feststellungen getroffen, die er als Bestätigung der TOLLMANNschen Gliederung betrachtet: dort sind in die leicht metamorphe Serie des zentralalpinen Mesozoikums mitteltriadische Gesteine der nordalpinen Serie tektonisch eingeschaltet, die von der Metamorphose verschont geblieben sind; sie lassen sich nach seiner Auffassung am besten (wie auch die etwas südlichere Blaserdecke) als oberostalpine Schollen deuten, die bei der Wanderung nach Norden über das Mittelostalpin in dessen Gesteine eingeschuppt wurden. Daß das Oberostalpin südlich des als Mittelostalpin gedeuteten Stubai Kristallins samt seiner zentralalpin-mesozoischen Auflage (Kalkkögel bis Tribulaun) beheimatet war, scheint ihm auch daraus hervorzugehen, daß die Trias von Mauls (Südtirol) und die von Kalkstein bei Innervillgraten eine intermediäre Stellung zwischen zentralalpiner und nordalpiner Fazies aufweisen. Er warnt allerdings vor Verallgemeinerung seiner Folgerungen auf die gesamten Ostalpen (Abb. 11).

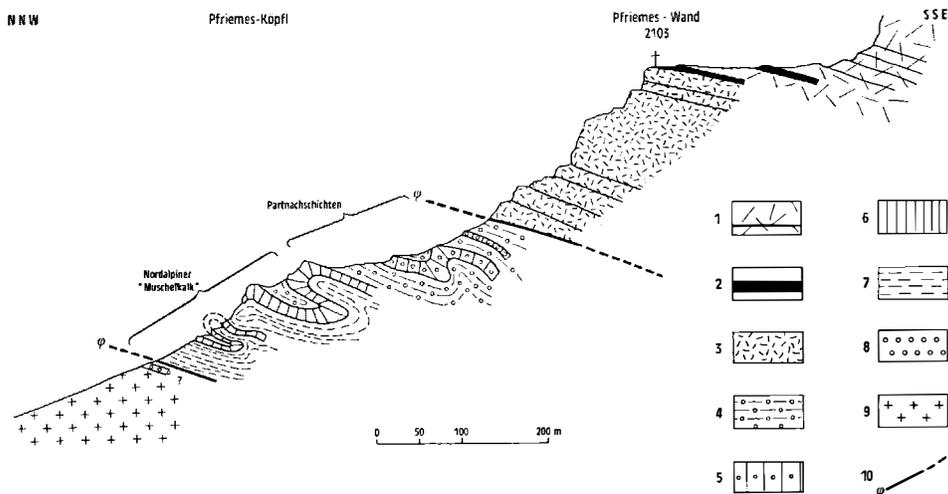


Abb. 11: Profil vom Priesmes-Köpfl zur Priesmes-Wand. Nach GEYSSANT, 1973.

- | | |
|---|---|
| 1 „Hauptdolomit“ (Nor). | 6 Kalkiger nordalpiner „Muschelkalk“ (Anis?) |
| 2 Raibler Schichten (Karn). | 7 Mergelig-toniger nordalpiner „Muschelkalk“ (Anis?). |
| 3 „Wettersteindolomit“ (Ladin). | 8 „Alpiner Verrucano“ (Permoskyth?). |
| 4 Partnachsichten (Ladin). | 9 Gneis des Ötztaler Kristallin. |
| 5 Partnachsichten: Knollenkalk (Ladin). | 10 Bedeutender anormaler Kontakt. |

Schwierigkeiten für die TOLLMANNsche Hypothese ergeben sich daraus, daß die Gesteine des oberostalpinen Drauzuges nicht nur im Süden mit dem Gailtaler Kristallin (das TOLLMANN ursprünglich auch zum Mittelostalpin rechnete) transgressiv verbunden sind, sondern daß auch im Norden des Drauzuges Transgressionsverband mit dem Paläozoikum der Latschurgruppe besteht, das wieder normal dem nach TOLLMANN mittelostalpinen Kristallin südlich des Tauernfensters aufzulagern scheint. Es ist in diesem Gebiet schwierig, eine Grenze zwischen Mittel- und Oberostalpin zu ziehen, da mesozoische Deckenscheider fehlen.

Ein neuer Lösungsversuch stammt von CLAR (1975): er billigt TOLLMANNs Teilung des ehemaligen Oberostalpins in zwei Stockwerke — Kristallin mit Rannacherie, darüber Gurktaler- bzw. Steinacher Decke —, möchte aber diese Zweigliederung nur als eine Art Digitation deuten, so daß die deckenförmige Überschiebung des oberen Stockwerkes im Bereich der mit der Gurktaler Decke zusammenhängenden Magdalensbergserie in eine bloße Relativbewegung innerhalb des einheitlichen Gesamtbaues der Saualpe übergeht und weiter südlich ganz endet.

Die endgültige Entscheidung dieser tektonischen Fragen muß wohl noch aufgeschoben werden.

9. Zentralalpen (mittel- oder/und oberostalpin)

9.1. Silvrettakristallin

Weitaus überwiegend treten im Silvrettakristallin Paragneise und Glimmerschiefer, daneben auch Amphibolite auf; die Paragneise gehen nach Altersbestimmungen an Zirkonen wenigstens teilweise auf präkambrische Gesteine zurück, deren Metamorphose z. T. kaledonisch, z. T. variszisch ist. In die Paragneise intrudierten wahrscheinlich noch im Altpaläozoikum Orthogesteine. Die variszische Orogenese führte zu starker Faltung mit Schlingenbau im Südwestteil. Die alpidische Orogenese war nicht mehr mit Metamorphose verbunden.

Nahe der Nordgrenze (Thialspitze) gibt es geringfügige Triasvorkommen, die TOLLMANN (1963) für Deckenscheider zwischen mittelostalpinem Silvrettakristallin und oberostalpinen Phyllitgneisen, SCHMIDEGG (1964) hingegen für eingeklemmte Mulden hielt.

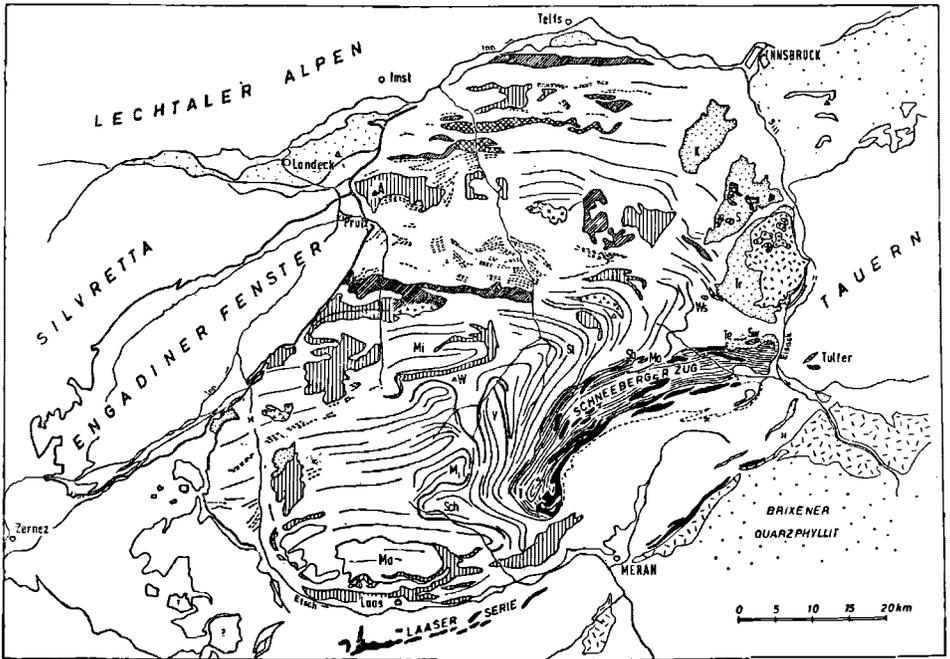
Den an die Phyllitgneise anschließenden Landecker Quarzphyllit, den die meisten Beobachter zur Grauwackenzone rechneten, deuteten HOERNES und PURTSCHELLER (1970) als diaphthoritische Altkristallin; die Phyllitgneise sind nach MOSTLER (1972) vom Silvrettakristallin nicht zu trennen.

Die Überschiebung der Silvrettadecke erfolgte in Süd-Nord-Richtung, u. zw. nach dem Eozän; im Fenster von Gargellen hat BERTLE, wie erwähnt, unter dem Silvrettakristallin nicht nur Arosler Zone und Sulzfluh-Falknisdecke, sondern auch Prätigauflysch angetroffen, in dem das Alttertiär vertreten ist.

Nördlich des Engadinfensters wird die Silvrettadecke von der Ötztaler Decke — mit der sie aber ursprünglich wohl zusammenhing — überschoben.

9.2. Ötztalkristallin

Das Ötztalkristallin ist ähnlich zusammengesetzt wie das der Silvretta; Paragneise, Glimmerschiefer und Amphibolite, daneben Granitgneise, Granodioritgneise und Tonalitgneise sind die Hauptgesteine. Altersbestimmungen an Granitgneisen ergaben altpaläozoisches Alter; die Intrusion der Orthogesteine dürfte mit der kaledonischen Gebirgsbildung zusammenhängen. FÖRSTER und LEONHARDT (1972) nahmen für große Teile des Ötztaler Kristallins präkambrisches Alter an, was aber bestritten wurde. Die (voralpidische) Metamorphose ist mehrphasig. Im nördlichen Teil liegt West-Ost-Streichen vor; im Süden tritt an dessen Stelle der zuerst von SCHMIDEGG (1933) erkannte Schlingenbau (mit steilen, fast saigeren Achsen). Die größte Schlinge ist die Stubai Schlinge; bedeutend ist auch die Venter Schlinge. In Analogie zur Silvretta könnte der Schlingenbau als varis-



	Amphibolite		Tonalitgneise		Granodioritgneise		Biotitgranitgneise
	Muskovitgranit- u. Augengneise		Winnebachgranit		Brixener u. Fingger Granit		Quarzphyllite
	Karbon (Steinacher Decke)		Quarzphyllit (Steinacher D.)		Trias (Blaser Decke)		Trias
	Marmore der Laaser Serie u.d. Schneeberger Zuges		Gesteine des Schneeberger Zuges				

Abb.12: Übersichtskarte der Ötztal-Scholle nach HAMMER (1929), SCHMIDEGG (1933) und VETTERS (1933).

(A) Aifenspitze, (K) Kalkkögel, (M) Marzell-Schlinge, (Ma) Matscher Decke, (Mi) Mittelberg-Schlinge, (Mo) Moarer Weiße, (S) Serleskamm, (Sb) Schneeberg, (Sch) Schlingenbögen des Schnalstales, (Sw) Schleyerwand, (St) Stubai Schlinge, (T) Texel-Gruppe, (Te) Telfer Weiße, (Tr) Tribulaun, (V) Venter Schlinge, (W) Wildspitze, (Ws) Weißwand-Spitze.

zisch angesehen werden; FÖRSTER und LEONHARDT hingegen bringen ihn mit der ältesten Metamorphose in Zusammenhang. Die Bedeutung der alpidischen Orogenese wird verschieden beurteilt; im südlichen Teil dürfte es noch eine frühalpide Metamorphose gegeben haben. Außerdem kam es in der alpidischen Orogenese zur Aufschiebung der Ötztaler Masse nach Westen auf das Engadiner Fenster und auf das Silvrettakristallin sowie auf die Landecker Phyllitzone; ferner nach Norden auf Paläozoikum südlich Telfs und auf südliche Randteile der Kalkalpen (Abb. 12).

Im Gebiet der Kalkkögel bei Innsbruck, der Serles-Kirchdach-Gruppe und des Tribulaun ist dem Stubai Kristallin, dessen Mächtigkeit hier im Vergleich zum zentralen Raum der Ötztaler Masse gering ist, das zentralalpine „Brennermesozoikum“ aufgelagert. Es beginnt mit einer transgressiven quarzitischer Serie mit rosa Quarzgeröllen (Permoskyth), darüber folgt etwas Rauhwaacke und ein wohl anisischer grauer, dünnbankiger Dolomit, darüber ein mächtiger ladinischer heller Dolomit, der dem Wettersteindolomit vergleichbar ist, weiter pelitisch-sandige Raibler Schichten und mächtiger norischer Hauptdolomit, weiter ein Kalkkomplex mit phyllitischen und Kieselchieferlagen (Rät-Jura), abschließend ein wohl malmischer Radiolarit. Die Gesteine sind nur teilweise durch Fossilien datierbar; eine leichte Metamorphose hat sie erfaßt, was wohl auf Überfahung durch das nächsthöhere tektonische Stockwerk zurückzuführen ist.

Dieses ist nach GEYSSANT (1973) in der nördlichen Kalkkögelgruppe als nordalpiner nichtmetamorpher Mitteltriaskomplex in das zentralalpine Mesozoikum in verschiedenen Niveaus desselben tektonisch eingeschuppt, ferner als „Blaserdecke“ (SCHMIDEGG, 1956, GEYSSANT, 1970) der Serles-Kirchdach-Gruppe aufgesetzt (die Blaserdecke hat nordalpine Fazies mit Hauptdolomit, Kössener Schichten, Oberrätalkalk, Adnetter Cephalopodenkalk), endlich als „Steinacher Decke“ dem Tribulaunmesozoikum aufgeschoben (Quarzphyllit, Nösslacher Karbon mit Sandsteinen, Tonschiefern, Konglomerat; Kohlenflöze sind eingelagert).

9.3. „Altkristallin“ südlich des Tauernfensters (österreichischer Anteil)

Das Altkristallin südlich der Matreier Zone setzt sich nach SENARCLENS-GRANCY (1965) aus mächtigen Glimmerschiefern, in geringerem Maße auch aus Paragneisen zusammen; in der Schobergruppe sind Eklogite, Eklogitamphibolite und Orthogneise eingeschaltet. Südlich des Defereggentales liegt auf österreichischem Gebiet der Ostteil des Tonalits der Rieserfernergruppe, der zu den jungen Intrusiva des weiteren Bereiches der periadriatischen Narbenzone gerechnet wird (Intrusion in der Kreide oder im Alttertiär). Der Südrand der Intrusivmasse wird durch die westoststreichende Deferegger Hauptstörung markiert, an der Phyllite und Phyllonite auftreten. Die Deferegger Südkette wird in der Hauptsache von Gneisphylliten und Paragneisen aufgebaut. An der Westgrenze von Osttirol, in Innervillgraten, ist die zentralalpin-mesozoische Scholle von Kalkstein eingeklemmt, die der in Südtirol gelegenen Trias von Mauls und Stilfes verwandt ist (verrucanoartige Konglomerate und Sandsteine, Rauhwaacke).

ken, Bänderkalke, Diploporendolomit). Südlich der Deferegger Südkette schließen sich Quarzphyllite an.

Die Schobergruppe ist nach TROLL (1974) in einen hauptsächlich aus Glimmerschiefern und Quarziten aufgebauten Liegendkomplex und einen tektonisch darübergeschoben Hangendkomplex mit eingeschalteten Gneisen und Eklogit-amphiboliten zu gliedern.

In der Kreuzeckgruppe überwiegen die Glimmerschiefer; Paragneise treten zurück, Einschaltungen von Orthogneisen sind vor allem im nördlichen Teil der Gruppe vorhanden.

Altersbestimmungen von CLIFF et al. (1971) ergaben südlich der Möll außerhalb des Tauernfensters K/Ar-Alter von 80 Millionen Jahren, während beiderseits des Mölltales innerhalb des Fensters die K/Ar-Werte um 20 Millionen Jahre gestreut liegen (Abkühlungsalter). Die Autoren ziehen daraus den Schluß, daß die heutige Nachbarschaft der Gesteine innerhalb und außerhalb des Fensters nicht älter als 20 Millionen Jahre sein kann.

Die Glimmerschiefer der Kreuzeckgruppe setzen sich in der Latschurgruppe südwestlich Spittal/Drau fort; im Süden werden sie von steil südfallenden Phylliten paläozoischen Alters, in denen nach H. W. FLÜGEL (1975) SCHÖNLAUB in eingelagerten Karbonatgesteinen altpaläozoische Conodonten fand, überlagert (FRITSCH, 1961), über die das rote permoskythische Basiskonglomerat des oberostalpinen Drauzuges mit flacher Lagerung transgrediert. Es fällt hier schwer, eine tektonische Grenze zwischen Drauzug und Altkristallin zu ziehen, was die oberostalpine Zugehörigkeit auch dieses letzteren — so wie im Süden des Drauzuges des mit diesem durch den gleichen Transgressivverband verknüpften Gailtalkristallins — nahelegt. Andererseits läßt sich aber auch zwischen dem Altkristallin der Kreuzeck- und der Latschurgruppe und dem vom Stangalmmesozoikum bedeckten Altkristallin östlich des Tauernfensters trotz der Draustörung kaum eine tektonische Grenze erster Ordnung ziehen; dieses letztere wäre jedoch wegen der tektonischen Auflagerung des oberostalpinen Paläozoikums der Gurktaler Decke auf dem Stangalmmesozoikum eher als mittelostalpin anzusprechen! Dieser Widerspruch läßt sich vorläufig kaum aufklären.

9.4. Überblick über die Zentralzone östlich des Tauernfensters (Abb. 13)

Östlich der unterostalpinen Katschbergzone folgt sie überlagernd ein ausge dehntes Granatglimmerschiefergebiet mit eingelagerten Para- und Orthogneisen; die Glimmerschiefer setzen sich in die Wölzer Tauern fort. Nordwestlich von diesen liegt das Schladminger Altkristallin (Para- und Orthogneise, Migmatite, Amphibolite); dieses überlagert tektonisch das Unterostalpin der Radstädter Tauern, taucht aber selbst unter die Wölzer Glimmerschiefer. Diese liegen auch tektonisch höher als das Bösenstein-Seckauer Kristallin, das oben bereits als mittelostalpin Kristallin nach Analogie des Troiseckzuges (wegen der transgressiven Auflagerung der Rannachserie) besprochen wurde.

GEOLOGISCHE SKIZZE DES GEBIETES

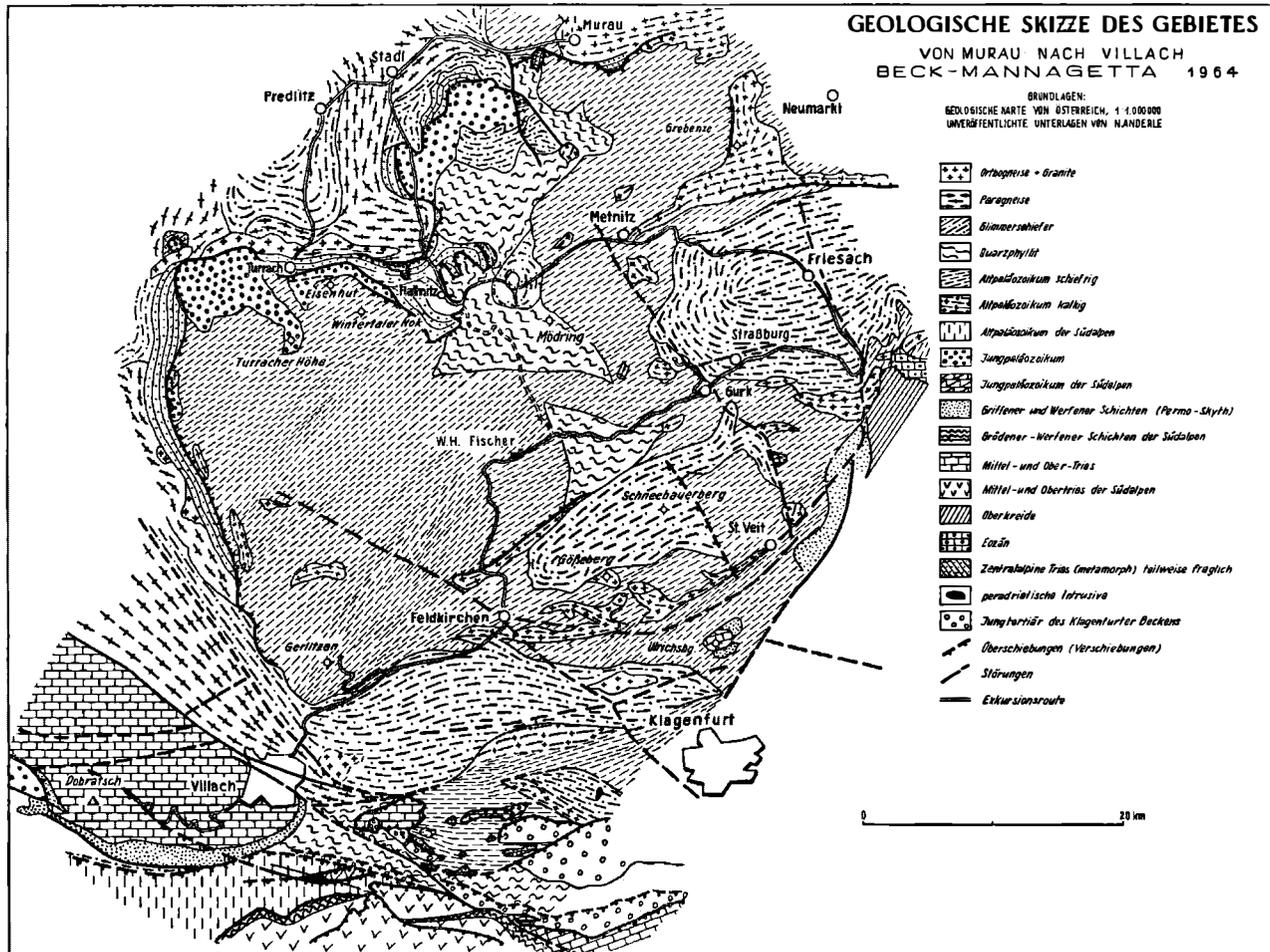
VON MURAU NACH VILLACH
BECK-MANNAGETTA 1964BRUNDLAGEN:
GEOLOGISCHE KARTE VON ÖSTERREICH, 1:500.000
UNVERÄNDERTLICHE UNTERLAGEN VON HANDELBLE

Abb. 13.

Auf dem Altkristallin östlich des Tauernfensters ist das Stangalmmesozoikum normal aufgelagert, das — wie im Westen das Brennermesozoikum vom Paläozoikum der Steinacher Decke — vom Paläozoikum der Gurktaler Decke überschoben ist. An deren Westrand zieht sich das Stangalmmesozoikum vom Raum Kleinkirchheim bis in die Südostecke des Lungaus, biegt dann ostwärts über Turrach bis in die Flattnitz, von hier wieder nordwärts in die Gegend von Murau (Stolzalpe). Dagegen ist an der Ostseite der Gurktaler Decke kein Mesozoikum nachgewiesen, da sich die „Trias von Mühlen“ bei Neumarkt nicht bestätigen ließ.

Das von HOLDHAUS (1921) entdeckte, von STOWASSER (1956) und TOLLMANN (1958) neu bearbeitete Stangalmmesozoikum reicht vom Skyth bis in den Jura; es ist typisch zentralalpin.

Die Gurktaler Decke besteht aus einem tieferen Lappen karboner Gesteine (Konglomerat, pflanzenführendes Oberkarbon als Sandsteine und Schiefer) und einer höheren Teildecke aus altpaläozoischen Phylliten, Glimmerschiefern und Metadiabasen. Nach Südosten setzt sich die Gurktaler Decke in die Magdalensbergserie fort.

Östlich der Gurktaler Decke schließt sich das Kristallin der Saualpe an. Die modernen Untersuchungen im Hüttenberger Bereich ergaben, daß dieses Kristallin großenteils nicht präkambrisch, sondern altpaläozoisch ist. Da die Trias von Mühlen gestrichen wurde, schien ein Übergang aus dem Saualpenkristallin in die Gurktaler Decke naheliegend zu sein, wodurch deren Charakter als freischwebende oberostalpine Einheit über mittelostalpinem Kristallin fraglich wurde. Neuere Fossilfunde im Bereich der südwestlichen Saualpe (NEUGEBAUER, 1970, NEUGEBAUER & KLEINSCHMIDT, 1971) legten aber doch wieder eine Deckengrenze nahe; PILGER & WEISSENBACH (1971) betonen, daß nichtmetamorphes Ordoviz bis Devon der Magdalensbergserie (die zur Gurktaler Einheit gehört) z. T. über gleichaltrigen Schichten der Saualpe in epizonaler Ausbildung liege.

Im Krappfeld lagert der Gurktaler Decke eine Permotrias in nordalpiner Ausbildung auf (außerdem Gosaukreide und Tertiär), wogegen im Mittelkärntner Raum südlich der Gurktaler Decke in der Gegend südlich des Wörthersees ein Triaszug in zentralalpiner Ausbildung vorliegt. Das Mittelkärntner Kristallin (Glimmerschiefer und Quarzphyllite) wäre daher im Sinne TOLLMANNs zum Mittelostalpin zu rechnen; allerdings ist die Grenze zwischen diesem Mittelkärntner Kristallin und der Gurktaler Decke, die in der Nähe des Ossiacher Sees liegen müßte, noch recht unsicher.

Im südlichen Klagenfurter Becken ist Tertiär in Form des pliozänen Sattnitzkonglomerates sehr verbreitet. Dazu kommen tertiäre Ablagerungen am unmittelbaren Nordfuß der Karawanken.

Östlich des Klagenfurter Beckens liegt nach TOLLMANN noch eine weitere Fortsetzung der Gurktaler Decke mit der Trias von Griffen und St. Paul. Nach THIEDIG et al. (1974) beginnt hier die postvariszische Sedimentation mit pflanzenführendem Oberkarbon; die Permotrias zeigt enge Beziehungen zu der des Krappfeldes, es handelt sich um ein oberostalpines Bindeglied zwischen den nördlichen und südlichen Kalkalpen. Die Oberkreide transgrediert.

Die Saualpe besteht in der Hauptsache aus Phylliten, Glimmerschiefern und Gneisen von großer Mächtigkeit; die Serie reicht von der Epizone bis in die Katazone, ihre kristallinen Gesteine stammen wenigstens zu großen Teilen wie erwähnt aus dem Altpaläozoikum; tektonische Wiederholungen infolge interner Deckenbildung sind wahrscheinlich. Tektonik und Metamorphose dürften größtenteils variszisch sein, doch wird neuerdings auch ein Anteil alpidischer Tektonik und Metamorphose nicht ausgeschlossen. KLEINSCHMIDT & NEUGEBAUER (1975) schränken allerdings mögliche alpidische Tektonik auf die Überschiebung der Magdalensbergserie über die epizonale Phyllitgruppe der Saualpe ein. Zu diesem Problem vgl. oben Abschnitt Mittelostalpin, CLAR (1975). Die Koralpe bildet mit der Saualpe eine Einheit.

Zwischen beiden liegen zwei Fenster mit mesozonalem Kristallin im Liegenden des katazonalen, das Klieningfenster und das Fenster östlich von Wolfsberg. Beide sind wahrscheinlich dem Kristallin der Stub- und Gleinalpe gleichzusetzen, das aus Ortho- und Paragneisen besteht; es liegt ebenfalls tektonisch tiefer als Sau- und Koralpe.

Südöstlich der Gleinalpe liegt das Grazer Paläozoikum, unter dem nordöstlich von Graz bei Radegund nochmals ein Kristallin auftaucht. Im Grazer Paläozoikum sind verschiedene Fazies ausgebildet, neben Schiefern, Sandsteinen, Grauwacken sind auch Kalke reichlich vertreten. Der interne Deckenbau wird von manchen Geologen für variszisch, von anderen für überwiegend alpidisch gehalten. An der Grenze zwischen dem Paläozoikum und dem Radegunder Kristallin, außerdem nordöstlich Weiz sowie zwischen Köflach und Voitsberg liegt unter dem Paläozoikum die „Raasbergfolge“; H. FLÜGEL und TOLLMANN hielten sie für Trias und damit für einen Deckenscheider zwischen mittelostalpinem Kristallin und oberostalpinem Paläozoikum. Die Triaszugehörigkeit der Raasbergfolge ist aber nicht bewiesen.

Ein östlichstes Vorkommen des mittel- oder oberostalpinen Kristallins befindet sich im südlichen Rosaliengebirge (Sieggrabener Serie).

An jungen Sedimenten wären in den östlichen Zentralalpen die Gosau des Krappfeldes sowie die von Kainach nördlich Köflach, ferner das Tertiär der Becken längs der Mur-Mürz-Linie, im Krappfeld, im Klagenfurter Becken und im Lavanttal zu nennen (vorwiegend handelt es sich um Jungtertiär).

9.5. Einzelheiten zu den östlichen Zentralalpen

Im Schladminger Kristallin sind sowohl Ortho- als auch Paragneise vertreten, dazu kommen Amphibolite; eine ältere (variszische?) Metamorphose erreichte die Amphibolitfazies, alpidisch kam es zur epizonalen Überprägung (Grünschieferfazies). Nach FORMANEK et al. (1962) sind zwei tektonische Einheiten zu unterscheiden, die Obertaleinheit (die im Norden unter die Ennstaler Phyllite einfällt) und die südlichere tiefere Duisitzeinheit. Die Zerlegung in die beiden Einheiten hängt mit der Überschiebung über das Unterostalpin zusammen, wobei es zu tiefgreifenden Verschuppungen mit diesem kam.

Am Südabfall der Schladminger Gneise an der Grenze gegen die Wölzer Glimmerschiefer zieht sich im Lungau ein schmaler Phyllonit- und Phyllit-

streifen hin, aus dem SCHÖNLAUB und ZEZULA (1975) Conodonten des Silurs bekanntgemacht haben.

Die Wölzer Glimmerschiefer liegen wie erwähnt tektonisch höher als das Schladminger Kristallin und als das sicher mittelostalpine (daher schon früher behandelte Bösenstein-Seckauer Kristallin), eingeschaltet sind Amphibolite, eine „schwarze Serie“, in der Mikrofossilien des Ordoviz gefunden wurden und nahe der Nordgrenze gegen die Ennstaler Phyllite (die durch eine Diaphthoreszone markiert ist) der Marmorzug des Gumpeneck, in dem triasverdächtige Crinoiden gefunden wurden, weiter südlich treten weitere Marmorzüge („Bretsteinmarmor“) auf. Die Metamorphose der Wölzer Glimmerschiefer gilt als voralpidisch. Der Bau wird nach METZ (1965) durch alpidische Zergleitungstektonik bestimmt. Die Ennstaler Phyllite betrachtet METZ (1971) als normales Hangendes der Wölzer Glimmerschiefer.

Das Altkristallin östlich der Katschbergzone besteht aus Granatglimmerschiefern mit darin enthaltenen Orthogneisen der Bundschuhmasse; Gneisquarzite treten ebenfalls auf.

Das Stangalm mesozoikum setzt mit permoskythischen Quarziten ein; die weitere Serie besteht aus skythisch-anisischen Rauhwacken, Breccien, anisischen Kalken und Dolomiten, bis 800 m mächtigen ladinischen Dolomiten mit Lagen schwarzer Tonschiefer, karnischen schwarzen Tonschiefern, einem zwischen 200 und 500 m mächtigen norisch-rätischen Dolomit, dunklen Mergelschiefern mit Kössener Fauna, endlich jurassischen Kieselkalkschiefern bzw. Kalkschiefern mit Radiolariteinschlüssen.

W. WASCHER (Vortrag vom 12. 12. 1974) gelang es, das Mesozoikum in zwei Serien aufzuspalten, in eine nur bis zum Karn reichende metamorphe Serie im Liegenden und in eine vollständige, nicht metamorphe Serie im Hangenden (= oberostalpin?). Eine Verwandtschaft zum unterostalpinen Mesozoikum der Radstädter Tauern ist erkennbar, doch ist die Metamorphose geringer.

Das aufgeschlossene Stangalmmesozoikum zieht von der Gegend des Wöllaner Nock (hier fraglich) über das Gebiet von Kleinkirchheim nach Norden, dann über Turrach nach Osten bis gegen die Flattnitz, biegt dann wieder nach Norden um und hat seine letzte sichtbare Vertretung unterhalb der Stolzalpe bei Murau. Im übrigen wird es durch die Gurktaler Decke verdeckt.

Das (sicher oberostalpine) Gurktaler Paläozoikum zerfällt in eine tiefere Teildecke mit Konglomeraten und Sandsteinen des Oberkarbons (Westfal) in der Gegend der Turracher Höhe (in der Nähe auch die permischen Werchzirmschichten) sowie im Raum südlich und südöstlich Stadl (vermutlich oberkarbone Konglomerate) und in eine höhere Teildecke, die den weitaus größeren Raum einnimmt und aus altpaläozoischen Quarzphylliten, Phylliten, Glimmerschiefern, Metadiabasen („Eisenhutschiefern“), bei Murau auch aus karbonatischen Gesteinen aufgebaut ist. Nach Südosten geht dieses Altpaläozoikum in die Magdalensbergserie über; diese besteht aus tonig-sandigen, mit basischen Vulkaniten verzahnten Gesteinen des Ordoviz bis Devon.

Darüber transgrediert die nachvariszische Schichtfolge des Krappfeldes und der Umgebung des Christofberges nordöstlich Klagenfurt (RIEHL-HERWIRSCH & WASCHER, 1972). Sie setzt mit diskordant transgredierendem Oberkarbon (Westfal-Stefan mit Pflanzenresten) sowie mit Tonschiefern und Vulkaniten des Rotliegenden ein. Es folgt ein roter Quarzsandsteinkomplex, der früher mit den mittelpermischen Grödener Schichten Südtirols verglichen worden ist, aber wahrscheinlich Oberperm und Seis vertritt und in marine Werfener Schichten des Campil übergeht. Rauhacken und Dolomite repräsentieren das Anis; das Ladin setzt mit Breccien und Tonschiefern ein, über geringmächtigen gebankten Dolomiten folgt ein massiger Dolomit mit eingelagerten Vulkaniten. Das Karn weist Dolomite, Schiefer und Kalke auf, darüber folgt ziemlich mächtiger Hauptdolomit. Die Jungschichten der Gosaukreide und des Tertiärs beschließen die Krappfeldfolge, die von dem östlich anschließenden gehobenen Saualpenkristallin durch tertiäre Störungen getrennt wird.

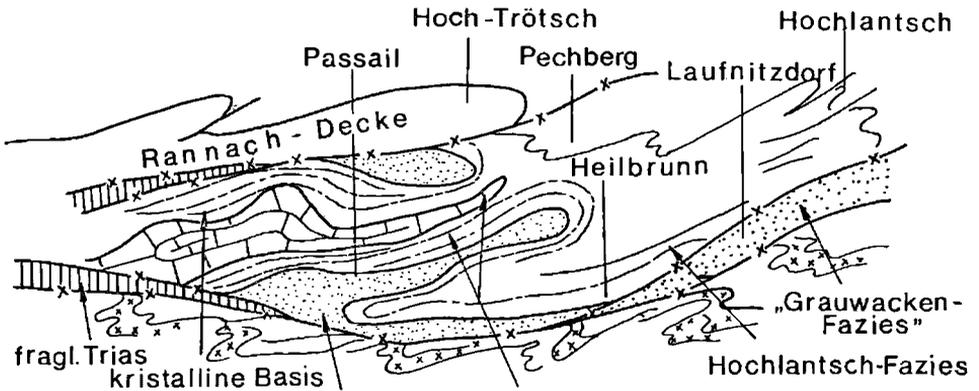
Mittelkärnten: Abgesehen von Paragneisen nördlich der schnurgeraden Drautalstörung zwischen Spittal und Villach (mit eingelagerten Marmorbändern) dominieren in Mittelkärnten phyllitische Glimmerschiefer; Marmore und ein devonischer Kalk sind eingeschaltet. Südlich des Wörthersees transgrediert über dem Kristallin ein nach SORDIAN (1961/2) leicht metamorphes zentralalpines Permomesozoikum, beginnend mit alpinem Verrucano, über dem Semmeringquarzit, anisische Rauhacken, Bänderkalke und Kalkmergel und ladinische Kalke und Dolomite folgen. Dieser Mittelkärntner Triaszug ist nicht zusammenhängend erhalten.

Saualpe (nach „Geologie der Saualpe“, herausgegeben von PILGER und SCHÖNBERG, 1975): Eine primäre nicht sehr mächtige wahrscheinlich altpaläozoische Schichtfolge wurde durch Deckenbewegungen vermutlich während der variszischen, z. T. vielleicht auch während der alpidischen Orogenese zu einer Gesamtmächtigkeit von rund 8000 m (einschließlich der Magdalensbergserie) aufgestapelt. Während der variszischen Orogenese wurde der Schichtstoß, abgesehen von der schwach metamorphen Magdalensbergserie, epi- bis katazonal metamorph und nahm dadurch den Charakter eines „Altkristallins“ an. Die epizonale Phyllitgruppe, deren Schichten in mindestens drei Schuppen oder Decken übereinandergestapelt wurden, enthält im Hangendteil mächtige Kalkmarmore, in tieferen mächtige Grungesteine als Abkömmlinge von Vulkaniten; die Schichtfolge reicht vom Ordoviz bis ins Devon und stammt aus einer Eugeosynklinale. Die darunterliegende mesozonale Glimmerschiefergruppe geht ebenfalls aus einer klastischen Geosynklinalfüllung mit eingeschalteten Kalken und Vulkaniten hervor, letztere in Amphibolitfazies; wahrscheinlich handelt es sich um eine tektonische Wiederholung der ordovizischen bis devonischen Folgen der Phyllitgruppe. Auch diese Glimmerschiefergruppe kann in drei Einheiten aufgegliedert werden, deren oberste von der nächsttieferen durch eine Deckenüberschiebung getrennt wird. Das wieder darunter liegende, allein 4000 m mächtige katazonale Stockwerk enthält hochmetamorphe glimmerreiche Paragneise mit eingelagerten Granatamphiboliten und Eklogiten sowie in den tieferen Teilen auch Marmoren.

Dieses gewaltige epi- bis katazonale Gesteinspaket ist auf die mesozonale Klieningerie aufgeschoben, die in einem Fenster westlich St. Leonhard/Lavanttal und in einem Fenster östlich von Wolfsberg, das von katazonalem Korallenkristallin umgeben ist, zutage tritt.

Im Lavanttal, das einer meridional verlaufenden Einbruchzone entspricht, ist Jungtertiär versenkt. Die Koralpe bildet einen Horst zwischen diesem Grabenbruch und dem weststeirischen Becken. Sie gehört zur gleichen Einheit wie die Saualpe.

Stub- und Gleinalmkristallin: es entspricht faziell dem Kristallin des Klieningsfensters und ist ihm auch tektonisch äquivalent, da die Koralpe das Stubalmkristallin überschiebt. Im Westteil der Stubalpe sind mächtige Granite bzw. Orthogneise im Gebiet um den Ameringkogel eingeschaltet. Sonst gibt es verschiedene Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolit- und Marmorzüge sowie Quarzit. Auch die Gleinalpe weist einen granitischen bis granodioritischen Kern auf, den aber auch Amphibolite und Serpentine durchsetzen. Diese finden sich auch in der den Kern umgebenden älteren Schieferhülle, die im übrigen aus Glimmerschiefern mit Pegmatiten und Apliten besteht. Darüber liegt eine obere kalkreiche Schieferhülle, in deren Glimmerschiefern mächtige Marmorlagen stecken.



„Grünschiefer“Folge Tonschiefer-Schöckelkalk-Fazies

Abb. 14. Schema des tektonischen Baues des Grazer Paläozoikums. Nach H. FLÜGEL & H. HERITSCH, 1968.

Das Grazer Paläozoikum (sicheres Oberostalpin) zerfällt in drei Faziesbereiche, in ursprünglicher Anordnung von Süden nach Norden nach H. W. FLÜGEL (1975) die Rannach-, Hochlantsch- und Tonschieferfazies. Die Rannachfazies beginnt mit den tonig-sandigen Schichten von Kher (Ordoviz bis Unterdevon), darüber folgen unterdevone Crinoidenschichten und eine Dolomit-Sandsteinfoolge, verschiedene Kalke des Mittel- und Oberdevon sowie Unterkarbon und Tonschiefer und Kalke des Oberkarbon. Die Hochlantschfazies setzt mit unterdevonen Ton- und Kalkschiefern ein, das Mitteldevon ist durch Kalke und Dolomite vertreten, das Hangende bildet der mittel- bis (?) oberdevone,

mehr als 300 m mächtige Hochlantschkalk. Die Tonschieferfazies gehört ins Mitteldevon, beginnt mit mächtigen Tonschiefern, die Kalklagen enthalten und nach oben von Kalken abgelöst werden; das Hangende bildet der Schöckelkalk; transgressiv greifen noch mächtige Sandsteine und Tonschiefer vermutlich des Oberkarbon über (Abb. 14).

Das Grazer Paläozoikum ist durch nordvergente Tektonik in drei Decken zerlegt: die Schöckeldecke, die Hochlantschdecke und die Rannachdecke, die über die beiden anderen von Süden her weit nach Norden geschoben wurde. Die beiden ersteren sind epizonal metamorph, die Rannachdecke blieb ohne Metamorphose. Das Alter der Bewegungen — variszisch oder alpidisch — ist umstritten. Ebenso umstritten sind die triasverdächtigen Deckenscheider an der Basis des Grazer Paläozoikums (Raasbergfolge nordöstlich Weiz, südöstlich des Schöckl und zwischen Köflach und Voitsberg).

Bei Kainach liegt über dem Grazer Paläozoikum Gosaukreide mit Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln.

Die Siegggrabenserie im südlichen Rosaliengebirge besteht aus kazonalem Kristallin (sowohl Para- als auch basische und saure Orthogesteine); sie ist dort auf die schwächer metamorphen unterostalpinen Grobgnese aufgeschoben.

Das inneralpine Tertiär im Rahmen der Zentralzone weist im oberen Mur- und Mürsbereich kohleführende Schichten des Karpatien und Badeniens auf; im Lavanttal liegen tortone marine Tegel und sarmatische Schichten (Schotter, Sande, Tone mit Kohlen) vor, ebenso am Karawankenfuß (Rosenbacher Kohlschichten und Bärenalkonglomerat), während das übrige Südkärntner Tertiär — Tone mit Kohlen und das Sattnitzkonglomerat — bereits ins Pliozän gehört.

