

Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone

Von B. Plöching¹⁾

(Mit Tafel V—VII und 5 Textabbildungen)

Inhalt

	Seite
Vorwort	93
I. Stratigraphie:	
1. Schichtglieder	94
2. Faziesvergleich der Triasentwicklung in der Halleiner Hallstätter Zone mit jener der Lammertal-Hallstätter Zone	111
II. Tektonik:	
1. Der österreichische Anteil der Torrener Jochzone, des Göllmassivs und der Roßfeldmulde.	
A. Zur Geschichte	113
B. Ergebnisse der Neuaufnahme	114
2. Die Halleiner Hallstätter Zone und ihr Rahmen.	
A. Zur Geschichte	120
B. Ergebnisse der Neuaufnahme	121
a) Der südliche und östliche tirolische Rahmen und die tirolischen Aufschuppungen innerhalb der Hallstätter Zone	121
b) Die Verhältnisse an der Überschiebungslinie der Untersbergmasse	123
c) Das Tiefjuvavikum am tirolischen Muldenrand	125
d) Das Tiefjuvavikum des Muldeninneren	131
C. Erläuterung zu den Profilen auf Tafel VII	134
III. Allgemeine Fragen:	
1. Der Halleiner Salzberg, ein Salzstock?	138
2. Das „Fleckenmergelproblem“ in der Halleiner Hallstätter Zone	139
Literatur zur Geologie	142
Literatur zur Paläontologie	144

Liste der Beilagen

Tafel V: Geologische Karte 1: 25.000: „Die Geologie der Salzburger Anteile der Torrener Jochzone, des Göllmassivs und der Roßfeldmulde in ihrer Beziehung zur Geologie östlich der Salzach.“

Tafel VI: Geologische Karte 1: 25.000: „Die Hallstätter Zone von Hallein und ihr Rahmen.“

Tafel VII: Profile zur Geologischen Karte der Hallstätter Zone von Hallein und ihres Rahmens.

Vorwort

Die vorliegenden geologischen Aufnahmen wurden mir 1952 von der Direktion der Geologischen Bundesanstalt zur Aufgabe gestellt. 1953 bekam ich von seiten der Generaldirektion der österreichischen Salinen den gesonderten Auftrag zur Kartierung des Halleiner Salzberggeländes.

¹⁾ Adresse: Geolog. B. A., Wien, III.

Als topographische Grundlage dienten Vergrößerungen im Maßstab 1:10.000, welche von den Blättern Hallein 1:25.000 und Berchtesgaden 1:50.000 angefertigt worden sind. Auch die Torrener Jochzone wurde auf Vergrößerungen 1:10.000 der Blätter „Golling“ und „Hoher Göll“ (1:25.000) aufgenommen.

Den Herren der Salinendirektion Wien, der Salinenverwaltung Hallein und der Betriebsleitung Dürrnberg danke ich für ihre Hilfsbereitschaft und den Herren Dr. Ganss, Rosenberg, Bergrat Dipl.-Ing. Schauburger und Prof. Schlager für die Anregungen, die sie mir bei gemeinsamen Exkursionen im Halleiner Bereich gegeben haben. Es sei mir auch gestattet, Herrn Direktor Dozent Dr. Küpper dafür zu danken, daß er meine Arbeiten in so umsichtiger Weise unterstützt und mir Gelegenheit zur Vertiefung in paläontologische Fragen gegeben hat. Für wertvolle Unterweisungen bei der Bearbeitung des Fossilmaterials danke ich ergebenst den Herren Prof. Dr. Kühn und Prof. Dr. Zapfe, für einige Fossilbestimmungen den Herren Hofrat Dr. Trauth und Dr. Kamptner.

Sehr froh durfte ich sein, gleich nach Abschluß der Kartierungen in der Lammertal-Hallstätter Zone und an der Südseite der Osterhorngruppe an die Ausführung obiger Aufträge gehen zu können. Es galt ja zu erkunden, ob sich im Abschnitt des Torrener Joches die Hallstätter Zone des Lammertales fortsetzt, inwieweit sich die Gesteinsserie des Gollinger Schwarzen Berges mit jener des Göllmassivs vergleichen läßt und wie sich die tektonischen Linien von östlich der Salzach auf den Bereich westlich davon fortführen lassen.

Besonderen Reiz übte die geologische Bearbeitung des Halleiner Salzberggebietes und seines Rahmens auf mich aus. Um dem Grundsatz „... durch Anwendung der Wissenschaft die Praxis erleichtern ...“ wenigstens willensmäßig nachzukommen, in diesem Fall, um den Interessen des Salzbergbaues dienlich zu sein, ist die Obertagskartierung in den Profilen so weit interpretiert worden, daß an ihnen auch der Tiefgang des Salzbergkörpers abzulesen ist. Dabei wurden die Ergebnisse der Tiefbohrungen unter dem Hahnrain berücksichtigt. Eine Korrelation der bei den neueren Grubenaufnahmen gewonnenen Daten mit den Ergebnissen unserer Obertagsaufnahme ist noch nicht durchgeführt worden.

Fazieswechsel oder Hallstätter Decke, das ist die prinzipielle Frage, an der Wissenschaft und Praxis in gleicher Weise interessiert sind. Vorliegende Arbeit gibt, wie ich hoffe, eine hinreichend klare Antwort.

B. Plöchingner

I. Stratigraphie

1. Schichtglieder

(T = Tirolische Decke, T_j = Tiefjuvavische [Hallstätter] Decke,
H_j = Hochjuvavische Decke, G = Göllserie)

Haselgebirge und Werfener Schichten (G, H_j, T_j)

In der Torrener Jochzone trifft man in der Stumm auf graues, nördlich des Teufelsgemäuers auf buntes Haselgebirge. Werfener Schichten fehlen dort. Demgegenüber sind sie am O-Fuß des hochjuvavischen Untersberges

bei weitem weniger reduziert. Dem relativ guten Erhaltungszustand zufolge findet man vor allem die gelblichen Sandsteinlagen reich an Bivalvenabdrücken, so von *Lingula*, *Myacites*, *Avicula* und *Myophoria*. Gegen das Hangende nehmen die bunten Schichten eine grünlichgraue Farbe an und verlieren ihren Glimmergehalt. Sie werden dünnplattig, dolomitisch-kalkig und führen *Naticella costata*. — Eine Erläuterung von Profilen, die an der Almbachklamm und dem von Ettenberg gegen O abfließenden Bach gelegt worden sind, sowie ein Fossilverzeichnis finden sich bei E. Fugger (1907, S. 494, 495, 503).

Haselgebirge begleitet den O-Hang des Untersbergmassivs von östlich des Grödiger Törls angefangen bis zirka 1 km südlich von Schellenberg, den Wiesen des Hartllehens, wo in einer kleinen Bodennische salziges Wasser austritt.

Im Bereich der Halleiner Hallstätter Zone sind Werfener Schiefer obertags lediglich in Form roter, glimmerreicher Schieferblättchen und Tone vorhanden, so vor allem im O-Gehänge des Hahnrain. Das Haselgebirge ist weit verbreitet, jedoch größtenteils vom Quartär überdeckt. In den Obertagsaufschlüssen unseres Bereiches konnte verständlicherweise nur ausgelagtes Haselgebirge angetroffen werden. Es ist ein grauer, graugrüner oder bunter Ton mit härteren Tonbrocken und Gipsschlieren. Gewiß läßt er sich in das Schema der von O. Schauburger gegebenen Haselgebirgsstratigraphie eingliedern.

Durch Salzlösung entstandene Pingen sind in der Karte verzeichnet. Selbst dort, wo bereits eine geringmächtige Schotterdecke auflagert, so z. B. südöstlich von Neuhäusl, lassen sie sich noch an den Bodennunebenheiten erkennen.

Schon die obertägige Verteilung des Haselgebirges und der Werfener Schichten, die Vergesellschaftung mit mitteltriadischen Schichtgliedern, läßt darauf schließen, daß es sich um das normale Liegende der triadischen Schichtfolge der Hallstätter Serie handelt. Daß die Werfener Schiefer höher liegen als das Haselgebirge, kann man aus einem Profil im Bereich des Lammertales ableiten (siehe Abb. 5). Die Sporenuntersuchungen von W. Klaus (1953, S. 170) entscheiden, daß die Sedimentation des Haselgebirges bereits im oberen Perm begonnen hat und bis in das untere Skyth, der Zone der *Pseudomonotis clarei*, reicht (vgl. auch E. Seidl).

Lill v. Lillienbach spricht 1830 (S. 185) von Salzquellen, deren „ausgezeichnetste“ am östlichen Gehänge des Hundskragens, unfern der Ruine Gutrath, entspringen soll, vermutlich dort, wo der „Alte Salzberg von Tuval“ umgegangen ist. Eine zweite Salzquelle wäre angeblich in der Mulde von Neusieden zu suchen¹⁾.

Rauhwanke der Anisbasis und tektonische Breccie (Tj, G)

Am Hahnrain tritt im Grenzbereich zwischen den Werfener Schichten und dem anisischen Dolomit in zirka 6 m Mächtigkeit ein gelblichbrauner, zellig-löchriger und dolomitischer Kalk auf. Geringmächtig sieht man ihn auch am steil ansteigenden Fahrweg südlich des Friedhofes Dürrnberg

¹⁾ Nach einer Veröffentlichung von der Generaldirektion der österreichischen Salinen soll auf dem „Sulzenlandel“ in der Ortschaft Au bei Hallein nachweisbar noch im Jahre 1847 eine Salzquelle Bestand gehabt haben.

und nordöstlich des Hahnrainlehens im Verband mit dem tiefanisischen Dolomit. Es ist ein Gestein, das man gewiß ohne weiteres der unterhydaspischen Reichenhaller Rauhwacke gleichstellen darf.

Im grauen Haselgebirge der Stumm stecken als Zeugen der weitgehenden Zertrümmerung der Göll-Basiselemente große Blöcke einer groben Dolomitbreccie.

Reichenhaller Dolomit (Hj)

Der in das Untere Hydasp zu stellende, myophorien- und gervillienführende Reichenhaller Dolomit des Untersberges wird westlich von Helm zirka 40 m mächtig. Das Gestein zeigt dezimeter- bis halbmetermächtige Bänke, ist dunkelgrau, kalkig-kieselig und verbreitet beim Anschlagen einen bituminösen Geruch. Dünne Glanzschieferlagen sind dem Gestein zwischengeschaltet. Einzelne Schichtflächen erinnern an die „Wurstelbänke“ des voralpinen Kalkgebirges (Rosenberg, 1952, S. 166). E. Fugger beschreibt 1907 (S. 493) ein Detailprofil durch obigen Aufschluß.

Anisischer Dolomit (G, Tj, Hj)

Im Torrener Jochabschnitt ruht ein zur Göllserie zu rechnender grauer Dolomit den steil N-fallenden Gesteinen des Hagengebirges auf. Nur gelegentlich findet sich, wie oben angegeben, Haselgebirge dazwischen eingeschaltet. Zwischen der Unteren Jochalm und der Stumm schmiegt sich der anisische Dolomit vorübergehend bis in eine Höhe von zirka 1600 m dem steil NO-fallenden Dachsteinkalkbänken des Hagengebirges an. Bezeichnend ist sein häufig feindreccioser, zum Unterschied von höheren Dolomiten, ungekörnter Habitus, der dunkle, tonige Film seiner Kluftflächen und die häufigen orangegelben, limonitischen Kluftfüllungen. Im stark mylonitischen Zustand ist das Gestein oft reinweiß und ähnelt so einem Ramsaudolomit. Eine Bankung ist nur selten zu erkennen.

Als tiefjuvavisches Schichtglied ist der anisische Dolomit ebenso nur selten gebankt. Er ist zumeist dunkelgrau oder bräunlich, seltener hellgrauwolkig. Dieses Gestein tritt vor allem an den südlichen Randschollen der Halleiner Hallstätter Zone und zu beiden Seiten des Nesseltalgrabens auf. Die Zuweisung zum Anis ist durch seine stratigraphische Stellung zwischen der gewiß unterhydaspischen Rauhwacke und den hangenden mitteltriadischen Diploporenkalken ermöglicht. Wo diese fehlen, so im Bereich von Unterstein und Scheffau, wäre auch ein Hinaufreichen in das Ladin denkbar. Die kaum veränderte Ausbildung des Dolomites spricht aber gegen eine solche Annahme.

In der hochjuvavischen Untersbergserie überlagert ein hellgrauer, wolkiger, mehr oder weniger körniger anisischer Dolomit den Reichenhaller Dolomit. Gegen das Hangende führt er zum hellen, zuckerkörnigen, durch leichten Zerfall ausgezeichneten ladinischen Ramsaudolomit über.

Hell- und dunkelgrauer anisischer Kalk der Göllserie

In der Torrener Jochzone schaltet sich offenbar an der Grenze zwischen anisischen und ladinischen Dolomiten ein steilgestelltes, O—W-streichendes, zirka 100 m mächtiges Paket vorwiegend weißer, massiger, gelegentlich

aber auch dunkelgrauer bis schwarzer Kalke ein. Das dunkle Gestein vor allem zeigt sich teilweise dünnbankig, ist dann kieselig-sandig und besitzt Glanzschieferzwischenlagen. Es wittert gelblich an und wird nicht selten von einem dunklen Dolomit abgelöst. Im Gelände treten die Kalke in Form schmaaler, langer Rücken hervor, die stets in gleicher Stellung zu den benachbarten Dolomiten anzutreffen sind; wahrscheinlich wird man ihnen oberanisches Alter zusprechen müssen. Durch die Erosion und die Quartärbedeckung ist die Kalkzone in drei Abschnitte zerteilt: Dem zirka $\frac{1}{2}$ km langen Abschnitt nördlich der Bluntau-Wasserfälle mit dem sich nördlich anlagernden, gefalteten, dünnbankigen Gutensteinerkalk, dem kilometerlangen Kalkband südlich der Alpwinkelalm und der ebenso kilometerlangen Kalkrippe, die von der Landesgrenze gegen die Obere Jochalm streicht.

Mehrererorts, so z. B. auch an den Koten 573 und 1644, zeigen sich Gesteinsübergänge an. Zwischen den Koten 863 und 573 befindet sich am Fahrweg ein heller Aniskalk, der einwandfrei mit dem Dolomit verknüpft ist. Auch am Bachgraben unter der Königsbergalm, nahe der Gedenktafel zweier Verunglückter, geht der Übergang der Liegenddolomite zum reinweißen Kalk deutlich hervor. Am Übergang ist der Kalk dunkel gebändert.

Mitteltriadischer Diploporen-Riffkalk des Tiefjuvavikums

Dieses reinweiße, nur sehr schwach geschichtete und reich zerklüftete Kalkgestein besitzt mörtelartig abwitternde, rauhe Flächen. Es wird südlich des Zollhauses Zill gebrochen und zum Kalkbrennen verwendet. Lipold nannte das Gestein nach dieser Örtlichkeit „Zillkalk“ und hielt es für Dachsteinkalk. Bittner (1882, S. 319) nimmt es mit Recht als das Liegende des Muschelkalkes von Lercheck. Schlosser (1898) verwirft diese Ansicht wieder und hält es auf Grund eines wohl zweifelhaften *Pleurotomaria tithonia*-Fundes für sehr wahrscheinlich, daß es tithoner Plassenkalk sei. Die Gumbel'sche Deutung, wonach es sich um Wettersteinkalk handeln könne, wies er zurück, weil nach seiner Ansicht das Vorkommen von Wettersteinkalk neben Ramsaudolomit ausgeschlossen sei. Erst Del Negro (1950, S. 107) vermutet wieder anisiches Alter.

Der weiße Diploporenkalk ist in erster Linie ein Baustein der 3 km langen, bis Zill reichenden, Lercheck-Brändlbergzone und tritt im Hangenden des tiefanisichen Dolomits und im Liegenden des oberanisichen Schreyeralkalkes am Lercheck auf (S. 132). E. Kämtner erkannte in Schliften aus dem Diploporenkalk des Vorder-Lercheckkopfes *Physoporella pauciforata* Gumb. Maße: Äußerer Durchmesser 1.1—2.8 mm, innerer Durchmesser 0.4—0.48 mm, Porenbreite 0.145—0.24 mm, Porenlänge zirka 0.4 mm. Auch sind Diploporenquer- und Längsschnitte vorhanden, bei denen es sich um *Diplopora annulatissima* Pia handeln könnte. Die ausgewitterten Algenskelette zeigen einen Außendurchmesser von 2 bis 3.5 mm und einen Innendurchmesser von 1.2 bis zirka 2 mm. Die Poren sind gegen außen geschlossen, innen teilweise miteinander verschmolzen. In Längsschnitten

fallen auf 7 mm 6 Glieder. Das entspricht der Pia'schen Formel $H < \frac{20}{100} D$ (Pia, 1920, S. 58).

Als oberanisch erwies sich auch eine kleine Partie hellgrauen Kalkes, die 100 m südöstlich des Spornhofes, am NO-Fuß der Kote 855 dem tiefjuvavischen, unteranischen Dolomit des Untersalzberges stratigraphisch aufrucht. Unsere Dünnschliffuntersuchungen bestätigen darin das Vorkommen der Anisform *Physoporella dissita* Gümbel (siehe J. Kühnel, 1929, S. 486).

Im weißen, dem Ziller Kalk vollkommen analogen Gestein am N-Hang des Wallbrunnkopfes, südlich Hühnerleiten, erwiesen sich deutliche Diploporenauswitterungen als *Diplopora annulata* Schafh. Der äußere Durchmesser der Querschnitte beträgt max. 4.5 mm, min. 2.5 mm, der innere Durchmesser max. 3.5 mm, min. 1.2 mm; der durchschnittliche äußere Durchmesser liegt bei 2.9, der innere bei 1.7 mm. Die Zahl der vermutlich meist offenen Poren schwankt zwischen 20 und 24. Längsschnitte zeigen trichterförmige Glieder (vgl. Pia, 1920, Tafel V, Fig. 14). Die Ringfurchen sind ungenügend tief eingeschnitten. Auf 5 mm fallen zirka 8 Glieder.

Weitere Fundstellen des mitteltriadischen Diploporen-Riffkalkes befinden sich am Hinteren Lercheckkopf und am Rudolfköpfl. Die Stellung unter den karnischen Ablagerungen ist dort leicht nachzuprüfen¹⁾.

In einer weniger dem rein weißen, körnigen Zillkalk gleichenden Ausbildung beteiligt sich ein heller, teilweise dolomitischer Kalk mit glattem, splittrigen Bruch am Aufbau der Ramsaukopfscholle. Die Diploporenquerschnitte, die sich an den Bruchflächen des Gesteins als hellere Ringe nur undeutlich abzeichnen, weisen die gleichen Maße auf, wie jene im Kalk des Wallbrunnkopfes. Sie berechtigen uns, auch dieses Gestein dem mitteltriadischen Diploporenkalk zuzuordnen. Wegen der genannten Fazies liegt an dieser Stelle die Bezeichnung „Wettersteinkalk“ nahe, für den ihn schon W. Medwenitsch (1949) im Jakobbergstollenprofil auf Grund seiner Nachbarschaft zu den Halobienchiefern angesehen hat.

Dort, wo in der Zill-Vorderlercheckkopf-Zone der Diploporen-Riffkalk im Liegenden des Lercheck-Schreyeralmkalkes vorkommt, dürfte es sich um eine oberanische Ablagerung handeln²⁾. An den östlicher gelegenen Vorkommen des weißen Riffkalkes, wo die Schreyeralmkalküberdeckung fehlt und wo *Diplopora annulata* auftritt, mag auch bereits das ladinische, sicher fasane Alter vertreten sein.

Wahrscheinlich ist der von E. Spengler (1918, S. 364) an der Basis der Schreyeralmkalke nächst Hallstatt beobachtete, 100—150 m mächtige, weiße Riffkalk ein Äquivalent zu unserem Diploporenkalk. Faunenvergleiche wären gewiß aufschlußreich. Bisher sind nur Angaben über den Diploporenhalt eines in einem Hallstätter La Tène-Grab gefundenen, weißen Riffkalkhandstückes bekannt. Die darin auftretende Anisform *Macroporella alpina* Pia und die Fazies veranlaßten O. Kühn (1949) den Basisriffkalk des oberanischen Kalkes der Schreyeralme für den Herkunftsort zu halten.