10. Grauwackenzone (oberostalpin)

Im Montafon beschrieb MOSTLER (1972) eine vermutlich oberkarbone Serie von Tonschiefern, Sandsteinen, Dolomiten, die zusammen mit darüber folgenden permischen sauren Vulkaniten und roten Konglomeraten und Sandsteinen als schmale Vertretung der paläozoischen Grauwackenzone aufgefaßt werden können. Das Oberkarbon transgrediert auf dem Kristallin der Phyllitgneise; die permischen Sedimente gehen nach oben ohne scharfe Grenze ins Skyth der kalkalpinen Basis über.

Das nächste Element der Grauwackenzone ist nach der üblichen Deutung durch die Landecker Phyllite gegeben, die HOERNES und PURTSCHELLER (1970) allerdings als diaphthoritisches Altkristallin betrachteten. Sie ziehen dem Stanzer Tal entlang nach Landeck und von da südlich des Inns (der sich hier in die Kalkalpen eingeschnitten hat) bis zum untersten Pitztal. Es handelt sich um Quarzphyllite, die dem Innsbrucker Quarzphyllit ähneln, ihm aber doch nicht parallelisiert werden können, da dieser ja unterostalpin ist.

Die Grauwackenzone setzt erst wieder bei Schwaz ein, wo sich zwischen sie und den Innsbrucker Quarzphyllit der (mittelostalpine?) Schwazer Augengneis

einschaltet. In den Kitzbühler Alpen erreicht die Grauwackenzone die größte Breite (Abb. 15).

Nach MOSTLER (1970) stellt die Grauwackenzone der Kitzbühler Alpen den Teiltrog einer zunächst kaledonisch angelegten Geosynklinale mit ordovizischer Füllung dar, die aus den eugeosynkinalen, etwa 1000 m mächtigen Wildschönauer Schiefen (Tonschiefern) mit basischen syndimentären vulkanischen Einschaltungen — Äußerungen des initialen Magmatismus — besteht. In der tatonischen Phase im obersten Ordoviz kam es zur Heraushebung, aber ohne Bildung eines Faltengebirges; damit im Zusammenhang stand die Förderung saurer Magmen (Porphyroide ignimbritischer Natur), die zur Bildung einer starren Platte führte; diese wurde von Bruchtektonik erfaßt, wodurch die Bildung einer neuen, der variszischen Geosynklinale, eingeleitet wurde. Die Bruchtektonik bewirkte eine Faziesdifferenzierung der tiefsilurischen Sedimente in 30 m mächtige Flachwassersedimente (Kalke und Dolomite verzahnt mit Konglomeraten), 5 m mächtige Schwellensedimente (rote bis schwarze Kieselknollenkalke) und mächtigere Beckensedimente (höhere Wildschönauer Schiefer, weiter östlich Dientner Schiefer, schwarze Tonschiefer mit Kieselschieferlagen und Lyditen).

Zwischen Zeller See und Dientner Bach wurden im höheren Silur Kalkmergel und Mergel mit Kieselschiefern sowie Kalke abgelagert, deren Sedimentation noch bis ins tiefste Devon reicht (BAUER, LOACKER & MOSTLER, 1969). In den Kitzbühler Alpen hingegen ist das höhere Silur nach HADITSCH und MOSTLER (1970) durch Dolomite vertreten; besonders bedeutungsvoll ist der unter- bis mitteldevonische Spielbergdolomit, eine Riffschuttbildung, die vom Spielberghorn bis ins Schwarzleotal zieht; ihm steht weiter südlich eine karbonatische Beckenfazies gegenüber (Netzkalke, rote Flaserdolomite). Im Oberdevon folgen Kalke.

Im Schwarzleotal fand HAIDEN (1936) pflanzenführende Sandsteine und Tonschiefer mit Pflanzen des Visé und Westfal, die auf Landbildung in der Zeit der variszischen Orogenese hinweisen¹⁾. Diese Orogenese führte zu Faltungen, vielleicht auch zu Überschiebungsvorgängen. Nach der Abtragung des variszischen Gebirges kam es im Westen zur verbreiteten Bildung kontinentaler Ablagerungen des Perm („Verrucano“). So kam es z. B. im Abschnitt Wörgl — Hochfilzen nach MOSTLER (1972) zur Ablagerung einer permischen Serie, die mit einer Basalbreccie beginnt und darüber aus roten Tonschiefern, Porphyrtuffen, Konglomeraten und Sandsteinen besteht. Im Raum Mitterberg — Bischofshofen erfolgte die transgressive Auflagerung schon im Oberkarbon. Die (oberkarbone bis unterpermische?) „Violette Serie“ setzt dort örtlich mit einem Basalkonglomerat ein, z. B. dem Gainfeldkonglomerat, das nach KARL (1954) tuffitische Anteile besitzt, nach UNGER (1966) oberkarbone Pollen geliefert hat. Sie besteht im übrigen aus violetten Tonschiefern bzw. Phylliten sowie Sandsteinen bis Quarziten (WEBER, PAUSWEG & MEDWENITSCH, 1973). Über der

¹⁾ H. MOSTLER bezweifelt die Ortsangabe, da er nach eingehenden ober- und untertägigen Untersuchungen in dem von HAIDEN angegebenen Gebiet nur Silur feststellen konnte (mündl. Mitt.).

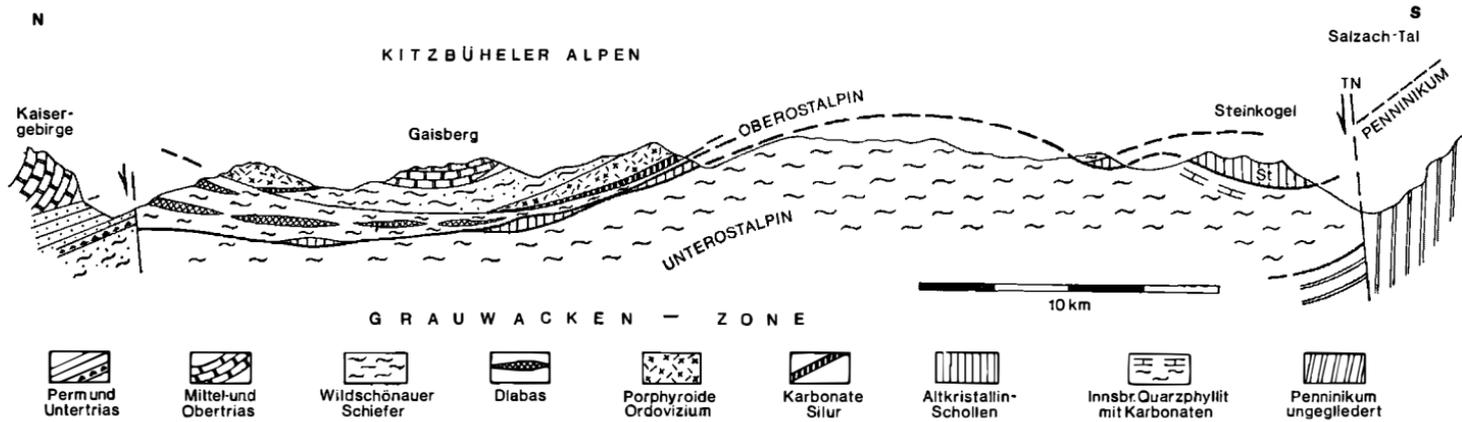


Abb. 15. Schematisches Querprofil durch die oberostalpine Nördliche Grauwackenzone und den unterostalpinen Innsbrucker Quarzporphyr. Nach H. MOSTLER, 1975.

violetten folgt die (oberpermische?) „Grüne Serie“ (grüne Schiefer mit Anhydrit, Quarzite), weiter die Werfener Schichten des Skyth. Zwischen der Flachwasser-serie des Skyth im Raume Wörgl — Hochfilzen und der Beckenserie im Raume Mitterberg beschrieb SCHRAMM (1973) einen Übergangsbereich im Abschnitt Alm — Filzensattel.

Die alpidische Tektonik hat nicht nur die gesamte Grauwackenzone von Süden her über Pennin und Unterostalpin befördert, sondern wohl auch zu weiterer Verfaltung und Verschuppung (letztere auch mit den basalen Teilen der Kalkalpen) geführt. Im einzelnen ist die Aufgliederung in variszische und alpidische Tektonik schwierig, HADITSCH und MOSTLER (1970) nehmen im Gebiet des Kitzbühler Horns — Schwarzleo ein zweiphasiges Geschehen an, wobei die Gesteine der südlichen devonischen Beckenfazies in der ersten Phase auf die starre Karbonatgesteinsplatte des Spielberghorndolomites aufgeschoben bzw. bei Fehlen dieses Widerlagers über Wildschönauer Schiefer geschoben wurden, in der zweiten Phase weiter vorprellten und in Schuppen zerlegt wurden. Es muß offen bleiben, ob die erste Phase variszisch und die zweite alpidisch oder ob beide alpidisch sind. Die transgressive Lagerung der Trias des Gaisberges bei Kitzbühel auf einer verkehrten paläozoischen Serie (MOSTLER in ANGENHEISTER et al., 1975) beweist dort variszische Tektonik.

Ebenso ist die Trennung der variszischen und alpidischen Metamorphose noch offen; ein Teil der Metamorphose muß jedenfalls variszisch sein, da in permischen Konglomeraten Gesteine der Grauwackenzone mit Mineralien der Grünschieferfazies vorkommen.

Zwischen Zeller See und Dientner Bach zeigt sich nach BAUER et al. (1969) ganz im Süden steile Schuppenbildung, anschließend steile Faltung, im nördlichen Teil flache Schuppenbildung und Auflagerung inverser Deckschollen.

Die Südgrenze der Grauwackenzone, die von Mittersill ostwärts etwa dem Salzachlängstal folgt, wird durch die vertikale Nordrandstörung der Tauern gebildet, an der mylonitisiertes Tertiär eingeklemmt ist.

Dieses verbreitert sich ostwärts zum Wagrainer- und Ennstaltertär (Konglomerate, Sandsteine und Tonschiefer). Die Konglomerate des Ennstaltertärs bestehen aus Eozängesteinen, Gesteinen der Grauwackenzone, Quarzphylliten und Altkristallin; dagegen fehlen Radstädter Mesozoikum und Gesteine der Hohen Tauern, das Tauernfenster war also zur Bildungszeit des Ennstaltertärs noch nicht freigelegt (WINKLER-HERMADEN). Nach TOLLMANN (1964) stammt das Ennstaltertär aus der Zeit Chatt-Aquitän. Bei Radstadt lagert es auf dem kalkalpinen Mandlingzug, der als abgespaltener Span der Kalkalpen mit der (hier schmaler gewordenen) Grauwackenzone verschuppt ist.

Weiter östlich bilden die Ennstaler Phyllite die Verbindung zwischen der westlichen Grauwackenzone und der in den Eisenerzer Alpen wieder breit entwickelten östlichen, die bis ins Gebiet nördlich des Semmerings weiterzieht. PRIEWALDER (1974/75) konnte in den Ennstaler Phylliten oberes Ordoviz bis Silur feststellen.

Die Südgrenze der Ennstaler Phyllite gegen die Wölzer Glimmerschiefer ist durch eine Diaphthoresesezone markiert, die möglicherweise eine Überschiebungs-

fläche andeutet. METZ (1970/71) stellt hier eine tektonische Diskordanz fest, möchte aber (lt. Vortrag 1976) trotzdem keine scharfe Grenze zu den Wölzer Glimmerschiefern annehmen und die Ennstaler Phyllite zu den Zentralalpen stellen.

In der östlichen Grauwackenzone verlief die Entwicklung im ganzen ähnlich wie in der westlichen. Die „Silbersbergfolge“ (Schiefer mit eingelagerten basischen Vulkaniten, Lydite) entspricht etwa den tieferen Wildschönauer Schiefern. Auch hier kam es wahrscheinlich im obersten Ordoviz zur Förderung saurer Magmen (Blasseneckporphyroide); den silurischen höheren Wildschönauer Schiefern bzw. Dientner Schiefern sind die Radschiefer mit Kalk- und Kieselschieferlagen und Graptolithenschiefern zu korrelieren; im Silur wurden aber auch Kalke sedimentiert. Ins Devon gehören die roten Sauberger Kalke und Riffkalke (bei Eisenerz sind die Kalke erzführend). Das marine Unterkarbon von Veitsch weist Kalke, Dolomite, die meist metasomatisch in Magnesit umgewandelt wurden und Tonschiefer auf. Graphitführendes Oberkarbon mit Pflanzen des Westfal zeigt die variszische Heraushebung an, die auch hier mit Faltung verbunden gewesen war. Die permischen, meist roten Prebichlschichten (diskordant über gefaltetem variszischem Untergrund transgredierendes Konglomerat, z. B. auf silurisch-devonischen Kalken, darüber Quarzkonglomerat, Sandsteine und Tonschiefer; SOMMER, [1972]) leiten ohne Unterbrechung wie im westlichen Bereich in die skythischen Werfener Schichten über (weshalb manche Autoren das transgredierende Perm von der Grauwackenzone abtrennen und als Sockel der Kalkalpen ansehen).

Die Tektonik der östlichen Grauwackenzone wird außer durch Faltungen durch die Deckengliederung in eine untere „Veitscher Decke“ und eine obere „Norische Decke“ bestimmt. Erstere bildet einen schmalen Streifen im Süden der Grauwackenzone; nur in ihr kommen die unter- und oberkarbonen Schichten vor, während ältere paläozoische Anteile zurücktreten. Diese sind in der höheren Decke vollständig vertreten, wo die Prebichlschichten, wie erwähnt, z. T. unmittelbar über silurisch-devonische Kalke transgredieren. Nach METZ (1965) wurden beide Decken in getrennten Räumen abgelagert, da ihr Schichtbestand verschieden ist; die obere Decke, die durch die Prebichlschichten mit den Kalkalpen verknüpft ist, stellt in diesem Gebiet deren eigentliche Trägerdecke dar.

Das Alter der Deckengliederung wurde von manchen Autoren für variszisch, von anderen für alpidisch gehalten. Für letztere Annahme spricht nach TOLLMANN (1963) der Umstand, daß die untere Decke vereinzelt noch Stefan enthält, nach dem Stefan aber in den Ostalpen keine jungpaläozoischen Deckenbewegungen bekannt sind; außerdem betrachtet er eine nach CORNELIUS nordöstlich Veitsch an der norischen Überschiebung eingeklemmte Rauhwacke als triadisch.

Die Nordgrenze der Grauwackenzone gegen die Kalkalpen ist meist durch Verschuppungen kompliziert; trotzdem ist an dem ursprünglichen Transgressivverband nicht zu zweifeln, da die permischen Ablagerungen, die den altpaläozoischen Sedimenten diskordant aufliegen, an vielen Stellen in die Werfener Schichten übergehen.

Die Südgrenze zeigt ganz im Westen normalen Verband mit Phyllitgneisen; es hängt von der Deutung der mesozoischen Einschaltungen zwischen diesen und dem Silvrettakristallin an der Thials Spitze bei Landeck ab, ob die Grauwackenzone dort zur gleichen tektonischen Großeinheit wie das Silvrettakristallin gehört (SCHMIDEGG, MOSTLER) oder durch eine tektonische Grenze erster Ordnung von ihm getrennt ist (TOLLMANN).

Beim Wiedereinsetzen der Grauwackenzone im Raum Schwaz bildet zunächst der Kontakt mit dem Schwazer Augengneis, dann bis Mittersill der zum Innsbrucker Quarzphyllit die Südgrenze; die Grauwackenzone bildet hier deutlich die höhere Einheit. Von Mittersill ostwärts ist die Tauernnordrandstörung die Südgrenze, weiter folgt die nicht ganz geklärte Abgrenzung gegen den Radstädter Quarzphyllit; dann bilden das Schladminger Kristallin, die Wölzer Glimmerschiefer und die Rannachserie des Bösenstein-Seckauerzuges bzw. die mesozoische Bedeckung des Troiseckzuges die südliche Nachbarschaft.

Metamorphoseuntersuchungen von der Basis der Kalkalpen bis in die mittleren Hohen Tauern (FRASL et al., 1974/75) ergaben nicht nur ein Ansteigen der Metamorphose innerhalb der Grauwackenzone von N nach S, sondern auffallenderweise einen höheren Metamorphosegrad im Südteil der Grauwackenzone nördlich der Salzachstörung als im südlich dieser Störung gelegenen Nordteil der penninischen Hohen Tauern! Offenbar herrschten im Herkunftsgebiet der oberostalpinen Grauwackenzone höhere Metamorphosebedingungen als im Bereich der höchsten Tauernschieferhülle.

11. Nördliche Kalkalpen (oberostalpin)

Die Nördlichen Kalkalpen erstrecken sich in geschlossenem Zuge vom Rätikon bis zum Wiener Becken, unter dessen Neogen hindurch sie sich mit entsprechenden Teilen der Karpaten verbinden. Ihre überwiegend marinen Ablagerungen entstammen der Geosynklinale der Tethys, die ihren Sedimentationsbereich früher erfaßte als das penninische Gebiet. Trotzdem es sich großenteils um Seichtwasserablagerungen handelt, erreichen sie doch eine beträchtliche Mächtigkeit, die allein in der Trias 2000 bis 3000 m ausmacht, viel mehr als in der ursprünglich nördlich davon anzunehmenden unterostalpinen Zone; die Senkungstendenz war im oberostalpinen Bereich bedeutend stärker, so daß immer neue Sedimente zur Ablagerung gelangen konnten. Entsprechend den geosynklynen Bedingungen gibt es auch Hinweise auf initialen Magmatismus.

11.1. Schichtfolge

Die Sedimentation beginnt mit der schon besprochenen, den Übergang aus der paläozoischen Grauwackenzone darstellenden permischen Basalserie bzw. mit dem entgegen der früheren Meinung als überwiegend oberpermisch erkannten Haselgebirge (Tone mit Salz und Gips). Ob es auch im Skyth noch Haselgebirge gibt, ist nicht ganz geklärt.

Mit einiger Vereinfachung lassen sich drei Hauptfazies unterscheiden: die in den westlichen Kalkalpen, im Nordteil der salzburgisch-oberösterreichischen

Kalkalpen sowie in einem großen Teil der niederösterreichischen Kalkalpen herrschende Hauptdolomitfazies; die im Südteil der salzburgisch-oberösterreichischen sowie in den steirischen Kalkalpen vorherrschende Dachsteinkalkfazies; endlich die in meist schmalen Zonen der mittleren und östlichen Kalkalpen auftretende Hallstätter Fazies.

In der Stratigraphie der alpinen Trias unterscheidet man von altersher sechs Stufen, von denen das Skyth dem germanischen Buntsandstein, Anis und Ladin dem Muschelkalk (Mitteltrias), Karn (Karinth) und Nor dem Keuper (Obertrias) zeitlich entsprechen; die darüber noch ausgeschiedene Rätstufe wird heute von paläontologischer Seite teilweise als entbehrlich erachtet bzw. auf einen ganz kleinen Abschnitt reduziert, während andere Paläontologen sich für Beibehaltung des Begriffes (unter Einbeziehung bisher als obernorisch bezeichneter Cephalopodenzone) aussprechen. Lithologisch ist die Abtrennung einer eigenen Rätstufe vor allem im Bereich der Hauptdolomitfazies durch die Eigenständigkeit der Kössener Schichten gerechtfertigt.

In den westlichen Kalkalpen ergibt sich folgendes Bild:

Rät	Schattwalder Schichten (rote Schiefertone) bzw. Oberrätkalke Kössener Schichten (Mergel, dunkle geschichtete Kalke, Riffkalke, besonders im Oberrät)
Nor	Plattenkalk Hauptdolomit (z. T. mit Asphaltchiefern)
Karn (Karinth)	Raibler Schichten (Mergel, Kalke, Dolomite, Rauhwacken, Gips)
Ladin	Im Westen Arlbergschichten (graue Kalke mit Mergellagen und Vulkaniten) In Tirol Wettersteinkalk (geschichtet oder Riffkalk) Partnachsichten (schwarze dünn-schichtige Mergel mit Kalkbänken) Reiflinger Kalk
Anis	Dunkle Hornsteinknollenkalke (Reiflinger Kalk) Gutensteiner Kalk und Dolomit (schwarzgrau, weiß geadert) Reichenhaller Schichten
Skyth	Reichenhaller Schichten Tonschiefer, Gips „Buntsandstein“
	Permische Serie (siehe Grauwackenzone)

Besonders mächtig sind der Wettersteinkalk (in Tirol bis 1700 m) und der Hauptdolomit (bis 2200 m).

Was die Entstehungsbedingungen betrifft, so entspricht der Permoskythsandstein noch kontinentalen Verhältnissen bzw. Flachwasserbildungen. Die anisischen Sedimente entstanden in der sich langsam senkenden Geosynklinale in einem Seichtmeer. Der Wettersteinkalk wird als von einem Saumriff umgebenes Lagunensediment aufgefaßt; die Partnachsichten sind Beckensedimente, die Riffe wuchsen in das Partnachbecken hinein und überlagerten dessen Schichten

(OTT, 1972). In die Mitteltrias sind Vulkanite eingeschaltet. Die Raibler Schichten wurden während einer Meeresregression abgelagert (labiles sehr seichtes Schelfmeer nach SCHULZ (1970). Der Hauptdolomit wurde im lagunären Flachmeer als bitumenreicher Schlick unter salinaren Bedingungen sedimentiert (WIENSENER, 1968). Auch der Plattenkalk entstammt einem lagunären Seichtwasserbereich. Die Kössener Schichten wurden z. T. in seichten Muldenzonen (Mergel, geschichtete Kalke), z. T. auf Schwellen (Riffkalke) gebildet.

Leicht modifiziert ist das Bild der Hauptdolomitfazies in den östlichen Kalkalpen.

Hauptdolomitfazies

Rät	Oberrätkalk Kössener Schichten
Nor	Plattenkalk Hauptdolomit
Karn	Opponitzer Kalk Lunzer Schichten (schwarze Tonschiefer, Sandsteine; Kohlen)
Ladin	Wettersteinkalk und -dolomit Partnachschichten Reiflinger Kalk
Anis	Reiflinger Kalk Gutensteiner Kalk Rauhwaacke
Skyth	Werfener Schichten
Oberperm	Haselgebirge

Das Haselgebirge besteht aus Anhydrit-, Gips- und Tonbrocken; es enthält in diesem Gebiet kein Salz. Es wurde in sehr seichten Meeresbecken abgelagert. Die meist roten oder grünen, sehr glimmerreichen Werfener Schichten (die viel stärker in südlicheren Teilen der Kalkalpen vertreten sind) sind ebenfalls ausgesprochene Seichtwasserbildungen; die anisischen Sedimente wurden in etwas tieferem Wasser abgesetzt. Der knollige Reiflinger Kalk ist hier z. T. anisisch, z. T. ladinisch. Die teilweise Dolomitisierung des Wettersteinkalkes ist auf Zuführung von Magnesiumkarbonat zurückzuführen. Die Lunzer Schichten zeigen infolge der ausgeprägten Regression terrigene Beeinflussung (Sandsteine, Kohlen). Der Opponitzer Kalk leitet die neuerliche Transgression ein.

Dachsteinkalkfazies

Die mächtigsten Gesteine dieser Fazies sind der helle Ramsadolomit (der dem Wettersteindolomit entspricht) und vor allem der Dachsteinkalk, der als gebankter Kalk bis zu 1500 m mächtig wird, trotzdem aber im lagunären Seichtwasserbereich, z. T. sogar im Gezeitenbereich, mit periodischem Trockenfallen

entstand (A. G. FISCHER, 1964). Im einzelnen ist zu unterscheiden zwischen den im wesentlichen aus Algenrasen gebildeten Sedimenten, die im inter- bis supratidalen Bereich einer Karbonatplattform gebildet wurden und den mächtigen Megalodontenbänken, die unter flacher Wasserbedeckung im subtidalen Bereich der Karbonatplattform entstanden. An diesen lagunären gebankten Dachstein-

Rät Nor	Dachsteinkalk, z. T. geschichtet, z. T. als Riffkalk Dachsteindolomit
Karn	Dolomit Carditaschichten
Ladin	Ramsaudolomit, vereinzelt auch Wettersteinkalk
Anis	Gutensteiner Kalk und Dolomit Steinalmkalk Saalfeldener Rauhwacke Reichenhaller Schichten
Skyth	Reichenhaller Schichten Werfener Schichten
Oberperm	Haselgebirge

kalk schließt sich, durch back-reef-Bildungen vermittelt, der Dachsteinriffkalk an, der besonders in den südlichen Teilen des Dachsteinfaziesgebietes dominiert, z. T. aber auch weiter nördlich vorkommt (so am Hohen Göll und im südlichen Toten Gebirge).

Hallstätter Fazies (Feuerkogel, nach Krystyn)

Rät	Zlambachmergel
Nor	Rotkalk Massiger Hellkalk Roter Bankkalk
Karn	Roter Bankkalk Roter Knollenflaserkalk Grauvioletter Bankkalk
Ladin	Grauvioletter Bankkalk
Anis	Reiflinger Kalk Schreyeralmkalk Gutensteiner Kalk und Dolomit
Skyth	Werfener Schichten
Oberperm	Haselgebirge mit Gips und Salz

Hallstätter Fazies (Raum Hallein)

Rät	Zlambachmergel
Nor	Graue Kalke Roter Bankkalk
Karn	Roter Knollenkalk Graue und rote Kalke (bzw. Halobienschiefer)
Ladin	?
Anis	Roter Lercheckkalk Weißer Riffkalk (Zillkalk) Gutensteiner Dolomit
Skyth	Werfener Schiefer
Oberperm	Haselgebirge mit Salz

Zlambachfazies (Abart der Hallstätter F.)

Rät	Zlambachmergel
Nor	Pedatakalk Pötschenkalk
Karn	Kalke, Dolomite, Sandstein Halobienschiefer
Ladin	Reifflinger Kalk
Anis	Steinalmkalk Dolomit Gutensteiner Kalk
Skyth	Werfener Schiefer
Oberperm	Haselgebirge

Die Hallstätter Fazies ist bedeutend geringmächtiger als die beiden anderen Faziesbereiche. Neuere Forschungen im östlichen Salzkammergut von KRYSŤYN ergaben gegenüber früher eine abgeänderte Stratigraphie der Hallstätter Kalkfazies; so erwies sich die früher angenommene Sedimentationsunterbrechung im Ladin als irrig. Bei Hallein liegen etwas andere Verhältnisse vor. Außerdem gibt es die mergelreiche Zlambachfazies, die aber nicht scharf von der Kalkfazies getrennt ist.

Zum Hallstätter Faziesgebiet gehören die großen permischen Salzlager von Berchtesgaden-Dürrenberg, Hallstatt, Ischl, Aussee. Die Hallstätter Kalke sind eine Beckenbildung (Ablagerungstiefe bis zu 200 m). Sie sind im allgemeinen im Raum vor den Dachsteinriffkalen entstanden und durch fore-reef-Bildungen mit ihnen verknüpft. In ihnen kam es zu syndimentärer Spaltenbildung.

Zu den Varietäten der Hallstätter Fazies gehören noch die Mürztaler Fazies mit dolomitischer Mitteltrias, Mürztaler Schichten (dunklen dünn-schichtigen Kalken bis Tonschiefern) des Karn, z. T. auch Nor, norischen Hallstätter Kalken und Zlambachschichten; weiters die Aflenzer Fazies mit Gutensteiner Kalk und Dolomit, Ramsaudolomit, Reifflinger Kalk, Wettersteinkalk, karnischen Reingrabener Schichten, karnischen Kalken und norischen Aflenzer Kalken. Letztere, die als schwarze Hornsteinknollenkalke ausgebildet sind, gehen bei Aflenz durch seitliche Verzahnung aus Dachsteinriffkalk hervor, sind also ebenso wie der Hallstätter Kalk im Riffvorgebiet gebildet worden (LOBITZER, 1974).

Das Verhältnis der drei großen Faziesgebiete wird durch das von ZANKL (1971) entworfene Fazieschema des oberen Nor veranschaulicht: Hauptdolomit und gebankter Dachsteinkalk stellen z. T. im Gezeitenbereich entstandene lagunäre Seichtwasserbildungen dar, an die sich, durch die back-reef-Zone vermittelt, die zentrale Riffzone (Dachsteinriffkalk mit zahlreichen Korallen) anschließt; die fore-reef-Bildungen (mit Riffschutt) leiten über zum Beckenbereich der Hallstätter Kalke mit syndimentären Spalten. Die Hallstätter Kalke sind in

tieferem Wasser entstanden, aber viel geringmächtiger als die anderen gleichzeitigen Kalke, die zwar Seichtwasserbildungen sind, aber infolge stärkerer Senkungstendenz größere Mächtigkeit erlangen konnten.

Der Dachsteinschicht tritt besonders am Südrande der Kalkhochalpen (Hochkönig, südliches Hagen- und Tennengebirge, Gosaukamm usw.) auf; hier treten aber die ursprünglich anschließenden Hallstätter Kalke z. T. infolge tektonischer Verlagerung, z. T. infolge erosiver Entfernung nur mehr vereinzelt wie am Rettenstein bei Filzmoos auf, wozu etwa noch die Verzahnung des Dachsteinschichtes westlich unter dem Gosaukamm mit Zlambachschichten zu erwähnen wäre. Die Abfolge Dachsteinschicht — Hallstätterfazies tritt aber auch innerhalb der Kalkalpen auf, so am Südrand des Göllmassives (Übergang Dachsteinschicht in eine der Hallstätter ähnliche Beckenfazies im Raum Jenner — Torrener Joch nach ZANKL (1962, 1969) oder im Gebiet östlich des Grundlsee (Verzahnung des Dachsteinschichtes des Toten Gebirges mit Zlambachschichten nach SCHÖLLNER [1972, 1973]). Auch im Raum Ischl — Aussee fand U. PISTORNIK (1974) Hinweise auf einen Faziesübergang aus der Hallstätter Zone in die nördlich anschließende Dachsteinschichtzone. Es ist jedenfalls damit zu rechnen, daß es ein Hallstätterfaziesbecken nicht nur südlich der Dachsteinschichtfazies im ganzen gab, sondern daß kleinere derartige Becken anschließend an weiter nördlich eingeschaltete Riffvorkommen auch noch innerhalb des Dachsteinschichtbereiches vorhanden waren, was einigermaßen an die alte Kanaltheorie von MOJISOVICS und an den Vorschlag von TRAUTH, einen nördlichen und einen südlichen Heimatstreifen der Hallstätter Fazies zu unterscheiden, erinnert. Es bedarf in jedem einzelnen Fall eingehender Untersuchungen, um festzustellen, ob das betreffende Gebiet mit Hallstätter Fazies ursprünglich im Süden des gesamten Dachsteinschichtbereiches beheimatet war und durch tektonischen Transport oder durch submarine Gleitung in seine heutige Position geraten ist oder ob es schon primär in seiner heutigen Umgebung inmitten des Dachsteinschichtgebietes als Bildung einer die große Karbonatplattform unterbrechenden Tiefenrinne zu denken ist.

Im Jura hielten im allgemeinen die geosynklinalen Bedingungen an (wobei mehr Tiefwasserbildungen entstanden); doch nehmen viele Autoren eine „altkimmerische“ Bewegungsphase mit Heraushebung an der Trias-Jura-Wende an, da Hierlatzkalk (Crinoiden-Brachiopodenkalk) des höheren Unterlias vielfach unmittelbar auf Dachsteinschicht liegt und in dessen Hohlformen eingreift, was auf Verkarstung nach der Heraushebung zurückgeführt wurde. Dagegen hat JURGAN (1969) die Spalten im Dachsteinschicht als submarin und synsedimentär entstanden angesehen.

In anderen Gebieten reicht der helle rätische Riffkalk ohne Unterbrechung in den Lias hinein.

Die Liassedimentation ist sehr mannigfaltig. In den Allgäuer und Lechtaler Alpen folgen über roten Cephalopodenkalken des Unterlias die mächtigen älteren und mittleren Allgäuschichten, Fleckenmergel und -kalke, die als Beckensedimente aufzufassen sind. Im Profil des Sonnwendgebirges wird der Lias durch verschiedene Rotkalke vertreten.

Im Gebiet der Kammerker-Sonntagshorngruppe treten im Unter- und Mittellias hellgraue Hornsteinknollenkalke auf, in verschiedenen Horizonten rote Knollenkalke, im Oberlias rote Mergelschiefer.

In der Glasenbachklamm bei Salzburg ist der Unterlias wieder durch Hornsteinknollenkalke und Fleckenkalke vertreten, der Mittellias z. T. durch rote Knollenkalke (Adneter Schichten), der Oberlias durch rote und graue Mergel mit Sandstein- und Kalkeinlagerungen. Eingelagerte syngedimentäre Gleitmassen sowie Turbidite sprechen nach BERNOULLI und JENKYN (1970) für Beckensedimentation und machen nach ihrer Meinung die Annahme schichtparalleler Überschiebungen (VORTISCH) entbehrlich.

Hingegen handelt es sich bei der Rotkalkserie von Adnet (rote Knollenkalke, hier nicht auf den Mittellias beschränkt, mit verschiedenen Varietäten) nach WENDT (1971) um eine kondensierte Schwellenfazies. (GARRISON und FISCHER [1969] wollten allerdings die Adneter Schichten als bathyal interpretieren.)

In der Schafberggruppe ist der Unterlias durch dunkelgraue hornsteinreiche Spongienkalke und Crinoidenkalk (Hierlatzkalk) repräsentiert, der Mittellias durch Rotkalke (Übergangsfazies zwischen Crinoiden- und Cephalopodenkalken).

In den niederösterreichischen Voralpen finden sich im Lias die den Grestener Schichten ähnlichen aber nicht mit ihnen identischen Kalksburger Schichten, ferner Kieselkalke und Fleckenmergel.

Dunkle Manganschiefer im Saalachgebiet und am Nordrand des Tennengebirges (hier Strubberschichten genannt) dürften dem Lias und dem Dogger angehören; sie sind eine Abart der Allgäuschichten.

Im Dogger setzt sich in den Allgäuer und Lechtaler Alpen die Sedimentation der Allgäuschichten (jüngere Allgäuschichten), im Sonnwendgebirge die der Rotkalke fort. Rotkalke des Dogger sind vor allem die in den östlicheren Teilen der Kalkalpen auftretenden cephalopodenreichen Klauskalke, die KRYSZYN (1971, 1972) neu bearbeitet hat; nach ihm reicht ihr stratigraphischer Umfang bis ins untere Oxford. Dem Dogger gehören ferner Crinoiden-Brachiopodenkalke, die Laubenstein- und die Vilser Kalke an. Ob es auch Dogger-Radiolarit gibt, ist fraglich geworden. Die Hauptmasse der (roten und grüngrauen) Radiolarite gehört jedenfalls in den Malm.

Der Komplex der Malmbasissschichten ist besonders im Tauglboden südöstlich Hallein sehr mächtig. Diese „Tauglbodenschichten“ (M. SCHLAGER, 1956, W. & M. SCHLAGER, 1973), kieselige Mergel und Kalke mit mehreren Radiolariten, enthalten submarine Gleitpakete (Olisthostrome), Breccien, Fluxoturbidite und Turbidite, die von einer Schwelle im Süden in das Becken der Tauglbodenschichten transportiert wurden. Die eingelagerten Radiolarite sprechen für zeitweise größere Tiefe dieses Beckens. Auch in der Unkenner Mulde liegen nach GARRISON und FISCHER (1969) ähnliche Verhältnisse vor.

In anderen Räumen wird der tiefere Malm (Oxford) nur durch Radiolarite vertreten. Nach WENDT (1970) und KRYSZYN (1971) wäre der Radiolarit ins obere Oxford und untere Kimmeridge zu stellen.

Eine Lokalfazies des Salzkammergutes sind die Agathakalke (bunte Knollenflaserkalke mit Cephalopoden) des Kimmeridge. In Niederösterreich folgen über Radiolariten die Acanthicus- und Mühlbergkalke.

Bedeutender sind die mächtigen, ins Kimmeridge und Tithon zu stellenden Oberalmer Schichten (benannt nach Oberalm bei Hallein), im Tauglboden unmittelbar über den Tauglbodenschichten folgend, an anderen Stellen wie an der Schwelle südlich des Tauglbodens oder am Nordfuß des Hohen Göll mit einem polymikten Basiskonglomerat auf Trias übergreifend, was als Hinweis auf „jungkimmerische“ Bewegungen zu gelten hat. Es sind dünnbankige, hornsteinreiche Kalke mit Mergelzwischenlagen und eingeschalteten dickbankigen, graugelblichen Barmsteinkalken; vereinzelt sind auch bunte Kieselschiefer eingelagert. Die Oberalmer Schichten wurden von FLÜGEL und FENNINGER (1966) und FENNINGER und HOLZER (1972) als bathyal gedeutet; die Barmsteinkalklagen wären aus seichterem Wasser herzuleiten, durch Schlammströme ins tiefere Gebiet verlagert und hier resedimentiert worden. Nach den letztgenannten Autoren sind den Oberalmer Schichten (als Beckensedimente) rote Ammonitenkalke als Tief-schwellenfazies und die hellen massigen Plassenkalke sowie die verwandten Tressensteinkalke als auf Plattformen abgelagerte Flachwasserkalke — aber nicht als eigentliche Riffkalke — gegenüberzustellen. Plassenkalke findet man am Nordfuß des Unterberges, besonders aber im Salzkammergut (Wolfgangseegebiet, Plassen bei Hallstatt) und am Rettenstein bei Filzmoos.

In der unteren Kreide setzt die Sedimentation mit (den aptychenführenden Oberalmer Schichten ähnlichen) Aptychenschichten ein, die ganz allmählich aus den obermalmischen Schichten hervorgehen; der Hornsteingehalt tritt aber zurück und die Kalke werden mehr und mehr durch Mergel ersetzt (Schrambachschichten). Durch Zunahme des Sandgehaltes gehen die Schrambachschichten in die Roßfeldschichten (Roßfeld bei Hallein) über, für die grobbankige, dunkelgraue, braun anwitternde Sandsteine besonders charakteristisch sind. In den oberen Roßfeldschichten findet sich eine Folge von Kieselkalken, Sandsteinen, Mergelkalken mit Einschaltungen polymikter Koglomeratlagen, die auf orogene Bewegungen hinweisen. Die über den Roßfeldschichten folgenden Grabenwaldschichten reichen nach FUCHS (1968) und PLÖCHINGER (1968) ins untere Apt; darüber folgt in vielen Bereichen eine Schichtlücke als Ausdruck der vorcenomanen („austrischen“) orogenen Phase. Das Cenoman setzt daher vielfach mit diskordantem Transgressionskontakt ein. Man kennt aber andererseits sowohl in den westlichen Nordalpen (Apt-Alb bei Tannheim nach ZACHER [1966], vgl. MÜLLER [1973]) als auch im Ennsgebiet bei Losenstein Fälle ungestörter und ununterbrochener Sedimentation bis ins Cenoman hinein; KOLLMANN (1968) beschrieb das Profil bei Losenstein, wo über den bis ins Apt reichenden Aptychenschichten eine tonig-mergelige, vom Oberapt bis ins Unteralb reichende Serie folgt, die den Tannheimer Schichten ZACHERS entspricht; darüber stellen sich Tonmergel mit exotischen Geröllen, Konglomeraten und Sandsteinlagen ein (Unteralb bis Untercenoman).

Das Cenoman ist im Rätikon und in den Lechtaler Alpen in Form dunkelgrauer Kreideschiefer gegeben. Weiter östlich findet man es vor allem am Kalk-

alpenordrand (Randcenoman) als Orbitolinenschichten besonders mit den sogenannten Rosinenmergeln (Mergel mit exotischen Geröllen) bzw. als Konglomerate. An der Zusammensetzung der exotischen Gerölle und der Konglomerate haben Porphyre einen hohen Anteil; die Schüttung der Gerölle erfolgte aus nördlicher Richtung von einer Schwelle her, deren Lage heute nicht mehr eindeutig feststellbar ist. TOLLMANNs Meinung, daß sie (als „ultrapienidischer Rücken“) nördlich der Tauern lag und daß die Kalkalpen schon vor dem Cenoman die Tauern überschritten hätten, so daß von diesem Rücken Material in ihr Randgebiet geschüttet werden konnte, verträgt sich schlecht mit der Tatsache, daß die exotischen Gerölle nach Westen bis in den Raum Hindelang reichen, daß aber das Unterengadiner Fenster mit Sicherheit erst im Tertiär vom Oberostalpin überschoben wurde. Man wird daher den geröllspendenden Rücken eher im südlichen Tauernbereich zu suchen haben.

Im Turon ist fast generell eine Schichtlücke als Ausdruck der vorgosauischen Gebirgsbildung festzustellen; doch fand KOLLMANN (1968) bei Kaltenleutgeben nahe Wiens eine geringmächtige Vertretung des unteren Turon.

Die sehr verbreitete Gosaukreide, die sich vor allem in Beckenlagen gut erhalten hat, setzt mit einem oft mehrere hundert Meter mächtigen Basiskonglomerat ein. Die Komponenten des Konglomerates, das größtenteils als Wildbachschutt — infolge Abtragung der vorgosauischen Alpen — aufzufassen ist und einzelne Sandstein- und Mergellagen aufweist, welche Pflanzen und Süßwasserschnecken geliefert haben, sind in vielen Fällen ausschließlich kalkalpin; dagegen enthalten die Gerölle der Gosau des Muttekopfes bei Imst sowie eine Reihe stratigraphisch höherer Konglomerate der nordöstlichen Kalkalpen (ERKAN, 1973) exotische Gerölle.

Am locus typicus im Becken von Gosau wird die Gosau folgendermaßen gegliedert:

Gosabecken von Gosau

Maastricht	tieferer Teil der Zwieselalmschichten (mit Geröllen aus Werfener Schiefer, Grauwacken, Phyllit, Quarz) höherer Teil der (hellroten) Nierentaler Mergel
Campan	tieferer Teil der Nierentaler Mergel Ressenschichten (polymikte Breccien, Sandsteine, Mergel) Sandstein und Konglomerat Mergel und Kohle Hippuritenriff Mergel und Konglomerat Hippuritenriff
Santon	Mergel
Coniac	Hippuritenriff Mergel Basalkonglomerat

Das Basalkonglomerat hat hier etwa 200, die Ressenschichten 300 bis 400, die Nierentaler Mergel 400 bis 500 m Mächtigkeit; die anderen Schichtglieder sind geringmächtiger.