Lercheckkalk und Schreyeralmkalk i. a. (Tj)

An der O-Seite des Hinterlercheckkopfes findet sich ein vorwiegend bunter Hallstätterkalk, der von Schlosser (1898, S. 350—353) auf Grund

¹⁾ Schlosser (1898, S. 369) hielt auch dieses Vorkommen für tithonen Plassenkalk.

²⁾ Hiefür wäre die Bezeichnung „Steinalmkalk“ möglich.

mehrerer charakteristischer Ammonitenfunde zum oberanisischen Schreyeralmkalk gestellt worden ist. Das Gestein ist am O-Fuß des Hinteren Lercheckkopfes dunkelbraun und dünnbankig, im Gipfelbereich hellgraubraun, dezimeter- bis meterbankig, rotgeflammt und knollig. Die Hangendstellung dieses ammoniten- wie brachiopodenführenden Kalkes über dem hellen mitteltriadischen Diploporenkalk ist dem Profil durch den Hinterlercheckkopf, aber auch jenem durch den Brändlberg, zu entnehmen, dessen Gipfel analoge Kalke aufweist. Auch dürften im Bereich nördlich des Brändlberges dort Schreyeralmkalke vorliegen, wo dem anisischen Dolomit bunte, äußerst fossilarme Hallstätterkalke aufruhren.

Reiflingeralk ? (Tj)

Am NW-Hang des Brändlberges dürfte ein dichter, heller, hornsteinreicher und knolliger Kalk als Reiflingeralk anzusprechen sein. Die Aufschlüsse i. d. N. des Messererlehens zeigen helle Kalke, die bis kopfgroße Hornsteinknuern oder bis dezimetermächtige Hornsteinlagen besitzen. Auch der wandbildende, hornsteinreiche, knollenbrecciöse Kalk an der Höhe westlich von Hirschbichl könnte — wenn auch ungebankt — zu den Gesteinen mit Reiflingeralkfazies gezählt werden. Er dürfte mit dem liegenden Dolomit in engem Verband stehen.

Ladinischer Dolomit [Ramsaudolomit] (G, Hj)

Dieses helle, durch seinen leichten Zerfall ausgezeichnete Gestein stellt sich im stratigraphisch Hangenden der anisischen Kalke der Torrener Jochzone ein. Quer- und Längsschnitte von *Diplopora annulata* Schafh. werden im angewitterten Gestein östlich der Jagdhütten, vor allem aber auf bayerischer Seite, im Dolomit des Weidbach-Quellbereiches deutlich. Der Übergang zu dem dünngebankten, kieseligen, bitumenreicheren, karnischen Dolomit ist nördlich des Stahlhauses besonders gut zu überprüfen.

Der Ramsaudolomit des Untersberges weist in Fazies und Mächtigkeit kaum Unterschiede zu dem der Torrener Jochzone auf.

Reingrabener-, bzw. Halobienchiefer (G, Tj)

Östlich des Pfaffenkars treten am Torrener Joch matte, griffeligbrechende Mergelschiefer auf. Die Fazies und der Gesteinsverband sprechen dafür, daß es sich um Reingrabener Schiefer handelt. Sie sind in zwei benachbarten Gesteinspaketen dem steilgestellten, dunklen karnischen Dolomit eingelagert. Das nördliche Schieferpaket wird 4 m, das südliche zirka 3 m mächtig.

Im Bereich der tiefjuvavischen Halleiner Zone sind Halobienchiefer obertags lediglich am Rudolfköpfl einem bunten karnischen Hallstätter Kalk eingeschaltet. Die schwarzen, schiefrigen Mergel zeigen sich dort in etwa 5 m Mächtigkeit. Es ist ein Gestein, das dem im Jakobbergstollen von W. Medwentsch (1949) aufgedeckten Mergelschiefern gleicht, in dem sich die unterkarnischen Leitfossilien *Halobia rugosa* Gumbel und *Carnites floridus* Wulf. finden.

Karnische und norische Hallstätterkalke (Tj)

Wegen der allgemein beobachtbaren Ähnlichkeit der bunten karnischen Hallstätterkalke mit den bunten norischen Hallstätterkalken wurden diese Gesteine auf der Karte unter einer Signatur ausgeschieden. Da nun aber vielfach die Fossilien auf karnisches oder norisches Alter hinweisen, wurden die Fundstellen mit unterscheidbaren Zeichen vermerkt. Eine eigene Signatur bekam nur der leicht abtrennbare Draxlehnerkalk.

Die Draxlehnerkalke stellen die tonige Fazies der *Tropites subbulatus*-Schichten dar (Schlosser, S. 358). Sie sind bunt, zumeist ziegelrot, dünnbankig und knollig-brecciös. In wenigen Fällen, so z. B. an der Kirche Dürrnberg, ist die Fazies der karnischen Draxlehnerkalke auch im Nor anzutreffen. Sie besitzen hier jedoch, wie Schlosser erkannte, zum Unterschied von den karnischen Draxlehnerkalken keine Jaspisschlieren und -knollen.

Draxlehnerkalke treten nächst des Grenzsteines 109, nördlich von Hühnerleiten und am Wallbrunnkopf in bis 100 m langen Gesteinszügen auf. 200 m nördlich des Sedlbauern wurde am Wallbrunnkopf eine Detailaufnahme der dort mittelsteil OSO-fallenden Subbulatusschichten durchgeführt. Sie schießt am Steinbruch des Ebenerbauern i. d. N. jener Stelle an, wo Bittner (1882, S. 318) einem gelblichbraunen Gestein einige Ammoniten, Schlosser, *Halobia lineata* (Mstr.), entnommen hat und ich selbst, wenige 10 m nordwestlich davon in einem hellen Hallstätterkalk zahlreiche gut erhaltene Exemplare der unterkarnischen Form *Halobia styriaca* (Mojs.) aufinden konnte. Gegen das Hangende sind zu beobachten:

- 4-00 m hellbraune bis dunkelrote, zentimeter- bis dezimetermächtige, knolligbrecciöse Draxlehnerkalke,
- 0-03 „ rote Jaspislage im graubraunen bis fleischroten Kalk,
- 0-40 „ dezimetermächtige, knollig-verwalzte Draxlehnerkalkbänke ohne Jaspis,
- 0-50 „ Draxlehnerkalkbank mit tonigen, wulstigen Flächen,
- 0-05 „ Jaspislage mit eingeschlossenen Geröllen eines hellen Hallstätterkalkes,
- 1-10 „ zentimeter- bis 2 dezimetermächtige Draxlehnerkalkbänke ohne Jaspis,
- 0-30 „ Draxlehnerkalkbank mit Jaspisknollen,
- 0-60 „ 2—3 dm mächtige Draxlehnerkalkbänke ohne Jaspis,
- 0-60 „ 3 dm mächtige Draxlehnerkalkbänke, die gegen das Hangende fast vollkommen zu Knollen aufgelöst sind,
- 1-40 „ 5—70 cm mächtige Draxlehnerkalkbänke, stark knollig verwalzt,
- 0-24 „ 2—10 cm mächtige Draxlehnerkalkbänke mit zahlreichen Calzitadern und mit Querschnitten globoser Ammoniten,
- 0-50 „ helle, knollig-verwalzte Hallstätter Kalkbank,
- 0-10 „ heller Hallstätterkalk mit grünen Tonadern,
- 0-03 „ zu Knollen verwalzte, helle Hallstätterkalkbank,
- 0-35 „ helle, dezimetermächtige Hallstätterkalkbänke mit grauen Hornsteinen,
- 0-70 „ 15—20 cm mächtige, hellgraue bis hellbraune Hallstätterkalkbänke mit grünen Adern,
- 0-30 „ 15 cm mächtige, hellgraue bis graubraune Hallstätterkalkbänke,

- 0-20 m Hallstätterkalk mit schwarzen Punkten und dunklen, wolkigen Flecken; Hangendes zweifarbig, braun und dunkelgrau,
- 0-50 „ hellgraue, massige Kalkbank,
- 0-40 „ graubrauner, splittrigbrechender Hallstätterkalk mit hellen, braun umrandeten Kalkgeröllen und Tropitesquerschnitten mit Calzitgeoden,
- 3-00 „ hellgrauer bis graubrauner, wolkig gefleckter, massiger Kalk mit undeutlicher Bankung. Im Hangenden Tropitesquerschnitte.
- 20-00 „ zerrütteter, meist heller, splittrig-brechender, ammonitenreicher Hallstätterkalk mit Lagen der oberkarnischen *Halobia austriaca* Mojs., der *Halobia charlyana* Mojs. und der *Halobia cf. lineata* Mstr.
- 20-00 „ zirka, metergebanker, bunter Hallstätterkalk der norischen Stufe. Er beinhaltet *Arcesten*, *Pinacoceraten* und Lagen des norischen Leitfossils *Monotis salinaria* Bronn. Es ist ein Gestein, das faziell ganz dem norischen Hallstätterkalk nördlich von Zill entspricht.
- 60-00 „ zirka, Zlambachmergel. Der Kontakt mit dem Hallstätterkalk ist wegen der Quartärüberdeckung nicht beobachtbar.

Schlosser (S. 367) kann aus dem zuletzt angeführten bunten Hallstätterkalk *Orthoceras* sp., *Monophyllites* cf. *Morloti* Hauer, *Placites* sp., *Cladiscites* sp. und *Arcesten* sp. namhaft machen. Er glaubt, daß sich die Formen am ehesten mit Ammoniten der tieferen karnischen Stufe vergleichen lassen und kommt deshalb zur Vorstellung, daß das ganze Schichtensystem des Wallbrunnkopfes überkippt sein könnte. Diese Auffassung widerlegen aber:

1. das Vorkommen der unterkarnischen *Halobia styriaca* (Mojs.) im Liegenden der Subbulatusschichten,
2. die zwei Lagen mit der oberkarnischen *Halobia austriaca* Mojs. im höheren Niveau der Subbulatusschichten,
3. die Lagen der norischen Leitform *Monotis salinaria* Bronn im Hangenden der Subbulatusschichten,
4. die offenbar normale Überlagerung des Hallstätterkalkes von Zlambachmergel,
5. das Auftreten mitteltriadischer Diploporenkalke bei Hühnerleiten, im Liegenden des ganzen karnischen Schichtkomplexes.