Am Nordfuß des Unterberges setzt das Coniac mit Glanegger Mergelkalk (Unterconiac) ein, der von grauen Mergeln des Coniac-Santon überlagert wird; weiter westlich transgrediert auf dem Plassenkalk des Unterberges der vermutlich campane Untersbergmarmor, eine Feinbreccie mit *Hippurites atheniensis* (nach KÜHN [1965] Campan), darüber folgen Inoceramenmergel des Campan und ab dem höheren Campan Nierentalmergel, die hier bis ins Dan II reichen.

In den nordöstlichen Kalkalpen ist die Gosauserie durch eine Reihe von Transgressionen mit Konglomeratbildung gekennzeichnet (nach ERKAN, 1973, im Obersanton, im Grenzbereich Santon-Campan, im Obercampan und im Untermaastricht); sie können mit intragosauischen Gebirgsbildungsphasen in Zusammenhang gebracht werden.

Im übrigen fand in den nordöstlichen Kalkalpen im Coniac, vielleicht schon im Turon, Bauxitbildung statt; im Santon wurden Rudistenriffe und Korallensande gebildet, im Campan entstand eine kohleführende Serie mit Actaeonellenkalken, im Maastricht Inoceramenschichten mit Orbitoidensandsteinen.

Das Tertiär hat sich in den Kalkalpen nur in geschützten Lagen erhalten. Die größte Tertiärablagerung ist die des unteren Inntales und des Kössener Beckens (von Kundl über Kufstein nach Kössen und Reit im Winkel). Die tieferen Häringer Schichten bestehen aus unteroligozänen Süßwassersedimenten (Grundbreccien, Braunkohlen, pflanzenführende Mergel) und Meeresablagerungen (Breccien, über 1000 m mächtige Zementmergel). Über den Häringer Schichten folgen diskordant die dem Oberoligozän zugehörigen, über 1000 m mächtigen Angerbergsschichten (Konglomerate mit Geröllen der Grauwackenzone und der Kalkalpen, Sandsteine, Mergel; Pflanzenreste).

Am Nordfuß des Unterberges schließen sich an die Nierentaler Mergel paläozäne graue und rote Mergel an, darüber folgt Untereozän als Wechsellagerung von Mergeln, Breccien und Sandsteinen und Mittel- und Obereozän als Wechsellagerung von Mergeln und Sandsteinen.

Im Becken von Gosau ist der höhere Teil der Zwieselalmschichten nach WILLEJANOSCHEK (1966) ins Paleozän zu stellen.

Im Dan-Paleozän wurden in Niederösterreich die Gießhübler Schichten gebildet.

Das Ennstalertiär wurde bereits im Rahmen der Grauwackenzone besprochen; es kommt aber auch auf dem Stoderzinken, bei Stainach und Wörschach und östlich von Hieflau vor. WINKLER-HERMADEN hatte es ins Burdigal (Eggenburgien) gestellt, TOLLMANN (1964) hingegen ins Chatt bis Mittelaquitän (Egerien).

Ähnliches gilt für die Augensteine, aus Kristallin und Werfener Schichten bestehende Gerölle, die sich an vielen Stellen auf den Hochflächen der Kalkplateaus erhalten haben. Es handelt sich um fluviatile Ablagerungen aus der Zeit vor der Hebung der Kalkalpen, als die von Süden kommenden Flüsse diese noch überquerten.

11.2. Tektonischer Bau

Die Tektonik der Kalkalpen (Abb. 16) ist weitgehend von den lithologischen Bedingungen abhängig. Geringmächtige Schichten ließen sich leichter falten als mächtige, die dem Gebirgsdruck gegenüber als mehr oder weniger starre

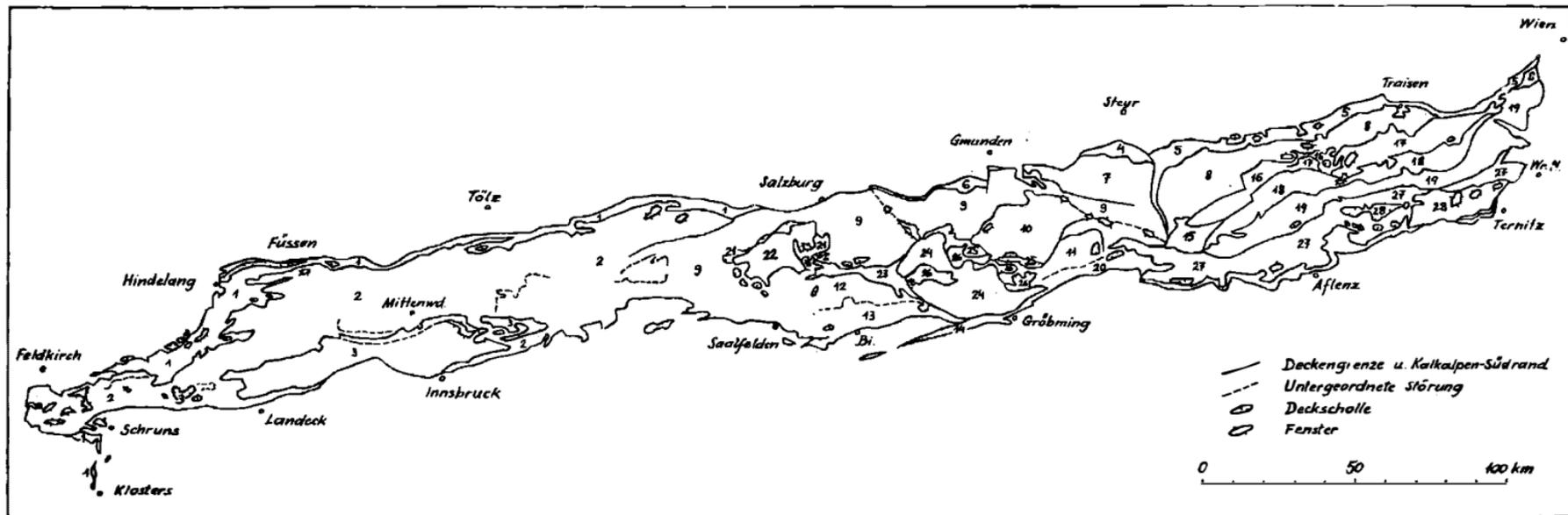


Abb. 16. Der Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen. Nach A. TOLLMANN, 1971, modifiziert. Aus A. TOLLMANN, 1973.

1 Allgäu-Decke, Cenoman-Randschuppe und Madrisazone; 2 Lechtal-Decke; 3 Inntal- und Krabachjoch-Decke; 4 Ternberger Decke; 5 Frankenfels-Decke und Cenoman-Randschuppe; 6 Langbath-Scholle; 7 Reichraminger Decke; 8 Lunzer Decke; 9 Stauf-gebirgs-Decke; 10 Totengebirgs-Decke; 11 Warscheneck-Decke; 12 Tennengebirgs-Scholle; 13 Werfener Schuppenzone; 14 Mandling-Span; 15 Reiflinger Scholle; 16 Sulzbach-Decke; 17 Reisalpendecke; 18 Unterberg-Decke; 19 Göller-Decke; 20 Admonter Schuppenzone; 21 Hallein-Loferer-Hallstätter Decke; 22 Berchtesgadener Decke; 23 Lammermasse; 24 Dachsteindecke; 25 Zlambachscholle; 26 Sandling-Decke; 27 Mürzalpen-Hohe Wand-Decke; 28 Schneeberg-Decke.

Körper reagierten. An der Grenze verschiedener Faziesbereiche konnte der Schichtzusammenhang leicht zerreißen, und bei anhaltendem Druck konnte es dort zu Aufschiebungen und Überschiebungen kommen. Auch Schweregleitung ist nicht auszuschließen, obwohl die Vorstellungen der Schule VAN BEMMELEN, die vorwiegend mit ihr operieren, nicht verallgemeinert werden dürfen.

Weitaus vorherrschend ist nordvergente Tektonik; nur gelegentlich kam es zu gegenläufigen Ausweichbewegungen, wobei aber auch an die Möglichkeit von nordgerichteten Unterschiebungen gedacht werden muß.

Deckenbildung ist in den Nördlichen Kalkalpen weniger als in den Schweizer Alpen auf Überfaltungs- als auf Überschiebungsvorgänge zurückzuführen. Abgesehen vom deckenförmigen Transport der gesamten Nördlichen Kalkalpen ist zweifellos mit interner Deckentektonik zu rechnen. Diese ist im Westen besonders von AMPFERER, im mittleren Abschnitt von HAUG, HAHN, SPENGLER, KOBER, im östlichen Abschnitt von SPENGLER und KOBER begründet worden, wobei es Kontroversen besonders hinsichtlich der Einwurzelung der Hallstätter Faziesgebiete gab. Gemeinsam blieb aber die Vorstellung einer intensiven internen Deckentektonik mit z. T. beträchtlichen Schubweiten, die auch zur Vorstellung wurzellos auf ihrer Umgebung schwimmender Schubmassen führten (z. B. Reiteralmdecke).

Gegen diese Deckentheorien erhoben sich seit den fünfziger Jahren von bundesdeutscher Seite zunächst für den Westabschnitt Einwände (KOCKEL, M. RICHTER, JACOBSHAGEN u. a.), die aber teilweise auf das gesamte Gebiet der Kalkalpen ausgedehnt wurden. Unter Ausklammerung der Frage des Ferntransportes über die penninischen Fenster wurde der interne Deckenbau durch eine „gebundene Tektonik“, durch die These weitgehender relativer Autochthonie mit Pilzsätteln und Beutelmulden ersetzt; nur Überschiebungsbeträge von wenigen Kilometer Schubweite wurden zugelassen.

Diese Meinungen erwachsen aus neuen Untersuchungen in den Allgäuer und Lechtaler Alpen. AMPFERER hatte in den westlichen Kalkalpen vier großtektonische Einheiten unterschieden, von Norden nach Süden und von unten nach oben die Allgäu-, Lechtal-, Inntal- und Krabachjochdecke. Da die Lechtaldecke südlich der Inntaldecke, z. B. bei Innsbruck, noch einmal zum Vorschein kommt, wurde letztere von AMPFERER als fernüberschoben, wurzellos der Lechtaldecke aufliegend, gedeutet; ähnliches gilt für die kleinen Deckschollen der Krabachjochdecke.

Nun schien sich aber im Allgäu (auf bayerischem Boden) eine sedimentäre Verbindung zwischen Allgäu- und Lechtaldecke zu ergeben; die Jungschichten der ersteren schienen an mehreren Stellen primär den der Lechtaldecke zugehörigen Obertriasgesteinen aufzulagern, so daß die Trennung in zwei Decken dort fraglich erschien. Ebenso schien sich am Westrand der Inntaldecke bei der Memminger Hütte ein Zusammenhang zwischen Inntal- und Lechtaldecke zu ergeben (SARNTHEIN), so daß die Inntaldecke nicht mehr als fernüberschobene Decke, sondern als zweiseitig aus der Lechtaldecke ausgeschobene und damit relativ autochthone Einheit anzusehen wäre.

Diese Umdeutung schoß aber übers Ziel hinaus. Im Allgäu stellte HEISSEL (1958) die Zuverlässigkeit der für gebundene Tektonik sprechenden Angaben in Zweifel; genaue Nachuntersuchungen durch BERTLE et al. (1970) und TOLLMANN (1970) (und öfter) zeigten, daß die angeblichen Zusammenhänge zwischen Allgäu- und Lechtaldecke durch „Scheinserien“, wie TOLLMANN sie nennt, vorge-täuscht werden; besonders zwingend ist das Argument, daß die Umdeutung des etwas südlicher gelegenen Hornbachfensters in ein zweiseitig zugeschobenes Jung-schichtengebiet durch JACOBSHAGEN nicht durchführbar ist, weil — wie ENGELS (1961) und ihm folgend TOLLMANN ab 1970 nachwiesen — die Kleinstruktur der vom Dolomit überfahrenen Jungschichten auch an der Nordseite des Fensters durchwegs auf Nordvergenz hinweist. Der Hauptdolomit nördlich des Fensters muß also von Süden her als Teil der Lechtaldecke über das Fenster geschoben worden sein; dann kann er aber auch nicht weiter nördlich primär mit Gesteinen der Allgäudecke zusammenhängen (Abb. 17).

Inzwischen hat allerdings JACOBSHAGEN (1975) versucht, diese Argumente zu entkräften und im fraglichen Gebiet, allerdings ohne irgendwie verallgemeinern zu wollen, an der gebundenen Tektonik festzuhalten. TOLLMANN repliziert 1977.

Schwieriger dürfte der Nachweis eines geschlossenen Westrandes der Inntal-decke sein. TOLLMANN hat ihn in wiederholten Anläufen zu führen versucht, zuletzt (1973) durch eine etwas andere Grenzziehung als sie bisher üblich war und durch ein kompliziertes vierphasiges Geschehen südöstlich der Memminger Hütte.

Ergänzend muß gesagt werden, daß die Umdeutung kleiner Deckschollen als Pilzfalten mit abgequetschtem Stiel rein spekulativ ist und sich jeder Verifizie-rungsmöglichkeit entzieht.

An der Deckentrennung zwischen Allgäu-, Lechtal- und Inntaldecke östlich der besprochenen Räume kann keinesfalls gezweifelt werden. Die beiden ersten, die von HAHN als tief- und hochbajuvarisch bezeichnet wurden, reichen geschlossen bis in die Gegend westlich von Salzburg. Dort werden sie durch den Vorstoß einer aus der Lechtaldecke vom Raum Kufstein an hervorgehenden, von HAHN als tirolisch bezeichneten Decke überwältigt. Diese tektonische Ein-heit — für die SPENGLER den zutreffenderen Namen Staufen-Höllengebirgs-decke vorgeschlagen hat — überschiebt ihr nördliches Nachbargebiet mit einem beiderseits aufgehängten (dort erst einsetzenden) Bogen, der im Westen wie gesagt bei Kufstein beginnt, im Osten mit dem Sengengebirge zurückweicht und an dessen Ostende in eine Falte übergeht. Das „Tirolikum“ stellt die tektonische Haupteinheit der mittleren Kalkalpen dar und reicht bis an den Südrand der Kalkhochalpen, unter dem sich nach Süden zu bis zur Grenze gegen die Grau-wackenzone noch das Schuppenland von Werfen — St. Martin anschließt. Im Tirolikum vollzieht sich innerhalb der Obertrias der Übergang Hauptdolomit — gebankter Dachsteinkalk — Dachsteinriffkalk.

Das Tirolikum bildet eine schüsselförmige Mulde, der weitere tektonische Einheiten aufruhon. Eine solche ist zunächst das Kaisergebirge. AMPFERER hatte dieses als Analogon der Inntaldecke betrachtet und wie diese als fernüberschoben aufgefaßt. Es fehlt aber ein Ostrand dieser Decke; ausgeprägt ist nur der Nord-

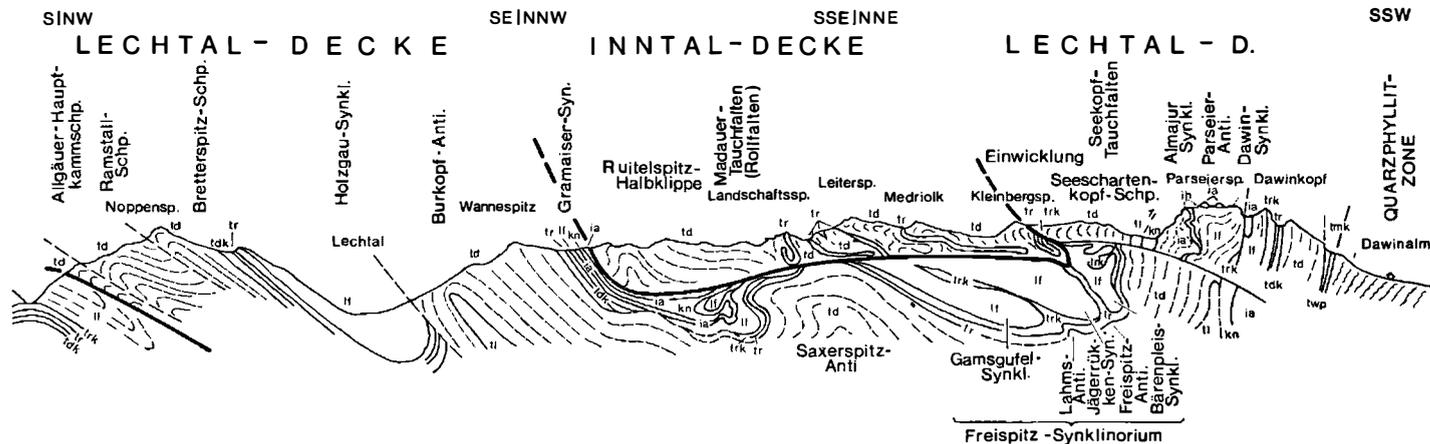
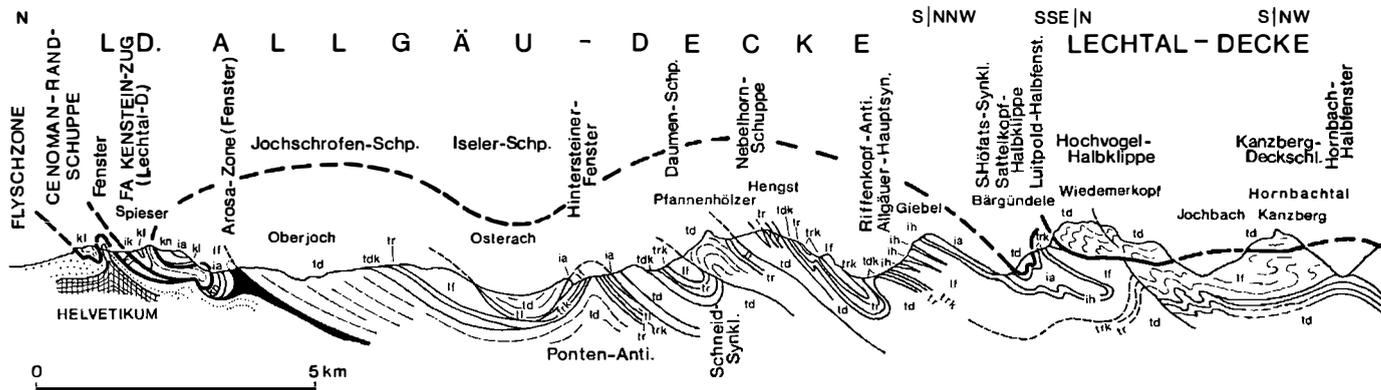


Abb. 17. Profil durch die westlichen Tiroler Kalkalpen. Nach A. TOLLMANN, 1976.

und Südrand, es handelt sich also um eine nach zwei Seiten, nach Norden und Süden, ausgeschobene Einheit, die relativ autochthon sein muß.

Anders die Reiteralmdecke oder Berchtesgadener Decke, die Reiteralm, Lattengebirge und Untersberg umfaßt und von HAHN als (hoch-)juvavisch bezeichnet wurde. Sie ist allseitig klar umgrenzt, ruht einer faziell andersartigen Umgebung auf und wurde als Ferndecke aus südlicher bzw. südöstlicher Richtung eingeschoben, worauf kleine beim Schub zurückgebliebene Deckschollen auf dem Steinernen Meer und im östlichen Hochköniggebiet (HEISSEL, 1953) hinweisen (Profile auf Tafel 3).

Hingegen ist der Hohe Göll, den TOLLMANN noch vor kurzem ebenfalls für fernüberschoben hielt, mit seinem tirolischen Vorland durch Transgression der Oberalmer Schichten auf seinem Nordfuß und bis hinauf zum Gipfel des Kehlsteins untrennbar verknüpft, wie schon KÜHNEL (1929) erkannte und DEL-NEGRO (1972) durch Nachweis einer Bruchterasse bestätigte. Ähnliches gilt vom Gollinger Schwarzenberg, den PIA für hochjuvavisch gehalten hatte.

Als tiefjuvavisch bezeichnet man die Schollen mit Hallstätter Fazies, wozu die Salinare von Berchtesgaden — Hallein, Hallstatt, Ischl, Aussee gehören. Man betrachtete sie lange ausnahmslos als fernüberschoben, nachdem man die Kanaltheorie von MOJSISOVICs als überholt angesehen hatte. Hinsichtlich der Paläogeographie entwickelte sich ein Gegensatz zwischen der Schule KOBERS, die die Hallstätter Zone zwischen Tirolikum und Hochjuvavikum (wozu sie auch den Dachstein rechnete) einwurzelte, und SPENGLER, der von der Faziesfolge Hauptdolomit — Dachsteinkalk — Hallstätter Kalk ausgehend die Reiteralmdecke unmittelbar an den Südrand des Tirolikums anschloß, die Hallstätter Serie aber noch weiter südlich beheimatet dachte.

Kompliziert wurde die Situation durch die von einigen Autoren befürwortete Aufspaltung der Hallstätter Einheit in zwei Teildecken, die obere mit kalkreicher, die untere mit mergelreicher Fazies. Dagegen in jüngster Zeit besonders U. PISTOTNIK (1974).

Später wurden Stimmen laut, die relative Autochthonie der Hallstätter Gesteine postulierten; man griff zur Kanaltheorie zurück und ließ sie in schmalen Becken zwischen den Karbonatplattformen mit Dachsteinkalkentwicklung, besonders anschließend an Dachsteinriffkalke, entstehen (ZANKL, 1967).

Man wird sich aber auch hier vor Verallgemeinerungen hüten müssen. Das von ZANKL selbst entwickelte Schema mit der Faziesabfolge gebankter Dachsteinkalk im lagunären Bereich — Riffkalk — Becken mit Hallstätter Entwicklung spricht eher dafür, daß ein großer Teil der Hallstätter Gesteine im Süden der Kalkhochalpen mit ihrem Riffgürtel am Südrand gebildet wurde. Die Reiteralmdecke ist allseitig von einem Ring von Hallstätter Gesteinen umgeben; das erklärt sich am besten daraus, daß hier zunächst die Hallstätter Decke eingeschoben und später von der Reiteralmdecke eingewickelt wurde. Im Saalach-

Erläuterungen zu Abb. 17: kl Losensteiner Schichten (Kreide), kn Schrammbachschichten (Kreide), ik Jurakalk, ia Ammergauer Schichten (Malm), ih Ruhpoldinger Radiolarit (Malm), lf Allgäuschichten (Lias-Dogger), trk Oberrhätalkalk, tr Kössener Schichten, tdk Plattenkalk, td Hauptdolomit, tl Raibler Schichten und Karn i. a., twp Partnachschichten, tmk Alpiner Muschelkalk.

bereich zieht sich der Streifen mit Hallstätter Gesteinen quer durch das Übergangsgebiet Dachsteinkalk — Hauptdolomit im Tirolikum, was bei Annahme relativer Autochthonie unverständlich wäre. Ostlich der Reiteralmdedecke ist für das Hallstätter Gebiet von Berchtesgaden — Dürrnberg durch die Ergebnisse der Bohrungen, durch tirolische Fenster und durch Hallstätter Deckschollen im Bereich Obersalzberg-Rosfeld der allochthone Charakter der Hallstätter Serie nahegelegt. PLÖCHINGER (1974, 1975, 1976) konnte nachweisen, da das Eingleiten der meisten Hallstätter Schollen dieses Bereiches bereits während des Malm erfolgte; die Deckschollen des Rosfeldgebietes folgten postneokom nach.

Anders liegt der Fall bei der Zone des Torrener Joches, die eine der Hallstätter ähnliche Fazies aufweist; hier konnte ZANKL (1962, 1969) recht überzeugend zeigen, da ein Übergang aus der Riffzone des südlichen Gollmassivs über den Jenner in die Torrener Jochzone besteht, womit auch diese wie der Hohe Göll als relativ autochthon zu gelten hätte.

Als ihre Fortsetzung wurde vielfach die Lammermasse nördlich des Tennengebirges angesehen. Dies ist aber nicht zwingend. Die Lammermasse wurde früher allgemein als allochthon gedeutet. HÖCK und SCHLAGER (1964) fanden in den Strubbergsschichten des nördlichen Tennengebirges Olisthostrome mit Hallstätter Gesteinen und schlossen daraus auf relative Autochthonie der Hallstätter Zone des Lammertales, was aber nicht einleuchtend ist. Auch Hinweise auf Transgression von Oberalmer Gesteinen auf Hallstätter Kalk bei Golling und ein vermeintlicher Zusammenhang mit dem als tirolisch erkannten Gollinger Schwarzenberg — der aber infolge Durchziehens einer Störung zweifelhaft ist — sind keine unwiderleglichen Beweise; PLÖCHINGER (1973), der das Gebiet neu bearbeitet, neigt eher zur Annahme einer vormalmischen Platznahme der von Süden hereingeschobenen Lammermasse, was die Olisthostrome in den vormalmischen Strubbergsschichten und die örtliche Transgression von Oberalmer Schichten erklären würde; Nachbewegungen hätten zur Deckschollenbildung auf Oberjura und Neokom (so bei Grubach mit seinem Gipsstock) geführt. TOLLMANN (1975, 1976) ist eher für relative Autochthonie des Grosteiles der Lammermasse mit Ausnahme der Hallstätter Kalk-Schollen.

Im anschließenden Gebiet Zwieselalm — Gosaukamm hat besonders W. SCHLAGER (1967) überzeugend den Nachweis einer Verzahnung zwischen Zlambachschichten und Dachsteinriffkalk geführt; beide Gesteine gehören also zur gleichen tektonischen Einheit.

Dagegen möchte R. LEIN (Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke, Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl. 184, 197 ff., 1975) im Süden des Gosaukammes an tektonischer Trennung zwischen der von ihm angenommenen Dachsteindecke und einer „Lammerdecke“ festhalten; andererseits konnte er an der Südseite des Dachsteinmassivs auf weite Erstreckung Verzahnung mit mitteltriadischen Hallstätter Kalken feststellen. Er nimmt drei Hallstätter Ablagerungsgebiete an: ein nördliches (Lammertal-Aussee-Grundlsee), ein mittleres (Werfener Schuppenland-Mandlingzug) und ein südliches südlich der zuruckverlegten Dachsteindecke. Der Fernschub der Dachsteindecke ist aber angesichts der auch von TOLLMANN besta-

tigten Verbindung Zlambachschichten-Dachsteinriffkalk westlich des Donnerkogels schwer verständlich.

Hingegen dürfte der Plassen, dessen Schichtfolge auffallend der des Rettensteins bei Filzmoos entspricht, allochthon sein. SCHÄFFER (1975) nimmt auf Grund gleichartiger Juraschichtfolgen (Liasfleckenmergel, Olisthostrome) über Dachstein- und Hallstätter Fazies im Bereich um den Plassen vorliassische Bewegungen der Dachsteinkalkeinheit über die dortige Hallstätter Einheit an. Die endgültige Klärung steht noch aus.

Ein Streifen mit Hallstätter Fazies, der sich als relativ autochthon herausgestellt hat, zieht sich vom Ischler Raum in die Gegend südöstlich des Grundlseees, wo SCHÖLLNER (1971, 1973) die Verzahnung von Zlambachschichten mit Dachsteinriffkalk des südlichen Toten Gebirges aufzeigen konnte. Hier liegen also analoge Verhältnisse wie südlich des Hohen Gölls vor. Der Hallstätter Streifen ist durch den Zug Türkenkogel-Lawinenstein mit Stirnbildung überschoben (wie auch weiter westlich durch den Sarstein). SCHÖLLNER rechnet den Türkenkogel-Lawinensteinzug zur Dachsteineinheit. Die Hallstätter Schollen des Mitterndorfer Beckens deutet er als Deckschollen, die auf der Dachsteineinheit liegen (wobei er offen läßt, ob sie von Süden oder von Norden dorthin gelangt sind).

Das Tote Gebirge bildet innerhalb des Tirolikums eine nach Norden überschobene Teildecke, die im westlichen Teil den Charakter einer Überfaltungsscholle annimmt.

Zusammenfassend kann für das mittlere Kalkalpengebiet gesagt werden, daß die interne Deckentektonik zweifelsfrei ist, daß aber ein Teil der Hallstätter Bereiche relativ autochthon ist.

TOLLMANN (1976) trennt als Ablagerungsgebiete der Hallstätter Gesteine einen relativ autochthonen Nordkanal mit Zlambachfazies, der die Torrener Joch-Zone, die Lammermasse (mit Ausnahme der Deckschollen mit Hallstätter Kalk-Fazies), das Gebiet nördlich des Sarsteins (mit gleichartigen Ausnahmen) und die Zone Grundlsee — Tauplitz (mit Fortsetzung in das Gebiet der Mürztaler Fazies) umfassen soll, von einem eventuell zweiteiligen Südkanal mit Hallstätter Kalk-Fazies („Salzbergfazies“) und im Osten mit Aflenzer Kalk-Fazies; von diesem Südkanal aus seien die Deckschollen des Plassen und von Mitterndorf nach Norden bewegt worden.

Im Norden des tirolischen Bogens sind schmale hochbajuvarische Schuppen von Salzburg ostwärts vorhanden; sie verbreitern sich nördlich des Höllengebirges als Langbathscholle. Weiter östlich sind wieder zwei dem Bajuvarikum entsprechende Decken nördlich des zurückweichenden tirolischen Bogens zu erkennen, die dort als Ternberger- und Reichraminger Decke bezeichnet werden. Diese reichen bis zu den Weyerer Bögen, unter die sie von Westen her untertauchen. Östlich von diesen entsprechen ihnen bis zum Rande des Wiener Beckens die Frankenfelder Decke (vor der z. T. noch eine Cenoman-Randschuppe liegt) und die Lunzer Decke.

Das merkwürdige Phänomen der Weyerer Bögen wurde von TOLLMANN (1964), STEINER (1965) und POLL (1972) so zu erklären versucht, daß die Sedi-

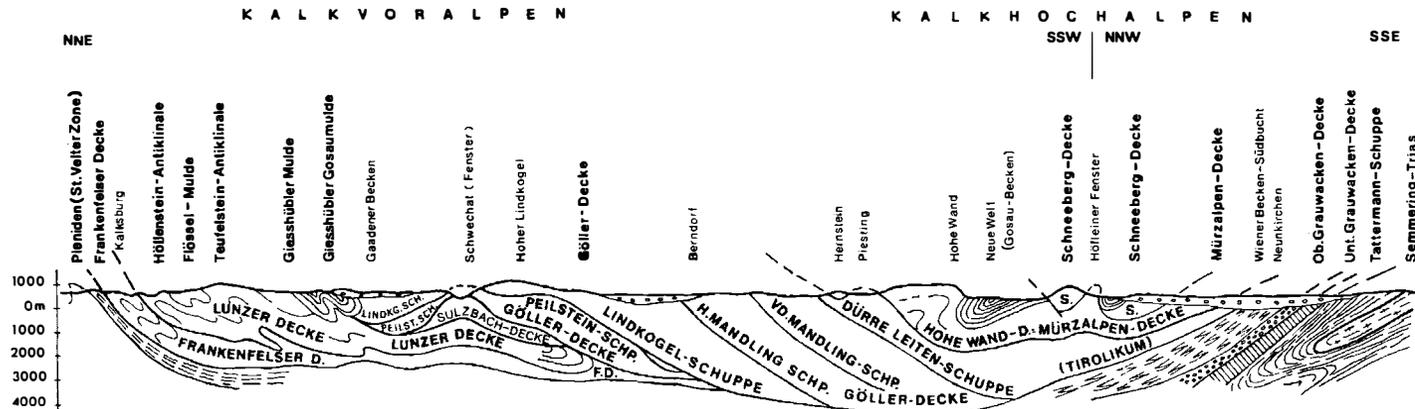
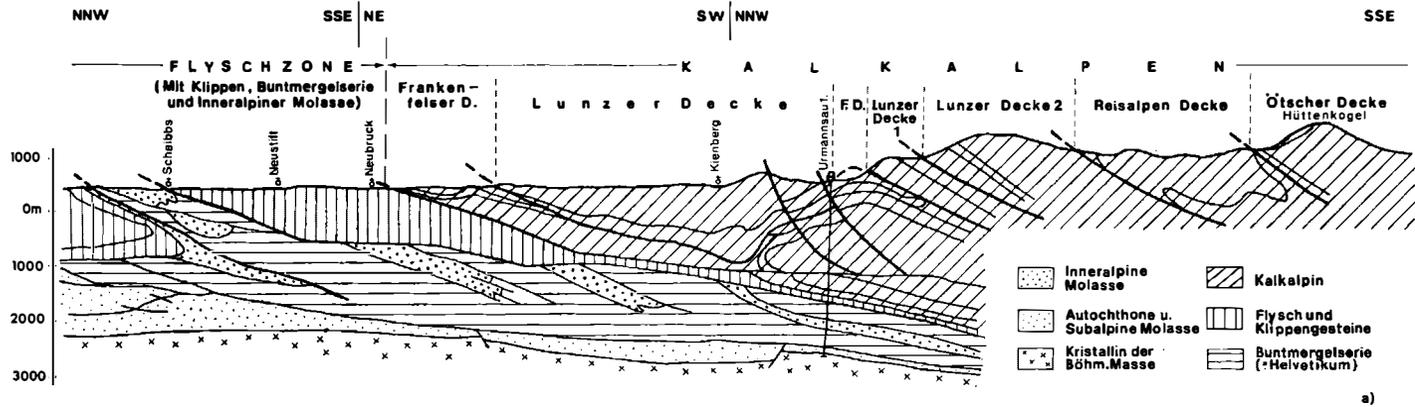


Abb. 18: N-S-Profil durch die nördlichen Kalkalpen Niederösterreichs. Nach A. TOLLMANN, 1967, umgezeichnet. Aus E. THENIUS, Niederösterreich, 1974.

mentationströge primär in west-östlicher Richtung verliefen, im Zusammenhang mit den vorgosauischen Bewegungen eine Quersenke entstand und beim alt-tertiären Fortgang der Bewegungen eine Dehnung bzw. Längung im Bereich der Lunzer Fazies erfolgte, was zum Eindrehen der Frankenfelder und Lunzer Decke nach Süden führte. Eine andere Erklärung (PREY) leitet die Weyerer Bögen aus dem Zusammenwirken einer nordostvergenten Bewegung im Westen und einer nordwestvergenten Bewegung im Osten ab.

Von der Frankenfelder Decke blieben beim Vorschub Schürflinge ziemlich weit nach Süden an der Basis der Kalkalpen zurück.

Südlich der Lunzer Decke folgt ein Äquivalent des Tirolikums, das in mehrere Teildecken — nach der Nomenklatur von TOLLMANN die invers gelagerte Sulzbachdecke, die Reisalpen-, Unterberg- oder Ötscher- und die Göllerdecke — zerfällt (Abb. 18, 19).

Die Gesäuseberge werden von BÜCHNER (1973) zur Ötscherdecke gerechnet, während E. und A. TOLLMANN (1962) sie zu einer „Vielfaziesdecke“ zählten, die sie als Mürzalpendecke bezeichneten und zu der sie auch den Hochschwab, die Schneetalpe und die Hohe Wand stellten. Diese Konzeption wurde von THURNER (1963) bestritten.

Noch höher als die Mürzalpendecke liegen nach TOLLMANN eine Reihe von Deckschollen sowie Rax und Schneeberg. Im Schneebergbereich liegen die Verhältnisse klar, da hier einige Fenster die Auflösung der Tektonik erleichtern: das Hengstfenster südwestlich Puchberg erschließt unter der Schneebergdecke die Göllerdecke; das Ödenhoffenster südöstlich Puchberg zunächst die Hohe Wand-Decke mit norischem Hallstätter Kalk und karnischen Halobienschiefern, darunter die Göllerdecke mit Liasfleckenmergeln, Kössener Schichten und Dachsteinkalk; das Höfleiner Fenster zeigt Hohe-Wand-Decke unter der Schneebergdecke. Auch südlich der Schneebergdecke ist noch ein Streifen der Hohe-Wand-Decke und des Tirolikums aufgeschlossen. In diesem Raum kann die ursprüngliche Reihung (von Norden nach Süden) Göllerdecke — Hohe-Wand-Decke (mit Hallstätter Gesteinen) — Schneebergdecke (mit Wettersteinkalk) als gesichert gelten (Abb. 20).

Schließlich sei noch an die Flyschfenster innerhalb der Kalkalpen erinnert: bei St. Gilgen und Strobl, wo nicht nur Flysch, sondern auch noch Ultrahelvetikum an einer örtlichen Aufschiebung innerhalb des Tirolikums hochgeschürft wurde; an einer weiteren, ebenfalls in ost-südöstlicher Richtung verlaufenden Störung das Halfenster von Grünau und das 25 km vom Nordrand der Kalkalpen entfernte Fenster von Windischgarsten; das Fenster von Brettl.

11.3. Alter der Bewegungen

Wenn man von SCHÄFFERS Annahme vorliassischer Bewegungen sowie von PLÖCHINGERS Hypothese vormalmischer Bewegungen im Lammergebiet und von vormalmischen Heraushebungen absieht, sind orogene Vorgänge durch Olisthostrome in den frühmalmischen Tauglbodenschichten und durch polymikte Konglomerate an der Basis der Oberalmer Schichten an der Nordseite des Hohen Gölls angezeigt. Intramalmische Olisthostrome mit Haselgebirgskomponenten

DER DECKENBAU DER ÖSTLICHEN KALKALPEN

A. TOLLMANN 1965

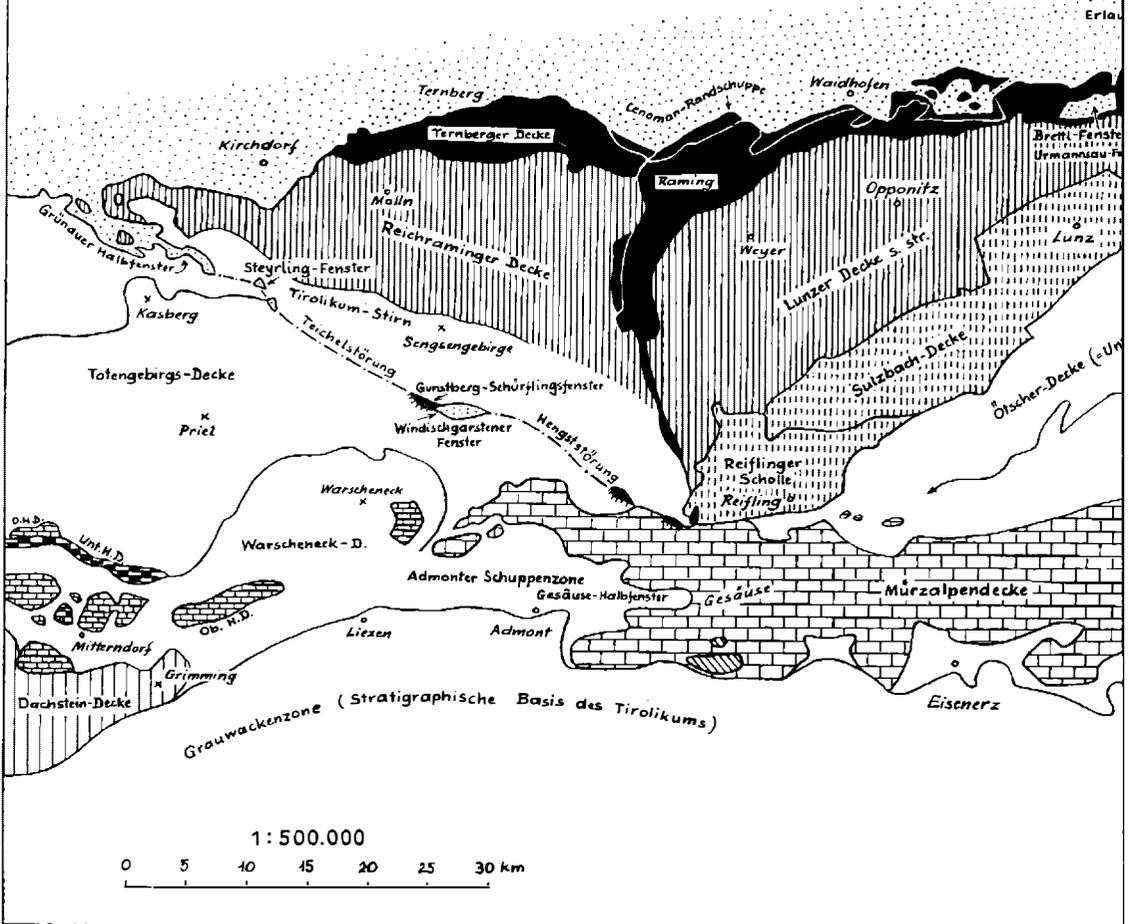


Abb. 19. Tektonische Übersichtskarte der nördlichen Kalkalpen Niederösterreichs nach A. TOLLMANN, 1965, auf den Stand 1972 gebracht. Nach E. THENIUS, 1974.

fand PLÖCHINGER (1974) in den Oberalmer Schichten bei Gartenau südlich Salzburg; auch die Hallstätter Gesteine des Dürrnberges scheinen wenigstens z. T. bereits intramalmisch eingeschoben bzw. eingeglichen zu sein. In den höheren Roßfeldschichten folgen ähnliche Konglomerate, die wohl mit der Annäherung

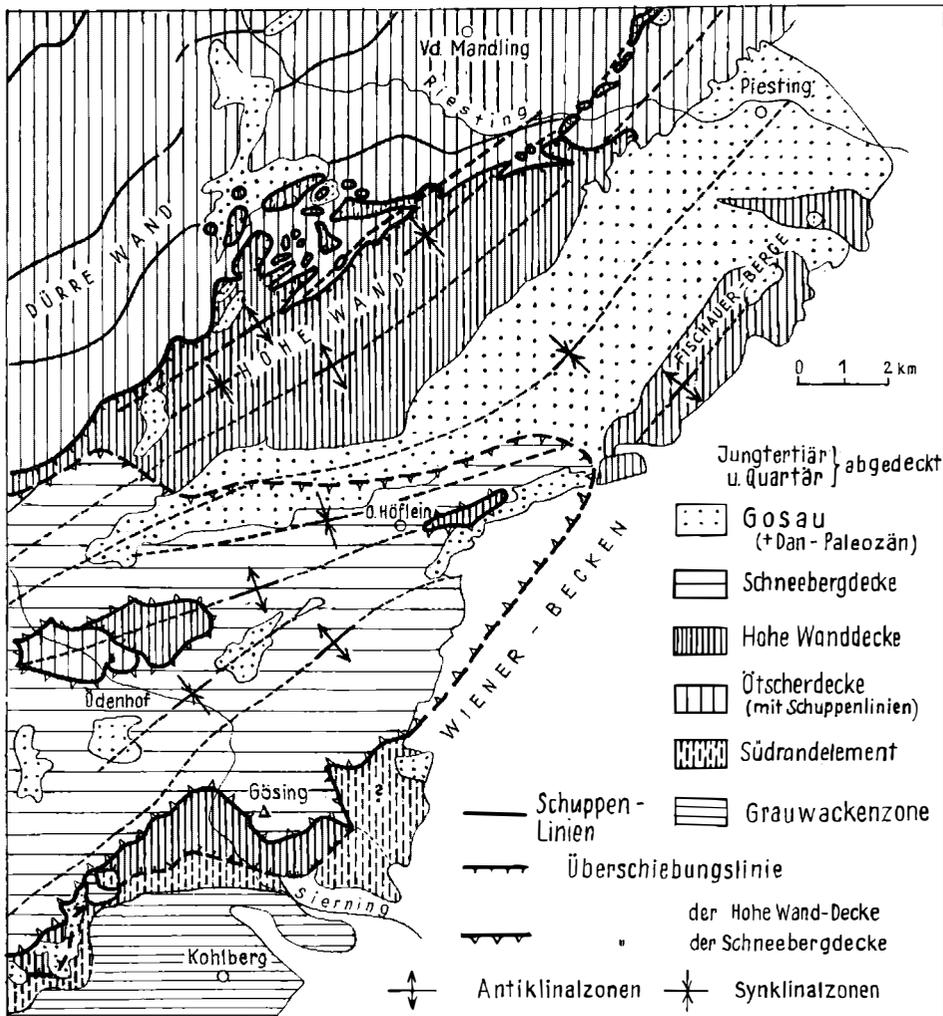


Abb. 20. Tektonische Übersichtskarte des Hohe Wandgebietes mit der Ötscher-, der Hohe Wand- und der Schneebergdecke. Nach B. PLÖCHINGER, 1967.

Sehr bedeutend waren die vorgosauischen Bewegungen; hierher gehört die Herausbildung der Inntaldecke und die Überschiebung der Reiteralmdecke, ebenso die der Schneebergdecke. Dazu kommen Faltungen.

Die nächsten wichtigeren Vorgänge der internen Deckentektonik gehören ins Alttertiär: die Überschiebung der Lechtal- auf die Allgäudecke, die tirolische Überschiebung, die Aufschiebung der Osterhorngruppe an der Wolfgangseestörung und die Überschiebung der Gamsfeldmasse südlich des Ischltales, die der Lunzer Decke auf die Frankenfesler Decke, ebenso die der südlich folgenden Teildecken. Noch jünger ist die Überschiebung des Kaisergebirges über Aquitan-sedimente seines nördlichen Nachbargebietes.

Umstritten ist die Zeit der Überschiebung der gesamten Nördlichen Kalkalpen (samt Grauwackenzone) über das Unterostalpin und das Pennin; TOLLMANN plädierte für vorcenomane Überschiebung, die meisten Forscher aber sind für jüngere Datierung; das Unterostalpin mag bereits vorgosauisch überschoben worden sein, das südliche Pennin der Tauern während des Campan (da im Campan die wohl von den Ophiolithen des Tauernfensters stammende Chromit-zufuhr allmählich aufhört), die vollständige Zuschiebung des Tauernfensters wäre erst im Alttertiär erfolgt; für das Engadinfenster ist dies durch das Vorkommen von Paleozän im Fenster gesichert.

11.4. Frage der Herkunft der Nördlichen Kalkalpen

Völlig offen ist noch die Frage nach der Lage des oberostalpinen *Grundgebirgssockels* der Kalkalpen. Als Möglichkeiten bieten sich an: 1. schon ursprüngliche Position am Nordrand des Oberostalpins, 2. Ablagerung auf dem Rücken des ostalpinen Kristallins, 3. Position unmittelbar nördlich des Drauzuges (Gailtaler Alpen), 4. Herkunft aus der Periadriatischen Narbe südlich des Drauzuges.

Für 1. sprechen die Beobachtungen im Montafon, wenn es richtig ist, daß die dortigen Phyllitgneise mit dem Silvrettakristallin identisch sind (MOSTLER, ähnliche Vorstellung bei J. FRISCH, 1975). Dagegen wären die Ergebnisse GEYSANTS im Brennermesozoikum anzuführen. Die Lösung 2 wurde von CLAR (1965) vorgeschlagen, aber nur für die Gebiete östlich des Tauernfensters diskutiert; westlich des Tauernfensters ergeben sich dafür Schwierigkeiten, weil der Platz größtenteils durch das Brennermesozoikum besetzt ist und weil die von GEYSANT behandelten nordalpinen Anteile der Kalkkögel sowie die Blaserdecke für südlichere Herkunft der Nördlichen Kalkalpen sprechen. Die Frage hängt eng mit der anderen zusammen, ob der Großteil des ostalpinen Kristallins mittel- oder oberostalpin ist. Die Lösung 3 wird durch die fazielle Analogie des Drauzuges zu den Nordtiroler Kalkalpen und durch die Verhältnisse in den Karpaten nahegelegt, wo die den Kalkhochalpen und der Hallstätter Zone vergleichbaren Gemeriden in unmittelbarem Kontakt mit der Fortsetzung des Drauzuges liegen; diese Lösung würde voraussetzen, daß nördlich des Drauzuges Verschluckungen des ehemaligen Grundgebirgssockels der Nördlichen Kalkalpen stattgefunden hätten, wofür aber keine Narbenregion angegeben werden kann. Die Lösung 4 ist die kühnste; sie stößt auf große Bedenken wegen der außerordentlich großen Überschiebungsbeträge, die sie notwendig machen würde. Außerdem schienen gewisse Parallelen zwischen Drauzug und Südalpen gegen die Zwischenschaltung eines so breiten Sedimentstreifens, wie es nach Abwicklung der internen Decken und Falten der der Nördlichen Kalkalpen gewesen sein muß, zu sprechen; dieser Einwand hat allerdings etwas an Kraft eingebüßt, da es sich herausgestellt hat, daß die „Grödener Schichten“ des Drauzuges und Mittelkärntens, die am stärksten für Ablagerungsnähe zu den Südalpen angeführt werden konnten, einen größeren Zeitraum als die südalpinen Grödener Schichten umfassen. Auch rechnet BOSELLINI (1973) hier mit einer Raumverkürzung von 100 bis 150 km. Andererseits zeigen die Gailtaler Alpen keinerlei Spuren eines über sie hinweggegangenen Transportes mächtiger Gesteinsmassen, was gegen Beheimatung der Nördlichen Kalkalpen südlich des Drauzuges spricht. Das Problem wird noch durch die

Möglichkeit einer beträchtlichen Seitenverschiebung zwischen Drauzug und Südalpen (LAUBSCHER u. a.) kompliziert.

Eine Entscheidung ist daher heute noch nicht durchführbar.

12. Drauzug mit Gailtalkristallin und Nordkarawanken (oberostalpin)

(Abb. 21, 22).

Als Drauzug werden die Lienzer Dolomiten und die Gailtaler Alpen bezeichnet. Ihre südliche Unterlage ist das Gailtalkristallin, das von den Südalpen durch die längs des Gailtales verlaufende Periadriatische Naht (alpin-dinarische Narbe) getrennt ist. Es besteht zum geringeren Teil aus Gneis, in der Hauptsache aus diaphthoritischen Glimmerschiefern bzw. besonders im östlichen Teil aus Phylliten. Einzelne Grüngesteine, Quarzite und Bändermarmore sind eingeschaltet. SCHÖNLAUB (1973) hat bei Nötsch in eingeschalteten Kalken durch Conodonten Unterdevon festgestellt.

Da Gerölle von Gailtalkristallin als Komponenten in den nachvariszischen Konglomeraten an der Basis des Drauzuges enthalten sind, läßt sich erkennen, daß dieses Kristallin schon durch die variszische Metamorphose mesozonal, teilweise sogar schon retrograd metamorph wurde. Im übrigen ist die Diaphthoresis alpidisch.

Bei Nötsch ist nördlich des Gailtalkristallins, durch einen Granitzug von ihm getrennt, marines Unterkarbon (Schiefer, Konglomerate und Sandsteine des Visé bis Namur) aufgeschlossen (zuletzt SCHÖNLAUB, 1973).

Die ältesten postvariszischen (grauen) Konglomerate fand ANGER (1965) im Raum von Laas nordwestlich Kötschach; er stellte sie ins höhere Oberkarbon und Unterperm. Die Komponenten sind wohl altpaläozoisch. An einer Stelle treten an der Basis der Laaser Serie rote Tonschiefer auf. MOSTLER (1972) möchte die ganze Serie ins Unterrotliegende stellen. Doch sind seither Pflanzen des Oberkarbons festgestellt worden (SCHERIAU-NIEDERMAYR und NIEDERMAYR, 1973, NIEDERMAYR, 1974). Jünger sind die sehr verbreiteten, früher als Grödener Schichten bezeichneten roten Konglomerate und Sandsteine, die auf Gailtalkristallin transgredieren (in ihren basalen Lagen finden sich die erwähnten Kristallingerölle) und auch zahlreiche Quarzporphyrgerölle enthalten; Quarzporphyr findet sich auch anstehend innerhalb der roten Serie. Nach oben gehen die Konglomerate in Sandsteine und rote Mergel über. Kleine Flöze, die in den höheren Teil der Serie eingelagert sind, konnten durch Sporenenuntersuchung (KLAUS) als skythisch erkannt werden. Die gesamte Serie reicht vom oberen Rotliegend über Zechstein bis ins Campil (Oberskyth), die Konglomeratlagen bis ins Seis (Unterskyth); das Alter deckt sich also nicht mit dem der südalpinen (mittelpermischen) Grödener Schichten (MOSTLER, 1972). NIEDERMAYR (Vortrag 1974) hält jedoch an der Parallelisierung der älteren Konglomerate mit dem Waidbrucker Konglomerat der Dolomiten sowie der roten Konglomerate und Sandsteine mit den südalpinen Grödener Schichten fest. Seine Gliederung trennt eine dem Oberkarbon und Unterrotliegenden angehörende Liegendserie (Basalbrekzien mit Geröllen des Gailtaler Kristallins, rote Sandsteine und graue Schiefer des Stefan B, rote bis violette Sandsteine) durch in der saalischen Phase gebil-

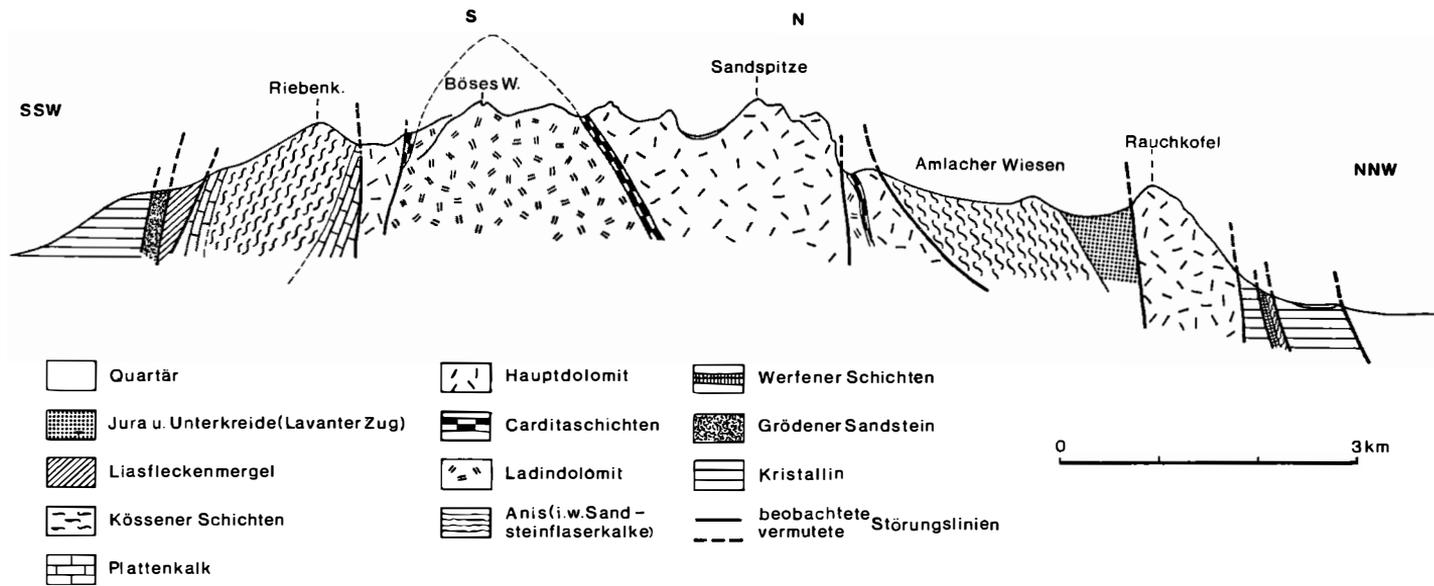


Abb. 21. N-S-Profil durch die Lienzer Dolomiten. Nach CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI, 1934, SCHLAGER, 1963.

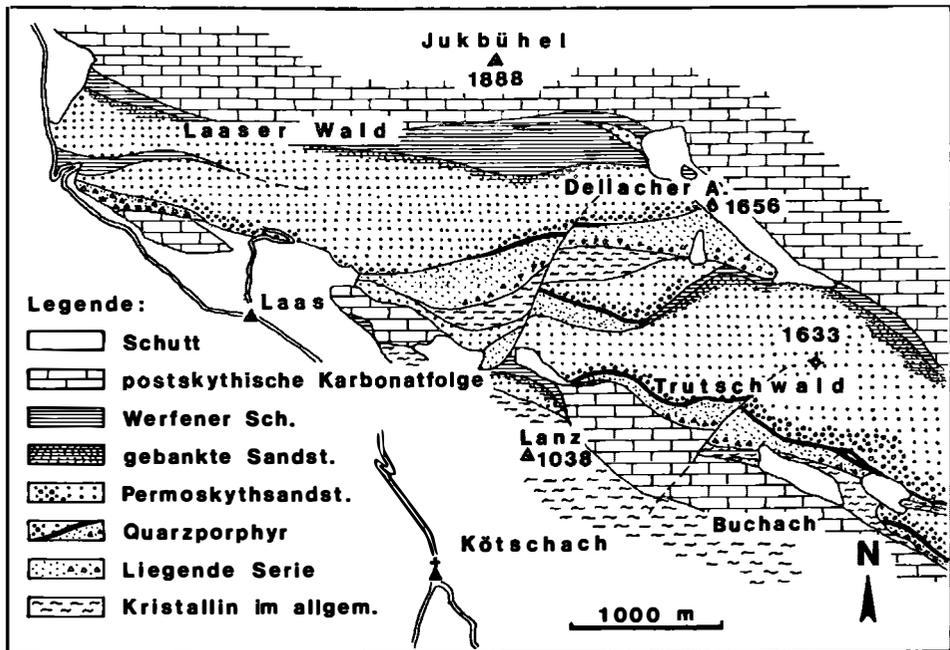


Abb. 22. Geologische Skizze des Gebietes zwischen Gailbergsattel und Mayengraben in den westlichen Gailtaler Alpen. Nach G. NIEDERMAYR, 1974.

dete Quarzporphyre von der Hangendserie (Basalbrekzien und -Konglomerate mit Geröllen des Gailtaler Kristallins und des Quarzporphyrs, Permoskythsandstein, Werfener Schichten) (Abb. 22).

Rauhacke mit Gips leiten zum Anis über, in dem Kalke, Dolomite sowie erste Vulkanite auftreten. Das Ladin ist durch mächtige Diploporendolomite bzw. (z. B. im Gipfelbereich des Dobratsch) durch Wettersteinkalk (z. T. Riffkalk) vertreten, vereinzelt auch durch Beckensedimente; Vulkanite sind (wie auch in den Nördlichen Kalkalpen) gelegentlich eingeschaltet*). Im Karn wechsel-lagern Carditaschiefer und Karbonate; das Nor ist durch mächtigen Hauptdolomit und hangenden Plattenkalk repräsentiert, darüber folgen Kössener Schichten und Liasfleckenmergel sowie Liasdolomitbrekzien. Die Mächtigkeit der karbonatischen Trias wurde von W. SCHLAGER in den östlichen Lienzer Dolomiten mit 3500 m angegeben, das ist mehr als in den Nördlichen Kalkalpen. Faziell ist die Verwandtschaft zur Nordtiroler Fazies der Kalkalpen unverkennbar.

Die Tektonik des Drauzuges zeigt enggepreßte Falten und zahlreiche Bruchstörungen. Diese letzteren verlaufen z. T. am Südrand gegen das Kristallin, wodurch der Transgressionsverband gelegentlich verundeutlicht wird, z. T. kreu-

*) TH. BECHSTÄDT et al. (Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug, Geol. Rdsch. 62, 616 ff., 1976) stellten in der Mitteltrias des Drauzuges wiederholtes Zerbrecen starrer Plattformen unter Bildung von Becken, die dann wieder aufgefüllt wurden, fest; im Zusammenhang mit dem Zerbrecen der zweiten Plattformen an der Anis-Ladin-Wende steht der Vulkanismus.

zen sie die Gailtaler Alpen mit Nordwest-Südost-Streichen. VAN BEMMELEN (1957, 1965) wollte den engen Faltenbau durch Schweregleitung von Norden her in einen Graben erklären, W. SCHLAGER (1963) und ANGER (1965) wandten sich gegen diese Vorstellung und führten den Faltenbau auf Druckkräfte zurück.

Die Nordkarawanken bilden die Fortsetzung des Drauzuges. Sie beginnen südlich von Feistritz und ziehen über den Singerberg, den Obir und die Petzen zum Ursulaberg. Als Sockelgesteine südlich der Nordkarawanken sind das dem Gailtalkristallin vergleichbare Eisenkappeler Altkristallin und eine paläozoische Grünschieferserie nördlich davon zu nennen.

Die Serie der eigentlichen Nordkarawanken beginnt mit permoskythischen roten Schiefen, Sandsteinen und Konglomeraten (mit Porphyrgeröllen), die nach oben in Werfener Schiefer und Buntsandstein übergehen. Im Anis wurden dunkle Kalke und Dolomite abgelagert, im Ladin Partnachsichten und sehr mächtiger, als Riffschuttbildung gedeuteter Wettersteinkalk bzw. -dolomit (mit Tuffen), im Karn Kalke, Mergel, Schiefertone und Sandsteine (wobei die Schiefer mit Kalken wechsellagern), im Nor Hauptdolomit, im Rät Kössener Schichten, im Lias Hierlatzkalk, Adneter Kalk und Fleckenmergel, im Dogger rote Kalke, im Malm rote Aptychenschichten, in der Unterkreide Mergel und Kalke.

Tektonisch ist vor allem die junge Überschiebung der Karawanken über miozäne und pliozäne Ablagerungen im Norden hervorzuheben; innerhalb der Nordkarawanken selbst wurden mehrere nordbewegte Decken unterschieden, eine stark verschuppte Sockeldecke mit jüngeren Schichten, darüber eine höhere Decke mit Gesteinen der mittleren und höheren Trias, außerdem ist starke Faltung zu beobachten.

13. Die Periadriatische Naht

Im österreichischen Anteil verläuft die Periadriatische Naht, die die Grenze zwischen Ost- und Südalpen darstellt, von der Gegend westlich Sillian durch das Gailtal und weiter in der Furche zwischen Nord- und Südkarawanken. Sie ist durch das Auftreten verschiedener Intrusiva gekennzeichnet. Das westlichste Vorkommen dieser Art — abgesehen von dem sehr exzentrisch gelegenen Rieserferner-tonalit in Süd- und Osttirol — ist ein zwischen oberostalpinen Paragneisen des Gailtalkristallins und südalpinem Paläozoikum eingeschaltetes Granodioritvorkommen bei Hollbruck südöstlich Sillian (SASSI und ZANFERRARI, 1971). Dieselben Autoren entdeckten ein 13 km langes Tonalitgneisvorkommen in derselben Position an der Südseite des Lesachtales zwischen Obertilliach und Liesing. Tonalitgneis tritt außerdem nach EXNER bei Finkenstein südöstlich Villach und bei Eisenkappel auf, wo ein Tonalitpluton das Eisenkappeler Altkristallin intrudierte. Er ist nach SCHARBERT (1975) alpidisch. Dazu kommen Granitvorkommen bei Nötsch (nördlich des Gailtaler Kristallins, südlich des Unterkarbons) und bei Eisenkappel, wo der Granitpluton die paläozoische Grünschieferzone im Norden und das Eisenkappeler Altkristallin im Süden intrudierte (EXNER, 1972). Dieser Granitpluton ist nach CLIFF et al. postvariszisch (K/Ar-Alter 244 ± 9 Mill. J.). EXNER (1973) stellt also eine bemerkenswerte Konstanz der Intrusiva vom Gailtal bis in die Ostkarawanken fest: ein südlicher Tonalitgneiszug und ein nördlicher Granitzug sind zu erkennen. Noch weiter nördlich liegt ein Diabaszug (Diabas

im Nötscher Unterkarbon, bei Untertechantig südlich Villach und bei Eisenkappel).

Die Meinungen über den Zuschiebungsbetrag zwischen Süd- und Ostalpen im Bereich der Periadriatischen Naht, die jedenfalls eine Narbenzone darstellt, sind geteilt. Sie hängen mit dem Problem der ursprünglichen Beheimatung der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen zusammen: sollten diese südlich des Drauzuges beheimatet gewesen sein, so müßte hier eine gewaltige Annäherung nach dem Ausschub dieser ostalpinen Decken (wie sie BOSELLINI 1973 postuliert) und eine Verschluckung ihres gesamten Grundgebirgssockels angenommen werden; lag aber ihre Heimat nördlich des Drauzuges, so genügt an der Periadriatischen Naht ein geringer Zuschiebungsbetrag. EXNER (Diskussionsbemerkung zu BÖGEL, 1975) errechnet immerhin im Eisenkappler Bereich eine Zuschiebung von etlichen Zehnern von Kilometern.

Manche Autoren (LAUBSCHER u. a.) denken im Bereich der Periadriatischen Naht an eine gewaltige Seitenverschiebung, die mit einer im Tertiär erfolgten Rotation Norditaliens entgegen dem Uhrzeiger zusammenhängen könnte. Die Periadriatische Naht muß aber nach Ausweis der an ihr eingeklemmten z. T. variszischen Plutonite (Brixener Granit usw.) schon als variszisches Lineament bestanden haben (SEMENZA, 1974, CLIFF et al., 1974, s. o.).

BÖGEL (in ANGENHEISTER et al., 1975) verweist auf die geringen Faziesunterschiede zwischen Nord- und Südalpen im Mesozoikum, die in der Oberkreide ganz verschwinden: OBERHAUSER (1973) konstatiert fazielle Gleichartigkeit der Gosau der zentralen Ostalpen und südalpiner Oberkreide.

14. Österreichs Anteil an den Südalpen

Im Gegensatz zu den westlichen Südalpen gibt es in den östlichen Südalpen keine aufgeschlossene Kristallinbasis; sie wird hier durch mächtiges Altpaläozoikum ersetzt, das schwach oder gar nicht metamorph ist, aber in der variszischen Orogenese starke Faltungen und Überschiebungen durchmachte. Die Serie wird durch flyschartige Karbonschichten (in den Karnischen Alpen als Hochwipfelschichten i. e. S. bezeichnet) abgeschlossen. Über dem abgetragenen variszischen Gebirge transgrediert Oberkarbon, dem ein reichgliedertes Perm und südalpines Mesozoikum folgt. Die alpidische Tektonik war schwach ausgeprägt, alpidische Metamorphose fehlt völlig, was die Südalpen in höherem Grade von den Ostalpen unterscheidet als die teilweise verschiedene Fazies und die Bedeutung der Periadriatischen Naht, wie BÖGEL in ANGENHEISTER et al., 1972 betont, einigermaßen unterstreicht.

Das Altpaläozoikum der *Karnischen Alpen* setzt mit fossilfreien Tonschiefern und Sandsteinen wohl des unteren Ordoviz ein; im höheren Ordoviz schließen sich fossilbelegt 50 m Schiefer und Quarzite des Caradoc und 10 m Tonflaserkalke des Ashgill an. Im Silur sind hauptsächlich zwei Faziesbereiche zu unterscheiden: einerseits eine Kalkfazies mit Crinoidenkalken und Trilobitenschichten des Llandovery, dunklen Kokkalken und roten Orthocerenkalken des Wenlock, schwarzen Cardiolakalken, roten Orthocerenkalken, dunklen Megaerakalken und grauen Plattenkalken des Ludlow (Gesamtmächtigkeit des kalkigen Silur etwa

70 m); andererseits die Fazies der Graptolithenschiefer, schwarzer graphitischer Schiefer mit eingeschalteten Lyditen. Im Devon gibt es über schwarzen Plattenkalken 1000 m mächtige Riffkalke (Kellerwand), denen weiter nördlich rote und graue Flaser- und Netzkalke (im metamorphen Zustand Bänderkalke) und andere gebankte Kalke gegenüberstehen. Die Flaser- und Netzkalke können als Vorriff- bzw. Beckenfazies gegenüber den Riffkalken interpretiert werden.

Mit schwacher, durch die sudetische Phase bedingter Diskordanz transgredieren auf dem Altpaläozoikum die vom Namur bis ins untere Westfal reichenden Hochwipfelschichten i. e. S., schwarze schiefrige und graue plattige Sandsteine mit Lyditbreccien (Olisthostromen) und Sandsteinen, die als Flysch anzusehen sind.

Die Hauptfaltungsphase, durch die das variszische Gebirge eigentlich erst entstand, ist die asturische Phase; sie bezog die Hochwipfelschichten in ihren Faltungs- und Überschiebungsbau ein, wobei diese mit devonischen Kalken und silurischen Graptolithenschiefern verfaultet und verschuppt wurden.

HERITSCH (1936) unterschied eine ganze Reihe von variszischen Decken, wobei die Hochwipfelschichten als Deckenscheider dienen sollten. Sein Schema ist aber seither erschüttert worden, da in manchen Fällen vermeintlich karbone Hochwipfelschichten sich als ältere Sedimente erwiesen und da die heutige räumliche Nachbarschaft verschiedener Fazies, wie der devonischen Riffkalke und der Flaser- und Netz-(bzw. Bänder-)kalke, keine größeren Deckenbewegungen notwendig macht, wenn man die letzteren Kalke als Vorriffbildungen auffaßt; die tektonische Übereinanderschaltung der Riffkalke über Flaser- und Netzkalke kann auch durch unbedeutendere Schuppenbewegungen erklärt werden. Mit solchen arbeitet SELLI (1971); erst weiter südlich auf italienischem Gebiet sei es zu Überschiebungen gekommen.

Nach der Abtragung des variszischen Gebirges kam es mit starker Diskordanz zur Transgression der oberkarbonen Auernigschichten (höheres Westfal, 860 m, wiederholter Wechsel von Schiefen, Sandsteinen, Konglomeraten, Kalken). In ihnen kam es zu einer Wechsellagerung z. T. auch pflanzenführender Ablagerungen mit marinen Fusulinenkalken. Neuere Versuche, die Oberkarbontransgression und damit die variszische Tektonik zu leugnen, wurden von FENNINGER et al., (1974) widerlegt.

Das Rotliegende beginnt mit 275 m mächtigen Ablagerungen der Rattendorfer Stufe; diese Serie setzt mit den gebankten „Unteren Pseudoschwagerinenkalken“ ein, die darüber folgenden „Grenzlandbänke“ (Schiefer, Sandsteine, Konglomerate) deuten durch Spuren von Landpflanzen und Einschüttung quarzreicher Sedimente vom Land her eine Regression an, die „Oberen Pseudoschwagerinenkalken“ zeigen das neuerliche Vordringen des Meeres an. Es folgt die Trogkofelstufe mit dem 300 m mächtigen Trogkofelkalk; nach einer durch die Tarviser Breccie angedeuteten, die saalische Phase anzeigenden Lücke folgen die mittelpermischen Grödener Schichten (am Gartnerkofel feinsandig, 50 m). Der Zechstein wird durch die 100 m mächtigen Bellerophonschichten (Rauhwacken, Dolomite und schwarze Kalke mit bituminösen Schiefen) repräsentiert; es sind Flachwasserschichten der frühen Tethys.

Etwa 70 m Werfener Schichten in südalpiner Ausbildung im Profil der Reppwand, etwa 30 m Richthofenkonglomerat (Anis mit vulkanischen Tuffen), geringmächtige anisische Kalke und Dolomite mit einem Tuffband und ziemlich mächtiger ladinischer Schlerndolomit (Riffbildung) schließen das Profil des Gartnerkofels ab (Profile nach KAHLER & PREY auf Tafel 4).

Die alpidische Tektonik beschränkt sich in der Hauptsache auf Brüche.

Die *Südkarawanken* haben wie die Karnische Hauptkette einen altpaläozoischen Sockel und einen jungpaläozoisch-mesozoischen Oberbau. Das Altpaläozoikum der Karnischen Alpen setzt sich bis ins Vorgelände des Mittagkogels fort, wo es unter die Trias der Koschutaeinheit eintaucht (zwischen beiden zieht eine Störung durch). Weiter östlich reicht die südalpine Trias z. T. bis an die Periadriatische Naht heran — nur kleine paläozoische Linsen sind eingeklemmt — und berührt sich südlich Feistritz und im Loibltal mit der nordalpinen Trias der Nordkarawanken. Etwa vom Loibltal ostwärts ist der karbonpermische Anteil der Koschutaeinheit wieder in einem zusammenhängenden Streifen erkennbar.

Dazu parallel zieht sich südlich der Koschutaeinheit ein mit Silur einsetzender paläozoischer Streifen hin, der auf österreichischem Boden im Raum Trögern—Bad Vellach aufgeschlossen ist.

Soviel zur Verteilung der Sedimente. Die paläozoische Schichtfolge der Südkarawanken (KUPSCH et al., 1971, Angaben aus Slowenien, zitiert von MEDWENITSCH, Mitt. Geol. Ges., Wien 1964, S. 691) beginnt im Grenzbereich Ordoviz-Silur mit einer Vulkanitserie und darüber Orthoceren und Graptolithen führenden Kalken, daneben auch Schwarzschiefern mit Lyditen. Im Obersilur-Unterdevon wurden Kalke und Mergel, ferner rote bis graue Knollenkalke abgelagert, die im tieferen Oberdevon von über Plattenkalke in 250 bis 400 m mächtige Riffkalke übergehen. Es scheint aber auch eine feinklastische Fazies des Devons zu geben. Im Oberdevon-Unterkarbon herrschen Bänderkalke. Das tiefere Oberkarbon ist durch Tonschiefer und flyschartige Sandsteine (bis 300 m) als Fortsetzung der Hochwipfelschichten („Hochwipfelflysch“) (TESSENSOHN, 1971) vertreten. Im höheren Oberkarbon folgen transgressiv bis zu 300 m mächtige Auerignschichten (Konglomerate, Sandsteine, Tonschiefer, Fusulinenkalk). Von der Rattendorfer Stufe sind hier nur 180 m Oberer Pseudoschwagerinenkalk bekannt; die Trogkofelstufe wird hier bis zu 350 m mächtig (meist geringer mächtig, größtenteils klastische Gesteine), darüber folgen die 100 m mächtige Tarviser Breccie, die Grödener Schichten (200 m), sowie 300 m mächtige Bellerophon-schichten.

Die Werfener Schichten erreichen 500 m, das Anis (Konglomerate, Sarldolomit) 150 m, das Ladin (Schlerndolomit, daneben Wengener Schichten und Eruptiva) 300 bis 600 m; das bis zu 700 m, meist aber nicht so mächtige Karn liegt z. T. in typischer Raibler Ausbildung vor (Dolomite und Kalke mit drei Schieferlagen) oder als Carditaschichten mit Kalken, Schiefertönen, Mergeln und Sandsteinen; Nor und Rät (zusammen 1700 m) bestehen aus Dachsteindolomit und Dachsteinkalk, rätschem Megalodontenkalk, dazu 300 m Lias und 180 m Malm.

Tektonisch ist am auffallendsten das Norddrängen der Koschutaeinheit

(TELLER), was zur Bildung einer Schuppenzone zwischen Nord- und Südkarawanken führte. Dabei ist nach PREY, 1958 keine Andeutung von Übergängen vorhanden, so daß mit bedeutenden Verkürzungen an der Bewegungsbahn gerechnet werden muß. Die Schuppenzone fällt steil nach Süden. Auf jugoslawischem Boden kam es zu südgerichteten Bewegungen. Im ganzen ist die alpidische Tektonik intensiver als in den Karnischen Alpen.

15. Das „inneralpine“ Wiener Becken

Da die Bezeichnung „außeralpines Wiener Becken“ für den nordöstlichen Teil der österreichischen Molassezone antiquiert ist, da außerdem ein großer Teil des Wiener Beckens nicht innerhalb der Alpen, sondern innerhalb der Karpaten liegt, ist die Beifügung „inneralpin“ eigentlich überflüssig geworden (THENIUS, 1974).

Das Wiener Becken ist ein Einbruchgebiet, das im Westen und Osten durch Staffelbrüche begrenzt wird. An diesen Bruchlinien treten hier wie dort Thermen auf. Innerhalb des Wiener Beckens gibt es weitere Brüche, die synsedimentär entstanden; so im Norden der Donau der Steinbergbruch, der eine westliche Hochscholle von einer östlichen Tiefscholle trennt; im Süden der Donau die Leopoldsdorfer Brüche (Abb. 23, 24).

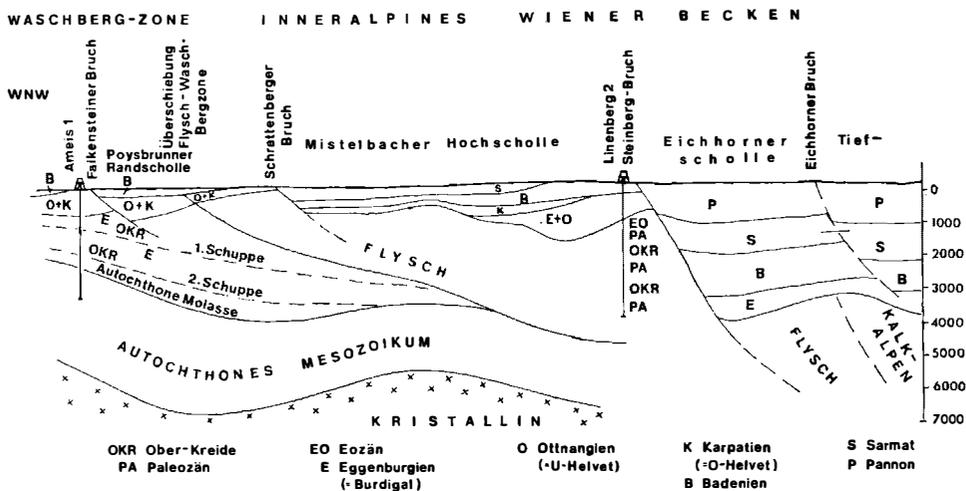


Abb. 23. Schematisches Profil durch die Waschbergzone und das nördliche Wiener Becken mit Hoch- und Tiefscholle. Vereinfacht umgezeichnet nach R. GRILL & J. KAPOUNEK, 1964. Nach E. THENIUS, Niederösterreich 1974.

Die Beckensedimente entstammen dem Jungtertiär. Es sei daran erinnert, daß die Terminologie der miozänen Ablagerungen wegen fehlender zeitlicher Parallelisierungen zu den Typuslokalitäten des Burdigal, des Helvet und des Torton geändert werden mußte; an die Stelle des Burdigal trat das Eggenburgien, an die Stelle des Helvet das Ottmangien und das Karpation, an die Stelle des Torton das Badenien.

Die Sedimente entstanden in einem Nebenmeer der Tethys, das als Paratethys bezeichnet wird, zeitweise aber mit der Tethys in Verbindung stand. Sie setzen

Karpatien z. T. Süßwasserschichten (Gänserndorfer und Aderklaaer Schichten), die mit einem Konglomerat abschließen.

Erst im Badenien kam es zur Bildung des eigentlichen Wiener Beckens durch Absenkungsvorgänge. Auch der südliche Teil des Beckens wurde von der Absenkung erfaßt. Die Hauptmasse der eigentlichen Beckensedimente des Badenien besteht aus marinen Tegeln, die in die untere und obere Lagenidenzone, die Sandschalerzone und die Buliminen-Rotalienzone gegliedert werden; im Randgebiet wurden als Strandfazies Lithothamnienkalk (Leithakalk), Schotter und Konglomerate gebildet. Da die marine Fauna Beziehungen zum Mittelmeer anzeigt, muß eine Verbindung zu diesem bestanden haben. Die Mächtigkeit der Sedimente des Badenien erreicht im Bereich der Tiefschollen maximal 1500 m. Die Salinität nimmt nach oben ab.

Dieser Prozeß setzte sich im Sarmat fort; damals ging die Verbindung mit der Tethys des Mittelmeerraumes verloren. Die im Beckeninnern maximal über 1000 m mächtigen sarmatischen Ablagerungen bestehen aus Schottern, Sanden, Kalksandsteinen, Tegeln und aufgearbeiteten Leithakalken.

Im Pannon kam es zu einem neuerlichen Ansteigen des Wasserspiegels, der Salzgehalt senkte sich aber weiter über ein brackisches Stadium bis zu limnischen Verhältnissen im jüngeren Pannon (Pont). Die wieder als Tegel, Sande und Schotter entwickelten Sedimente des Pannon erreichen im Beckeninneren über 1500 m Mächtigkeit.

Im nördlichen Wiener Becken bildete sich im Pannon der Mistelbacher Schotterkegel als Fortsetzung des Hollabrunner Schotterkegels der nordöstlichen Molassezone. Jünger ist das Rohrbacher Konglomerat im Südwesten des Wiener Beckens (wahrscheinlich jüngstes Altplozän). Mit den hangenden Partien dieses Konglomerates verzahnen sich Wildbachschotter, die im jüngsten Plozän abgelagert worden sein dürften.

Durch den Untergrund des Wiener Beckens ziehen mit karpatischem Streichen (Südwest-Nordost) die verschiedenen Zonen der Alpen zu den Karpaten weiter, wie durch Bohrungen nachgewiesen wurde: die Flyschzone, die Frankenfesler und

Abkürzungen

BECKENFÜLLUNG

OP	oberes Pannonien
MP	mittleres Pannonien
UP	unteres Pannonien
S	Sarmatien
Badenien	
Bu-Bo	Buliminen-Bolivinenzone
Sdsch	Sandschalerzone
OLg	Obere Lagenidenzone
Karpatien	
AK	Aderklaaer Konglomerat
ASch	Aderklaaer Schichten
GSch	Gänserndorfer Schichten
GK	Gänserndorfer Konglomerat
Ottangien	
BSch	Bockfließler Schichten

BECKENUNTERGRUND

P	Paleozän
Kreide	
S	Senon
CT	Cenoman-Turon
C	Cenoman
G	Gault
N	Neokom
J	Jura
Trias	
TK	Rhät
TH	Hauptdolomit
TO	Opponitzer Schichten
TL	Lunzer Schichten
TP	Partnach Schichten
TG	Gutensteiner Schichten
TW	Werfener Schichten

Lunzer Decke, die Decken des Ötschersystems, die höheren kalkalpinen Decken, die Grauwackenzone und die (im Rosaliengebirge und Leithagebirge aufragende) unterostalpine Zone (Abb. 25).

Als Erdölträger kommen neben Sanden des Sarmat, des Ottungien und Karpatien vor allem die Sandlagen des Badenien, in der Lagerstätte Schönkirchen-Tief hingegen Hauptdolomit der Ötscherdecke in Betracht. Nach KAPOUNEK würden auch die im Neogen enthaltenen Erdöl- und Erdgasvorräte ursprünglich aus

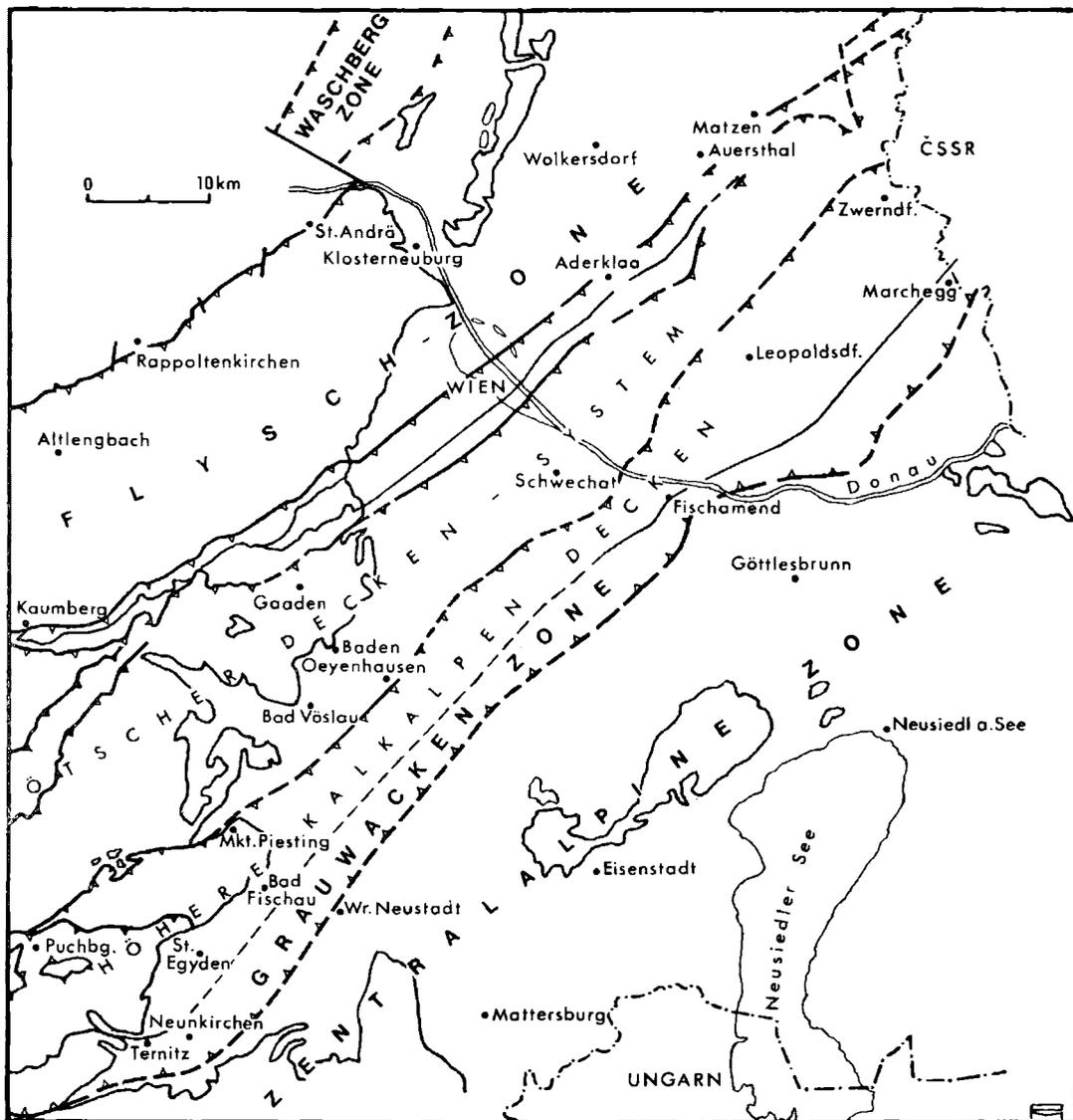


Abb. 25. Die tektonischen Einheiten des ostalpinen Untergrundes des Wiener Beckens. Nach A. KRÖLL & G. WESSELY, 1973.