Durch einen O—W-Bruch abgesetzt, trifft man westlich des obigen Profils abermals obertriadische Hallstätterkalke. Es sind die östlich des Weges Sedl-Hühnerleiten aufgeschlossenen Draxlehnerkalke und die hangenden hellen Hallstätterkalke mit einer Lage der *Halobia austriaca* Mojs. Faziesgleiche Gesteine mit *Halobia cf. austriaca* Mojs. und *Halobia cf. Partschii* findet man in der Nähe des Draxlehnerkalkes nächst des Grenzsteines 109. Zusammen mit den hellen Hallstätterkalken am Steinbruch des Breilerbauer, welche *Halobia charlyana* Mojs. und *Halobia austriaca* Mojs. führen, zeigt sich eine weite Verbreitung der oberkarnischen Hallstätterkalke im Bereich der Wallbrunnkopfmasse an.

Nach der Zusammenstellung von E. Kittl (1912, S. 180) beherbergt das Gestein des Wallbrunnkopfes auch noch folgende, von A. Bittner

an der Hauptkuppe gesammelte Halobien: *Halobia cf. miesenbachensis* Kittl, *Halobia wallbrunnensis* Kittl und *Halobia Breuningiana* Kittl. Mojsisovics (1874, S. 34) nennt vom Wallbrunnkopf *Halobia halorica*, Schlosser aus den Tropitesschichten desselben *Halobia salinarum* Bronn. Da jene Form bisher nur aus dem norischen Hallstätterkalk bekannt ist, dürfte hier ein Irrtum vorliegen.

Dem bunten Hallstätterkalk des Steinbichl, einer der Wallbrunnkopfmasse angliederbaren Teilschuppe, wurden die gewiß oberkarnischen Formen *Halobia cf. miesenbachensis* Kittl und *Halobia cf. eximia* Mojs., dem Gestein an der Seilbahnbergstation Heterastridien und Rhynchonellen entnommen. Das norische Alter des Hallstätterkalkes am südlichen und östlichen Ramsaukopf, sowie des Tirschenköpfls, wird durch das Auftreten zahlreicher norischer Arcesten, Cladisciten, Orthoceraten und durch *Pinacoceras Metternichi* gekennzeichnet. *Heterastridium conglobatum* Reuß und große Crinoidenstielglieder gehören auch zu seinen Merkmalen (vgl. Schlosser, S. 357). Die Aufzählung der am Ramsaukopf östlich des Hiesenbauer, am Rappoltstein¹⁾ und am Aiglköpfl aufzufindenden obertriadischen Ammoniten ist der Arbeit Schlossers (1898, S. 370, 371) zu entnehmen. Neu hinzugefügt können folgende Fossilfunde aus der neuen Fossilfundstelle am N-Ende der kleinen Kalkscholle zwischen den Barmsteinen (K. 841) und dem Mehlweg-Neokom werden:

Rhacophyllites debilis (Fr. v. Hauer),

Halorites cf. Ramsaueri (Quenstedt),

Arcestes ex aff. diphyus Mojs.,

Arcestes sp. und *Placites sp.*

Die Haloritesform kann als Nachweis des unternorischen Alters gelten. Auch soll vermerkt werden, daß sich am Rappoltsteingipfel in einer Bank mit kleinen Arcesten, *Halobia charlyana* Mojs. gefunden hat.

Norisch-rhätischer Dachsteinkalk (G, Hj)

Am Göllmassiv vollzieht sich von S nach N ein allmählicher, seitlicher Übergang des Dachsteinriffkalkes in gebankten Dachsteinkalk. Dabei vermindert sich offenbar der Riffkalkanteil gegen W. Sobald auch nur eine leichte Schichtung aufsteht, erweisen sich die Korallen, vorwiegend Thecosmilien, als abgerollt und eingesedimentiert, so z. B. im Gestein des Schlundes, am Göllgipfel. Es liegt deshalb der Gedanke an einen submarinen Schuttkegel im Sinne Arthabers (1906, S. 228) nahe.

Im Gipfelbereich des Göll führt ein späterer, gewiß rhätischer Kalk mit ziegelroten Tonschmitzen, -linsen und -bändern in eine sedimentäre Knollenbreccie über. Hier, aber auch im vielfach grob-brecciösem Gestein des Archenkopfes zeichnen sich zahlreiche prächtige Riffkorallen ab. Bei den bunten, mit hellem Dachsteinkalk wechsellagernden Kalkeinschaltungen des Brettriadls handelt es sich, wie schon bekannt, um Gesteine der Hallstätter Fazies. Das rote Sediment scheint sich an Kluftdurchgängen zu scharen.

¹⁾ Die klassische Ammonitenfundstelle Schlossers (1898, S. 363) konnte in einem großen Block bunten Hallstätter Kalkes westlich vom Barmsteinlehen wieder aufgefunden werden. Sie befindet sich genau 100 m westlich des Unteren Barmsteinbauern, nächst einer kleinen Brücke. Die fossilführende Schichtfläche fällt steil gegen SO.

Im nördlichen Kartenbereich tritt norisch-rhätischer Dachsteinkalk nur mehr als Schichtglied des hochjuvavischen Untersberges auf. Bei den Anhäufungen von Dachsteinkalkblöcken innerhalb der Halleiner Hallstätter Zone, so vor allem an der Wallbrunnkopfscholle und bei Straß, handelt es sich gewiß um Ablagerungen eines glazialen Rückzugstadiums. Es ist ein graues, häufig mit kleinen dunklen Kalkeinschlüssen versehenes Gestein, das sich trotz der Faziesähnlichkeit stets vom Hallstätterkalk unterscheiden läßt.

Kössener Schichten [Starhembergkalk] (G)

sind dem Riffkalk eingeschaltet, der südlich des Purtschellerhauses die Basis der steil N-fallenden Oberalmerschichten bildet. Es sind bunte, dünnplattige, sandige Mergelkalke. Auch südlich der Kote 2250 zeigen sich sandige und brecciöse Kössener Mergelkalke als S-fallende, dünn-schichtige Gesteine. In vorwiegend dunkelgrauer, selten bunter Fazies begegnen wir die fossilreichen Kössener Schichten auch am grasbewachsenen Boden westlich des Gipfelkreuzes am Hohen Brett.

Zlambachschichten (Tj)

Dieses wichtige Schichtglied der Hallstätter Serie ist vor allem im Salzburger Anteil der Halleiner Hallstätter Zone weit verbreitet. Es sind hell- bis gelblichgraue, den Schrambachschichten ähnliche, dezimetermächtige Mergelkalkbänke, vorwiegend dunkelgraue, kieselige Mergel und mergelige Sandsteine. Die kalkreichen Schichten können als tieferes, die Mergel als höheres Stockwerk innerhalb der Zlambachschichten aufgefaßt werden. Zu beachten ist dabei aber, daß sich auch innerhalb der Zlambachmergelkalke dezimetermächtige Zwischenlagen, grauer, weicher, radiolarienreicher Mergel vorfinden. Der Übergang der Zlambach-Kalkmergel zu den bunten Hallstätterkalken ist im Aufschluß des Jakobbergstollens am anschaulichsten. Nächst der angeblichen Fundstelle eines *Clyptonautilus* in hellgrauen Mergelkalken zeigen die Schlämmrückstände eines dunklen Mergelschiefers Ostracoden, Nodosarien, Dentalinen, Lenticulinen, Spongiennadeln und Echinodermenstacheln.

Die Mergel sind vielfach der tektonischen Beanspruchung ausgesetzt und sind dann, so z. B. an der Reingrabenbrücke, am Weg zum Wolf Dietrich-Berghaus, spröde, splittrig bis schiefrig. Nur aus kompakten mergeligen Sandsteinblöcken am Tirschenköpfnordfuß war es mir möglich, Ammoniten zu gewinnen. Vorläufig kann daraus *Phylloceras cf. despectum* Mojs. (vgl. Mojsisovics, 1873, Tafel XVI, Fig. 9) genannt werden.

Die weichen, grauen Mergel, die am Steinbruch von Zill den bunten norischen Monotiskalken aufruhem, erbrachten nach der Bestimmung von Herrn Dr. R. Noth:

Involutina liasina Jones,

Annulina metensis Terquem, Nodosarien, Dentalinen und Ostracoden.

Nach C. A. Wicher (1952, S. 274) ist *Involutina liasina* nicht nur aus dem Lias, sondern auch aus dem rhätischen Choristocerasmergel bekannt. Dementsprechend dürfte es sich auch in unserem Fall um Choristocerasmergel handeln.

Hierlatz- und Crinoidenkalk (T)

ruhen dem Dachsteinkalk des Hagengebirges auf. Es handelt sich um unterliasische, graue Hierlatzkalke und einen roten Crinoidenkalk. Im Bereich der Kratzalpe und des Tannhausberges sind sie in Fazies und Fossilinhalt durch A. v. Krafft (1897) einer eingehenden Untersuchung unterzogen worden. Im Gipfelbereich des Schneibsteins und am NW-Fuß desselben, dem Teufelsgemäuer, nehmen sie ebenso weite Flächen ein.

Besondere Erwähnung verdienen die Hierlatz- und Adnetherkalke, welche am Hohen Göll als Kluffüllungen im korallenreichen Rhättriffkalk auftreten. Die Klüfte stehen fast senkrecht zur Schichtung (siehe Abb. 1, S. 115). Abgerollte, eingesedimentierte Rhätkorallen waren vor allem in der Liasklufffüllung des Schlundes, 30 m nordwestlich des trigonometrischen Punktes der Kote 2523 zu finden.

Bunter Mittelliasalk (T),

welcher im Hagengebirge den Hierlatz- und Crinoidenkalken auflagert, ist ebenso von Krafft (1897) einer gründlichen Darstellung unterzogen worden. Die klassischen Ammonitenaufsammlungen W. Waagens lieferten u. v. a. auch die Mittelliasform *Amaltheus margaritatus* Mont.