Mesozoikum, u. zw. aus dem autochthonen Mesozoikum des Beckenuntergrundes herrühren, was aber nicht unbestritten blieb.

16. Randgebiete des pannonischen Beckens einschließlich Grazer Becken

Am Westrand des pannonischen Beckens, das sich mit Ausläufern ins Burgenland hinein erstreckt, ist die Schichtmächtigkeit im frühen Jungtertiär gering. Sie wird für das Badenien und für das Sarmat nur mit je maximal 100 m angegeben; nur die Sedimente des Pannonsees sind hier besonders mächtig (400 bis 1200 m) (KÜPPER, 1968). In der Brucker Pforte war aber auch das Pannon geringmächtiger.

In der steirisch-südburgenländischen Bucht, die durch die mittelsteirische Schwelle in ein west- und ein oststeirisches Becken gegliedert und durch die südburgenländische Schwelle vom pannonischen Becken abgetrennt wird, setzt die Sedimentation im Ottnangien ein, u. zw. mit limnisch-fluviatilen Bildungen: in der Eibiswalder Bucht Rotlehm und die Radlschotter, Wildbachschotter, die maximal über 1000 m mächtig werden, ferner die unteren Eibiswalder Schichten, eine limnisch-fluviatile Folge von Schottern und Sanden mit einem eingeschalteten Kohleflöz; im oststeirisch-südburgenländischen Becken beginnt das Ottnangien ebenfalls mit Rotlehm bzw. Basisbreccien, über denen limnische Tonmergel, Sandsteine und Konglomerate folgen (die ganze Serie ist hier 650 m mächtig).

Im Karpatien kommt es zu Meereseinbrüchen sowohl vom Mittelmeerraum als auch von Westungarn aus; dadurch entstanden im ersten Falle die mehrere 100 m mächtigen marinen Schlierablagerungen (Tonmergel bis Tonschiefer), die im Raum Gamlitz und Leibnitz anstehen, in der Tiefe aber bis ins Gebiet südöstlich Graz reichen; im zweiten Falle die von jenen durch eine Schwelle getrennten, nur durch Bohrungen erfaßten Karpatienablagerungen des Fürstenfelder Beckens (Wechsellagerung sandiger Mergel mit Konglomeraten). In anderen Räumen ist auch das Karpatien noch limnisch entwickelt, so in der Eibiswalder Bucht; mittlere und obere Eibiswalder Schichten, etwa 800 m mächtige Sande, Tone, Konglomerate, in den mittleren die Kohlenflöze von Eibiswald und Wies. Auch limnisch-fluviatile Entwicklung kommt vor, so bei Köflach und Voitsberg (Tone, Feinsande, Feinschotter mit Braunkohlenflözen) und nördlich Pinkafeld (die fluviatilen sehr mächtigen Sinnersdorfer Schotter, über denen das Kohlenniveau von Tauchen folgt).

Im Badenien kam es zu Ingressionen der — bis ins mittlere Badenien noch in südwestlicher Richtung in Verbindung mit der Tethys des Mittelmeerraumes stehenden — Paratethys in die limnisch-fluviatilen Senkungsfelder der Weststeiermark und der Pinkafelder Bucht. Auch hier ist die Gliederung in die Lageniden-, Sandschaler- und Buliminen-Rotalienzone durchführbar. Die Sedimente ähneln denen des Wiener Beckens: Tegel, Mergel, Sande, an den Schwellen Lithothamnienkalke nach Art des Leithakalkes. Im Raum westlich Graz hielt sich ein limnisch-fluviatiles Badenien. Im oberen Badenien kam es zu einer weitreichenden Regression, das steirische Becken wurde größtenteils trockengelegt, die direkte Verbindung mit dem Mittelmeerraum ging verloren, nur über das Schwarzmeergebiet blieb noch eine indirekte Verbindung mit ihm bestehen.

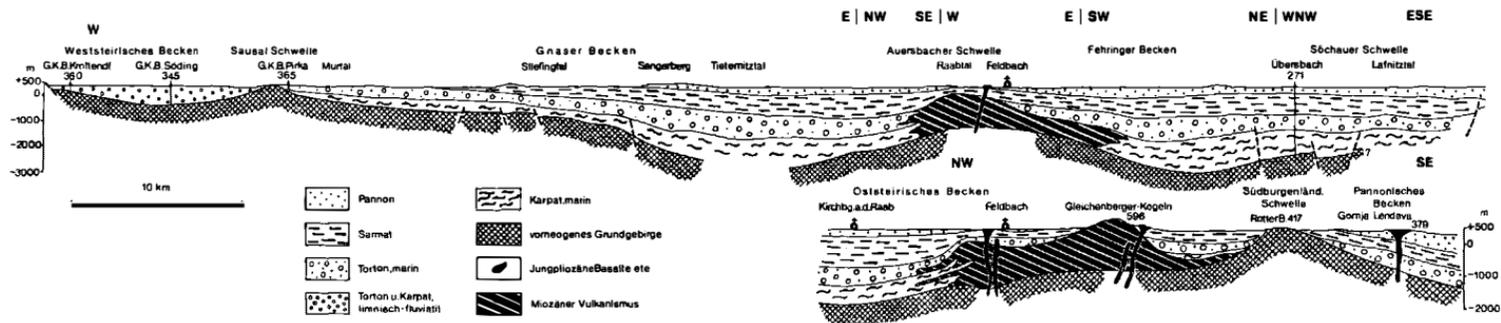


Abb. 26: W-E-Profil durch das Steirische Tertiärbecken. Nach H. FLÜGEL & H. HERITSCH, 1968.

Im Sarmat überflutete das Meer wieder den ganzen oststeirischen Raum und stieß teilweise noch über die mittelsteirische Schwelle nach Westen vor; infolge der Abschnürung von der Tethys kam es zu zunehmender Aussüßung dieses Restmeeres. Die Sedimente sind Tonmergel, Sande, Kalksteine, Schotter; in den Hangendpartien sind bei Weiz und Feldbach Kohlenflöze eingelagert.

Die Pannonablagerungen sind innerhalb des steirischen Bereiches nur im nördlichen Teil des oststeirischen Beckens vorhanden. Sie zeigen die zunehmende Aussüßung an. Zunächst wurden Tonmergel sedimentiert, darüber eine Wechsellagerung von Schottern, pflanzen- und kohlenführenden Tonen und sandig-tonigen Lagen. Nach Norden nimmt die Schottermächtigkeit zu, im Oberpannon folgen über Schottern Tone, in der Pinkafelder Bucht Süßwasserkalke. Im übrigen Burgenland werden die Pannonsedimente wie erwähnt sehr mächtig.

Die vorquartäre Sedimentation endet im steirisch-südburgenländischen Gebiet mit den Schottern des Daz.

Innerhalb der jungtertiären Serie gibt es zwei Diskordanzen, die eine an der Wende Karpatien—Badenien (steirische Phase STILLES), die andere zwischen Pannon und Daz (ostkaukasische Phase).

Während des Jungtertiärs kam es im steirisch-südburgenländischen Gebiet zu reger vulkanischer Tätigkeit, u. zw. in zwei Zyklen: einem mittelmiozänen (Ottangien bis unteres Badenien), der große Schildvulkane mit Förderung von Trachyten, Trachyandesiten, Andesiten und Daziten entstehen ließ, von denen aber nur der des Gleichenberger Kogels partiell obertätig sichtbar ist, während andere (östlich und südöstlich Wildon sowie westlich Fürstenfeld) von Sedimenten bedeckt sind; und einem pliozänen Zyklus, der oberflächliche Lavadecken (Klöcher Massiv, Stradner Kogel, Steinberg bei Feldbach) mit Förderung basischer Gesteine (Nephelinbasanite, Nephilinite, Basalte) sowie Tuffschlote in großer Anzahl (Basalttuffe der Oststeiermark und des Südburgenlandes) entstehen ließ. Die beiden Zyklen können im Verhältnis zur alpidischen Orogenese als subsequenter und finaler Vulkanismus angesehen werden.

Im Zusammenhang mit dem Vulkanismus stehen auch die vielen Sauerlinge, vor allem der von Gleichenberg.

17. Epirogenese im Jungtertiär

Während im Osten und in den inneralpinen Becken Senkungsvorgänge den Vorrang hatten, wurde der Alpenkörper selbst — nach einer Phase dominierender Bruchtektonik — im Jungtertiär von einer großräumigen epirogenetischen Hebung erfaßt, die in ursächlichem Zusammenhang mit den vorausgegangenen Deckenbewegungen und der dadurch bedingten Anschoppung leichten sialischen Materials bis in große Tiefen hinein (besonders, wenn man Verschluckungsvorgänge mitberücksichtigt) steht; dadurch entstand im Bereich der Alpen, vor allem ihrer Mittelachse, ein ausgesprochenes Schweredefizit, das zu isostatischen Ausgleichsbewegungen nach oben Anlaß gab. Dies gilt besonders für das Pennin der Hohen Tauern, wo Sedimente der penninischen Eugeosynklinale und sialische Granitkörper in tiefe Lagen gerieten. Nach SENFTL und EXNER (1973) läßt sich eine rezente Fortdauer der Hebung mit Maximum in der steilen Wurzelzone am

Südrand der Hohen Tauern beobachten, was EXNER hypothetisch durch Unterschiebung durch das Altkristallin der Kreuzeckgruppe erklärt.

Die zunächst langsame, erst später schärfer akzentuierte Hebung erfolgte nicht gleichmäßig, sondern in oszillierendem Verlauf. Das Wechselspiel zwischen der endogen verursachten Hebung und den durch sie provozierten exogenen Prozessen führte zur Ausbildung von Formen, die man heute noch weithin studieren und an denen man die Etappen des Prozesses ablesen kann. Verstärkte Hebungsrucke beleben die Tiefenerosion und die damit verbundene Hangbildung, Phasen geringerer oder zeitweise unterbrochener Hebung ermöglichen Seitenerosion und damit die Entstehung breiterer Talböden. Dabei spielten auch klimatische Umstände eine Rolle; in den Epochen des feuchtwarmen Miozänklimas wurde die flächenhafte Abtragung begünstigt. So entstanden im Miozän ausgedehnte Landoberflächen, die miteinander verzahnt sind und geringe Reliefunterschiede — höchstens die einer Kuppenlandschaft — aufweisen. Die früher über den heute noch erhaltenen Landoberflächen postulierte „Augensteinlandschaft“ (in der im Kalkalpenbereich von den Zentralalpen stammende durch Flüsse herantransportierte Gerölle abgelagert worden wären) ist nach pedologischen Untersuchungen von RIEDL auf der Rax (1966) nicht oberhalb der erhaltenen Kuppenlandschaft zu denken, sondern fällt mit ihr zusammen. Für diese Auffassung bedeutet es allerdings eine Schwierigkeit, daß nach WINKLER-HERMADEN (1957) im Dachsteingebiet innerhalb des Komplexes der Augensteine auch eckige Radiolarite vorkommen; da diese dem tieferen Malm angehören, muß über dem heutigen Dachsteinplateau (mit Liasresten) noch eine mehr oder weniger mächtige Juraauflagerung vorhanden gewesen sein. Dazu kommen Datierungsschwierigkeiten: die Augensteine wären nach Deutung von RIEDL Unterhelvet (Otnnangien), nach TOLLMANN dagegen Egerien. Die alten Landoberflächen, die von SEEFELDNER

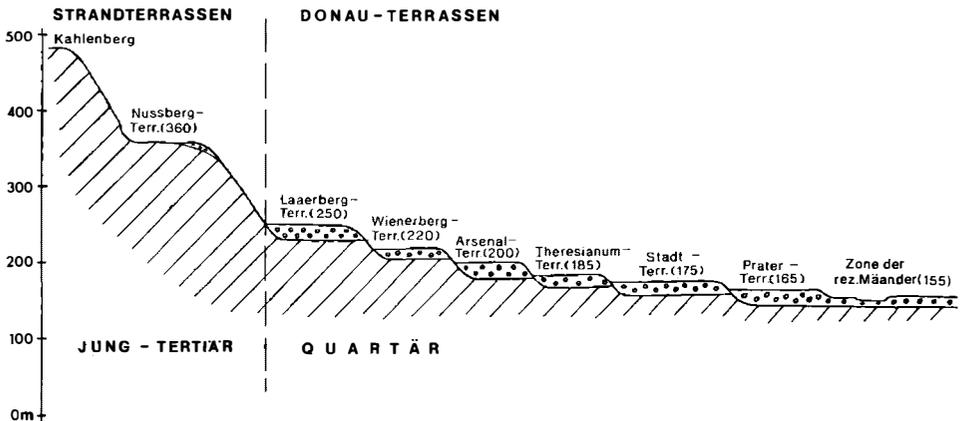


Abb. 27. Jungtertiäre Strand-(Nußberg-Terrasse) und quartäre Donauterrassen im Raum von Wien. Schema. Nach R. GRILL, 1954, J. FINK & H. MAJDAN, 1954, und H. KÜPPER, 1968, kombiniert. Aus E. THENIUS, 1974.

(1933, 1934, 1973) in drei Niveaus aufgegliedert wurden, lassen sich (nach SEEFELDNER, 1973) entgegen den von TOLLMANN (1968) geäußerten Zweifeln aus den Zentralalpen über die Grauwackenzone fortlaufend in die Kalkalpen hinein verfolgen. Ihr Gefälle ist allerdings nicht einheitlich, da die spätere Hebung vor allem in den Zentralalpen, in geringerem Maß auch in den Kalkalpen stärker war als im Bereich der Grauwackenzone (was die Entstehung der Längstalzone bedingte).

Im Pliozän trat an die Stelle der flächenhaften Abtragung eine mehr lineare, die Eintiefung der Täler machte rasche Fortschritte, die Reliefenergie steigerte sich immer mehr, so daß die Alpen allmählich zum Hochgebirge aufstiegen. Die Zeiten verringerter oder unterbrochener Hebung lassen sich an Hangterrassen und Leisten ablesen. Die Hebung erfaßte immer breitere Räume, auch die Flyschzone und sogar die Molassezone wurden einbezogen. Auch im böhmischen Massiv gab es aufsteigende Bewegungen, worauf die epigenetischen Durchbrüche der Donau hinweisen.

18. Pleistozän

Die Zeitdauer des Pleistozän wurde früher mit etwa 600.000 Jahren angenommen, da die erste der vier klassischen pleistozänen Eiszeiten des PENCK-BRÜCKNERSchen Schemas, die Günzeiszeit, etwa mit 600.000 vor jetzt datiert werden kann. Spätere Forschung ergab aber mit immer größerer Deutlichkeit, daß vor der Günzeiszeit noch weitere Kaltzeiten anzunehmen sind; die Gesamtlänge des Pleistozän wird heute mit rund 2 Millionen Jahren angenommen.

Während der Eiszeiten waren die Alpen größtenteils mit einem zusammenhängenden Eisstromnetz erfüllt, das in den Tälern der Zentralalpen weit über 2000 m hinaufreichte und nur in den östlichsten Teilen der Alpen lokaler Vergletscherung Platz machte. Die westlicheren der großen Alpengletscher bis zum Salzachgletscher einschließlich stießen mindesten viermal ins Vorland vor; während die Zungenbecken vom Rhein bis zum Inngletscher außerhalb Österreichs liegen, bedeckt das des Salzachgletschers neben bayrischen Gebieten auch Teile Salzburgs und Oberösterreichs. Hier gelang es erstmalig WEINBERGER (1950), außerhalb der Würmendmoränen die Endmoränengürtel der Günz-, Mindel- und Rißeiszeit klar zu trennen. Ihre schon von PENCK-BRÜCKNER generell postulierte Verzahnung mit pleistozänen Vorlandschottern (Günzmoränen — Ältere Deckenschotter, Mindelmoränen — Jüngere Deckenschotter, Reißmoränen — Hochterrasse, Würmmoränen — Niederterrasse) konnte einleuchtend dargetan werden, wobei fast überall die Ineinanderschachtelung der Schotter und die jeweils tiefere Lage der jüngeren gegeben ist. Auch im Traungletschergebiet fand WEINBERGER örtlich eine Günzendmoräne; die Mindel- und Reißendmoränen konnten auch hier außerhalb der schärfer profilierten Würmendmoränen klar gestellt werden (vgl. DEL-NEGRO, 1969). Östlich anschließend fand KOHL (1958, 1974) im Bereich des Alm- und des Steyr-Krems-Gletschers Günzmoränen, im letzten Fall weit im Norden (bei Sattledt).

Der Traun-Würmgletscher verzweigte sich innerhalb der Alpen in mehrere selbständige Arme, die das Vorland nicht mehr erreichten. Dasselbe gilt vom Ennsgletscher (der aber nach NAGL (1972) in der Rißeiszeit immerhin noch über Weyer hinaus vorstieß). Mur- und Draugletscher blieben tief im Gebirgsraum stecken.

Während der Eiszeiten kam es in den periglazialen Räumen zu Solifluktiionsprozessen und zur Bildung überwiegend äolischer Lößdecken besonders auf den Schotterdecken.

Im Gebirge führte die Vergletscherung zur Umformung der Talursprünge in Kare, der V-Täler in Trogtäler und in den Bereichen oberhalb des Eises zur Zuschärfung der Formen. Die Tiefenwirkung der Glazialerosion ist in ihrem Ausmaß umstritten, muß aber nach Ausweis der Tiefen mancher durch die Gletscher geschaffenen Seewannen beträchtlich gewesen sein. Auch in den Zungenbecken kam es noch zur Erosion (in Stamm- und Zweigbecken), nach außen hin allerdings mehr und mehr zur Akkumulation von Grundmoränen, die durch das Eis Stromlinienform annahmen (Drumlins).

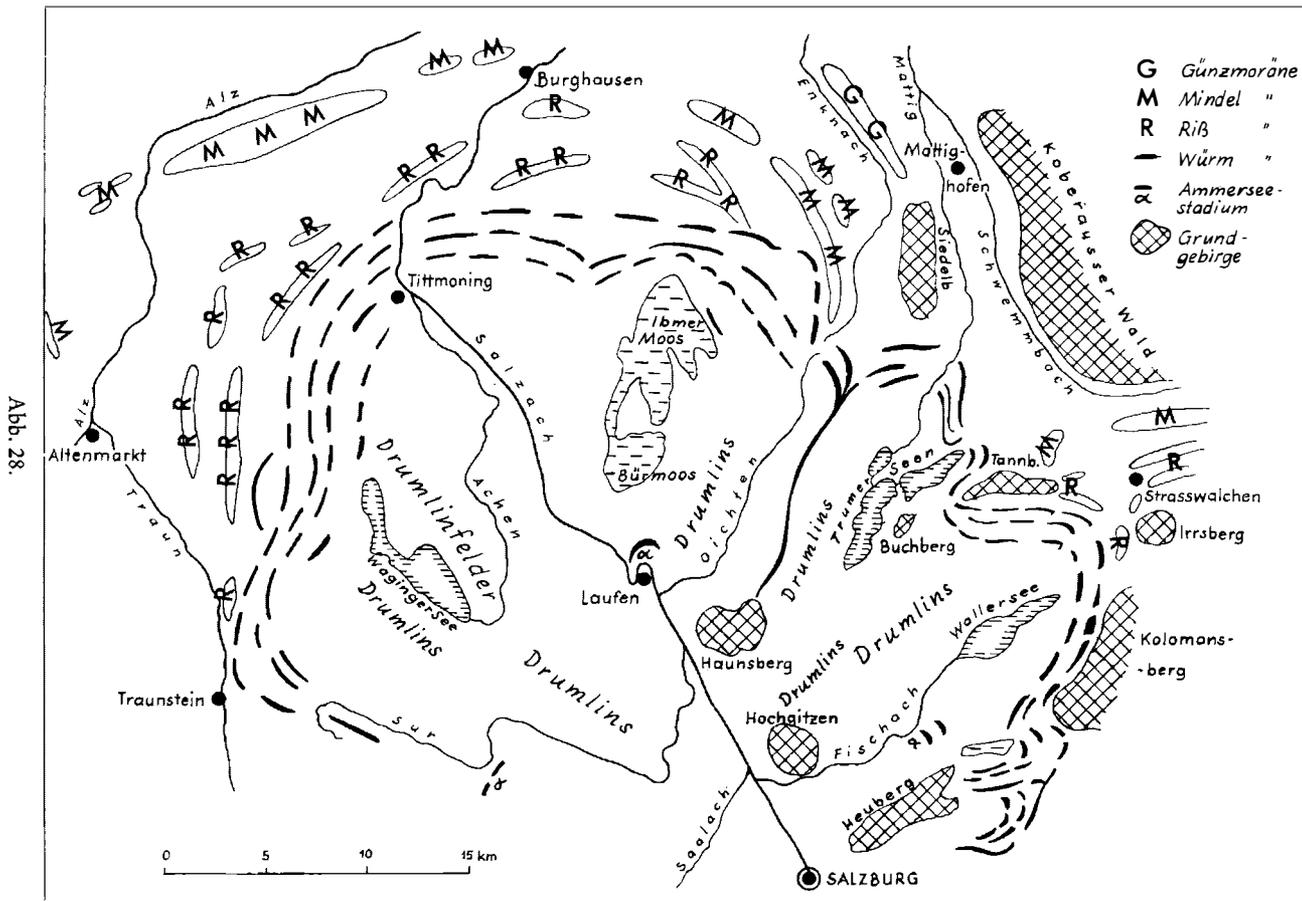
In den Interglazialzeiten, die im allgemeinen länger als die Glazialzeiten waren, besonders im Mindel-Riß-Interglazial war das Klima z. T. wärmer als jetzt (Pflanzen in der Höttinger Breccie!). Die großen Zungenbeckenseen, die jeweils nach dem Abschmelzen des Eises entstanden, wurden schon am Beginn eines Interglazials wieder zugeschüttet, woran Reste der Flußdeltas in Form schräggeschichteter Nagelfluh, aber auch horizontal geschichtete verfestigte Schotter erinnern.

Die Glazialzeiten selbst wiesen Klimaschwankungen auf; so zeigt die Klimakurve des Würm-Frühglazials deutliche Oszillationen. Durch die Lößforschung hat sich besonders das Stillfried-B Interstadial als bedeutsam herausgestellt, das etwa die Zeit 32.000 bis 28.000 vor jetzt einnahm. Erst nach ihm kam es zum hochglazialen Hauptvorstoß der Würmgletscher.

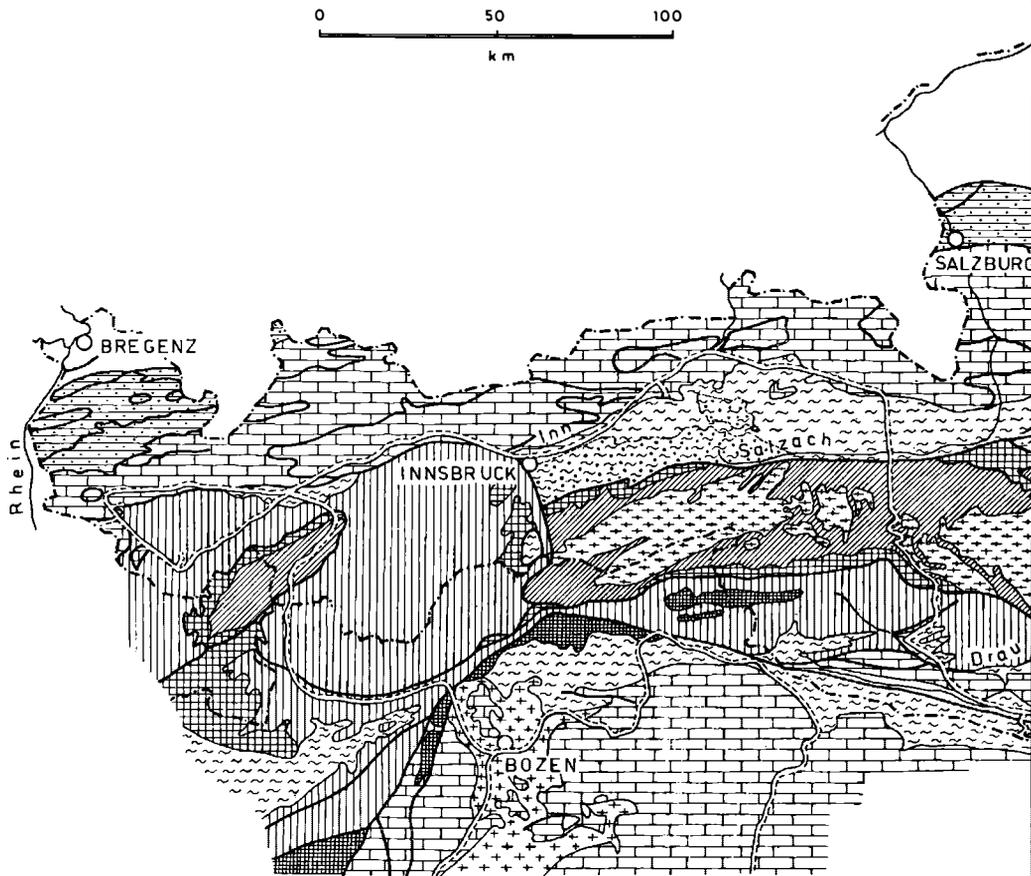
Dies wurde sehr eindrucksvoll durch die Untersuchungen am Bänderton von Baumkirchen im Nordtiroler Inntal (FLIRI et al, 1970, 1971, 1972) bestätigt. Die dort gefundenen fossilen Hölzer ergaben Radiokarbondaten von 30.600 bis 26.800 vor jetzt. Da aber über dem jüngsten Fossil noch etwa 70 m Bänderton und vielleicht bis zu 150 m Sand und Schotter lagern, über denen erst die Grundmoräne des Hauptwürm folgt, andererseits weitere Radiokarbondaten 11.300 bzw. 10.900 vor jetzt für den ersten nacheiszeitlichen Wald ergaben, bleibt für den Würmvorstoß des Hochglazials kaum mehr als ein Zeitraum von 10.000 Jahren, wahrscheinlich weniger.

Der Rückzug der großen Gletscher dürfte ziemlich rasch — wenn auch in Etappen mit Gletscherhalten, wie dem jetzt wieder zu Ehren gekommenen Bühlstadium — erfolgt sein. Auch das Würmspätglazial und das Holozän weisen Klimaschwankungen auf. Eine erste relativ warme Periode (Bölling 12.400 bis 12.000 vor heute) wurde durch eine kurze kältere (Ältere Dryaszeit 12.000 bis 11.800) abgelöst, dann folgte das warme Alleröd (11.800 bis 11.000), schließlich als Abschluß des Spätglazials die Jüngere Dryaszeit (10.900 bis 10.300), in der die Lokalgletscher nach der bis vor kurzem herrschenden Ansicht wieder vor-

ENDMORÄNEN UND ZWEIGBECKEN DES SALZACHGLETSCHERS (nach Ebers und Weinberger)



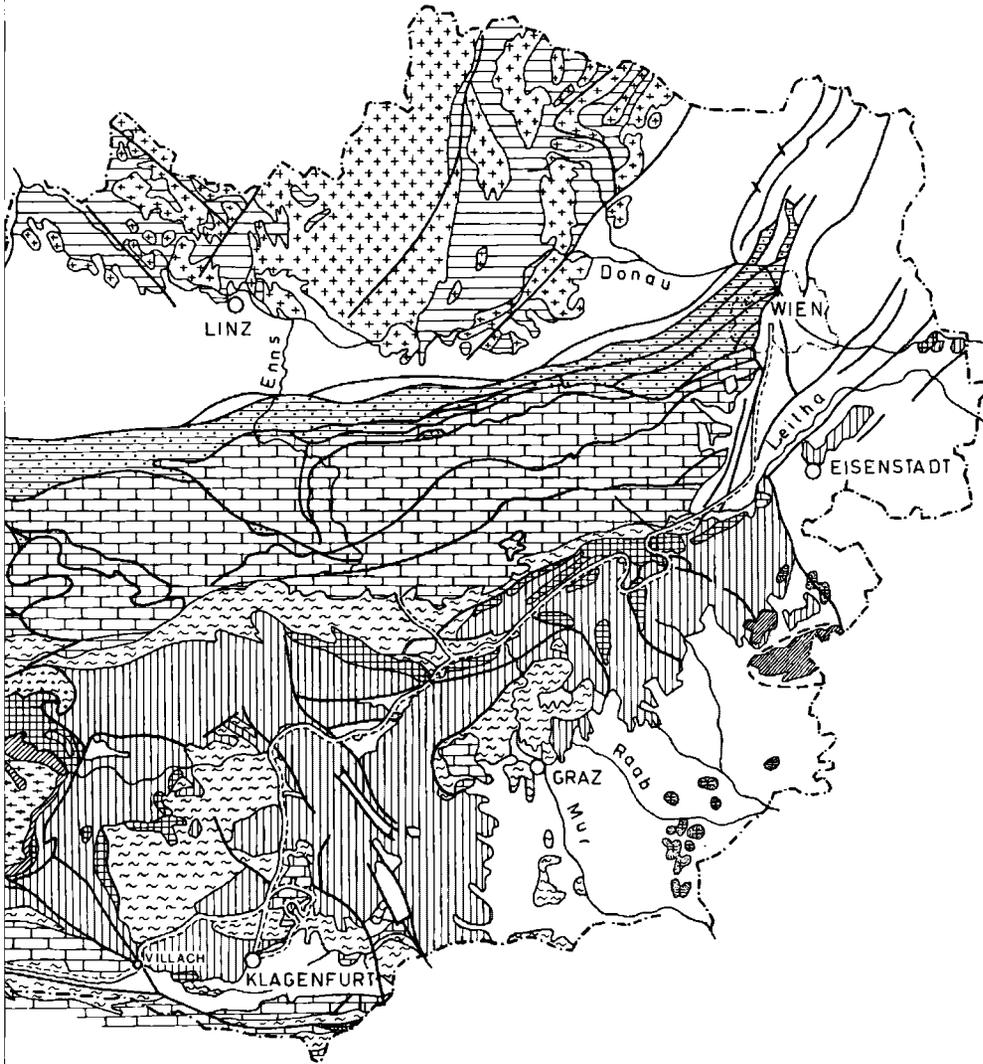
GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE VON ÖSTERREICH



stießen, mit den Stadien Schlern, Gschnitz, Daun und Egesen. Das Schlernstadium wurde aber neuerdings vor allem durch HEUBERGER (1968, 1972) bezweifelt; an seine Stelle trat ein Steinachstadium, das aber älter (zwischen Bölling und Alleröd) sei ¹⁾ (Abb. 28).

Im Wiener Becken dokumentiert sich der Klimawechsel des Pleistozän durch die Bildung einer Reihe übereinander gestaffelter Schotterfluren (wobei wieder

¹⁾ Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Prof. HEUBERGER dürften in die Jüngere Dryaszeit sogar nur Daun und Egesen gehören, Gschnitz schon in die Ältere Dryaszeit. Noch weiter geht NAGL (1976): Steinach und Gschnitz—Bölling—Daun—Alleröd—Egesen.



BÖHMISCHE MASSE

- Granite, Orthogneise, Granulite u. verw. Massengesteine, Bozener Quarzporphyr
- Metamorphikum i. A.

TERTIÄRE BECKEN

- Molasse u. inneralpine Becken

ALPEN

- Flyschzone, Helvetikum; Klippenzone
- Mesoz. der nördl. u. südl. Kalkalpen, z.T. mit Permokarbon

- Innsbrucker u. Radstädter Quarzphyllit, Paläozoikum
- Metamorphikum i. A.
- Metam. Mesozoikum
- Zentralgneis
- Schieferhülle i. A.
- Intrusiva
- Junge Vulkanite
- Tektonische Linien

Abb. 29.

die älteren die jeweils höheren sind), die von der Donau gebildet wurden: von oben nach unten Laaerberg-, Wienerberg-, Arsenal-, Mittel-, Stadt- und Praterterrasse. Die Laaerberg- und Wienerbergterrasse, die von Rotlehm bedeckt werden, gehören ins älteste Pleistozän. Die tieferen Terrassen versuchte man früher mit den klassischen Terrassen des Alpenvorlandes zu parallelisieren, was aber nach FINK (1973) kaum möglich sein dürfte; er hält es für möglich, daß hier neben glazialen auch interglaziale Akkumulationen vorkamen, da die Donau zu allen Zeiten genügend Wasser führte. Die Praterterrasse ist zwar in ihrem nördlichen Teil noch jungpleistozän, worauf u. a. Mammutzähne und Frosttaschen (Kryoturbationen) hinweisen, im südlichen Teil aber muß sie holozän sein, da dort in ihrem Schotter Baumstämme mit Radiokarbonaten 8500 bzw. 7000 vor heute gefunden wurden. Noch näher zur Donau liegt die „Zone der rezenten Mäander“, zu der auch der Prater selbst gehört und die ganz jungen Datums ist ²⁾ (Abb. 27, S. 100).

Im Gebiet von Graz hat sich beiderseits der Mur eine ähnliche Terrassenfolge gebildet, deren Korrelation mit den Eiszeiten ebenso fraglich ist wie im Wiener Becken.

²⁾ SAKAGUCHI (1974) kommt auf Grund einer Korrelierung der Donauterrassen längs der gesamten Hauptstrecke der Donau zu folgendem Datierungsversuch für die Terrassen im Wiener Becken:

Laaerberg- und Wienerbergterrasse Prägünz

Arsenalterrasse Mindel

Gänsnerdorfer Terrasse Riß

Praterterrasse im höheren Teil älteres Würm, im südlichen Teil holozän.

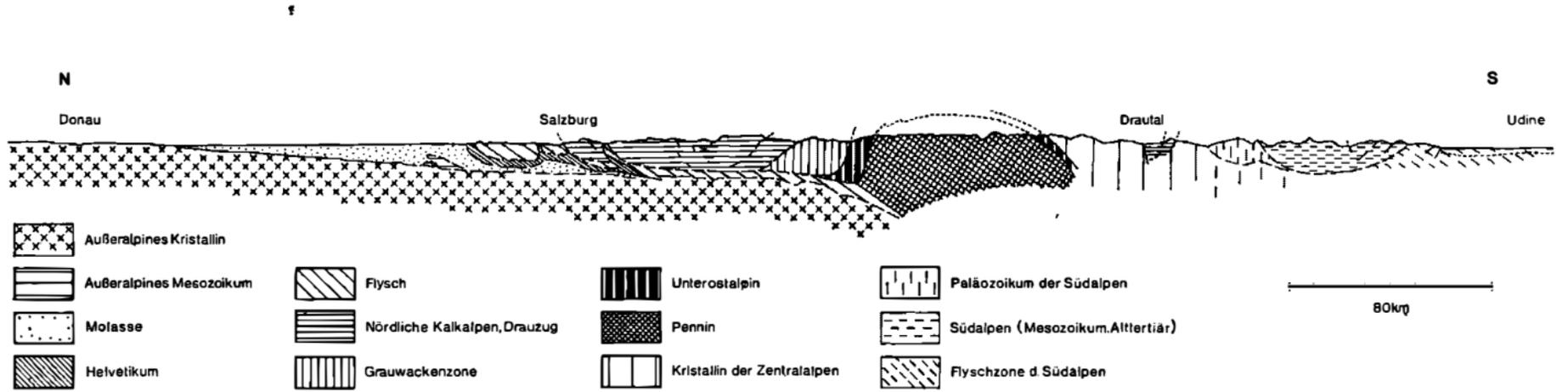


Abb. 30: Geologisches Profil durch die Ost- und Südalpen. Nach H. KÜPPER, 1963.

Auswahl aus der neueren Literatur

1. Allgemeines

- ANGENHEISTER, G., et al.: Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps, *Geol. Rdsch.* 61, 1972, 349—395.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H., & MORTEANI, G.: Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza, *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 148/1, 1975, 50—137.
- BECK-MANNAGETTA, P., et al.: Erläuterungen zur Geolog. u. Lagerstättenkarte 1 : 1,000.000 von Österreich, *Geol. Bundesanst. Wien* 1966.
- BECK-MANNAGETTA, P., & PREY, S.: Austrian Eastern Alps in: *Tectonics of the Carpathian Balkan Regions*, Bratislava 1974, 53—90.
- BRIX, F.: Erläuterungen zur Geolog. Karte der Stadt Wien 1 : 50.000 in: *Naturgeschichte Wiens III*, Wien 1972, 1—32.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1965, Sonderh. G, 11—35.
- CLAR, E.: Review of the Structure of the Eastern Alps in: K. A. DE JONG & E. SCHOLTEN: *Gravity and Tectonics*, New York 1973, 253—270.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre, *Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges.* 92, 1940, 271—310.
- DEL-NEGRO, W.: Neue Vorstellungen über den Bau der Ostalpen, *Jahrb. Geol. B.-A. Wien* 105, 1962, 1—18.
- DEL-NEGRO, W.: Das Bildungsgesetz der Alpen und Apenninen, *Salzburger Universitätsreden* 40, 1969.
- DEL-NEGRO, W.: Salzburg, *Bundesländerserie der Geol. Bundesanst. Wien*, 2. Aufl. 1970.
- DIETRICH, V. J. & FRANZ, U.: Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein plattentektonisches Modell, *Geol. Rdsch.* 65, 1976, 361—374.
- FLÜGEL, H.: Der geologische Bau der Ostalpen, *Forsch. u. Fortschr.* 38, 1964, 129—134.
- GWINNER, M. P.: *Geologie der Alpen*, Stuttgart 1971.
- HLAUSCHEK, H.: Der Bau der Alpen und seine Probleme (mit einem Nachtrag von W. DEL-NEGRO), Stuttgart. (Im Druck).
- JÄGER, E.: Die Geschichte des Alpenraumes, erarbeitet mit radiometrischen Altersbestimmungen, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1971, 250—254.
- KOBER, L.: *Der geologische Aufbau Österreichs*, Wien 1938.
- KOBER, L.: *Bau und Entstehung der Alpen*, 2. Aufl. Wien 1955.
- KÜPPER, H.: Wien, *Bundesländerserie Geol. Bundesanst. Wien* 1968
- Kurzfassungen zum Int. Symp. „Geodynamik der Ostalpen“, München/Salzburg 1975 (vervielfältigt).
- LAUBSCHER, H. P.: Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys, *Geol. Rundsch.* 60, 1971, 813—833.
- METZ, K.: Grundzüge des geologischen Baues der Steiermark, in: *Die Steiermark*, 2. Aufl., Graz Graz 1971, 25—73.
- OBERHAUSER, R.: Stratigraphisch-paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit, *Geol. Rdsch.* 62, 1973, 96—106.
- OXBURGH, E. R.: An outline of the geology of the Central and Eastern Alps. *Proc. Geol. Assoc.* London, 79, 1968, 1—124.
- PREY, S.: Rekonstruktionsversuch der alpidischen Geschichte der Ostalpen, *Nachr. Deutsch. geol. Ges.* 13, 1975, 35 f.
- RICHTER, D.: *Grundriß der Geologie der Alpen*, Berlin 1974.
- SCHAFFER, F. X. et al.: *Geologie von Österreich*, 2. Aufl., Wien 1951.
- THENIUS, E.: *Niederösterreich, Bundesländerserie Geol. Bundesanst. Wien*, 2. Aufl., 1974.
- TURNER, A.: Die Tektonik der Ostalpen im Sinne der Verschlusslehre, *Geotekt. Forsch.* 39, 1971, 1—124.
- TOLLMANN, A.: *Ostalpensynthese*, Wien 1963.

- TOLLMANN, A.: Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens, Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. 18, 1967/8, 207—248.
- TOLLMANN, A.: Überblick über die neuen Ergebnisse vom geologischen Bau Niederösterreichs, Unsere Heimat 42, Wien 1971, 103—140.
- TOLLMANN, A.: Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen, Mitt. Geol. Ges. Wien 64, 1972, 173—208.
- TOLLMANN, A.: Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild, N. Jb. Geol. Pal. Abb. 153, 1977, 1—27.