Liasmergel (T, Tj)

Eine ganze Serie verschiedenartiger liasischer Mergel tritt als Basisgestein der tirolischen Oberjura-Neokomablagerungen an den Bachgräben des Untersberg-O-Fußes, westlich von St. Leonhard, auf. Es sind hangend manganvererzte, dunkle, kieselige Mergel, die den oberliasischen Strubberg-schichten des Tennengebirges zu vergleichen sind¹⁾. Eine in unserem Labor von Herrn Dipl.-Ing. Fabich durchgeführte Analyse brachte folgendes Ergebnis: Unlöslicher Rückstand 15.56%, Mn 19.97%, Fe 10.56%.

Die manganvererzten Gesteine machen gegen das Liegende einer mächtigen Serie dezimeter- bis metermächtiger Bänke eines Liasfleckenmergels Platz. Harte, kalkige Mergellagen wechsellagern mit weichen Mergeln. Die tieferen Schichten sind charakterisiert durch vereinzelt eingeschaltete dezimeterstarke Bänke eines sedimentär-brecciosen Korallenkalkes und durch weiche Mergel mit liasischen Einzelkorallen²⁾. Vor allem erlaubte es aber der Foraminifereninhalt der weichen, sandigen Mergel, das ganze Fleckenmergelpaket als eine sicher liasische Gesteinsserie anzusehen. Gemäß der Bestimmung von Herrn Dr. R. Noth enthält die Feinfraktion des Schlämmrückstandes u. a.:

Fronöicularia intumescens Bornemann,

Fronöicularia nitida Terquenz,

Lenticulina (Lent.) varians Bornemann,

Lenticulina (Astaculus) Stutzeri Franke,

Dentalinen, Nodosarien, Ostracoden.

¹⁾ In diesen Schichten findet sich bei einem verfallenen Stollen am Grünbach etwas Manganspat. Auch Einschaltungen von Ölschiefer wurden hier abgebaut.

²⁾ Die Bestimmung der Formen ist mir von Herrn Prof. Dr. O. Kühn zugesagt worden.

Am Alpenvereinssteig zum Torrener Joch quert man wenige 100 m südöstlich der Unteren Jochalm ein feuchtes Wiesengelände. Lesestücke lassen erkennen, daß hier Liasfleckenmergel verbreitet sind. Sie bilden offenbar das Hangende der am N-Fuß der Schlimmelalpe in geringer Mächtigkeit anstehenden bunten Mittelliaskalke und der grauen, kieseligen Oberliaskalke. Das scheint umso bemerkenswerter zu sein, als der Oberlias des Hagengebirgsplateaus keine Fleckenmergel, sondern nur Kieselkalke, Quarzsandsteine und klastische Gesteine aufweist. Das ergibt eine Situation, die an die Verhältnisse am Tennengebirge erinnert (vgl. Cornelius-Plöschinger, 1952). Auch dort sind Fleckenmergel (innerhalb der Strubergschichten) nur am N-Fuß anzutreffen. Es ist zu vermuten, daß die fazielle Abweichung der Oberliasablagerungen vom Plateau zum N-Fuß der beiden Gebirgsstöcke in einer beginnenden Emporwölbung derselben zur Oberliaszeit begründet ist.

Zur tiefjuvavischen Gesteinsfolge zu stellende, graue, etwas kieselige Mergel nächst des Wolf Dietrich-Berghauses müssen auf Grund einer von H. Zapfe durchgeführten Bestimmung eines *Arietites* als liasisch angesehen werden. Auch dürften Fleckenmergel, die am O-Saum der Straße Hallein-Dürrenberg aufgeschlossen sind, dem Lias zugehören. Das würde übereinstimmen mit der Notiz von W. Medwenitsch, wonach auch im Profil des Jakobbergstollens Liasfleckenmergel auftreten.

Oberalmerschichten (T, Tj ?)

Als Gesteine des tirolischen Muldenuntergrundes der Halleiner Hallstätterzone nehmen sie eine für die Auflösung der geologischen Situation wichtige Stelle ein. Sie liegen in der Aptychenkalk- und der Barmsteinkalkfazies vor. Die Aptychenkalkfazies kennzeichnen zumeist 1—2 dm mächtige Mergelkalkbänke mit Hornsteinzügen, -knollen und -splittern. Den zumeist hellen, teilweise etwas fleckigen, grauen bis gelblichgrauen Bänken sind dünne Lagen hellgrauer Mergelschiefer eingeschaltet. Der Zerrüttung zufolge weisen sie am aufgewölbten Muldenrand und an den Aufschuppungen innerhalb der tiefjuvavischen Halleiner Zone oft eine flasrige, von Calzit durchzogene Tracht auf. In einer weichen, grauen Tonmergelzwischenlage fand sich bei Kuchl ein Aptychus mit einer kleinen, aufgesetzten Einzelkoralle — wohl der erste Korallenfund in den Oberalmer Schichten.

Ein helles, gebanktes, gelegentlich rosa gefärbtes und an Crinoidenstieli gliedern reiches Gestein stellt gewiß eine Faziesabart des Barmsteinkalkes dar. Es ist als 5 m mächtiges Gesteinspaket im Verband mit buntem Flaserkalk und Mergel im Drachenlochgraben aufgeschlossen. Nahe der Mündung des Weißbaches in die Berchtesgadener Ach trifft man an der Basis eines solchen hellen Tithonkalkes dezimeterbankige, bunte Gesteine, deren reicher Fossilinhalt das tithone Alter bestätigt (E. Fugger, 1907, S. 499). Gegen S finden die Tithonkalke im größtenteils bunten, einem Hallstätterkalk äußerst ähnlichen, N—S-streichenden Gesteinsrücken nördlich des „Paßthurmes“, ihre Fortsetzung. Nach E. Fugger sind sie auch noch am rechten Achufer angetroffen worden.

Von Interesse ist die Frage, ob nun auch zur Halleiner Hallstätter Serie tithone Ablagerungen zählen. Ein Anhaltspunkt scheint vorhanden zu

sein: Auf den obertriadischen Hallstätterkalken des Aigl- und Kranzlkogels lagern stratigraphisch Gesteine auf, die man ohne weiteres für Barmsteinkalke halten kann. Sie sind dezimeter- bis meter-gebant, crinoidenspätig und besitzen die in den tithonen Barmsteinkalken regulär auftretenden graugrünen Tongallen. Ausständig sind lediglich noch die bestätigenden Fossilfunde.

Neokome Schrambachschichten (T)

Es sind hornsteinarme, gelblichgraue, teilweise fleckige, mergelige Kalke, die mit hellgrauen, sandigen und schiefrigen Mergel wechsellagern. Die zumeist dezimeter-mächtigen Mergelkalklagen gehen allmählich aus dem stratigraphisch Liegenden, den hornsteinreichen, grauen Oberalmerschichten hervor. Die Schichtflächen weisen gelegentlich Kriechspuren und Rippelmarken auf. Vor allem am Übergang zu den Roßfeldschichten ist das Gestein häufig bunt verfarbt.

Am *locus typicus*, dem Schrambachgraben, sind dezimeter-gebantete, hell- und dunkelgraue, stellenweise etwas violett gefärbte und gefleckte, muschelgebrechende, mergelige Kalke aufgeschlossen. Dunklere, teilweise schiefrige Lagen sind etwas kieselig und eisenschüssig. Die Schichtflächen weisen häufig Kriechspuren und Rippelmarken auf. An Lamellaptychen sind gemäß der Bestimmung von Herrn Hofrat Dr. Trauth im Gestein des Schrambachaufschlusses vorhanden:

Lamellaptychus mortilleti (Pict. et Lor.) var. *longa* Trth. und als Jugendformen:

Lamellaptychus lithographicus (Opp.) var. *gracilicostata* Trth.,

Lamellaptychus thoro (Opp.) cf. var. *gracilicostata* Trth. („vgl. Trauth, 1938, S. 184, Tafel XIII, Fig. 5 und 6, jedoch mit schärferer Terminalecke und relativ großer Valvenbreite: $B : L = 0.60''$),

Lamellaptychus beyrichi (Opp.) Trth. („vgl. Trauth, 1938, S. 134; durch ihre Schlankheit [Breitenindex $B : L =$ zirka 0.38] an die obige, bisher nur aus dem Oxfordien bekannte, schlanke Variation des *Lamellaptychus rectecostatus* erinnernd, jedoch zarter berippt“).

Vom Roßfeld führt Trauth (1938) *Lamellaptychus mortilleti* (Pict. et Lor.) f. *typ.* und *Lamellaptychus didayi* (Coqu.), vom Schrambachgraben *Lamellaptychus submortilleti* Trth. an.

Die mergeligen Schrambachkalke am Zementwerk Gartenau lieferten ein gut erhaltenes Exemplar eines

Hoplites Michaelis Uhlig ¹⁾ mit folgenden Maßen ²⁾:

$D = 15.5 \text{ cm}$, $H = 5.5 \text{ cm}$, $N = 6.3 \text{ cm}$, $c = 1.5-3 \text{ mm}$, $ic = 3.5 \text{ mm}$, $n = 3 \text{ mm}$, $in = 17 \text{ mm}$.

Das Exemplar zeigt wenige umfassende Umgänge und ist an der Nahtfläche leicht konkav. Der rechteckige Gehäusequerschnitt ist teilweise

¹⁾ Die leihweise Überlassung des Fundes verdanke ich Herrn Dr. Oedl, Gartenau.

²⁾ Maße: D = größter Durchmesser, H = Höhe der letzten Windung vom Umbilicalsaum zur Peripherie, N = Nabelbreite, c = Breite der costalen Felder, ic = Breite der intercostalen Felder, n = Breite der nodalen Felder, in = Breite der internodalen Felder. Werte über 10 mm sind in Zentimetern, Werte unter 10 mm in Millimetern angegeben. Die Art der Maßangaben lehnt sich an die von O. Haas, 1942, S. 8, gegebenen Richtlinien an.

verdrückt. Die Berippung geht im inneren Umgang gleichmäßig von der Naht aus. Die Rippen treten von der 2. Hälfte des 2. Umganges an hervor; es sind ihnen zumeist 2, selten nur eine Rippe eingeschaltet. Starke Rippen sind mit kräftigen Knoten verziert. Ein Knoten befindet sich an der Naht, ein zweiter im zweiten Drittel der Umgangshöhe. Am zweiten Knoten gabeln sich einzelne Rippen in 2 Äste. Auf den geteilten und den ungeteilten starken Rippen treten an der Externseite kräftige Knoten auf. Die schwächeren Rippen werden gegen die Naht undeutlich; sie reichen wie die stärkeren Rippen bis zum Externrand.