2. Böhmisches Massiv

- ARNOLD, A., & SCHARBERT, S.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich, Schweiz. Min. Petr. Mitt. 53/1, 1973, 61—78.
- FAUPL, P.: Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias-Neokom) von Ober- und Niederösterreich, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 118, 1975, 1—74.
- FRASL, G.: The Bohemian Massif in Austria. The Moravian Zone, Führer Geol. Kongr. Prag 32 C, Wien 1968, 13—24.
- FRASL, G.: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel, Nachr. Deutsche Geol. Ges. 2, 1970, 55—60.
- FUCHS, G.: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (NO), Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1971, 424—440.
- FUCHS, G., & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald (Oberösterreich), 1 : 100.000, Wien, Geol. B.-A. 1968.
- FUCHS, G., & MATURA, A.: Die Böhmisches Masse in Österreich, Jb. Geol. B.-A. Wien 1976.
- GRILL, R. & WALDMANN, L.: Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich, Jahrb. Geol. B.-A. Wien 94, 1951, 1—40.
- JÄGER, E., et al.: Mineralalter granitischer Gesteine aus dem österreichischen Moldanubikum (Weinsberger und Mauthausner Granit), Tschem. Min. Petr. Mitt. 3. F. 10, Wien 1965, 528—534.
- KLOB, H.: Über das Vorkommen eines porphyrischen Granites im Raum Sandl-Karlstift-Liebenau bei Freistadt im oberösterreichischen Mühlviertel, Tschem. Min. Petr. Mitt. 3. F. 14, Wien 1970, 311—323.
- KURAT, G.: Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum, Tschem. Min. Petr. Mitt. 3. F. 9, Wien 1965, 202—227.
- RICHTER, W.: Petrologische Untersuchungen am Mauthausner Granit im österreichischen Moldanubikum, Tschem. Min. Petr. Mitt. 3. F. 10, Wien 1965, 265—296.
- RICHTER, W.: Ergebnisse der mineralogisch-petrographischen Neuuntersuchungen an Graniten des österreichischen Moldanubikums, Tschem. Min. Petr. Mitt. 3. F. 13, Wien 1969, 306—308.
- SCHARBERT, H. G.: Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums N. Jb. Min. Abh. 100, 59—86, 101, 27—66, 101, 210—231, Stuttgart 1963/1964.
- SCHARBERT, H. G.: The Bohemian Massif in Austria, Moldanubian Zone, Führer Geol. Kongr. Prag 32 C, Wien 1968, 5—12.
- Suess, F. E.: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge, Berlin 1926.
- Suess, F. E.: Zur Synthese des Variszischen Baues, N. Jb. Min. Beil. Bd. 69, Stuttgart 1932, 1—34.
- THENIUS: Niederösterreich s. Allgemeines.
- THIELE, O.: Physikalische Altersbestimmung an Gesteinen des Mühlviertels, in: Geol. u. Pal. d. Linzer Raumes, Katalog des Oberöstr. Landesmus. 6, 1969, 23—33.
- THIELE, O.: Der österreichische Anteil an der Böhmisches Masse und seine Stellung im variszischen Orogen, Geologie 19, Berlin 1970, 17—24.
- VOHRZYCKA, K.: Geologie und radiometrische Verhältnisse in den jungpaläozoischen Sedimenten von Zöbing, NO, Verh. Geol. B.-A. Wien 1958, 182—187.
- WALDMANN, L.: Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihrer Metamorphose, Mitt. Geol. Ges. Wien 21, 1929, 133—152.

WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs in: SCHAFFER, Geol. v. Österr. 2. Aufl. 1951, 1—104.

WIESENER, H. et al.: Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich, Geol. Rdsch. 65, 1976, 512—525.

3. Molasse

ABERER, F., & BRAUMÜLLER, E.: Die miozäne Molasse am Alpennordrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 92, 1947, 129—145.

ABERER, F.: Die Molasse im westlichen Oberösterreich und in Salzburg, Mitt. Geol. Ges. Wien 50, 1957, 23—94.

ABERER, F.: Bau der Molassezone östlich der Salzach, Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 113, 1962, 266—279.

BRAUMÜLLER, E.: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg, Erdölzeitung 77, 1961, 509—520.

GRILL, R.: Über den geologischen Aufbau des Außeralpinen Wiener Beckens, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1958, 44—45.

GRILL, R.: Erläuterungen zur geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf, Geol. Bundesanst. Wien 1968.

GRILL, R.: KAPOUNEK, J., & PAPP, A.: Vienna Basis and Molasse Region north of the Danube, Exk. F. z. Intern. Kongr. Prag 1968, 33 c, Wien 1968, 5—17.

JANOSCHEK, R.: Das Tertiär in Österreich s. u. Helvet. u. Flysch.

KAPOUNEK, J., PAPP, A., & TURNOVSKY, K.: Grundzüge der Gliederung von Oligozän und älterem Miozän in Niederösterreich nördlich der Donau, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1960, 217—226.

KRÖLL, A., & WESSELY, G.: Neuere Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1, Erdölzeitung 83, 1967, 342—353.

PAPP, A., & THENIUS, E.: Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in Niederösterreich, Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I 158, 1949, 753—787.

PAPP, A.: Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1968, 9—27.

PREY, S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NÖ), Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 100, 1957, 299—385.

PREY, S.: Tertiär im Nordteil der Alpen und im Alpenvorland Österreichs, Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 109, 1958, 624—637.

SCHAFFER, F. X., & GRILL, R.: Die Molassezone in: F. X. SCHAFFER et. al.: Geologie von Österreich 2. Aufl. Wien 1951, 694—760.

TRAUB, F.: Beitrag zur Kenntnis der miozänen Meeresmolasse ostwärts Laufen (Salzach) unter besonderer Berücksichtigung des Wachtberg-Konglomerates, N. Jb. Min. etc. Mh. 1945/48 B, 53—71, 161—174.

WIESENER, H.: Ergebnisse sedimentologischer und sedimentpetrographischer Untersuchungen im Neogen Österreichs, Mitt. Geol. Ges. Wien 52, 1960, 213—223.

4. Waschbergzone

BACHMAYER, F.: Das Mesozoikum der niederösterreichischen Klippen, Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 109, 1958, 659—660.

BACHMAYER, F., & GRILL, R.: Exkursion Waschbergzone (äußere Klippenzone), Exk. F. Tagung Geol. Ges. Wien 1958, 1—8.

GRILL, R.: Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn (Niederösterreich), Jahrb. Geol. Bundesanst. 96, 1953, 65—116.

GRILL, R.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau 1 : 50.000, Geol. Bundesanst. Wien 1962.

GRILL, R.: Erl. z. geol. Karte des nordöstlichen Weinviertels s. o. unter Molasse

5. Helvetikum und Flysch

- ABERER, F., & BRAUMÜLLER, E.: Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich Salzburg, Mitt. Geol. Ges. Wien 49, 1956/8, 1—40.
- ABERER, F., JANOSCHEK, R., PLÖCHINGER, B., & PREY, S.: Exkursion Erdöl Oberösterreichs, Flyschfenster der Nördlichen Kalkalpen, Mitt. Geol. Ges. Wien 57, 1964, 243—267.
- BIRKENMAJER, K.: Remarks on the geology of Grestener Klippenzone, Voralpen (Austria), Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. géol. 9, Krakau 1961, 205—221.
- BIRKENMAJER, K.: Remarks on the geology of the Pieninische Klippenzone near Vienna (Austria), *ibda.* 10, 1962, 19—25.
- BRINKMANN, R.: Über Fenster von Flysch in den nördlichen Kalkalpen, Sitz. Ber. Akad. Wiss. Berlin 1936.
- BRIX, F.: Der Raum von Wien im Lauf der Erdgeschichte in: Naturgeschichte Wiens I, 1970, 27—190.
- FAUPL, P., et al.: Zur Typisierung der Sieveringer Schichten, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 113, 1970, 73—158.
- FREIMOSER, M.: Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der südost-bayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg, Geol. Bavar. 66, 1972, 7—91.
- FRIEDL, K.: Zur Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes, Mitt. Geol. Ges. Wien 23, 1931, 128—141.
- GOHRBANDT, K.: Zur Gliederung des Paläogen im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen, Mitt. Geol. Ges. Wien 56, 163, 1—116.
- GÖTZINGER, G.: Abriß der Tektonik des Wienerwaldflysches, Ber. Reichsanst. f. Bodenf. Wien 5/8, 1944, 73—80.
- GÖTZINGER, G.: Der Flysch zwischen Wien und Salzburg, Verh. Geol. Bundesanst. Wien Sonderh. C, 1952, 95—98.
- GÖTZINGER, G.: Die Flyschzone in :Erl. z. geol. Karte Umgebung Wien 1 : 75.000, Geol. Bundesanst. Wien 1954, 43—93.
- GÖTZINGER, K.: Zur Kenntnis der helvetischen Zone zwischen Salzach und Alm, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1937, 230—235.
- GOTTSCHLING, P.: Zur Geologie der Hauptklippenzone und der Laaber Teildecke im Bereich der Glashütte bei Bernreith (NÖ), Mitt. Geol. Ges. Wien 58, 1966, 23—86.
- HAGN, H.: Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes, Mitt. Bayer. Staatss. Paläont. hist. Geol. 7, 1967, 245—320.
- JANOSCHEK, R.: Das Tertiär in Österreich, Mitt. Geol. Ges. Wien 56, 1963, 319—360.
- JANOSCHEK, R., KÜPPER, H., & ZIRKL, E. J.: Beiträge zur Geologie des Klippenraumes bei Wien, Mitt. Geol. Ges. Wien 47, 1956, 235—308.
- JANOSCHEK, W.: Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 107, 1964, 161—214.
- KRAUS, E.: Neue Wege der nordalpinen Flyschforschung. Der nordalpine Kreideflysch, N. Jb. Min. etc. Beil. B. 87 B, 1942.
- KRÖLL, A., & WESSELY, G.: Neue Erkenntnisse . . . s. o. unter Molasse.
- KUENEN, Ph. H.: Problems concerning source and transportation of Flysch sediments, Geol. en Mijnbouw n. s., s'Gravenhage 20, 1958, 329—339.
- KÜPPER, H.: Beobachtungen in der Hauptklippenzone bei Stollberg, NÖ, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1962, 263—268.
- LEUCHS, K.: Die Beziehungen zwischen Gosau- und Flyschfazies, Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl. I 156, 1947, 167—180.
- MAURER, H.: Zur Geologie des Helvetikums und der Flyschzone zwischen dem Steyr- und Kremstal, Mitt. Geol. Ges. Wien 64, 1971/72, 137—172.
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 106, 1963, 1—88.
- OBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1964, 47—51.

- OBERHAUSER, R.: Zur Geologie der West-Ostalpen-Grenzzone in Vorarlberg und im Prätigau unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Lagebeziehungen, *Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges.* 116, 1965, 440—446.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum, *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien* 111, 1968, 115—145.
- PLÖCHINGER, B.: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich), *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien* 107, 1964, 11—69.
- PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes (Salzburg, Oberösterreich), *Geol. Bundesanst. Wien* 1973.
- PREY, S.: Helvetikum in der oberösterreichischen Flyschzone, *Verh. Geol. Bundesanst. Sonderh. C*, 1952, 98—102.
- PREY, S.: Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand bei Scharnstein und Grünau (Oberösterreich), *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien* 96, 1952, 300—343.
- PREY, S.: Ergebnisse . . . Rogatsboden s. o. unter Molasse.
- PREY, S.: Tertiär . . . s. o. unter Molasse.
- PREY, S., RUTTNER A., & WOLETZ, G.: Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1959, 201—216.
- PREY, S.: Gedanken über Flysch und Klippenzonen in Österreich anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1960, 197—214.
- PREY, S.: Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwald-Flysches, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1962, 258—262.
- PREY, S.: Flyschzone des Wienerwaldes, *Mitt. Geol. Ges. Wien* 57, 1964, 181—186.
- PREY, S.: Flyschfenster der Nördlichen Kalkalpen ebd. 246—255, 264—276.
- PREY, S.: Probleme im Flysch der Ostalpen, *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien* 111, 1968, 147—174.
- PREY, S.: Zur Entstehung des Flysches der Ostalpen im Sinne der Theorie der turbidity currents, *Anz. Akad. Wiss. Wien* 1970, 190—200.
- PREY, S.: Der südöstliche Teil der Flyschzone in Wien, ausgehend von der Bohrung Flötzersteig 1, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1973, 67—94.
- PREY, S.: Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich), *Verh. Geol. B.-A. Wien* 1975, 1—24.
- PREY, S.: Bemerkungen zur Paläogeographie des Eozäns im Helvetikum-Ultrahelvetikum in Ostbayern, Salzburg und Oberösterreich, *Sitz. Ber. Akad. Wiss. m.-n. Kl. I* 184, 1975, 1—7.
- PREY, S., in: B. PLÖCHINGER & S. PREY: Der Wiener Wald, *Sammlung geol. Führer* 59, 1974.
- PREY, S., in: BECK-MANNAGETTA-PREY s. o. unter Allgemeines.
- RICHTER, D.: Grundriß . . . s. o. unter Allgemeines.
- RICHTER, M.: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten, *Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges.* 108, 1956, 156—174.
- RICHTER, M.: Ergebnisse neuer Untersuchungen im Helvetikum des Vorarlberg und Allgäu, *Abh. Akad. Wiss. Berlin* 1960.
- RUTTNER, A.: Das Flyschfenster von Brettl am Nordrand der niederösterreichischen Kalkalpen, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1960, 227—236.
- SPENGLER, E.: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone in: F. X. SCHAFFER et al.: *Geol. v. Österreich* s. o. u. Allgemeines.
- TOLLMANN, A.: Bemerkungen zu faziellen . . . s. o. unter Allgemeines.
- TOLLMANN, A.: Überblick . . . s. o. unter Allgemeines.
- TRAUB, F.: Geologische und paläontologische Bearbeitung der Kreide und des Tertiärs im östlichen Ruperti-Winkel nördlich von Salzburg, *Palaeontographica* A 88, 1938.
- TRAUB, F.: Die Schuppenzone im Helvetikum von St. Pankraz am Haunsberg nördlich von Salzburg, *Geol. Bavar.* 15, 1953, 1—38.
- TRAUTH, F.: Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Kalkalpen, *Mitt. Geol. Ges. Wien* 14, 1921, 105—265.
- TRAUTH, F.: Geologie der Klippenregion von Ober St. Veit und des Lainzer Tiergartens, *Mitt. Geol. Ges. Wien* 21, 1929/30, 35—132.

- TRAUTH, F.: Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1948, 145—218.
- VOGELTANZ, R.: Sedimentologie und Paläogeographie eines eoänen Sublitorals im Helvetikum von Salzburg, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1970, 373—451.
- VOGELTANZ, R.: Berichte aus dem Haus der Natur Salzburg VI, 1975, 10 f.
- WIESENER, H.: Zur Petrologie der Flyschgesteine des Wiener Waldes, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1962, 273—280.
- WIESENER, H.: Zur Petrologie der ostalpinen Flyschzone, Geol. Rdsch. 56, 1967, 227—240.
- WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von Gesteinen aus Helvetikum, Flysch und Gosau, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1954, 151—152.
- WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 106, 1963, 89—119.
- WOLETZ, G.: Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit, Geol. Rdsch. 56, 1967, 308—320.
- ZACHER, W.: Das Helvetikum zwischen Rhein und Iller (Allgäu-Vorarlberg). Tektonische, paläogeographische und sedimentologische Untersuchungen, Geotekton. Forsch. 44, 1973.

6. Penninikum

a) Fenster von Gargellen

BERTLE, H.: Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens, Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Österr. 22, 1973, 1—60.

b) Engadinfenster

CADISCH, J.: Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich, Ecl. geol. Helv. 43/2 1950, 172—180.

CADISCH, J.: Geologie der Schweizer Alpen, 2. Aufl. 1953.

MEDWENITSCH, W.: Zur Geologie des Unterengadiner Fensters (österreichischer Anteil), Ecl. geol. Helv. 55/2, 1962, 460—468.

STREIFF, V.: Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken, Ecl. geol. Helv. 55/1, 1962, 77—134.

THUM, I.: Neuere Daten zur Geologie des Unterengadiner Fensters, Mitt. Geol. Ges. Wien 62, 1969/70, 55—77.

c) Tauernfenster

ANGEL, F., & STABER, R.: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe, Wiss. Alpenvereins. 13, 1952.

BESANG, C., et al.: Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger-Gebietes (Hohe Tauern, Österr.), Geol. Jahrb. 86, Hannover 1968, 835—844.

BRAUMÜLLER, E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal, Mitt. Geol. Ges. Wien 30/31, 1939, 37—150.

BRAUMÜLLER, E., & PREY, S.: Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern, Ber. Reichsamt Bodenf. Wien 1943, 113—140.

CLAR, E.: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1953, 93—104.

CLAR, E.: Gesteinswelt und geologischer Bau längs der Großglockner-Hochalpenstraße, Carinthia II, 63, 1953, 176—184.

CLIFF, R. A., et al.: Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 114, 1971, 121—272.

CORNELIUS, H. P., & CLAR, E.: Geologie des Großglocknergebietes I, Abh. Reichsamt Bodenf. Wien 25, 1939.

CORNELIUS, H. P.: Geologisches über die Granatspitzgruppe, Zeitschr. Dtsch. Alpenverein, 73, 1942, 61—68.

CORNELIUS, H. P.: Beobachtungen am Nordostende der Habachzunge (Venedigermassiv, Hohe Tauern), Ber. Reichsamt Bodenf. Wien 1944, 25—31.

- EXNER, Ch.: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal I Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 89, 1939, 285—314; II Mitt. Reichst. Bodenf. Wien 1940, 241—310.
- EXNER, Ch.: Mallnitzer Rollfalte und Stirnfront des Sonnblickgneises, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 93, 1948/49, 57—81.
- EXNER, Ch.: Der rezente Sial-Tiefenwulst unter den östlichen Hohen Tauern, Mitt. Geol. Ges. Wien 39/41, 1946/48, 1951, 75—84.
- EXNER, Ch.: Geologische Probleme der Hohen Tauern, Verh. Geol. Bundesanst. Wien Sonderh. C, 1952, 86—94.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1 : 50.000, Geol. Bundesanst. Wien 1957.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe 1 : 50.000, Geol. Bundesanst. Wien 1964.
- EXNER, Ch.: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern), Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 114, 1971, 1—119.
- EXNER, Ch.: Fortschritte der geologischen Forschung im Tauernfenster (Österreich und Italien), Zbl. Geol. Paläont. T. I, 1973/74, H. 5/6, 323—346, 187—210.
- FRANK, W.: Geologie der Glöcknergruppe, Wiss. Alpenvereins. 21, 1969, 95—111.
- FRASL, G.: Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau, Salzburg), Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 96, 1953, 143—192.
- FRASL, G.: Der heutige Stand der Zentralgneisforschung in den Ostalpen, Min. Mitt. Bl. Joanneum, Graz 1957, 41—64.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 101, 1958, 323—472.
- FRASL, G., & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Der Aufschluß, Sh. 15, Heidelberg 1966, 30—58.
- FRISCH, W.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol), Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien 18, 1968, 287—336.
- FRISCH, W.: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner-Gerlospaß), Mitt. Geol. Ges. Wien 66/67, 1973/74, 9—20.
- FRISCH, W.: Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol), Verh. Geol. B.-A., Wien 1974, 201—221.
- FUCHS, G.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze-Großvenediger (Hohe Tauern), Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 101, 1958, 201—248.
- FUCHS, G.: Zur tektonischen Stellung der mittleren Hohen Tauern, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1962, 81—96.
- HAMMER, W.: Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostales, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 86, 1936, 265—302.
- HAMMER, W.: Zur Gliederung des Zentralgneises im Oberpinzgau, Mitt. Reichst. Bodenf. Wien I, 1940, 139—143.
- HÖCK, V.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxerjoch und Olperer (Zillertal, Tirol), Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 112, 1969, 153—195.
- HOTTINGER, A.: Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharngruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern, Ecl. geol. Helv. 28, 1935, 249—368.
- JÄGER, E., KARL, F., & SCHMIDEGG, O.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotit-Muskowit-Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneis) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich (Hohe Tauern), Tschem. Miner. petr. Mitt. 13, 1969, 251—272.
- KARL, F.: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgneisen der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 102, 1959, 1—192.
- KARL, F., & SCHMIDEGG, O.: Hohe Tauern, Großvenedigerbereich, Mitt. Geol. Ges. Wien 57, 1964, 1—15.
- KNEIDL, V.: Geologische Untersuchungen am Nordwestrand der Hohen Tauern im Gebiet zwischen Gerlos und Hintertux (Tirol, Österreich), Diss. Erlangen 1971.

- LAMBERT, R. St. J.: Absolute Altersbestimmungen an Gneisen aus dem Tauernfenster, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1964, 16—27.
- MATURA, A.: Zur Geologie des Türchlwand-Kramkogel-Gebietes (SE Wörth im Rauristal, Salzburg), Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien 17, 1967, 87—126.
- MORTEANI, G.: Gliederung und Metamorphose der Serien zwischen Stillup- und Schlegeistal (Zillertaler Alpen, Nordtirol), Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1971, 287—314.
- MOSTLER, H.: Geologie der Gebirge des vorderen Großarl- und Kleinarltales (Salzburg), Verh. Geol. Bundesanst. 1963, 132—135.
- MOSTLER, H.: Einige Bemerkungen zur Salzach-Längstalstörung und der sie begleitenden Gesteine, Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien 14, 1964, 185—196.
- OBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1964, 47—52.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 111, 1968, 115—145.
- OBERHAUSER, R.: Stratigraphisch-paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit, Geol. Rdsch. 62, 1973, 96—106.
- OXBURGH, E. R., et al.: Potassium-Argon age studies across the southeast margin of the Tauern window, the Eastern Alps, Verh. 1966, 17—33.
- OXBURGH: 1971 s. u. CLIFF, et al.
- PREY, S.: Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern, Mitt. Geol. Ges. Wien 29, 1936/37, 429—454.
- PREY, S.: Modereckdecke und Rote-Wand-Gneisdecke, Verh. Geol. Bundesanst. 1938, 190—192.
- PREY, S.: Vorläufiger Bericht über Untersuchungen an den flyschartigen Serien des östlichen Tauernnordrandes, Verh. Geol. B.-A., Wien 1975/4, 291—295.
- RAITH, M.: Seriengliederung und Metamorphose im östlichen Zillertalerhauptkamm (Tirol, Österreich), Verh. 1971, 163—207.
- SCHMIDEGG, O.: Geologische Übersicht der Venediger-Gruppe . . . , Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1961, 35—56.
- SCHWAN, W.: Leitende Strukturen am Nordostrand der Hohen Tauern, Verh. Geol. Bundesanst. Wien Sh. G, 1965, 214—245.
- THALMANN, F.: Geologie des Kammzuges zwischen Mur- und Zederhaustal, Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien 13, 1962, 121—188.
- THIELE, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. Zwischenbericht und Diskussion über Arbeiten auf Bl. Lanersbach, Tirol, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1970, 230—244.
- THIELE, O.: Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 117, 1974, 55—74.
- TOLLMANN, A.: Der Baustil der tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen im Tauernfenster und in seinem Rahmen, Geol. Rdsch. 52, 1962, 226—237.
- TOLLMANN, A.: Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen, Verh. Geol. Bundesanst. Wien Sh. G 1965, 93—113.
- TOLLMANN, A.: Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen, Mitt. Geol. Ges. Wien 57, 1965, 469—478.
- TOLLMANN, A.: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten, Geotekt. Forsch. 21, 1966.
- TOLLMANN, A.: Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens, Geologie 18, 10, Berlin 1969, 1131—1155.
- TOLLMANN, A.: Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern, N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 148/3, 1975, 286—319.
- WIEBOLS, J.: Zur Tektonik des hinteren Großarl-Tales, Jahrb. Geol. Bundesanst. 93, 1948/49, 37—82.

d) Wechsel-Rechnitz

- ERICH, A.: Die Grauwackenzone von Bernstein (Burgenland, Niederösterreich), Mitt. Geol.-Ges. Wien 53. 1961, 53—115.

- ERICH, A.: Zur regionaltektonischen Stellung der Rechnitzer Serie (Burgenland-Niederösterreich), Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1966, 72—85.
- FAUPL, P.: Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebirges zwischen Trattenbach (NO) und Fröschnitz (Stmk.) — Österreich, Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien 19, 1970/71, 27—90.
- FAUPL, P.: Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes, Mitt. Geol. Ges. Wien 63, 1972, 22—51.
- PAHR, A.: Untersuchungen über den Bau und die tektonische Stellung der Rechnitzer Schieferinsel (Burgenland), Diss. Wien 1955.
- PAHR, A.: Ein neuer Beitrag zur Geologie des Nordostsporns der Zentralalpen. — Verh. Geol. B.-A. Wien, Heft 2, 1977.
- SCHMIDT, W. J.: Die Schieferinseln am Ostrand der Zentralzone, Mitt. Geol. Ges. Wien 47, 1956, 360—365.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 116, 1973/74, 35—49.
- TOLLMANN, A.: Neue Fenster des Wechselsystems am Ostrand der Zentralalpen. — Geologischer Tiefbau der Ostalpen. 3. Bericht 1975, Wien 1976. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Publikation Nr. 212.
- VETTERS, W.: Zur Geologie des SW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Rettenegg und Feistritzattel (Steiermark, Österreich), Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien 19, 1970, 71—102.
- WIESENER, H.: The Eastern and the Central Alps, Exk. F. Intern. geol. Congr. Prag 1968, Wien 1968, 33 C, 25—42.
- WIESENER, H.: Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der östlichen Zentralalpen, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1971, 344—357.

7. Unterostalpin

a) Gargellen und Engadinfenster s. u. Penninikum a) und b)

b) Tauernrahmen

- BLATTMANN, S.: Deformationstypus der Radstädter Tauern, Jahrb. Geol. B.-A. Wien 87, 1937, 207—234.
- CLAR, E.: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet), Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl. I 146, 1937, 249—316.
- DEMME, W.: Geologische Neuaufnahmen in den westlichen Radstädter Tauern, Diss. Wien 1962.
- ENZENBERG, M.: Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol, Mitt. G. Geol. Bergb. Stud. Wien 17, 1967, 5—50.
- ENZENBERG-PRAEHAUSER, M.: Zur Geologie der Tarntaler Breccie ..., Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien 1976, 23, 163—180.
- EXNER, Ch.: Geol. Beobachtungen in der Katschbergzone. Mitt. Geol. Verein. 35, 1942/44, 49—106.
- FISCHER, H.: Der Wenns-Veitlehner-Kalk-Marmorzug (Beitrag zur Geologie des Tauernnordrandes), Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1955, 187—197.
- MEDWENITSCH, W., & SCHLAGER, W.: Ostalpen-Übersichtsexkursion, Mitt. Geol. Ges. Wien 57, 1964, 57—106.
- MOSTLER, H.: Einige Bemerkungen ... s. u. Penninikum c).
- ROSSNER, R.: Neuere Vorstellungen und Probleme über den Bau der Radstädter Tauern, Zbl. Geol. Paläont. I 1973/74, 708—756.
- SCHNEIDER, H.: Geologie der Steirischen und Lungauer Kalkspitze, Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien 11, 1960, 67—110.
- SCHÖNLAUB, H. P. et al.: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung, Verh. Geol. Bundesanst. 1976, H. 2, 115—145.
- THALMANN, F.: Geologische Neuaufnahme der Riedingspitze und des Weisssecks, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1962, 340—346.
- THIELE, O.: 1974 s. u. Penninikum c).
- TOLLMANN, A.: Geologie der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern), Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1956, 146—164.

TOLLMANN, A.: Geologie der Mosermanngruppe (Radstädter Tauern), Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 101, 1958, 79—116.

TOLLMANN, A.: Der Twenger Wandzug, Mitt. Geol. Ges. Wien 53, 1961, 117—131.

TOLLMANN, A.: Das Westende der Radstädter Tauern. Mitt. Geol. Ges. Wien 55, 1962, 85—126.

c) Semmering

KRISTAN, E., & TOLLMANN, A.: Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums, Mitt. Geol. Bergb. Stud. Wien 8, 1957, 75—90.

KRISTAN-TOLLMANN, E., & TOLLMANN, A.: Crinoiden aus dem zentralalpinen Anis (Leithagebirge, Thörl Zug und Radstädter Tauern), Wiss. Arb. Gem. Burgenland 36, Eisenstadt 1967, 1—55.

TOLLMANN, A.: Semmering und Radstädter Tauern. Ein Vergleich in Schichtfolge und Bau, Mitt. Geol. Ges. Wien 50, 1958, 325—354.

TOLLMANN, A.: Semmering-Grauwackenzone (Exk.), Mitt. Geol. Ges. Wien 57, 1964, 196—203.

TOLLMANN, A.: Mesozoic of the Central Alps in the Semmering Area, Exk. F. Intern. geol. Congr. Prag 1968, 33 C, Wien 1968, 66—75.

TOLLMANN, A., & FAUPL, P.: Alpiner Verrucano im Semmering- und Wechselgebiet, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1972, 107—118.

8. Mittel- und oberostalpine Zentralzone

a) Westlicher Teil

BAUMANN, M., HELBIG, P., & SCHMIDT, K.: Die steilachsige Faltung im Bereich des Gurgler und Venter Tales (Ötztaler Alpen), Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 110, 1967, 1—72.

BERTLE, H.: 1973 s. u. Penninikum a).

FÖRSTER, H., & LEONHARDT, J.: Die Ötztaler Schubmasse — ein präkambrisches Element in den Ostalpen? Geol. Rdsch. 61, 1972, 69—87.

FRITSCH, W.: Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens, Carinthia II 151, 1961, 52—57.

GEYSSANT, J.: La nappe du Blaser et son substratum (région du Brenner — Tyrol, Autriche), Bull. Soc. Géol. France (7) 12, 1970/71, 426—430.

GEYSSANT, J.: Stratigraphische und tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1973, 377—396.

GRAUERT, B.: Die Entwicklungsgeschichte des Silvrettakristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen, München 1969.

HOERNES, S.: Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins, Tschem. Min. Petr. Mitt. 15, 1971, 56—70.

HOERNES, S., & PURTSCHELLER, F.: Petrographische Neueinstufung des Landecker Quarzphyllits, Ber. Nat. Med. Ver. Innsbruck 58, 1970, 483 ff.

KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol, Berlin 1935.

KÜBLER, G., & MÜLLER, E.: Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol), Jb. Geol. B.-A. 105, Wien 1962, 173—242.

PURTSCHELLER, F.: Zur Gliederung der Metamorphose im Bereich des Ötztaler-Stubai-Alt-kristallins, Min. Mitt. Joanneum Graz 1967.

PURTSCHELLER, F.: Ötztaler und Stubai-er Alpen, Sammlung geologischer Führer 53, 1971.

SASSI, F. P., et al.: The Austrides to the South of the Tauern Window and the Periadriatic Lineament between Mules and Mauthen, N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1974, 421—434.

SCHMIDEGG, O.: Steilachsige Tektonik und Schlingenbau an der Südseite der Tiroler Zentralalpen, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 86, 1936, 115—149.

SCHMIDEGG, O.: Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nöblacherjoch (Brennergebiet), Veröff. Mus. Ferd. Innsbruck 26, 1949, 1—19.

SCHMIDEGG, O.: Neues zur Geologie des Brennermesozoikums, Mitt. Geol. Ges. Wien 48, 1956, 271—295.

SCHMIDEGG, O.: Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung, Verh. Geol. Bundesanst. 1964, 27—46.

SCHMIDT, K.: Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubai-er Alpen, Verh. Geol. Bundesanst. Wien Sh. G 1965, 199—213.

- SCHMIDT, K., et al.: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges, *Ecl. geol. Helv.* 60, 1967, 529—536.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Defregger Alpen und ihrer Umgebung, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien Sh. G* 1965, 246—255.
- STAUB, R.: Neue Wege zum Verständnis des Ostalpen-Baues, *Veröff. Univ. Innsbruck* 48, 1971 (herausg. von W. HEISSEL).
- TROLL, G., & HÖLZL, E.: Zum Gesteinsaufbau des Altkristallins der zentralen Schobergruppe, Osttirol, *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien* 117, 1974.

b) Östlicher Teil

- ANDERLE, N., et al.: Murau-Gurktal-Villach (Exk.), *Mitt. Geol. Ges. Wien* 57, 1964, 291—330.
- BECK-MANNAGETTA, P. M.: Zur Geologie und Paläontologie des unteren Lavanttales, *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien*, 95, 1952, 1—102.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Die Stellung der Gurktaler Alpen im Kärntner Kristallin, *Intern. Geol. Congr. Kopenhagen* 1960, Part. XIII, 418—430.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Über das Westende der Pannonischen Masse, *Mitt. Geol. Ges. Wien* 59, 1967, 139—150.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Über den geologischen Aufbau der Koralpe, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1970, 491—496.
- BECK-MANNAGETTA, P., & PREY, S.: Austrian Eastern Alps in: *Tectonics of the Carpathian Balkan Regions*, Bratislava 1974, 53—90.
- CLAR, E., et al.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), VI, *Carinthia* II 143, 1963, 23—51.
- CLAR, E.: Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variskischen Gebirges in den Ostalpen, *Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges.* 122, 1970/71, 161—167.
- CLAR, E.: Die Stellung der Saualpe im Rahmen der Ostalpen, in: *PILGER-SCHÖNENBERG, Geol. d. Saualpe* (s. u.).
- CLIFF, et al.: 1971 s. u. Penninikum c).
- FLÜGEL, H.: Die tektonische Stellung des „Altkristallins“ östlich der Hohen Tauern, *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1960, 202—220.
- FLÜGEL, H.: Die Geologie des Grazer Berglandes, *Mitt. Joanneum Geol. H.* 23, 1961.
- FLÜGEL, H.: Das steirische Randgebirge, *Sammlung geol. Führer* 42, 1963.
- FLÜGEL, H.: Das Paläozoikum in Österreich, *Mitt. Geol. Ges. Wien* 56, 1963, 401—443.
- FLÜGEL, H.: Versuch einer geologischen Interpretation einiger absoluter Altersbestimmungen aus dem ostalpinen Kristallin, *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1964, 613—625.
- FLÜGEL, H.: Das Paläozoikum von Graz, *Exk. F.* 42. *JV. Paläont. Ges. Graz* 1972, 117—140.
- FLÜGEL, H. W., & SCHÖNLAUB, H. P.: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1972, 187—198.
- FLÜGEL, H. W.: Einige Probleme des Variszikum von Neo-Europa, *Geol. Rdsch.* 64, 1975, 1—62.
- FLÜGEL, H. W., et al.: Erläuterungen zur geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes, 2. Aufl., *Mitt. Joanneum Graz u. Geol. B.-A. Wien* 1975.
- FORMANEK, H. P., KOLLMANN, H., & MEDWENITSCH, W.: Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern im Bereich von Untertal und Obertal (Steiermark, Österreich), *Mitt. Geol. Ges. Wien* 54, 1961, 27—54.
- FORMANEK, H. P.: Zur Geologie und Petrographie der nordwestlichen Schladminger Tauern, *Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien* 14/15, 1964, 9—80.
- FRITSCH, W.: Die Gumpeneckmarmore, *Mitt. Mus. Joanneum Graz* 10, 1953, 3—12.
- FRITSCH, W.: Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern, *ebda.* 13—20.
- FRITSCH, W.: Erläuterungen zu einer neuen geologischen Übersichtskarte von Kärnten 1 : 500.000, *Carinthia* II, 1962, 14—20.
- FRITSCH, W.: Mittelkärnten (Exk.), *Mitt. Geol. Ges. Wien* 57, 1964, 331—351.
- HOMANN, O.: Die geologisch-petrographischen Verhältnisse im Raume Ossiachersee-Wörthersee (südlich Feldkirchen zwischen Klagenfurt und Villach), *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien* 105, 1962, 243—272.

- KLEINSCHMIDT, G.: Leithorizonte im Kärntner Kristallin — Bedeutung und Deutung, Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg 1971.
- KLEINSCHMIDT, G., & NEUGEBAUER, J.: Die variskische Überschiebungstektonik in der Phyllitgruppe der Saualpe (Ostalpen), N. Jb. Geol. Pal. Mh. 1975/9, 541—552.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., & TOLLMANN, A.: Das mittelostalpine Rhät-Standardprofil aus dem Stangalm-Mesozoikum (Kärnten). Mit Vergleich zum unter- und oberostalpinen Rhät, Mitt. Geol. Ges. Wien 56, 1964, 539—589.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., & TOLLMANN, A.: Crinoiden . . . s. u. Unterostalpin.
- METZ, K.: Zur Frage der voralpidischen Bauelemente in den Alpen, Geol. Rdsch. 40, 1952, 261—275.
- METZ, K.: Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen, Mitt. Geol. Ges. Wien 50, 1958, 201—250.
- METZ, K.: Das ostalpine Kristallin der Niederen Tauern im Bauplan der Nordostalpen, Geol. Rdsch. 52, 1962, 210—226.
- METZ, K., et al.: Beiträge zur Geologie der Rottenmanner und östlichen Wölzer Tauern, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1964, 65—163.
- METZ, K.: Die Tektonik der Umgebung des Bösenstein und ihr Erkenntniswert für das Kristallin der nördlichen Steiermark, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1964, 149—164.
- METZ, K.: Das ostalpine Kristallin im Bauplan der östlichen Zentralalpen, Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien math. nat. Kl. I 174, 1965, 229—278.
- METZ, K.: Das Problem der Grenzzone zwischen Wölzer Glimmerschiefern und Ennstaler Phylliten, Carinthia II Sh. 28, 1970/1, 159—166.
- METZ, K.: Die Gaaler Schuppenzone an der Südgrenze der Seckauer Massive, Mitt. Naturw. Ver. Steierm. 100, 1971, 51 ff.
- NEUGEBAUER, J.: Alt-paläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphose im südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen), Geotekt. F. 35, 23—93.
- NEUGEBAUER, J., & KLEINSCHMIDT, G.: Ansätze zu einer echten Stratigraphie im metamorphen Altpaläozoikum der Ostalpen, Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 122, 1970/71, 113—122.
- PILGER, A., & WEISSENBACH, N.: Tektonische Probleme bei der Gliederung des Altkristallins der östlichen Zentralalpen, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1965, 191—198.
- PILGER, A., & WEISSENBACH, N.: Der interne Deckenbau der Saualpe (Kärnten), Österreich, Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 122, 1970/71, 131—136.
- PILGER, A., & SCHÖNENBERG, R. (Herausg.): Geologie der Saualpe, Clausthaler Geol. Abh. Sonderb. 1, 1975.
- PISTOTNIK, J.: Zur Geologie des Nordwest-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich), Mitt. Geol. Ges. Wien 66/67, 1973/74, 127—142.
- RIEHL-HERWISCH, G.: Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg (Umgebung des Christofbergés), Kärnten (Österreich), Mitt. Geol. Bergb. Stud. Wien 14/15, 1965, 229—266.
- RIEHL-HERWISCH, G.: Beitrag zur Altersstellung der Magdalensbergserie (Altpaläozoikum — Mittelkärnten), Mitt. Geol. Bergb. Stud. Wien 19, 1970/71, 195—214.
- RIEHL-HERWISCH, G.: Vorstellung zur Paläogeographie — Verrucano, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1972, 97—106.
- RIEHL-HERWISCH, G., & WASCHER, W.: Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten), Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1972, 127—138.
- SCHÖNENBERG, R.: Über das Altpaläozoikum der südöstlichen Ostalpen (Karawanken — Klagenfurter Becken — Saualpenkristallin), Geol. Rdsch. 56, 1967, 473—480.
- SCHÖNENBERG, R.: Das variszische Orogen im Raume der Südost-Alpen, Geotekton. Forsch. 35, 1971, 1—22.
- SCHÖNLAUB, H. P., & ZEZULA, G.: Silur-Conodonten aus einer Phyllonitzone im Muralpen-Kristallin (Lungau, Salzburg), Verh. Geol. B.-A., Wien 1975/4, 253—269.
- SCHWINNER, R.: Die Zentralzone der Ostalpen in: F. X. SCHAFFER (s. u. Allgemeines) 105—232.
- STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 99, 1956, 75—199.

- THIEDIG, F., et al.: Jungpaläozoikum und Trias in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens (Österreich), Verh. Geol. B.-A. Wien 1974, 269—279.
- THURNER, A.: Die Metamorphose in den meso- bis epizonalen Kristallinschiefern des Murauer Gebietes, Verh. Geol. Bundesanst. 1970, 464—476.
- TOLLMANN, A.: Das Stangalm-Mesozoikum (Gurktaler Alpen), Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien 9, 1958, 57—73.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums, Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien 10, 1959, 3—62.
- TOLLMANN, A.: Die deckentheoretische Gliederung der östlichen Zentralzone der Ostalpen an Hand alter und neuer Daten, Zbl. Geol. Paläont. I 1970, 978—1002.
- VOHRIZKA, K.: Geologie der mittleren Schladminger Tauern, Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien 8, 1957, 1—43.
- WIESENER, H.: Gesteinsserien . . . s. u. Penninikum d).
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär in: F. X. SCHAFFER (s. u. Allgemeines), 414—524.

9. Nördliche Grauwackenzone

- BAUER, K. F., LOACKER, H., & MOSTLER, H.: Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgau, Salzburg, Veröff. Univ.-Innsbr. 13, 1969.
- BERNHARD, J.: Die Mitterberger Kupfererzlagerstätte, Erzführung und Tektonik, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 109, 1966, 3—90.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Einführung in die Probleme der nördlichen Grauwackenzone, Mitt. Reichsamt Bodenf. Wien 2, 1941, 1—8.
- CORNELIUS, H. P.: Die Kontaktfläche Grauwackenzone — Kalkalpen — eine Reliefüberschiebung? Ber. Reichsamt Bodenf. Wien 1943, 161—165.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Geologie und Tektonik des alpinen Paläozoikum, Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien math. nat. Kl. I 159, 1950, 281—290.
- CORNELIUS, H. P.: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nördlichen Grauwackenzone, vom Alpen-Ostrand bis zum Aflenzer Becken, Mitt. Geol. Ges. Wien 42/43, 1952, 1—234.
- EMMANUILIDIS, G., & MOSTLER, H.: Zur Geologie des Kitzbüheler Horns und seiner Umgebung mit einem Beitrag zur Barytvererzung des Spielbergdolomits (Nördliche Grauwackenzone, Tirol), Festband Geol. Inst. Univ. Innsbr. 1970, 547—569.
- FLAJS, G.: Zum Alter des Blasseneck-Porphyroids bei Eisenerz (Steiermark, Österreich), N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 6, 1964, 368—378.
- FLAJS, G.: Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone, Mitt. Geol. Ges. Wien 59, 1966, 157—212.
- FLÜGEL, H.: Das Paläozoikum . . . 1963 s. u. Zentralzone b).
- FLÜGEL, H. W., & SCHÖNLAUB, H. P.: Geleitworte . . . 1972 s. u. Zentralzone b).
- FLÜGEL, H. W.: Einige Probleme . . . 1975 s. u. Zentralzone b).
- FRASL, et al.: Metamorphose von der Basis der Nördlichen Kalkalpen bis in die tiefsten Einheiten der Ostalpen im Profil Salzburg-Mittlere Hohe Tauern, Geologischer Tiefbau der Alpen 2. Bericht 1974, Graz etc. 1975, 6—8.
- GABL, G.: Geologische Untersuchungen in der westlichen Fortsetzung der Mitterberger Kupfererzlagerstätte. Arch. Lagerst. Forsch. in den Ostalpen 2, 1964, 2—31.
- GANSS, O.: Das Paläozoikum am Südrand des Dachsteins (Stratigraphie und variszische Faltung), Mitt. Reichsamt Bodenf. Wien 2, 1941, 9—18.
- HADITSCH, J. G., & MOSTLER, H.: Die Kupfer-Nickel-Kobalt-Vererzung im Bereich Leogang (Inschlagalm, Schwarzleo, Nöckelberg), Arch. Lagerst. F. in den Ostalpen 11, 1970, 161—209.
- HADEN, A.: Über neue Silurversteinerungen in der nördlichen Grauwackenzone auf der Entachenalm bei Alm im Pinzgau, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1936, 133—143.
- HADEN, A. (über Karbonfossilien bei Leogang) in: W. DEL-NEGRO, Salzburg, Bundesländerserie, 2. Aufl. 1970, S. 31.
- HAMMER, W.: Beiträge . . . 1938 s. u. Penninikum c).