Nach Uhlig (1901, S. 38) ist *Hoplites Michaelis* eine Art, die mit Berriasformen nahe verwandt ist. Gewiß gehören unsere zirka 120 m mächtig werdenden Schrambachschichten dem unteren Valendis (Berriasien) zu.

Neokome Roßfeldschichten (T)

In Anlehnung an die von E. Weber (1942) gegebene Gliederung werden hier stratigraphisch tiefer liegende Sandsteine von höheren, vor allem durch Konglomeratlagen ausgezeichneten Gesteinen unterschieden und als untere Roßfeldschichten abgetrennt. Das erweist sich nicht nur aus stratigraphischen Gründen für nützlich, sondern auch aus tektonischen. Die Ausscheidungen erlauben auf der Karte ein leichteres Herauslesen der Baukomplikationen innerhalb der Neokommulde. Beide Stockwerke sind je an die 150 m mächtig.

Die unteren Roßfeldschichten zeigen sich durch Wechsellagerung mit den basalen Schrambachkalken verknüpft. Sie umfassen im wesentlichen gut geschichtete, dunkelgraue, tonige Sandsteine mit Mergelschieferzwischenlagen. Zu den oberen Roßfeldschichten werden dunkle, mehr oder weniger kieselige und hornsteinführende Mergelkalke, flyschähnliche Kieselkalke mit sandigen, fucoidenführenden Zwischenlagen und den darin eingeschalteten Konglomeraten gezählt. Schichtflächen zeigen Rippelmarken, Kriech- und Fraßspuren. Die Hangendschichten besitzen dünne, blättrig-schiefrige Mergellagen mit Tongallen. Als Komponenten der Konglomerate sind graue jurassische und neokome Mergelkalke, helle Triaskalke, bunte Hallstätterkalke, Werfener Schiefer, Hornstein, Quarz und Porphyrit zu nennen.

Die Landnähe während der Ablagerung wird nicht nur durch die grobklastischen Ablagerungen, sondern auch durch die an Pflanzenhäcksel reichen Sandsteinlagen bewiesen. Im Neokomsandstein des Strobler Weißbaches konnte ein Farnblatt aufgefunden werden.

Die neokomen Ablagerungen westlich und östlich der Salzach dürften nur bis in das untere Hauterive hinaufreichen. E. Weber (1942, S. 263) ist gewiß zuzustimmen, wenn er die Richtigkeit der Uhlig'schen Bestimmung von Barremeformen aus der Weitenauer Neokommulde anzweifelt. Die von Uhlig (1882, S. 377) angeführten 2 *Lytoceras*- und *Harpoceras*-arten entstammen einem „kalkigen Fleckenmergel“. Dieses im Bereich der Weitenau nur nächst des Seewaldsees über tithonen Oberalmer Schichten entwickelte Gestein gehört zu den Schrambachschichten und beinhaltet nicht selten Lamellaptychen.

Einen sicheren Nachweis dafür, daß es sich bei den von Uhlig angeführten Fleckenmergel um tiefere Ablagerungen des Neokom handelt,

lieferte auch ein gut erhaltenes Exemplar eines *Holcostephanus* (*Astieria*) *astieria* d'Orb.¹⁾, das ich westlich vom Seewaldsee, knapp hangend der Schrambachkalke, in einem dunklen, mergeligen Sandstein der unteren Roßfeldschichten fand. Westlich vom Gehöft Seewald wurde einem hellgrauen, plattigen Roßfeldsandstein *Spitidiscus pechhäuslensis* Weber¹⁾ entnommen (Maße²⁾: D = 14 cm, H = 6 cm, N = zirka 3 cm, c = 1·5—2·5 mm, ic = 1·5—2·5 mm).

Das Auftreten von *Neocomites neocomiensis* d'Orb. in den Roßfeldschichten der Moosbergalm, östlich der Salzach (siehe B. Pöchinger, 1953, S. 367), wie auch bei St. Leonhard, westlich der Salzach, läßt erkennen, daß die Roßfeldschichten im Ober-, wenn nicht schon im Mittelvalendis ihre untere Grenze besitzen; ein Ergebnis, das sich gut mit dem von E. Weber (1942, S. 262) vereinbaren läßt, wonach vor allem der Uhligsche Fund einer *Kilianella* (*Hoplites*) *peixiptychus* für die zeitliche Datierung der Roßfeldschichten-Untergrenze westlich der Salzach herangezogen wird.

Als neue Fossilfundstellen in den dunklen, mergeligen Sandsteinen der unteren Roßfeldschichten westlich der Salzach können jene der Kote 539 bei St. Leonhard und nördlich des Wiesengütl bei Schellenberg genannt werden. Die zuerst angeführte Fundstelle lieferte:

2 Exemplare von *Holcostephanus* (*Astieria*) *astieri* d'Orb.

Maße²⁾: D = zirka 5 cm, H = 2·7 cm, N = 1·9 cm, c = 0·5 mm, ic = 0·8 mm, n = 1·2 mm, in = 1·8 mm. Je 3—5 Rippen werden an der Naht zu einem Knoten gebündelt; an der Flanke schalten sich 1—2 Rippen ein.

Teilstücke von *Neocomites neocomiensis* d'Orb.

Maße²⁾: D = 5·5 cm, H = 1·6 cm, N = 1·9 cm, c = 1·2 mm, ic = 2 mm.

Ein 8 cm langes Teilstück von *Pseudothurmannia* (*Parahoplites*) *spinigera* v. Koenen.

Maße²⁾: H = 4 cm, c = 2 mm, ic = 2 mm. 4 mm breite, starke Rippen folgen nach 4—7 schmalen Rippen. An den hervortretenden Hauptrippen befinden sich an der Externseite 2 stachelförmige Knoten und an den Flanken je ein Lateral- und ein Umbonalknoten. An der Nabelwand zeigt sich eine starke Vorwärtsbiegung der Rippen. — Das Exemplar entspricht in seinen Maßen fast der von E. Weber (1942, Abb. 4 und 5) gezeigten Form aus den unteren Roßfeldschichten des Roßfeldes (Pechhäusl), besitzt aber eine schöner gerundete Externseite.

Eine Jugendform (?) des *Spitidiscus* (*Holcodiscus*) cf. *incertus* d'Orb.

Maße²⁾: D = 1·9 cm, H = 9 mm, N = 2 mm, ic = 0·3—0·5 mm, C = 0·5—0·6 mm.

Zwischen 2 Einschnürungen sind an der Externseite nur 9 Rippen abzuzählen. Die vorderste der vom Nabelrand ausgehenden Rippen ist ungegabelt und begleitet die Einschnürungen; alle übrigen Rippen werden von den Einschnürungen schief abgeschnitten. Die 2. Rippe ist in den beiden beobachtbaren Feldern zwischen 2 Einschnürungen an der Flanke einfach gespalten. Die 3. Rippe ist ungespalten, die 4. nur am hinteren Feld, die 5. in beiden Feldern, die 6. ist im hinteren Feld dreigespalten, die 7. nur im vorderen Feld einfach gespalten.

¹⁾ Bestimmt von Herrn Prof. O. Kühn.

²⁾ Siehe Fußnote 2 S. 106.

Die Stellung der Schrambach- und Roßfeldschichten im Neokom.

		nach Kaiser-Brinkmann 1948	Bezeichnung n. E. Weber		West der Salzach	Ost der Salzach	
Oberneokom	Parahoplites	Apt (Aptien)	u	o	R = Bereich des Roßfeldes Sch/H = Bereich Schellenberg/Hochkreuz Sch/N = Bereich Schellenberg/N v. Wiesengütl St./L = Kote 539, Ost v. St. Leorhard G = Gartenau Schr = Schrambachgraben A = Ahornalpe W = Weißenbachtal bei Kuchl	W = Weittenau A = Altbühlalm M = Moosbergalm E = Eimbergalm K = Kertterschlucht Ke = Kellau bei Golling	
	Criocersten	Baräme (Barremien)					
Mittelsneokom	Stibirskites	Hauteriv (Hauterivien)	ober		Dunkle, ± kieselige Kalkmergelbänke und physchällische Sandsteine mit klastischen, vorwiegend konglomeratischen Einlagerungen, ca. 150 m mächtig	Aptychus angulicostatus Piet. u. Lor. (R) * Sptidiscus bachmanni Winkl. (R) Kilianella ambigua Uhl. (U)	
	Neocomites		unter				
Unterneokom	Asteria Dichtomites	Valendis (Valanginien)	o		Dunkle, tonige Kalksandsteine mit sandigen, z. T. hellen Mergelschieferzwischenlagen, ca. 150 m mächtig	Pseudothurmannia (Parahoplites) spinigera v. Koenen (G *, St. L) Kilianella (Thurmannites) cf. leptosoma Uhl. (Sch/H) * Leopoldia (Hoplites) cryptoceras d'Orb. (Sch/H) * Lyticoceras neocomiensis formis (Hohenegger) Uhl. (R) Holcostephanus (Astieria) sayni (Sar. u. Sch.) (Sch/H) * Holcostephanus mitreanus (d'Orb.) Math. (Sch/H) * Holcostephanus guehardi Kil. (Sch/H, A) * Holcostephanus (Astieria) astieriana d'Orb. (St. L) Neolissoceras grasianum (d'Orb.) Spath. (Sch/H) * Neocomites neocomiensis d'Orb. (St. L) Kilianella (Hoplites) pexiptychus Uhl. (Sch, A) *	Sptidiscus pechhäuslensis Weber (W) Holcodiscus (Sptidiscus) cauvi Kil. u. Reg. (E) Thurmanites (Kilianella) cf. ambigua Uhl. (E) Holcostephanus (Astieria) astieriana d'Orb. (W) Neocomites sp. Neocomites neocomiensis d'Orb. (M)
	Garuliera Polyphites		m				
	Berriasella		u				
	Infra Valendis (Berriasien)		Schrambachschichten		Helle mergelige Kalke und Mergelkalke mit grauen Mergelschieferzwischenlagen. (Vor allem im Liegenden häufig mit dunklen Flecken, im Hangenden gelegentlich bunt verfarbt.)	Lamellaptychus submortilleti Trth (Schr) Lamellaptychus mortilleti (Piet. et Lor.) var. longa Trth. (Schr) Lamellaptychus thoro (Opp.) cf. var. graelicostata Trth. (Schr) Lamellaptychus beyrichi (Opp.) Trth. (Schr) Hoplites Michaelis Uhlig (G)	Lamellaptychus inflexicosta var. n. cincta Trth. (A) Lamellaptychus lamellosus var. graelicostata Trth. (K) Lamellaptychus recterosatus (Pet.) Trth. (Ke) Lamellaptychus seranonis (Coqu.) (E)

Die Zonenzuweisung der mit * versehenen Fossilien wurde bereits von E. Weber 1942, S. 261—262 durchgeführt. Es handelt sich um einen Teil der von Gumbel (1861), Schafhäütl (1863), Fugger (1907) und Weber (1942) angeführten Fossilfunde. Die übrigen, selbst aufgesammelten, Fossilien befinden sich in der Geologischen Bundesanstalt.