- HAMMER, W.: Die Grauwackenzone zwischen Enns- und Paltental, *Jahrb. Geol. Bundesanst.* Wien 82, 1932, 127—162.
- HEISSEL, W.: Die geologischen Verhältnisse am Westende des Mitterberger Kupfererzanges (Salzburg), *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien* 90, 1945/47, 117—149.
- HEISSEL, W.: Grauwackenzone der Salzburger Alpen, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien Sonderh. A*, 1951, 71—76.
- HEISSEL, W.: Grauwackenzone der Kitzbüheler Alpen, *ebda.* 110—111.
- HEISSEL, W.: Die grünen Schiefer von Mitterberg (Salzburg), *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* 1954, 338—346.
- HEISSEL, W.: Die Großtektonik der westlichen Grauwackenzone und deren Vererzung, mit besonderem Bezug auf Mitterberg, *Erzmetall* 21, 1968, 227—231.
- HERITSCH, F.: Versteinerungen aus dem Erzberg bei Eisenerz, *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien* 81, 1931, 111—142.
- HERITSCH, F.: Das Paläozoikum. Die Stratigraphie der geologischen Formationen in den Ostalpen 1, Berlin 1943.
- HOERNES, L., & PURTSCHELLER, F.: Petrographie . . . 1970 s. u. Zentralzone a).
- JONGMANS, W. J.: Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon, *Berg- u. hüttenm. Mh.* 86, 1938, 97—104.
- KAHLER, F.: Die Überlagerung des variszischen Gebirgskörpers von Ost- und Südalpen durch jungpaläozoische Sedimente, *Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges.* 122, 1970/71, 137—143.
- KARL, F.: Das Gainfeldkonglomerat, ein Tuffitkonglomerat aus der nördlichen Grauwackenzone (Salzburg), *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1954, 222—233.
- MAVRIDIS, A., & MOSTLER, H.: Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung (Nördliche Grauwackenzone, Salzburg), *Festb. Geol. Inst. Univ. Innsbruck* 1970, 523—546.
- METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone, *Mitt. Geol. Ges. Wien* 44, 1953, 1—84.
- MOSTLER, H.: Conodonten in der westlichen Grauwackenzone, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1964, 223—226.
- MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg), *Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien* 18, 1967, 89—150.
- MOSTLER, H.: Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz-Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich), *Festb. Geol. Inst. Univ. Innsbruck* 1970, 507—522.
- MOSTLER, H.: Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg), *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1972, 171—174.
- PRIEWALDER, H.: Palynologische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten, *Geologischer Tiefbau der Ostalpen*, 2. Bericht 1974, Graz etc. 1975, 11.
- SCHRAMM, J. M.: Magnesitkomponenten in der Basalbrekzie (Unterrotliegend?) östlich Saalfelden (Salzburg), *Veröff. Univ. Innsbruck*, 86, 1973, 281—288.
- SCHRAMM, J. M.: 1. Teilbericht über die Metamorphose in den nördlichen Kalkalpen und in der nördlichen Grauwackenzone, *Geol. Tiefbau der Alpen*, 3. Bericht 1975, Wien 1976.
- SOMMER, D.: Die Prebichlschichten als permotriadische Basis der Nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich), *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1972, 119—122.
- TOLLMANN, A.: Tabelle des Paläozoikums der Ostalpen, *Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien* 13, 1963, 213—228.
- TOLLMANN, A.: Exk. Semmering-Grauwackenzone 1964 s. u. Unterostalpin c).
- UNGER, H.: Geologische Untersuchungen im Bereich des Mitterberger Hauptganges, *Symp. Intern. sui Giam. miner. delle Alpi*, Trento 1966.
- WEBER, L., PAUSWEG, F., & MEDWENITSCH, W.: Zur Mitterberger Kupfervererzung (Mühlbach/Hochkönig, Salzburg), *Mitt. Geol. Ges. Wien* 65, 1972/73, 137—158.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Tertiäre Ablagerungen und junge Landformen im Bereiche des Längstales der Enns, *Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien math. nat. Kl. I* 159, 1950, 255—280.

10. Nördliche Kalkalpen

- AMPFERER, O.: Über den Westrand der Berchtesgadener Decke, *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien* 77, 1927, 205—232.
- AMPFERER, O.: Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen, *Geol. Bundesanst. Wien* 1932.
- AMPFERER, O.: Geologischer Führer für das Kaisergebirge, *Geol. B.-A. Wien* 1933.
- AMPFERER, O.: Geologischer Führer für die Gesäuseberge, *Geol. B.-A. Wien* 1935.
- AMPFERER, O.: Die geologische Bedeutung der Halleiner Tiefbohrung, *Jahrb. Geol. B.-A. Wien* 86, 1936, 89—114.
- AMPFERER, O., & HEISSEL, W.: Das östliche Karwendel, *Innsbruck* 1950.
- BANNERT, D.: Der Westrand der „Inntaldecke“ bei Madau (Lechtaler Alpen, Nördliche Kalkalpen), *Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges.* 120, 1968/70, 85—106.
- BARTH, W.: Die Geologie der Hochkaltergruppe in den Berchtesgadener Alpen (Nördliche Kalkalpen), *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 131, 1968, 119—162.
- BAUER, F.: Der Kalkalpenbau im Bereiche des Kremss- und Steyrtales in Oberösterreich, *Koerber-Festschr.* 1953, 107—130.
- BERNOULLI, D., & JENKYN, H. C.: A Jurassic Basin: The Glaserbach Gorge, Salzburg, Austria, *Verh. Geol. B.-A. Wien* 1970, 504—531.
- BERTLE, H., LEIN, R., & PIRKL, H.: Der Deckenbau in Luitpoldzone und Bärgündele, *Mitt. Geol. Ges. Wien* 62, 1969, 1—10.
- BÖGEL, H.: Beitrag zum Aufbau der Reiteralm-Decke und ihrer Umrandung, *Diss. München* 1971.
- BRINKMANN, R.: Bericht über vergleichende Untersuchungen in den Gosaubecken der Nördlichen Ostalpen, *Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien math. nat. Kl. I* 144, 1935, 145—149.
- BRINKMANN, R.: Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Ostalpen, *Preuß. Akad. Wiss. Phys. Kl.* 1937, 470—477.
- CORNELIUS, H. P.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Raxgebietes, *Geol. Bundesanst.* 1936.
- CORNELIUS, H. P.: Schichtfolge und Tektonik im Gebiete der Rax, *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien* 87, 1937, 133—194.
- CORNELIUS, H. P.: Die Geologie des Schneeberggebietes, *Jahrb. Geol. B.-A. Wien Sonderb.* 2, 1951, 1—111.
- CORNELIUS, H. P., & PLÖCHINGER, B.: Der Tennengebirgs-Nordrand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales, *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien* 95, 1952, 145—226.
- DEL-NEGRO, W.: Über die Bauformel der Salzburger Kalkalpen, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1932, 120—129.
- DEL-NEGRO, W.: *Geologie von Salzburg, Innsbruck* 1950.
- DEL-NEGRO, W.: C. W. KOCKELS „Umbau der Nördlichen Kalkalpen“ und der Deckenbau der Salzburger Kalkalpen, *Verh. Geol. B.-A. Wien* 1958, 86—89.
- DEL-NEGRO, W.: Zur Herkunft der Hallstätter Gesteine in den Salzburger Kalkalpen, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1968, 45—53.
- DEL-NEGRO, W.: Zur Deckennatur des Hallstätter Bereiches um Dürrnberg, *Ber. Haus d. Natur Salzburg* 1971, 3—6.
- DEL-NEGRO, W.: Zur tektonischen Stellung des Hohen Göll, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1972, 309—314.
- ENGELS, B.: Ergebnisse kleintektonischer Studien in den Nördlichen Kalkalpen (Hasenfluh- und Hornbachgebiet) *Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges.* 112, 1960/61, 334—357.
- ERKAN, E.: Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen, *Mitt. Geol. Ges. Wien* 65, 1972, 33—108.
- FABRICIUS, F.: Faziesentwicklung an der Trias-Jura-Wende in den mittleren Nördlichen Kalkalpen, *Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges.* 113, 1962, 311—319.
- FABRICIUS, F.: Bedensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias-Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen, *Intern. Sedim. Petr. Series* 9, 1966, 1—143.
- FABRICIUS, F.: Die stratigraphische Stellung der Rät-Fazies in: *Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias, Schr. Reihe Erdk. Komm. Akad. Wiss. Wien* 2, 1974, 87—92.
- FENNINGER, A., & HOLZER, H. L.: Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malms, *Mitt. Geol. Ges. Wien* 63, 1972, 52—141.

- FERNECK, F.: Stratigraphie und Fazies im Gebiet der mittleren Saalach und des Reiteralmgebirges, München 1972.
- FISCHER, A. G.: The Lofer cyclothems of the alpine Triassic, Bull. Geol. Surv. Kansas 169, 1964, 107—149.
- FISCHER, A. G.: Eine Lateralverschiebung in den Salzburger Kalkalpen, Verh. Geol. Bundesanst. 1965, 20—33.
- FLÜGEL, E.: Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes II, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1960, 241—252, III, ebda. 1962, 138—144.
- FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen Trias, Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien 21, 1972, 9—64.
- FLÜGEL, H., & FENNINGER, A.: Die Lithogenese der Oberalmer Schichten und der mikritischen Plassen-Kalke (Tithonium, Nördliche Kalkalpen) N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 123, 1966, 249—280.
- GANNS, O.: Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges, Jahrb. Geol. B.-A. Wien 87, 1937, 331—375.
- GANNS, O., KÜMEL, F., & SPENGLER, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe, Wiss. Alpenver. H. 15, 1954.
- GARRISON, R. E., & FISCHER, A. G.: Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic, Soc. Econ. Palaeont. Min. Sh. 14, 1969, 20—56.
- GRUBINGER, H.: Geologie und Tektonik der Tennengebirgs-Südseite, Kober-Festschr. 1953, 148—158.
- HAMANN, P., & KOCKEL, C.: Luitpoldzone, Bärgründe und das Ende der Lechtaldecke, Geol. Rdsch. 45, 1957, 204—213.
- HEISSEL, W.: Die geologischen Verhältnisse . . . 1945/47 s. u. Grauwackenzone.
- HEISSEL, W.: Über Baufragen der Salzburger Kalkalpen, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1952, 224—231.
- HEISSEL, W.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Hochkönigs (Salzburg), Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 96, 1953, 344—356.
- HEISSEL, W.: Die „hochalpine Überschiebung“ und die Brauneisenerzlagerstätten von Werfen-Bischhofshofen (Salzburg), Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 98, 1955, 183—202.
- HEISSEL, W.: Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen, Mitt. Geol. Ges. Wien 50, 1957/58, 95—132.
- HELMCKE, D., & PFLAUMANN, U.: Zur „Transgression“ der mittleren Kreide im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Vorarlberg, Österr.), Geologica et Palaeont. 5, 1971, 149—163.
- HELMCKE, D., & THIERBACH, J.: Die Tektonik des Südrandes der Klostertaler Alpen (Vorarlberg), Jahrb. Geol. B.-A. Wien 115, 1972, 187—204.
- HERM, D.: Die Schichten der Oberkreide (untere, mittlere und obere Gosau) im Becken von Reichenhall, Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 113, 1962, 320—338.
- HERTWECK, G.: Das Fenster von Ödenhof, NÖ, Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien 9, 1958, 35—52.
- HERTWECK, G.: Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und Piesting und die Frage der alpin-karpatischen Umbiegung in den niederösterreichischen Kalkalpen, Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. 12, 1961, 3—84.
- HILLEBRANDT, A. v.: Das Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg, Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 113, 1962, 320—338.
- HÖCK, V., & SCHLAGER, W.: Einsedimentierte Großschollen in den jurassischen Strubberg-Breccien des Tennengebirges (Salzburg), Anz. Akad. Wiss. Wien math. nat. Kl. 1964, 228—229.
- HÜCKEL, B., et al.: Über den Bau des Allgäuer Hauptkammes und der Hornbachkette (Nördliche Kalkalpen), Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 112, 1960, 91—104.
- HUCKRIEDE, R., & JACOBSHAGEN, V.: Ein Querschnitt durch die Nördlichen Kalkalpen (Oberstdorf-Pettneu), Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 109, 1957/58, 373—388.
- JACOBSHAGEN, V.: Der Bau der südöstlichen Allgäuer Alpen, N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 113, 1961, 153—206.
- JACOBSHAGEN, V.: Die Allgäuschichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 108, 1965, 1—114.

- JACOBSHAGEN, V.: Zur Struktur der südlichen Allgäuer Alpen. Gebundene Tektonik oder Deckenbau? N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 148, 2, 1975, 185—214.
- JAKSCH, K.: Zur Geologie der Landschaft um Schwendt am Nordostrand des Kaisergebirges (Tirol), Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1964, 211—222.
- JERZ, H.: Zur Paläogeographie der Raibler Schichten in den westlichen Nordalpen, Verh. Geol. B.-A. Wien Sh. G 1965, 171—183.
- JURGAN, H.: Sedimentologie des Lias in den Berchtesgadener Alpen, Geol. Rdsch. 58, 1969, 464—501.
- KLAUS, W.: Zur Einstufung alpiner Salztone mittels Sporen, Verh. Geol. Bundesanst. Wien Sh. G, 1965, 288—292.
- KLAUS, W.: Möglichkeiten der Stratigraphie im „Permoskyth“, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1972, 33—34.
- KOCH, K. E.: Zur Tektonik der Krabachmasse und ihrer Umgebung (Lechtaler Alpen), Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 116, 1964/66, 620—650.
- KOCKEL, C. W.: Der Umbau der Nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1956, 205—214.
- KOCKEL, C. W.: Der Zusammenbruch des kalkalpinen Deckenbaues, Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges., 108, 1956/57, 264.
- KOLLMANN, H.: Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes VII, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1964, 181—187.
- KOLLMANN, H.: Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (OO), Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1968, 126—137.
- KRAUS, E.: Die Entstehung der Inntaldecke, N. Jb. Min. etc. Abh. B 90, 1949, 31—95.
- KRAUTER, E.: Zur Frage der Reliefüberschiebung am Staner-Joch (östliches Karwendel, Tirol), Mitt. Geol. Ges. Wien 60, 1967/68, 23—64.
- KRISTAN, E.: Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtals (NO), Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 101, 1958, 249—291.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., & TOLLMANN, A.: Die Mürzalpendecke — eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen, Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien math. nat. Kl. I 171—1962, 7—39.
- KRYSTYN, L.: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium-Oxford) in den Östlichen Nordalpen, Verh. Geol. B.-A., Wien 1971, 486—509.
- KRYSTYN, L.: Zur Ammoniten- und Conodontenstratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich), Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1973, 113—153.
- KRYSTYN, L., SCHÄFFER, G., & SCHLAGER, W.: Über die Fossilagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen, N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 137, 1971, 284—304.
- KRYSTYN, L., & SCHÖLLNBERGER, W.: Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes in: Exk. F. 42. JV. Paläont. Ges. Graz 1972, 61—106.
- KÜHN, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten, Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien math. nat. Kl. I 156, 1947, 181—200.
- KÜHNEL, J.: Geologie des Berchtesgadener Salzberges, N. Jb. Min. etc. Beil. Bd. 61, 1929, 447—559.
- KÜPPER, H., & ROSENBERG, G.: Tektonik der Kalkalpen in: Erläuterungen zur geologischen Karte Wien, Geol. Bundesanst. Wien 1954, 30—37.
- KÜPPER, H.: Zur Diskussion der Deckentektonik der nördlichen Kalkalpen, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1956, 227—229.
- KÜPPER, H.: Die Ergebnisse der Bohrung Urmannsau als Beitrag zur Alpengeologie, Mitt. Geol. Ges. Wien 60, 1968, 65—68.
- LAHN, E.: Der Bau der niederösterreichisch- steirischen Kalkhochalpen (Schneebergalpen), N. Jb. Min. etc. Beil. Bd. 73, 1934, 241—266.
- LAUER, G.: Der Kalkalpennordrand im Raume von Ybbsitz, Mitt. Geol. Bergb. Stud. Wien 19, 1970, 103—130.
- LEIN, R.: Zur Cenomantransgression im Raume von Alland (NO), Mitt. Geol. Bergb. Stud. Wien 19, 1970/71, 15—25.

- LEIN, R.: Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke, Sitz. Ber. Ost. Akad. Wiss. math. nat. Kl. I. 184, Wien 1975, 197—235.
- LEISCHNER, W.: Geologische Neuaufnahme in der Umgebung von Bad Ischl (Ischl- und unteres Rettenbachtal), Mitt. Geol. Bergb. Stud. Wien 10, 1959, 63—94.
- LEISCHNER, W.: Zur Mikrofazies kalkalpiner Gesteine, Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien math. nat. Kl. I 168, 1959, 839—882.
- LEUCHS, K.: Orogenese im Kalkalpengebiet in Trias-, Jura- und Unterkreidezeit, Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien math. nat. Kl. I 157, 1948, 39—53.
- LOBITZER, H.: Fazielle Untersuchungen an norischen Karbonatplattform-Beckengesteinen (Dachsteinkalk-Aflenzler Kalk im südöstlichen Hochschwabgebiet, Nördliche Kalkalpen, Steiermark), Mitt. Geol. Ges. Wien 66/67, 1973/74, 75—92.
- MEDWENITSCH, W.: Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt-Aussee (Salzkammergut), Mitt. Geol. Ges. Wien 50, 1957/58, 133—200.
- MEDWENITSCH, W.: Zur Geologie des Halleiner Salzberges, Mitt. Geol. Ges. Wien 51, 1958, 197—218.
- MEDWENITSCH, W.: Die Bedeutung der Grubenaufschlüsse des Halleiner Salzberges für die Geologie des Ostrandes der Berchtesgadener Schubmasse, Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 113, 1962, 463—494.
- MEDWENITSCH, W.: Halleiner Salzberg (Dürrnberg), Verh. Geol. Bundesanst. Wien Sh. F 1963, 67—81.
- MEDWENITSCH, W., & SCHLAGER, W.: Ostalpen-Übersichtsexk. . . s. u. Unterostalpin.
- MEDWENITSCH, W.: Probleme der alpinen Salzlagerstätten, Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 115, 1966, 863—866.
- MILLER, H.: Die tektonischen Beziehungen zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Nördliche Kalkalpen), N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 118, 1963, 291—320.
- MOSTLER, H.: Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol), Verh. Geol. B.-A. Wien 1972, 155—162.
- MOSTLER, H.: (Montafon) 1972 s. u. Grauwackenzone.
- MÜLLER, K.: Das „Randcenoman“ der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten, Geol. Rdsch. 62, 1973, 54—96.
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide . . . 1963 s. u. Helv. u. Flysch.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis . . . 1968 s. u. Helv. u. Flysch.
- OBERHAUSER, R.: Die Überkipplerscheinungen des Kalkalpen-Südrandes im Rätikon und im Arlberggebiet, Verh. Geol. B.-A. Wien 1970, 477—485.
- OBERHAUSER, R.: Stratigraphisch-paläont. Hinweise . . . 1973 s. u. Penninikum c).
- OSBERGER, R.: Der Flysch-Kalkalpenrand zwischen der Salzach und dem Fuschlsee, Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien math. nat. Kl. I 161, 1952, 785—801.
- OTT, E.: Zur Kalkalgenstratigraphie der alpinen Trias, Mitt. Geol. Bergb. Stud. Wien 21, 1972, 455—464.
- PETRASCHECK, W. E.: Der tektonische Bau des Hallein-Dürrnberger Salzberges, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 90, 1945/47, 3—20.
- PETRASCHECK, W. E.: Gipsstock von Grubach bei Kuchl, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1947, 148—152.
- PICHLER, H.: Geologische Verhältnisse im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land, Beih. Geol. Jb. 48, 1963, 129—204.
- PISTOTNIK, U.: Zur Mikrofazies und Paläogeographie der Zlambachsichten (O. Nor — ? U. Lias) im Raume Bad Goisern-Bad Aussee (Nördliche Kalkalpen), Mitt. Geol. Bergb. Stud. Wien 21, 1972, 279—288.
- PISTOTNIK, U.: Fazies und Tektonik der Hallstätter Zone von Bad Ischl-Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich), Mitt. Geol. Ges. Wien 66/67, 1973/74, 143—158.
- PLÖCHINGER, B.: Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 96, 1953, 357—372.

- PLÖCHINGER, B.: Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone, *Jahrb. Geol. Bundesanst.* Wien 98, 1955, 93—144.
- PLÖCHINGER, B., & OBERHAUSER, R.: Ein bemerkenswertes Profil mit rhätisch-liassischen Mergeln am Untersberg-Ostfuß (Salzburg), *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1956, 275—283.
- PLÖCHINGER, B., & OBERHAUSER, R.: Die Nierentaler Schichten am Untersberg bei Salzburg, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1957, 67—114.
- PLÖCHINGER, B.: Der Kalkalpenrand bei Alland im Schwlechattal (NO), *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1960, 56—71.
- PLÖCHINGER, B.: Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (NO), *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien* 104, 1961, 354—441.
- PLÖCHINGER, B.: Zur tektonischen Gliederung des Kalkalpenabschnittes zwischen der Hohen Wand und der Rax (NO), *Mitt. Geol. Ges. Wien* 55, 1963, 55—60.
- PLÖCHINGER, B.: Die Kreide-Paleozänablagerungen in der Gießhübler Mulde, zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf (NO), *Mitt. Geol. Ges. Wien* 56, 1964, 469—501.
- PLÖCHINGER, B.: Kalkalpenanteil Exk. Wienerwald 1964 s. u. *Helv. u. Flysch.*
- PLÖCHINGER, B.: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee, *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien* 107, 1964, 11—69.
- PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Hohe Wand-Gebietes, *Geol. Bundesanst. Wien* 1967.
- PLÖCHINGER, B.: Die Hallstätter Deckscholle östlich von Kuchl/Salzburg und ihre in das Aptien reichende Roßfeldschichten-Unterlage, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1968, 80—86.
- PLÖCHINGER, B., & PREY, S.: Profile durch die Windischgarstener Störungzone im Raum Windischgarsten-St. Gallen, *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien* 111, 1968, 175—211.
- PLÖCHINGER, B.: The Northern Limestone Alps near Vienna, *Intern. Geol. Congr. Prag* 1968, Wien 1968, Exk. 33 C, 48—65.
- PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Wolfgangseegebietes (Salzburg, Oberösterreich), *Geol. Bundesanst. Wien* 1973.
- PLÖCHINGER, B., & PREY, S.: Der Wiener Wald, *Samml. geol. Führer* 59, 1974.
- PLÖCHINGER, B.: Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg), *Verh. Geol. B.-A. Wien* 1974, 71—88.
- PLÖCHINGER, B.: Aufnahmsbericht 1974, Blatt Hallein, *Verh. Geol. B.-A. Wien* 1975, A 63 f.
- PLÖCHINGER, B.: Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden, *N. Jb. Geol. Pal. Abh.* 151/3, 1975, 304—324.
- POLL, K.: Die Diskussion des Deckenbaues in den Nördlichen Kalkalpen, *Zentr. Bl. Geol. Paläont. I* 1967, 889—916, 1079—1116.
- POLL, K.: Zur Geologie der Weyerer Bögen (Nördliche Kalkalpen), *Erlanger Geol. Abh.* 88, 1972.
- RICHTER, M.: Über den Bau der nördlichen Kalkalpen im Rhätikon, *Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges.* 110, 1958, 307—325.
- RICHTER, M., & SCHÖNENBERG, R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen, *Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges.* 105, 1953, 57—79.
- ROSENBERG, G.: Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen, *Jahrb. Geol. B.-A. Wien* 102, 1959, 477—479.
- ROSENBERG, G.: Grundsätzliches zur Frage des Deckenbaues in den Weyerer Bögen, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1960, 95—103.
- ROSENBERG, G.: Übersicht über den Kalkalpen-Nordostsporn um Kalksburg (Wien u. NO), *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1961, 171—176.
- ROSENBERG, G.: Der kalkalpine Wienerwald um Kaltenleutgeben (NO u. Wien) *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien* 108, 1965, 115—153.
- ROSENBERG, G.: Geleitworte zu den Tabellen des Nord- und Südalpinen Jura der Ostalpen, *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien* 109, 1966, 173—175.
- ROSENBERG, G.: Die Kalkalpenfront Mödlingtal-Dornbach (NO), *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien* 113, 1970, 161—188.

- RUTTNER, A.: Das Fenster von Urmannsau und seine tektonische Stellung, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1963, 6—16.
- SARNTHEIN, M.: Beiträge zur Tektonik der Berge zwischen Memminger und Württemberger Hütte (Lechtaler Alpen), Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 105, 1962, 141—172.
- SARNTHEIN, M.: Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich, Geol. Rdsch. 56, 1967, 116—127.
- SCHÄFFER, G.: Aufnahmsbericht 1974, Blatt Bad Ischl, Verh. Geol. B.-A., Wien 1975, A 67 F.
- SCHAUBERGER, O.: Zur Genese des alpinen Haselgebirges, Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 105, 1955, 736—751.
- SCHLAGER, M.: Zur Geologie des Untersberges bei Salzburg, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1930, 245—256.
- SCHLAGER, M.: Beiträge zur Geologie des Trattberges, Mitt. Nat. Arb. Gem. Salz. 1953, 11—26.
- SCHLAGER, M.: Der geologische Bau des Plateaus von St. Kolomann, Mitt. Ges. Salz. Landes. 94, 1954, 209—225.
- SCHLAGER, M.: Beiträge zur Geologie des Schlenkens bei Hallein, Mitt. Nat. Arb. Gem. Salz. 1958, 9—30.
- SCHLAGER, M.: Bilder von Sedimentations- und Bewegungsvorgängen im Jura des Tauglgebietes, Mitt. Nat. Arb. Gem. Salz. 1962, 7—17.
- SCHLAGER, W.: Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse I Verh. Geol. B.-A. Wien 1966 93—106, II Mitt. Geol. Bergb. Stud. Wien 17, 1967, 205—282.
- SCHLAGER, W.: Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgelundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1967, 50—70.
- SCHLAGER, W.: Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen, Geol. Rdsch. 59, 1969, 289—308.
- SCHLAGER, W., & SCHLAGER, M.: Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglbodenschichten, Upper Jurassic, Eastern Alps), Sedimentology 20, 1973, 65—89.
- SCHMIDEGG, O.: Zum tektonischen Gefüge des Rätikon, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 98, 1955, 145—172.
- SCHNABEL, W.: Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, Niederösterreich, Mitt. Geol. Bergb. Stud. Wien 19, 1970, 131—188.
- SCHÖLLNBERGER, W.: Zur Faziesverzahnung im Gebiet der Hohen Schrott (E Bad Ischl, Salzkammergut, Mitt. Geol. Bergb. Stud. Wien 17, 1967, 73—86.
- SCHÖLLNBERGER, W.: Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter-Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich), Mitt. Geol. Bergb. Stud. Wien 22, 1973, 95—153.
- SCHULZ, O.: Vergleichende petrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine an karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, Gailtaler Alpen und des Karwendels, Verh. Geol. B.-A. 1970, 165—229.
- SCHWARZACHER, W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine. Hallstätter Kalk von Hallstatt und Ischl, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 91, 1946/48, 1—48.
- SCHWARZACHER, W.: Die Großrhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1954, 44—54.
- SOMMER, D.: Die Prebichlschichten als permotriadische Basis der nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich), Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1972, 119—122.
- SPENGLER, E.: Zur Einführung in die tektonischen Probleme der Nördlichen Kalkalpen. Das Problem der Hallstätter Decke, Mitt. Reichsamt Bodenf. Wien 5, 1943, 3—17.
- SPENGLER, E.: Über den geologischen Bau des Rettensteins (Dachsteingruppe), Mitt. Reichsamt Bodenf. Wien 5, 1943, 55—56.
- SPENGLER, E.: Zur Verbreitung und Tektonik der Inntaldecke, Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 102, 1950/51, 188—202.
- SPENGLER, E.: Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone in: SCHAFFER, Geol. v. Österr. 2. Aufl. 1951, 302—413.
- SPENGLER, E.: Zur Frage des tektonischen Zusammenhanges zwischen Dachstein- und Tennengebirge, Verh. Geol. B.-A. Wien 1952, 65—85.

- SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen I, *Jahrb. Geol. B.-A. Wien* 96, 1953, 1—64; II, ebda. 99, 1956, 1—74; III, ebda. 102, 1959, 193—312.
- SPENGLER, E.: Les zones de facies du trias des Alpes Calcaires Septentrionales et leurs rapports avec la structure des nappes, *Livre Mém. Fallot 2 Paris* 1963, 465—475.
- STEINER, P.: Die Engliederung der Weyerer Bögen und der Groß-Reiflinger Scholle in den Faltenbau des Lunzer-Reichraminger Deckensystems, *Mitt. Ges. Bergb. Stud. Wien* 14/15, 1965, 267—298.
- SUMMESBERGER, H., & WAGNER, L.: Der Stratotypus des Anis (Trias), *Ann. Naturh. Mus. Wien* 76, 1972, 515—538.
- THURNER, A.: Die Puchberg- und Mariazeller Linie, *Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien math. nat. Kl. I* 160, 1955, 515—538.
- THURNER, A.: Die Baustile in den tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen, *Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges.* 113, 1962, 367—389.
- THURNER, A.: Kritische Betrachtungen zur „Mürztaler Decke“ E. u. A. TOLLMANN, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1963, 69—71.
- TOLLMANN, A.: Die Hallstätter Zone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen, *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien* 103, 1960, 37—131.
- TOLLMANN, A.: Die Frankenfelder Deckschollenklippen der Grestener Klippenzone, *Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien. math. nat. Kl. I* 171, 1962, 193—202.
- TOLLMANN, A.: Die Rolle des Ost-Westschubes im Ostalpenbau, *Mitt. Geol. Ges. Wien* 54, 1961/62, 229—247.
- TOLLMANN, A.: Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zonen (Ostalpen), *Geol. Rdsch.* 53, 1963, 151—168.
- TOLLMANN, A.: Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten, *Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien* 14, 1963/63, 81—88.
- TOLLMANN, A.: Analyse der Weyerer Bögen und der Reiflinger Scholle, ebda. 89—124.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Kalkvorpalmen im Ötztal als Beispiel alpiner Deckentektonik, *Mitt. Geol. Ges. Wien* 58, 1965/66, 103—207.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen I *Mitt. Geol. Ges. Wien* 59, 1966/67, 231—253; II ebda. 61, 1968/69, 124—181; III ebda. 62, 1969/70, 78—170.
- TOLLMANN, A.: Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen ... *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1970, 324—345.
- TOLLMANN, A.: Zur Rehabilitierung des Deckenbaues in den westlichen Nordkalkalpen, *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien*, 114, 1971, 273—360.
- TOLLMANN, A.: Die Neuergebnisse über die Triasstratigraphie der Ostalpen, *Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien* 21, 1972, 65—113.
- TOLLMANN, A.: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen, *Wien* 1973.
- TOLLMANN, A., & KRISTAN-TOLLMANN, E.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zonen in den Ostalpen, *Geol. et Palaeont.* 4, 1970, 87—145.
- TOLLMANN, A.: Zur Frage der Parautochthonie der Lammereinheit in der Salzburger Hallstätter Zone, *Sitz. Ber. Öst. Akad. Wiss., math. nat. Kl. I.* 184, *Wien* 1975, 237—257.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums, *Wien* 1976.
- TOLLMANN, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen, *Wien* 1976.
- TOLLMANN, A.: Stellungnahme zu V. JACOBSHAGEN: Zur Struktur der südlichen Allgäuer Alpen, *N. Jb. Geol. Pal. Abh.* 153, 1977, 28—32.
- TRAUTH, F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen, *Mitt. Geol. Ges. Wien* 29, 1936/37, 473—573.
- TRAUTH, F.: Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1948/49, 145—218.
- TRAUTH, F.: Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen an der Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen, *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 1954, 89—142.
- VORTISCH, W.: Über schichtparallele Bewegungen, *Zentr. Bl. Min. etc.* 1937 B, 263—286.

- VORTISCH, W.: Ein geologischer Querschnitt durch die Kammerker-Sonntagshorngruppe. Abh. Dtsch. Ges. Wiss. Prag 1938.
- VORTISCH, W.: Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe I N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1949, 40—44; II ebda. Abh. 91 B, 429—496; III Abh. 96, 181—200; IV Abh. 98, 125—148; V Abh. 102, 173—212; VI Abh. 122, 222—256 (1949—1965).
- VORTISCH, W.: Die Geologie des Glasenbachtals südlich von Salzburg, Geol. et Paläont. 4, 1970, 147—166.
- WENDT, J.: Die Typlokalität der Adneter Schichten, Ann. Inst. Geol. Hung. 54, Budapest 1971.
- WIESENER, H.: Genesis und Spichereigenschaften des alpinen Hauptdolomites, Erdöl- u. Erdgaszeitung 84, 1968, 434—438.
- WILLE-JANOSCHEK, U.: Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raum von Gosau und Abtenau, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 109, 1966, 91—172.
- WOLETZ, G.: Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit, Geol. Rdsch. 56, 1967, 308—320.
- ZANKL, H.: Die Geologie der Torrener-Joch-Zone in den Berchtesgadener Alpen, Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 113, 1962, 446—462.
- ZANKL, H.: Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen, Geol. Rdsch. 56, 1967, 128—139.
- ZANKL, H.: Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. Abh. Senckenberg. Naturf. Ges. 519, 1969.
- ZANKL, H.: Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps in: Sedimentology of parts of Central Europe. Frankfurt 1971, 147—185.
- ZAPPE, H.: Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes I Verh. Geol. B.-A. Wien Wien 1960, 236—241; IV/V ebda. 1962, 346—362; VI ebda. 1964, 177—181; VIII ebda. 1967, 13—27.
- ZAPPE, H.: Das Mesozoikum in Österreich, Mitt. Geol. Ges. Wien 56, 1964, 361—399.
- ZAPPE, H.: Mesozoikum in Österreich, Mitt. Geol. Ges. Wien 65, 1972/73, 171—216.

11. Drauzug — Nordkarawanken

- ANDERLE, N.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehung zur alpin-dinarischen Grenzzone, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 94, 1950, 195—236.
- BAUER, F. K.: Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 113, 1970, 189—245.
- BAUER, F. K.: Ein Beitrag zur Geologie der Ostkarawanken, Festschrift HEISSEL, Veröffentl. d. Univ. Innsbruck, Bd. 86, Innsbruck 1973, 1—23.
- BEMMELEN, R. W. van: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich), Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 100, 1957, 179—212.
- BEMMELEN, R. W. van: Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen II, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 104, 1961, 213—237.
- BRANDNER, R.: „Südalpin“ Anis in den Lienzer Dolomiten (Drauzug), Mitt. Geol. Bergb. Stud. Wien 21, 1972, 143—162.
- CLIFF, R. A., HOLZER, H. F., & REX, D. C.: The Age of the Eisenkappel Granite, Carinthia, and the History of the Periadriatic Lineament, Verh. Geol. B.-A. Wien 1974, 347—350.
- CORNELIUS-FURLANI, M.: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten, Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien math. nat. Kl. I, 162, 1953, 279—294 und 164, 1955, 131—144.
- EXNER, CH.: Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten, Mitt. Geol. Ges. Wien 64, 1971/72, 1—108.
- EXNER, CH., & SCHÖNLAUB, H. P.: Neue Beobachtungen an der Periadriatischen Narbe im Gailtal und im Karbon von Nötsch, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1973, 357—365.
- EXNER, CH.: Granitgerölle im Permo-Skyth-Sandstein des Drauzuges bei Stockenbei (Kärnten), Verh. Geol. B.-A. Wien 1974, 131—137.
- EXNER, CH.: Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes, Verh. Geol. B.-A. Wien 1976/2, 3—64.

- FLÜGEL, H.: Das Karbon von Nötsch, Exk. F. 42. JV. Paläont. Ges. Graz 1972, 9—17.
- FLÜGEL, H. W.: Einige Probleme . . . 1975 s. u. Zentralzone b).
- FRITSCH, W.: Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens, Carinthia II 71, 1961, 52—57.
- HERITSCH, H., & PAULITSCH, B.: Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Presseger See, Gailtal, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 101, 1958, 191—200.
- KAHLER, F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens, Carinthia II Sh. 16. 1953, 1—78.
- KODSI, M. G., & FLÜGEL, H. W.: Lithofazies und Gliederung des Karbons von Nötsch, Carinthia II 1971, 7—17.
- KRAUS, O., & OTT, E.: Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk, Mitt. Bayer. Staatss. Paläont. hist. Geol. 8, 1968, 263—290.
- MOSTLER, H.: Die permoskythische Transgressionsserie der Gailtaler Alpen, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1972, 143—150.
- NIEDERMAYR, G.: Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariszischen Transgressionsserie der westlichen Gailtaler Alpen, Österreich, Mitt. Geol. Ges. Wien 66/67, 1973/74, 105—126.
- PREY, S., & KAHLER, F.: Beitrag zu einem Karawankenprofil, Mitt. Geol. Ges. Wien 50, 1958, 271—292.
- SCHARBERT, S.: Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten), Verh. Geol. B.-A., Wien 1975/4, 301—304.
- SCHERIAU-NIEDERMAYR, E., & NIEDERMAYR, G.: Vorläufiger Bericht über die, durch neue Pflanzenfunde belegte, postvariszische Transgressionsserie aus dem Raume Kötschach in den Gailtaler Alpen, Kärnten, Ann. Naturh. Mus. Wien 77, 1973, 115—123.
- SCHLAGER, W.: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten, Mitt. Geol. Bergb. Stud. Wien 13, 1962/63, 41—120.
- SCHULZ, O.: Vergleichende petrographische . . . 1970 s. u. Kalkalpen.

12. Südalpen

- BÖGEL, H.: Die Periadriatische Naht, Zentr. Bl. Geol. Paläont. I 1972.
- BÖGEL, H.: Zur Literatur über die „Periadriatische Naht“, Verh. Geol. B.-A. Wien 1975/2—3, 163—199.
- BOSELLINI, A.: Modello geodinamico e paleotettonico delli Alpi Meridionali durante il Giurassico-Cretacico, Ac. Naz. dei Lincei 183, 1973, 163—205.
- FENNINGER, A., et al.: Zur variszischen Orogenese in den Karnischen Alpen — eine Stellungnahme, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1974.
- FLÜGEL, H.: Das Paläozoikum . . . 1963/64 s. u. Zentralzone b).
- FLÜGEL, H. W., & SCHÖNLAUB, H. P.: Geleitworte . . . 1972 s. u. Zentralzone b).
- FLÜGEL, H. W.: Einige Probleme . . . 1975 s. u. Zentralz. b).
- GAERTNER, H. R. v.: Geologie der zentralkarnischen Alpen, Denkschr. Akad. Wiss. Wien math. nat. Kl. 102, 1931, 113—199.
- HERITSCH, F.: Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau, Graz 1936.
- HERITSCH, F.: Das Paläozoikum. Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen I, Berlin 1943.
- HERITSCH, F., & KÜHN, O.: Die Südalpen in: SCHAFFER, Geologie von Österreich, 2. Aufl. 1951, 232—300.
- KAHLER, F.: Der Bau der Karawanken . . . 1953 s. u. Drauzug etc.
- KAHLER, F.: Schichtfolge und Bau im Bereich des Loiblpasses, Mitt. Geol. Ges. Wien 50, 1958, 284—292.
- KAHLER, F.: Sedimentation und Vulkanismus im Perm Kärntens und seiner Nachbarräume, Geol. Rdsch. 48, 1959, 141—147.
- KAHLER, F.: Stratigraphische Vergleiche im Karbon und Perm mit Hilfe der Fusuliniden, Mitt. Geol. Ges. Wien 54, 1962, 147—161.

- KAHLER, F., & PREY, S.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofelgebietes (Karnische Alpen, Kärnten), Geol. Bundesanst. Wien 1963.
- KAHLER, F.: Die Überlagerung des variszischen Gebirgskörpers von Ost- und Südalpen durch jungpaläozoische Sedimente, Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 122, 1970/71, 137—143.
- KAHLER, F.: Das Perm der Karnischen Alpen, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1972, 139—141.
- LAUBSCHER, H. P.: Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys, Geol. Rdsch. 60, 1971, 813—833.
- METZ, K.: Die Frage der voralpidischen Bauelemente in den Alpen, Geol. Rdsch. 40, 1952, 261—275.
- RAMOVŠ, A.: Einige neue Feststellungen aus dem Altpaläozoikum und Unterkarbon der Südkarawanken, Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 122, 1970/71, 157—160.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A.: Sulla presenza di una massa tonalitica lungo la linea della Gail fra Obertilliach e Liesing (Austria), Boll. Soc. Geol. It. 92, 1973, 605—620.
- SCHARBERT, S.: Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten), Verh. Geol. B.-A., Wien 1975/4, 301—304.
- SCHÖNENBERG, R.: Das variszische Orogen . . . 1971 s. u. Zentralz. b).
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen), Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 112, 1969, 265—320.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die fazielle Entwicklung im Altpaläozoikum und Unterkarbon der Karnischen Alpen, Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges. 122, 1970/71, 97—111.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der West-Karawanken, Verh. Geol. B.-A., Wien 1971, 624—632.
- SCHULZ, O.: Vergleichende . . . 1970 s. u. Kalkalpen.
- SEMENZA, E.: La fase giudicariense, nel quadro di una nuova ipotesi sull'orogenesi alpina nell'area italo-dinarica, Mem. Soc. Geol. Ital. 13, 1974, 187—226.
- TESSENSOHN, F.: Zur Unterkarbon-Stratigraphie in den Karawanken, Carinthia II 159, 1969, 28—32.
- TESSENSOHN, F.: Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Karbon der Karawanken, N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 138, 1971, 169—220.
- TESSENSOHN, F.: Zur Fazies paläozoischer Kalke in den Karawanken, Verh. Geol. B.-A. Wien 1974, 89—124.
- TOLLMANN, A.: Tabelle . . . 1963 s. u. Grauwackenzone.
- VAI, G. B.: Ordovicien des Alpes Carniques, Mem. B. R. G. m. 73, Paris 1971., 437 ff.