Der dunkelgraue, mergelige Sandstein nördlich vom Wiesengütl bei Schellenberg beinhaltet

2 fast vollkommen erhaltene Exemplare von *Lytoceras subfimbriatus* d'Orb.

Maße ¹⁾ von Exemplar 1: D = 10 cm (entzerrt!), H = 3·5 cm, c = 0·3 mm, ic = 1 mm. 2 stärkere Rippen, die wie die Feinrippung von der Nabelwand zur Externseite reichen, besitzen an der Naht des letzten Umganges einen Abstand von 5·2 cm, an der Externseite einen von 10 cm.

Maße ¹⁾ von Exemplar 2: D = 10 cm (entzerrt!), H = 4 cm, c = 0·3 mm, ic = 1 mm. Am letzten, 5., Umgang sind 8 stärkere Rippen beobachtbar. Die Abstände dieser Rippen verringern sich an der Naht in apicaler Richtung folgendermaßen: 21/20/19/25/16/13/10 mm. Bei Entzerrung ergibt sich eine jeweilige Abstandsverminderung von zirka 4 mm. Die Kräuselung der feinen Rippen ist bei beiden Exemplaren nur sehr schwer erkennbar.

Im dunklen, mergeligen Sandstein der unteren Roßfeldschichten nordöstlich vom „Paßthurn“ bei Schellenberg wurde ein *Belemnites dilatatus* Blainville gefunden.

Aus den dunkelgrauen Sandsteinen der Oberen Roßfeldschichten der Roßfeldalm kann

Spitidiscus bachmanni Winkler ²⁾ und *Punctaptychus punctatus* (VOLTZ) f. typ. ³⁾ angegeben werden. Nach Trauth (1935, S. 315) ist *P. punctatus* häufig im Kimmeridge-Tithon, selten im Neokom (Berrias-Hauterive).

Cenomanebreccie (?). An der Störung südwestlich von Kaltenhausen (S. 121) fällt eine mehrere Meter mächtige Sedimentärbreccie sanft gegen NNO unter die steilgestellten Oberalmerschichten des westlichen Barmsteines ein. Die kantigen, bis faustgroßen Komponenten, helle, dichte und spätige Kalke, liegen in einem gelblichbraunen, sandigen Bindemittel. Wir halten es für möglich, daß es sich um eine cenomane Breccie handelt.

Moränenbedeckung

Moränenschotter, Sande, Geschiebemergel und Blocklehm sind im ganzen Halleiner Aufnahmegebiet verbreitet. Sie überdecken vor allem jene Bereiche, die leicht ausräumbar waren. Demgemäß ist auch dort eine bedeutendere Schotterbedeckung vorhanden, wo Haselgebirge zu erwarten ist. Auf der Salzburger Seite der Hallstätter Zone ist die Schotterlage geringmächtig; im bayerischen Bereich ist sie unvergleichlich mächtiger. Am Lercheck überschreitet die Moränendecke die 1000 m-Isohypse.

Bei der Auflösung der Glazialgeologie ist den auf der Karte speziell vermerkten Dachsteinkalk-Blockanhäufungen gewiß besonderes Augenmerk zu schenken. Das Gestein der erratischen Dachsteinkalkblöcke ist faziell und auf Grund des Fossilinhaltes einem Gestein des Göllmassivs vergleichbar. Neben den von Bittner (1884 und 1890) aufgezählten Brachiopoden finden sich darin die diphyoide Form der *Halorella pedata* oder *amphitoma* Bronn, *Halorella plicatifrons* Bittner, *Spirigera Strohmayeri* Suess und *Rhynchonella* sp. Es ist ein graues, mit kleinen dunklen Kalkeinsprenglingen versehenes Gestein, das sich stets vom Hallstätterkalk unterscheiden läßt.

¹⁾ Siehe Fußnote 2 S. 106.

²⁾ Bestimmt von Herrn Prof. O. Kühn.

³⁾ Bestimmt von Herrn Hofrat F. Trauth.

G. Götzing (1942, S. 144—152) beschreibt eine Anzahl solcher erratischer Blöcke des Berchtesgadener Landes und bringt u. a. den Riesenfindling des Priestersteines, nordwestlich vom Straßlehen in der Oberau, zur Abbildung.

Ein gewiß nicht unbedeutendes Detail im Quartär des Salzachtales zeigt ein etwa 100 m südlich der Kote 480 gelegener Aufschluß am Austritt des Bluntaltales. An einem kleinen Schotterbruch ist ein rißeiszeitlicher, wenig verfestigter Schotter vorzufinden. Er liegt unter einem, wenige Dezimeter mächtigen, sandigen Rotlehm, wohl Ablagerungen des Riß-Würminterglazials und dem über den Sanden folgenden würmeiszeitlichen Moränenmaterial.

An der genannten Stelle befindet man sich in 490 m Seehöhe. Das entspricht genau der Höhe des Seespiegels, wie ihn Stummer (1936) für den Riß-Würm interglazialen Gollinger See annimmt. In jener Höhe dürfte bereits der See zum Bluntal durch die Rißschotter abgeschnürt worden sein. Das entspräche auch der Annahme, wonach der interglaziale See im Lammertal bis Hinter Scheffau reichte, wo sich am Eingang in die Lammeröfen die höchsten Delta- und Deckschotter befinden (vgl. Stummer, 1936).

Dank einer Einladung von Dr. H. Trimmel konnte ich mich im Juni 1953 einer von G. Abel geführten Höhlenbegehung in die, nächst der Bluntalfälle gelegenen, Bärenhöhle anschließen. Im in 810 m Höhe gelegenen Eingangsteil der von Dr. Oedl vermessenen Höhle findet sich bekannterweise eine fast metermächtige, verfestigte *ursus spelaeus*-Knochenbreccie (Riß-Würm Interglazial?). Darüber folgt eine wenige Dezimeter mächtige Lage lockerer, sandiger Ablagerungen mit gut gerundeten Kalkblöcken. Sie könnten als aufgearbeitetes Würm gedeutet werden. Der Lyoner Karstmorphologe Prof. J. Corbel machte uns auf die gute Vergleichsmöglichkeit mit den quartären Höhlenablagerungen Westeuropas aufmerksam.

2. Faziesvergleich der Triasentwicklung in der Halleiner Hallstätter Zone mit jener der Lammertal-Hallstätter Zone (siehe dazu nachstehende Tabelle)

Im Juvavikum der Lammermasse ist die Hallstätter Faziesentwicklung vom Anis bis zu den karnischen Halobien-schiefern durch Dolomite der Normalfazies vertreten. Die Halleiner Hallstätter Zone zeigt demgegenüber bereits im Oberanis eine durch Diploporenriffkalke und Schreyeralmkalke ausgezeichnete, typisch hallstätterische Gesteinsausbildung. Ein sicher fasaner Diploporenriffkalk, der teilweise einem Wettersteinkalk gleicht, leitet im Halleiner Bereich zu unterkarnischen Hallstätterkalken über und steht im krassen Gegensatz zu den gleichaltrigen Dolomiten des tiefjuvavischen Anteiles der Lammermasse. Erst vom Mittelkarn angefangen scheint insofern Übereinstimmung zu bestehen, als über dem Niveau der Halobien-schiefer da wie dort Kalkablagerungen folgen. Während jedoch die Halleiner Zone lediglich bunte und helle norische Ablagerungen zeigt, ist im Lammerbereich durch die dunklen, mergeligen Pedatakalke auch im Nor ein Gestein der Mergelfazies vertreten. Das Rhät weist in beiden Zonen Mergelfazies auf, zeigt aber in der Hallstätter Zone des Lammertales bezeichnenderweise durchwegs Mergel; bei Hallein treten basal auch Mergelkalke auf.

Stufe	Zone	Halleiner Hallstätter Zone		Lammertal Hallstätter Zone	Einzelne Fossilien * Halleiner Zone ** Lammertalzone		
RHÄT	<i>Avicula contorta</i>	ca. 50 m	Zlambachschichten	Christocerasmergel, Zlambach-Mergelkalk und -Sandstein	ca. 50 m	Zlambachmergel	<i>Involutina liasina</i> Jones * (Rhät-Lias) <i>Phylloceras cf. despectum</i> Mojs. *
NOR	<i>Pinacoceras Metternichi</i>	200—250 m	bunte Monotiskalke i. bes. bunte und helle Hallstätterkalke i. a.	bunte und helle Hallstätterkalke	ca. 200 m	<i>Pinacoceras Metternichi</i> Hau. *	<i>Monotis salinaria</i> Br. *, **
	<i>Cyrtopleurites bicrenatus</i>					<i>Halorites cf. Ramsaueri</i> (Quenst.) *	
	<i>Sagenites Giebeli</i>					<i>Halobia plicosa</i> Mojs. *, **	
	<i>Heinrichites Paulckeii</i>					dunkle Pedatakalke	<i>Halorella pedata</i> (Bronn) **
KARN	<i>Tropites subbulatus</i>	ca. 150 m	bunte und helle Subbulatusschichten; Draxlehnerkalke	bunte und helle Subbulatusschichten; Draxlehnerkalke	100—200 m	<i>Halobia austriaca</i> Mojs. *, **	<i>Tropites subbulatus</i> Hau. * (*)
	<i>Trachyceras Aonoides</i>		Halobien-schiefer, zirka 5 m	Halobien-schiefer bis 20 m vorwiegend dunkle Kalke dunkler, kiesliger Dolomit		<i>Halobia rugosa</i> Gumb. *	<i>Garnites floridus</i> Wulf. *
	<i>Trachyceras aon</i>		bunte und helle Hallstätterkalke			<i>Halobia styriaca</i> (Mojs.) *, **	
LADIN	<i>Protrachyceras Archelaus</i>	200—350 m	Weißer Diploporen-Riffkalk zum Teil in Wettersteinkalkfazies	weißer und grauer Ramsaudolomit	250—400 m	<i>Diploporella annulata</i> Schafh. *, **	
	<i>Potrachyceras Reitzii</i>						
ANIS	<i>Ceratites trinodosus</i>	200—350 m	Schreyeralmkalk (Lercheckkalk), hellgrauer und weißer Diploporen-Riffkalk, vorwiegend dunkelgrauer Gutensteinerdolomit gelbe dol. Rauhwaacke	± dunkelgrauer Gutensteiner Dolomit dunkle Gutensteinerkalk-Basisschichten	250—400 m	<i>Ceratites trinodosus</i> Mojs. *	
	<i>Rhynchonella decurtata</i>					<i>Physoporella pauciforata</i> Gumb. *	<i>Ph. dissita</i> Gumb. *
SKYTH		ca. 400 m	Werfener Schichten Haselgebirge	Werfener Schichten Haselgebirge	?		

Zusammenfassend mag erkannt werden, daß in der Hallstätter Zone des Lammertales die dolomitisch-mergelige Gesteinsausbildung, die „Schlammfazies“, überwiegt, wohingegen in der Halleiner Hallstätter Zone die kalkige Ausbildung der Trias, die „Riffazies“, im Vordergrund steht.

Beide Serien dürften exklusive der Werfener Schichten je an die 800 m mächtig sein.

II. Tektonik

1. Der österreichische Anteil der Torrener Jochzone, des Göllmassivs und der Roßfeldmulde

A. Zur Geschichte

Der enge, zwischen Hagengebirge und Göllmassiv gelegene Einschnitt der „Torrener Jochstörung“ reicht auf Salzburger Seite vom Austritt des Bluntaltales in das Salzachtal bis zum Torrener Joch. Von Lebling wurde diese Störungszone, die im Wechsel der Meinungen vielerlei Deutungen erfahren hat, quer über den Königsee bis zur Watzmann-S-Seite verfolgt.

Das Hagengebirge teilen alle Forscher der tirolischen Einheit zu, wogegen das Göllmassiv von Haug, Nowak und Kober für hochjuvavisch angesehen wird. Nach ihnen ist es dem neokomen Vorland aufgeschoben. Hahn läßt die Frage der Deckenzugehörigkeit offen, tritt aber auf Grund der auf bayerischem Bereich zu beobachtenden N—S-streichenden Überschiebungslinie des Göllmassivs für einen bedeutenden W-Schub ein. Dieser soll sich längs der Führungsspalte der Torrener Joch-Störungslinie ausgewirkt haben.

Erst Kühnel (1929) glaubt durch das Auffinden eines der Göll-N-Wölbung transgressiv auflagernden Malmbasiskonglomerates den Beweis für die tirolische Stellung des Göllmassivs erbringen zu können. Ampferer schließt sich dieser Vorstellung an, hält den Göll für eine tirolische Aufwölbung und sieht in der Torrener Jochlinie eine alte Erosionskerbe, die bei der Überschiebung des Juvavikums mit dessen Basisgesteinen ausgefüllt wurde.

Die Vorstellung, wonach die tiefjuvavische Lammermasse gegen W, zum Torrener Joch, fortstreicht, liegt in den Aufnahmen von Lebling (1935) begründet. Er konnte auf bayerischer Seite zwei Zonen unterscheiden; eine nördliche besitzt nach ihm Werfener Schichten, anisischen Dolomit und Ramsaudolomit und gehört vielleicht der Reiteralpdecke¹⁾, eine südliche mit „fraglichem“ Hallstätterkalk und Dolomit der Hallstätter Decke zu. Auch im Salzburger Anteil der Störungszone sollen nach Lebling Hallstätter Gesteine anzufinden sein.

Thurner (1951) sieht neuerdings die Torrener Joch-Störungslinie als westlichsten Ausläufer der Puchberglinie, in der Werfener Schichten und Muschelkalk eingelagert sind. Er stellt das Hagengebirge wie auch das Tennengebirge zur „Dachsteinschubmasse“, die er für eine Abspaltung der Stauffen-Höllengebirgsdecke hält. Vom Torrener Joch gegen W kommt es nach Thurner zu einer Verschmelzung beider Schubmassen.

¹⁾ Lebling ging so weit, daß er diese Zone sogar für die Wurzelzone der Reiteralmdecke hielt; eine Annahme, die von Hahn (1913) hinreichend widerlegt wurde.

Die sich auf das Torrener Joch beziehenden Meinungen können, was das Vorkommen juvavischer Elemente im Salzburger Bereich betrifft, hier nicht bestätigt werden. Nur der Vorstellung von Haug dürfte Recht zu geben sein. Er nimmt an, daß alle tiefertriadischen Schichten des Torrener Joches, so auch die Werfener Schichten, organisch zur Gölserie gehören. Es ist dies eine Vorstellung, die O. Ganss (1950, S. 362) zu vertreten scheint und der sich auch Heißel (1952, S. 226) angeschlossen hat.

Die im Bereich des Roßfeldes in den Jahren 1882-1883 von A. Bittner durchgeführte Kartierung ist in den wesentlichen Punkten kaum mehr zu verbessern; auch die Daten seines Kartierungsberichtes 1882 bleiben im Prinzip aufrecht. Eigenartig mag es heute nur berühren, wenn damals die Deckschollen auf den Roßfeldschichten noch etwas „Rätselhaftes“ an sich hatten. Die Vorstellung einer vom Neokom ummantelten Insel älterer Gesteine, wie sie noch v. Gümbel (1861, S. 561) sieht, gibt bereits Bittner auf. F. F. Hahn (1913) und L. Kober (1923, S. 153) vermerken sie als juvavisch.

1929 bringt J. Kühnel innerhalb seiner ausführlichen Darstellung der Geologie des Berchtesgadener Salzberges auch den Bau des Roßfeldes zur Sprache. Seine auf einer Tafel dargestellten N—S-Profile werden in sinnvoller Weise durch die O—W-Profile von O. Ampferer (1936, S. 104) ergänzt.

B. Ergebnisse der Neuaufnahme

(siehe dazu die Geologische Karte 1:25.000 auf Tafel V)

Die Neuaufnahme im Salzburger Anteil der Torrener Jochzone zeigt, daß sich bunte Werfener Schiefer, graugrüner und roter Haselgebirgston lediglich am Fuße des Hagengebirges, nicht aber inmitten der Muschelkalk-Dolomitmasse, wie es die Spezialkarte 1:75.000 angibt, vorfinden (Tafel V, Profil 1 und 3). Steil N-fallender anisischer Dolomit legt sich südlich der Oberen Jochalm an die mittelsteil NO-fallenden Dachsteinkalkbänke des Schneibsteinnordgehanges. In der Stumm trifft man inmitten graugrünen Haselgebirges bis hausgroße Blöcke einer groben Dolomitbreccie. Durch sie wird der Eindruck erweckt, Basisgesteine einer Schubmasse vorliegen zu haben (Tafel V, Profil 3). Auch das zur Störungslinie hinabgeschleppte Vorkommen jurassischer Gesteine am N-Gehänge des Schneibsteines, östlich der Unteren Jochalm, verstärkt diesen Eindruck (Tafel V, Profil 5).

Dem anisischen Dolomit schließt gegen N ein kilometerlanges, mehrmals unterbrochenes, schmales Band tiefanisischen Muschelkalkes an: helle, massigere Kalke werden gelegentlich von dunklen Kalklagen abgelöst. Schließlich formt eine kilometerbreite Zone ladinischen Dolomites und im Hagenden desselben ein gebankter, kieseliger Dolomit das nördliche Gehänge des Torrener Jochgrabens. Es kann kein Zweifel aufkommen, daß die vorgenannte Schichtfolge die Basis des Göll-Dachsteinkalkmassivs bildet.

Am O—W-streichenden Bruchdurchgang zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk, östlich der Alpwinkelalm, ist ersichtlich, wie der Dolomit durch einen N-gerichteten Schub dem Dachsteinkalk angepreßt und steilgestellt wurde. Man beobachtet hier ein brecciöses und rauhwackenähnliches Gestein. Es darf auch nicht verwundern, wenn die Reingrabener Schiefer lediglich östlich des Pfaffenkars auftreten (Tafel V, Profil 2). Sie fungierten

als Gleitmittel und wurden größtenteils ausgequetscht. Dem dunklen Dolomit in 4 m Mächtigkeit eingeschaltet, streichen sie nordöstlich und stehen saiger. Ein zweites, 3 m mächtiges Vorkommen ist einige Meter nördlich davon einem steil S-fallenden, überkippten Dolomit eingelagert.

Wie am steilgestellten Hauptkalkzug westlich der Kote 1026 ersichtlich, so sind solche auch am Muschelkalkzug westlich der Kote 1026 ersichtlich. Die dünnbankigen Kalke nahe der Kote 573 zeigen eine Fältelung, deren O—W-Achsen auf einen N-gerichteten Schub hinweisen. Harnischflächen haben eine 50° S-fallende Striemung.

Die von Längsstörungen durchsetzten, zermürbten und daher leicht verwitterbaren Gesteine der Torrener Jochzone konnten quartär leicht ausgeräumt werden. Dementsprechend sind schon von der Oberen Jochalm