13. Wiener Becken

- BRIX, F.: Der Raum von Wien im Lauf der Erdgeschichte in: Naturgeschichte Wien I 1970, 27—190.
- FRIEDL, K.: Das Wiener Becken in: Erdöl in Österreich, Wien 1957, 55—75.
- FRIEDL, K.: Die Tektonik des Wiener Beckens, Mitt. Geol. Ges. Wien 52, 1960, 123—124.
- FRIEDL, K., & KÖLBL, L.: Erdölfelder, zentrales Wiener Becken, Mitt. Geol. Ges. Wien 57, 1964, 157—161.
- GRILL, R.: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasseanteilen, Erdöl und Kohle 37, Berlin 1941, 595—602.
- GRILL, R.: Exkursion ins Korneuburger Becken und das nördliche Inneralpine Wiener Becken, Verh. Geol. Bundesanst. Wien Sh. A, 1951, 7—20.
- GRILL, R.: Über die Verbreitung des Badener Tegels im Wiener Becken, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1955, 113—120.
- GRILL, R.: Untergrenze und Gliederung des Miozäns im Wiener Becken, Mitt. Geol. Ges. Wien 52, 1960, 125—132.
- GRILL, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des nö. Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf, Geol. Bundesanst. Wien 1968.
- GRILL, R., & KÜPPER, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000, Geol. Bundesanst. Wien 1954, 1—138.
- GRILL, R., KAPOUNEK, J., & PAPP, A.: Vienna Basin and Molasse Region north of the Danube, Exk. F. Intern. Kong. Prag 33 C, Wien 1968, 5—17.

- JANOSCHEK, R.: Das Inneralpine Wiener Becken in: SCHAFFER, Geol. von Österr. 2. Aufl. 1951, 525—693.
- JANOSCHEK, R.: Das inneralpine Wiener Becken als Beispiel eines kleinen Sedimentationsraumes mit reicher Ölführung, Erdölzeitung 71, 1955, 75—82.
- JANOSCHEK, R.: Das Tertiär in Österreich, Mitt. Geol. Ges. Wien 56, 1964, 319—360.
- KAPOUNEK, J., PAPP, A., & TURNOVSKY, K.: Grundzüge der Gliederung von Oligozän und älterem Miozän in Niederösterreich nördlich der Donau, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1960, 217—226.
- KAPOUNEK, J., KAUFMANN, A., KRATOCHVIL, H., & KRÖLL, A.: Die Erdöllagerstätte Schönkirchen Tief im alpin-karpatischen Beckenuntergrund, Erdöl-Z. 80, 1964, 305—317.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A., & TURNOVSKY, K.: Die Verbreitung von Oligozän, Unter- und Mittelmiozän in Niederösterreich, Erdöl- u. Erdgas-Z. 81, 1965, 109—116.
- KAPOUNEK, J., & HORVATH, S.: Die Bohrung Schönkirchen Tief 32 als Beispiel für den Aufschluß einer Lagerstätte im tiefen Anteil der Kalkalpen, Erdöl-Erdgas-Z. 84, 1968, 396—407.
- KÖLBL, L.: Sedimentationsformen tortoner Sande im mittleren Teil des inneralpinen Wiener Beckens, Jahrb. Geol. B.-A. Wien 100, 1957, 117—135.
- KÖLBL, L.: Geologische Studie über die Bildung der tortonen Zwischenhorizonte von Matzen und die Entstehung ihrer Lagerstätten, Erdöl- u. Erdgas-Z. 82, 1966, 45—65.
- KREUTZER, N.: Mächtigungsuntersuchungen im Neogen des Ölfeldes Matzen, Erdöl-Erdgas-Z. 87, 1971, 38—54.
- KRÖLL, A., & WESSELY, G.: Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluß im Wiener Becken, Erdöl- u. Erdgas-Z. 89, 1973, 400—413.
- KÜPPER, H.: Das Inneralpine Wiener Becken südlich der Donau, Erläuterungen zur Geol. Karte der Umgebung von Wien (s. o.) 123—132.
- PAPP, A.: Das Pannon des Wiener Beckens, Mitt. Geol. Ges. Wien 1951, 39—41, 99—193.
- PAPP, A.: Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken, Mitt. Geol. Ges. Wien 47, 1956, 35—98.
- PAPP, A.: Probleme der Grenzziehung zwischen der helvetischen und tortonen Stufe im Wiener Becken, Mitt. Geol. Ges. Wien 49, 1958, 235—256.
- PAPP, A.: Die biostratigraphische Gliederung des Neogens im Wiener Becken, Mitt. Geol. Ges. Wien 56, 1963, 225—317.
- PAPP, A.: Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1968, 9—27.
- PAPP, A., & THENIUS, E.: Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in Niederösterreich, Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl. I 158, 1949, 753—787.
- PAPP, A., KROBOT, W., & HLADECEK, K.: Zur Gliederung des Neogens im Zentralen Wiener Becken, Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. 22, 1973, 191—199.
- STOWASSER, H.: Einige Bausteine zur Tektogenese des Wiener Beckens, Erdöl-Z. 74, 1958, 395—400.
- STOWASSER, H.: Strukturbildung am Steinbergbruch im Wiener Becken, Erdöl-Erdgas-Z. 82, 1966, 188—191.
- THENIUS, E.: Die jungtertiäre Wirbeltierfauna und Landflora des Wiener Beckens und ihre Bedeutung für die Neogenstratigraphie, Mitt. Geol. Ges. Wien 52, 1960, 203—209.
- THENIUS, E.: Niederösterreich . . . s. u. Allgemeines.
- WESSELY, G.: Rand und Untergrund des Wiener Beckens — Verbindung und Vergleiche, Mitt. Geol. Ges. Wien 66/67, 1973/74, 265—287.
- WIESENER, H.: Ergebnisse sedimentologischer und sedimentpetrographischer Untersuchungen im Neogen Österreichs, Mitt. Geol. Ges. Wien 52, 1960, 213—223.
- WIESENER, H.: Die Erdöl-Muttergesteinsfrage im Wiener Becken, Erdöl-Z. 80, 1964, 479—486.
- WINKLER-HERMADEN: Die jungtertiären Ablagerungen . . . 1951 s. u. Zentralz. b).

14. Steirisches Becken und inneralpines Tertiär

- FLÜGEL, H., & HERITSCH, H.: Das steirische Tertiärbecken, 2. Aufl. Samml. geol. Führer 47, 1969.
- KOLLMANN, K.: Jungtertiär im Steirischen Becken, Mitt. Geol. Bundesanst. Wien 57, 1965, 479—632.

- TOLLMANN, A., & KRISTAN-TOLLMANN, E.: Das Alter des hochgelegenen „Ennstal-Tertiärs“, Mitt. Österr. Geogr. Ges. 104, 1962, 337—347.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Neue Ergebnisse aus dem Tertiär des steirischen Beckens und über das Alter der oststeirischen Vulkanausbrüche, Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien math. nat. Kl. I 160, 1951, 1—15.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen . . . 1951 s. u. Zentralz. b).

15. Epirogenese im Jungtertiär

- LICHTENECKER, N.: Die Rax, Geogr. Jahresber. Österr., 13. 1926, 150—170.
- LICHTENECKER, N.: Beiträge zur morphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen, I Die nordöstlichen Alpen, Geogr. Jahresber. Österr. 19, 1938, 1—82.
- RIEDL, H.: Neue Beiträge zum Problem Raxlandschaft-Augensteinlandschaft, Mitt. Österr. Geogr. Ges. 108, 1966, 98—109.
- SEEFELDNER, E.: Zur Altersfrage der Abtragungsf lächen in den nordöstlichen Ostalpen, Mitt. Geogr. Ges. Wien 76, 1933, 128—150.
- SEEFELDNER, E.: Die alten Landoberflächen der Salzburger Alpen, Zeitschr. f. Geomorphol. 8, 1934, 157—198.
- SEEFELDNER, E.: Die Entwicklung der Salzburger Alpen im Jungtertiär, Mitt. Geogr. Ges. Wien 94, 1952, 179—194.
- SEEFELDNER, E.: Zur Frage der Korrelation der kalkalpinen Hochfluren mit den Altformenresten der Zentralalpen, Mitt. Österr. Geogr. Ges. 115, 1973, 106—123.
- SENFÜL, E., & EXNER, CH.: Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1973, 209—234.
- SPREITZER, H.: Die Piedmonttreppen in der regionalen Geomorphologie, Erdkunde 5, 1951, 294—305.
- SPREITZER, H.: Altlandschaften und Vorzeitformen in den österreichischen Donauländern, Tijdschr. k. Nederl. Aardrijksk. Gen. 83, 1966, 303—316.
- TOLLMANN, A.: Die paläogeographische und morphologische Entwicklung der Ostalpen, Mitt. Österr. Geogr. Ges. 110, 1968, 224—244.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Zum Entstehungsproblem und zur Altersfrage der ostalpinen Oberflächenformen, Mitt. Geogr. Ges. Wien 92, 1950, 171—190.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung, Wien 1957.

16. Quartär

- BOBEK, H.: Die jüngere Geschichte der Inntalterrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal, Jahrb. Geol. B.-A. Wien 85, 1935, 135—189.
- BOBEK, H.: Der Eisrückzug im östlichen Klagenfurter Becken, Mitt. Österr. Geogr. Ges. 101, 1959, 3—36.
- BRANDTNER, F.: Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich, Eiszeitalter u. Gegenw. 4/5, 1954, 49—82.
- DEL-NEGRO, W.: Moderne Forschungen über den Salzachgletscher, Mitt. Österr. Geogr. Ges. 109, 1967, 2—30.
- DEL-NEGRO, W.: Bemerkungen zu den Kartierungen L. WEINBERGERS im Traungletschergebiet (Attersee- und Traunseebereich), Verh. Geol. B.-A. Wien 1969, 12—15.
- EBERS, E., WEINBERGER, L., & DEL-NEGRO, W.: Der pleistozäne Salzachvorlandgletscher, Veröff. Ges. Bayer. Landes. 19—22, 1966.
- FINK, J.: Zur Korrelation der Terrassen und Löße in Österreich, Eiszeitalter u. Gegenw. 7, 1956, 49—77.
- FINK, J.: Leitlinien der quartärgeologischen und pedologischen Entwicklung am südöstlichen Alpenrand, Mitt. Österr. Bodenk. Ges. 3, 1959, 2—14.
- FINK, J.: Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie, Mitt. Geol. Ges. Wien 53, 1960, 249—266.
- FINK, J.: Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich, Mitt. Geol. Ges. Wien 54, 1961, 1—25.

- FINK, J.: Die Gliederung der Würmeiszeit in Österreich, Report of the VIth Intern. Congr. on Quatern., Warschau 1961, Lodz 1964, 451—462.
- FINK, J.: The Pleistocene in Eastern Austria, The Geol. Soc. of Amer., Inc. Spec. Pap. 84, 1965.
- FINK, J.: Zur Morphogenese des Wiener Raumes, Zeitschr. Geomorph. N. F. Suppl. B. 17, 1973, 91—117.
- FINK, J., & MAJDAN, H.: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 97, 1954, 211—249.
- FINK, J., et al.: Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich, Exkursionen zwischen Salzburg und March, Verh. Geol. B.-A. Wien Sh. D, 1955.
- FINK, J., et al.: Exkursion durch den österreichischen Anteil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforte, Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr., Akad. Wiss. 1, Wien 1976.
- FLIRI, F., et al.: Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). Eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Würm-Vereisung der Alpen, Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol. 6, 1970, 5—35.
- FLIRI, F., HÖLSCHER, H., & MARKGRAF, V.: Weitere Untersuchungen zur Chronologie der alpinen Vereisung (Bänderton von Baumkirchen, Inntal, Tirol), Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol. 7, 1971, 5—24.
- FLIRI, F.: Beiträge zur Stratigraphie und Chronologie der Inntalterrasse im Raum von Innsbruck, Veröff. Mus. Ferd. Innsbr. 51, 1971, 5—21.
- FLIRI, F., FELBER, H., & HILSCHER, H.: Weitere Ergebnisse der Forschung am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol), Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol. 8, 1972, 203—213.
- GERMAN, R.: Glazial oder Interglazial? Gedanken zur zeitlichen Einstufung der Terrassen der südöstlichen Abdachung der Alpen, Mitt. Österr. Geogr. Ges. 107, 1965, 1—19.
- GROSS, H.: Die österreichische Löß-Chronologie, eine Berichtigung und Anwendung auf das obere Pleistozän im österreichischen Moränengebiet, Quartär 19, 1969, 65—80.
- HEISSEL, W.: Beiträge zur Quartärgeologie des Inntales, Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 97, 1954, 251—322.
- HEUBERGER, H.: Gletscherkundliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain- und Otztal, Wiss. Alpenver. H. 20, 1966.
- HEUBERGER, H.: Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial, Eiszeitalter u. Gegenw. 19, 1968, 270—275.
- HEUBERGER, H.: Die Salzburger „Friedhofsterrasse“ — eine Schlernterrasse? Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol. 8, 1972, 237—251.
- KLAUS, W.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte Salzburgs. Das Torfmoor am Walsberger, Verh. Geol. B.-A. Wien 1967, 200—212.
- KLAUS, W.: Spätglazial-Probleme der östlichen Nordalpen: Salzburg-inneralpines Wiener Becken, Ber. Botan. Ges. 85, 1973, 83—92.
- KLEBELSBERG, R. v.: Das Schlern-Stadium der Alpengletscher, Zeitschr. Gletscherk. 28, 1942, 157—176.
- KOHL, H.: Unbekannte Altmoränen in der südwestlichen Traun-Enns-Platte, Mitt. Geogr. Ges. Wien 100, 1958, 131—143.
- KOHL, H.: Die Entwicklung des quartären Flußnetzes im Bereich der Traun-Enns-Platte, Oberösterreich, Heidelb. Geogr. Arb. 40, 1974, 31—44.
- KOHL, H., & WEINBERGER, L.: Pleistocene Glaciation and Its Deposits at the Northern Margin of the Austrian Alps, Univ. of Color. Stud., Earth Sciences 7, 1968, 27—41.
- KÜPPER, H.: Ausblick auf das Pleistozän des Raumes von Wien. Verh. Geol. Bundesanst. Wien Sh. D 1955, 136—157.
- KÜPPER, H.: Pleistozän im südlichen Wiener Becken, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1962, 8—20.
- LICHTENBERGER, E.: Der Rückzug des Würm-Draugletschers aus dem Villacher Becken und im aufwärts anschließenden Drautal, Carinthia II 63, 1953, 7—14.
- LICHTENBERGER, E.: Der Rückzug des Würmgletschers im mittleren Klagenfurter Becken und Krappfeld, Mitt. Österr. Geogr. Ges. 101, 1959, 36—59.
- MAYR, F., & HEUBERGER, H.: Type Areas of Late Glacial and Post-Glacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps, Univ. of Color. St. Earth Sc. 7, 1968, 167—177.

- NAGL, H.: Zur Rekonstruktion der pleistozänen Vereisung im alpinen Ybbstal, Mitt. Geol. Ges. Wien 63, 1972, 185—202.
- PASCHINGER, H.: Leitformen der spätglazialen Vergletscherung in den Ostalpen, Peterm. Mitt. Erg. H. 262, 1957, 137—144.
- PATZELT, G.: Gletscher der Venedigergruppe. Die Geschichte ihrer Schwankungen seit dem Beginn der postglazialen Wärmezeit, Diss. Innsbr. 1967.
- PIPPAN, TH.: Anteil von Glazialerosion und Tektonik an der Beckenbildung am Beispiel des Salzachtals, Zeitschr. Geomorph. 1957, 71—100.
- PIPPAN, TH.: The late glacial terraces and remnants of interglacial sedimentation in the Salzburg Basin, Rep. Vth Intern. Congr. Quatern. Warschau 1961, Lodz 1963, 265—272.
- PREY, S.: Zwei Tiefbohrungen der Stieglbrauerei in Salzburg, Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1964, 374—377.
- SAKAGUCHI, Y.: Über die Parallelisierung und Altersbestimmung der Donauterrassen, Zeitschr. Geomorph. N. F. 18/4, 1974, 407—425.
- SCHLAGER, M.: Neuere Erfahrungen über die Lokalvergletscherung des Untersberg- und Tauglgebietes, Mitt. Nat. Arb. Gem. Salz. 2, 1951, 18—25.
- SEEFELDNER, E.: Entstehung und Alter der Salzburger Ebene, Mitt. Ges. Salz. Landesk. 94, 1954, 202—208.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Zur Glazialgeologie des Ötztals und seiner Umgebung, Mitt. Geol. Ges. Wien 49, 1956/58, 257—314.
- SPREITZER, H.: Gliederung und Rückgang der Würm-Vereisung an der Ostabdachung der Alpen, Quartär 6, 1953, 61—62.
- SPREITZER, H.: Eiszeitstände und glaziale Abtragungsformen im Bereich des eiszeitlichen Murgletschers, Geol. Bavar. 1953, 65—73.
- SPREITZER, H.: Die Gliederung der Würmvereisung im Gebiet des Mur- und Draugletschers, Actes IV Congr. Intern. Quatern. Rom 1953, 1—7.
- STUMMER, E.: Die interglazialen Seen von Salzburg, Verh. Geol. B.-A. Wien 1936, 101—107.
- STUMMER, E.: Die interglazialen Ablagerungen in den Zungenbecken der diluvialen Salzach- und Saalachgletscher, Jahrb. Geol. B.-A. Wien 88, 1938, 195—206.
- STUMMER, E.: Der Aufbau des Salzburger Zungenbeckens, Mitt. Ges. Salz. Landesk. 86/87, 1947, 81—92.
- WEINBERGER, L.: Gliederung der Altmoränen des Salzach-Gletschers östlich der Salzach, Zeitschr. Gletscherk. 1950, 176—186.
- WEINBERGER, L.: Ein Rinnensystem im Gebiete des Salzach-Gletschers, Zeitschr. Gletscherk. 1952, 58—71.
- WEINBERGER, L.: Die Periglazial-Erscheinungen im östlichen Teil des eiszeitlichen Salzachvorlandgletschers, Gött. Geogr. Abh. 15, 1954, 12—84.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum außerhalb der Vereisungsgebiete, Denkschr. Akad. Wiss. Wien 110, 1955.

Erklärungen von Fachausdrücken

Äolisch: Windbildung.

Allochthon: Aus anderem Herkunftsgebiet herantransportiert.

Alpidische Orogenese: Gebirgsbildung zur Kreide- und Tertiärzeit.

Altkristallin: Vermutlich vor dem Kambrium gebildete Kristallingesteine.

Amphibolit: Hornblendegneis.

Autochthon: In der jetzigen Umgebung beheimatet.

Back reef: Rückseite eines Riffes (gegen die Lagune zu).

Basisch: Gesteine mit weniger als 50% SiO₂.

Biotit: Dunkler Glimmer.

Blattverschiebung: Horizontalverschiebung längs einer Kluft.

Breccie: Verfestigter Schutt mit eckigen Komponenten.

Bruch: Vertikalverschiebung längs einer Kluft.

Diabas: Prätertiäres basisches Eruptivgestein.

Diagenese: Verfestigung eines Lockersedimentes.
 Diskordante Lagerung: Nach Sedimentationslücke meist im Winkel übergreifende Schichtung.
 Drumlins: Radial in einem Gletscherzungenbecken verlaufende Hügel aus Grundmoränen- und Schottermaterial.
 Epirogenese: Weiträumige Vertikalbewegung der Kruste.
 Epizone: Höhere Tiefenstufe umgewandelter Gesteine.
 Erstarrungsgesteine: Aus glutflüssigen Schmelzen entstanden.
 Eugeosynklinale: Kerngebiet einer Geosynklinale.
 Evaporit: Durch Eindampfung entstandenes Gestein.
 Exotische Gerölle: Aus nicht aufgeschlossenem Fremdbereich stammend.
 Fallen: Neigung einer Schicht.
 Fazies: Ausbildungsweise der Gesteine.
 Fenster: Durch Abtragung freigelegter Teil einer tieferen tektonischen Einheit, umrahmt von einer oder mehreren höheren.
 Fluvialit: Flußbildung.
 Fore reef: Vorderseite eines Riffes (gegen ein Becken zu).
 Geosynklinale: Langsam sinkender Krustenstreifen, in dem mächtige Sedimente abgesetzt werden.
 Gradierte Schichtung: jeweils hangend feinkörnig, liegend grobkörnig.
 Grauwacke: Übergang von Sandstein zu Konglomerat.
 Hangend: Nächsthöhere Gesteinslage.
 Helvetikum: Deckengruppe der nördlichen Schweizer Alpen, die sich im Norden der Ostalpen fortsetzt.
 Herzynisch = variskisch (s. dort).
 Hochterrasse: Aus Endmoränen der Rißeiszeit hervorgehende Schotter.
 Ignimbrit: Durch Glutwolken gebildeter Vulkanit.
 Initialer Vulkanismus: Meist untermeerischer Vulkanismus des Geosynkinalstadiums.
 Interglazial: Zwischeneiszeit.
 Intermediär: Zwischenglieder zwischen sauren und basischen Gesteinen.
 Interstadial: Wärmere Zwischenphase einer Eiszeit.
 Intrusion: Eindringen schmelzflüssiger Massen, die in der Tiefe erstarren.
 Inverse Lagerung: Verkehrte Lagerung.
 Kaledonische Orogenese: Gebirgsbildung im Altpaläozoikum.
 Katazone: Tiefste der Tiefenzonen umgewandelter Gesteine.
 Klastische Gesteine: Trümmergesteine.
 Klippen: Reste von Deckschollen oder von unten durch eine weichere Hülle durchgespießte härtere Gesteine.
 Konglomerat: Verfestigter Fluß- oder Brandungsschotter.
 Kretazisch: Zur Kreidezeit gehörig.
 Kristalline Schiefer: Aus Erstarrungs- oder Absatzgesteinen durch Umwandlung gebildete Gesteine.
 Kristallisation: Bildung von Kristallen.
 Liegend: Nächsttiefere Gesteinslage.
 Limnisch: In einem See gebildet.
 Lithologisch: Der Gesteinsbeschaffenheit nach.
 Litoral: Küstennahe Bildung.
 Lydit: Kieselschiefer.
 Magma: Glutflüssige Schmelze.
 Magmatit: Aus der Schmelze gebildetes Erstarrungsgestein.
 Marin: Im Meer gebildet.
 Marmor: Durch Metamorphose hochkristallin gewordener Kalk (im technischen Sinne auch schleifbare Kalke).
 Mesozone: Mittlere Tiefenstufe umgewandelter Gesteine.
 Metablastese: Umkristallisation mit Wachstum neuer Mineralien.
 Metamorphose: Gesteinsumwandlung in tieferen Krustenbereichen.

Metasomatose: Verdrängung des ursprünglichen Gesteins durch Lösungsumsatz.
 Migmatit: Mischgestein aus zugeführtem granitischem und älterem Material.
 Mikropaläontologie: Wissenschaft von den fossilen Kleinlebewesen.
 Miogeosynklinale: Flacherer Teilbereich einer Geosynklinale.
 Molasse: Sedimente des Alpenvorlandes.
 Muskowit: Heller Glimmer.
 Mylonit: Durch mechanische Zertrümmerung deformiertes Gestein.
 Niederterrasse: Aus Endmoränen der Würmeiszeit hervorgehende Schotter.
 Oberostalpin: Höchste Deckengruppe der Ostalpen.
 Olistholith: In einem Olisthostrom eingebettetes Gesteinsstück.
 Olisthostrom: Submarine Blockmure.
 Ophiolith: Basisches Eruptivgestein.
 Orogenese: Gebirgsbildung (Entstehung von Falten, Überschiebungen usw.).
 Orthogneis: Durch Metamorphose aus einem Erstarrungsgestein gebildet.
 Paläontologie: Wissenschaft von den fossilen Lebewesen.
 Paragneis: Durch Metamorphose aus einem Absatzgestein gebildeter Gneis.
 Pelit: Feines, toniges Trümmergestein (Korngröße kleiner als 0,02 mm).
 Penninikum: Deckengruppe der südlichen Schweizer Alpen, unter den ostalpinen Decken durchziehend.
 Periglazial: Umgebungsbereich von Gletschern.
 Petrographie: Lehre von den Gesteinen und ihrer Bildung.
 Phyllit: Metamorpher gefältelter Tonschiefer der Epizone.
 Plutonit: In der Tiefe erstarrtes Gestein.
 Polygen = polymikt: Aus verschiedenartigen Komponenten zusammengesetzt.
 Postglazial: Nacheiszeit.
 Posttektonisch: Nach der Durchbewegung der Gesteine.
 Präassynthisch: Vor der im späten Algonkium erfolgten assynthischen Gebirgsbildungsphase.
 Psammit: Mittelgrobes, sandiges Trümmergestein (Korngröße 2 bis 0,02 mm).
 Quarzit: Aus Quarzsandstein durch Metamorphose gebildetes Gestein.
 Rauhwanke: Zelliges Gestein mit kalzitischen Scheidewänden.
 Regionalmetamorphose: Über ein größeres Gebiet ausgebreitete Metamorphose.
 Regression: Zurückweichen des Meeres.
 Salinar: Gebiet, in dem Salze und andere Evaporite eingedampft werden.
 Sauer: Gesteine mit mehr als 60% SiO₂.
 Schlier: Sandig-tonige Gesteine des Alpenvorlandes.
 Sedimentation: Absatz von Gesteinen.
 Seismik: Geophysikalische Untersuchungsmethode mittels künstlicher Erdbebenwellen.
 Serizit: Feinschuppiger Hellglimmer.
 Solifluktion: Bodenfließen im Periglazialbereich.
 Stratigraphie: Lehre von den Gesteinslagen und ihrer zeitlichen Abfolge.
 Streichen: Richtung der Geraden, die im Schnitt einer Schichtfläche mit der Horizontalebene entsteht.
 Subduktion: Schräges Abtauchen einer Platte unter eine andere.
 Submarin: Unter dem Meeresspiegel.
 Subtidal: Unter dem Gezeitenniveau.
 Supratidal: Über dem Gezeitenniveau.
 Synsedimentär: Gleichzeitig mit dem Gesteinsabsatz.
 Syntektonisch: Gleichzeitig mit den Bewegungen.
 Tektogenese: Entstehung des Gebirgsbaues.
 Tektonik: Durch Bewegungen bedingter Bau eines Gebirges.
 Terrestrisch: Auf dem Festland gebildet.
 Tethys: Das Meer, aus dem die alpidischen Gebirge hervorgingen.
 Transgression: Vordringen des Meeres über Festland.
 Turbidit: Durch turbidity currents (Trübungsströmungen), die Schwebstoffe weit ins Meer transportieren, gebildetes Gestein.

Ultrahelvetikum: Südlichster Teil der helvetischen Deckenregion.

Unterostalpin: Zwischen Penninikum und den höheren ostalpinen Decken eingeschaltete Deckengruppe.

Variskische (variszische) Orogenese: Gebirgsbildung im Jungpaläozoikum.

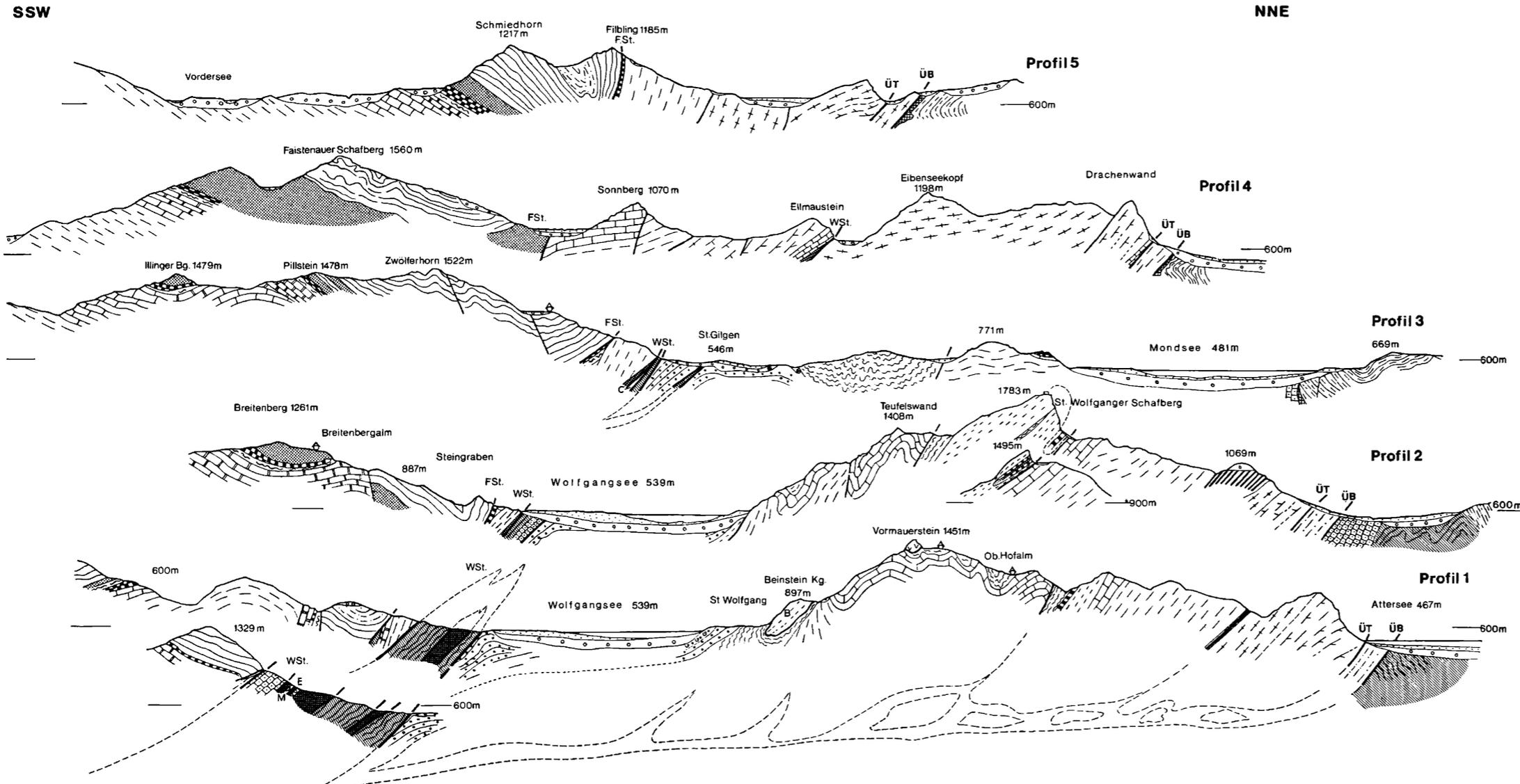
Vergenz: Neigung einer asymmetrischen Falte, allgemein Richtung der Gebirgsbewegung.

Vulkanit: Aus einem Vulkan ausgetretenes Ergußgestein.

Zentralgneis: Orthogneis der Hohen Tauern.

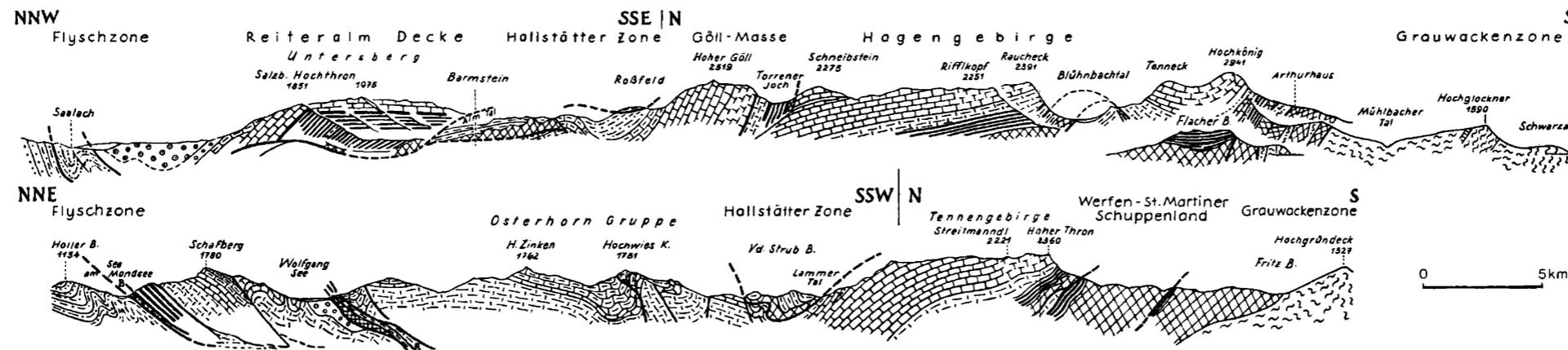
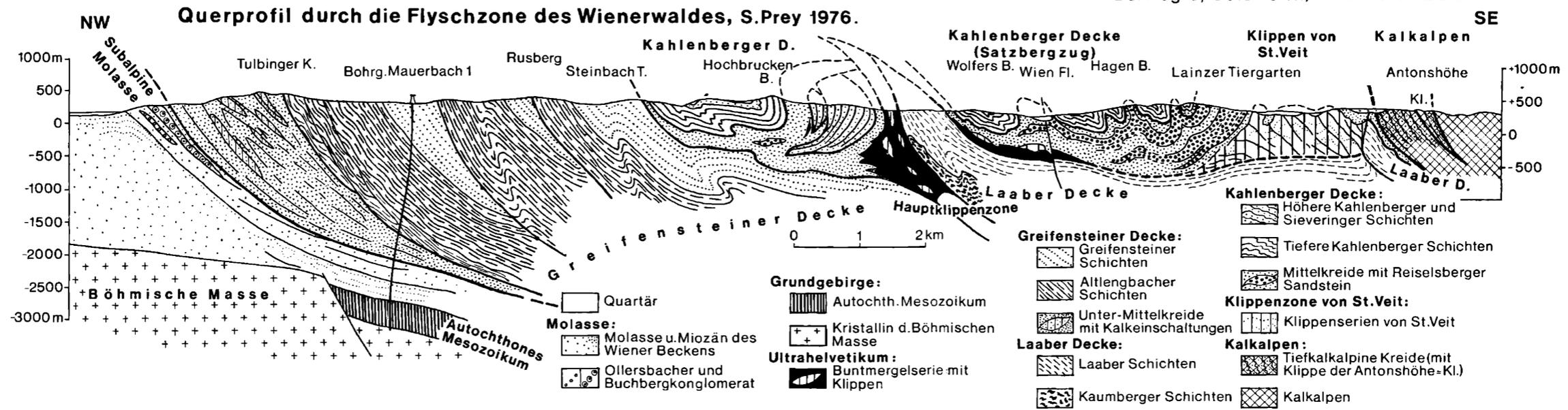
Geologische Profile durch das Wolfgangseegebiet

B.Plöchingner



Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes 1973

- Alluvium
- Diuvium
- ULTRAHELVETIKUM (in den Fenstern am Wolfgangsee)**
- senone und eozäne Buntmergel der Klippenhülle
- dunkel gefleckte Mergelschiefer der Hohen Unterkreide
- Eruptivgesteine (Diabas, Gabbro, Serpentin, Ophicalzit, Eruptivgesteinsbreccie)
- roter Tithonkalk und roter Radiolarit
- Flysch (in der Flyschzone und in den Fenstern am Wolfgangsee)**
- Zementmergelerde (Senon)
- Reiselberger Sandstein (Cenoman-Turon)
- bunte Flyschschiefer (Cenoman-Untersenon)
- Gaultflysch
- Nördliche Kalkalpen**
- Gosauablagerungen i.a. (• = Hippuritenkalk)
- Cenomankonglomerat des Tiefbajuvarikums (Randcenoman)
- Neokomablagerungen
- Plassenkalk
- Oberalmer Schichten
- bunte Kiesel- und Radiolaritschichten
- bunte Lias-Doggerkalke (vorw. Adneter Kalk)
- Liasfleckenmergel, grauer Crinoidenkalk, grauer Sandkalk mit Plagiostomen, Liasspongienkalk, Hornsteinknollenkalk
- Lias- Crinoiden- u. Brachiopodenkalk, Beinsteinkalk (B)u. heller- massiger Rhät- Liaskalk
- Kössener Schichten mit Rifffalkainschaltungen (kalkreiche Kössener Schichten des St. Wolfgang Schafberges zusammen mit Plattenkalk unter dessen Signatur)
- Plattenkalk
- Hauptdolomit
- Raibler Schichten
- Wettersteinkalk
- Wettersteindolomit
- Gutensteiner Kalk
- Werfener Schichten, Haselgebirge
- ÜB** Überschiebung des Hochbajuvarikums auf die Flyschzone
- ÜT** " " Tirolikum auf das Hochbajuvarikum
- WSt** Wolfgangseestörung
- FSt** Filblingstörung



Nördl. Kalkalpen

- Allertiar (Paläozän - Eozän)
- Gosau-Schichten (Oberkreide, Mergel, Sandsteine, auch Konglomerate, Kalke)
- Walsbergserie (Alb-Turon)
- Schrambach- u. Raßfeldschichten (Neokom i. a.; B. Bajuvarikum)

- Verschiedene Kalke, Oberalmer Schichten (Jura i. A.)
- Dachsteinkalk, Plattkalk z. T. Küssener Schichten, (Obertrias, Norische Stufe)
- Dachstein-Riffkalk
- Hauptdolomit, Dachsteindolomit (Norische Stufe)

- Raibler Schichten, bzw. Lunzer Sch. (Mitteltrias, Kernische Stufe)
- Wauersteinkalk, Ramsaudolomit, Gutensteiner u. Raiflingerkalk (Mitteltrias, Lednische u. Anisische Stufe)
- Werfener Schichten u. Haselgeb. (Skym-Stufe)
- Hallstätter Serie (Anis bis Rät-Lias)

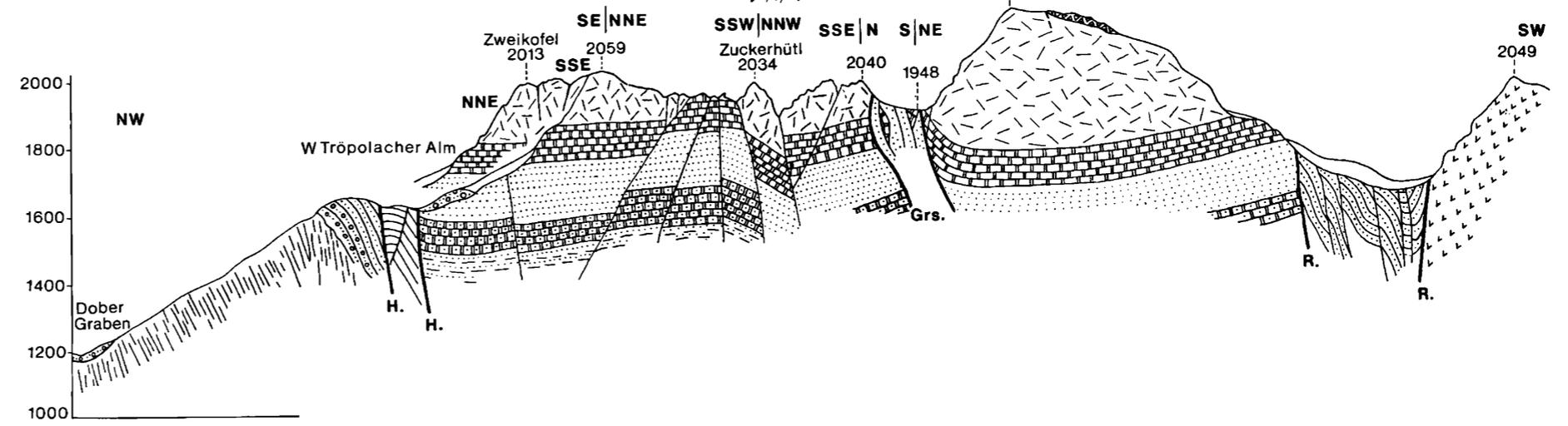
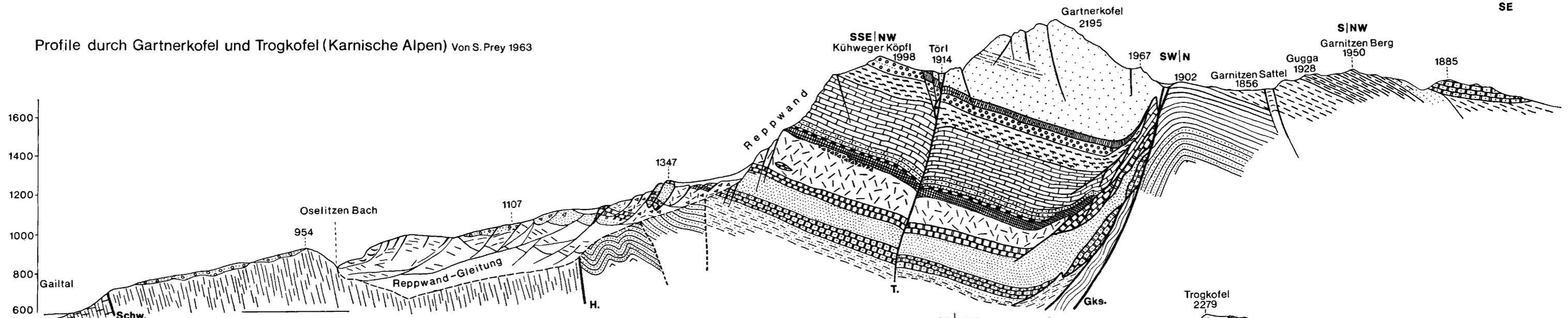
Helvetikum

- Helvetikum i. A. (im S) mit Klippen im Wolfgangsee-Fenster
- Flyschzone**
 Mürbsandsteinführende Oberkreide (Maastricht)

Grauwackenzone

- Grauwackenschiefer (Paläozoikum)
- Lydit (Kieselchiefer)
- Konglomerate, Sandsteine, Schiefer

Profile durch Gartnerkofel und Trogkofel (Karnische Alpen) Von S. Prey 1963



- | | | |
|--|--|--|
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |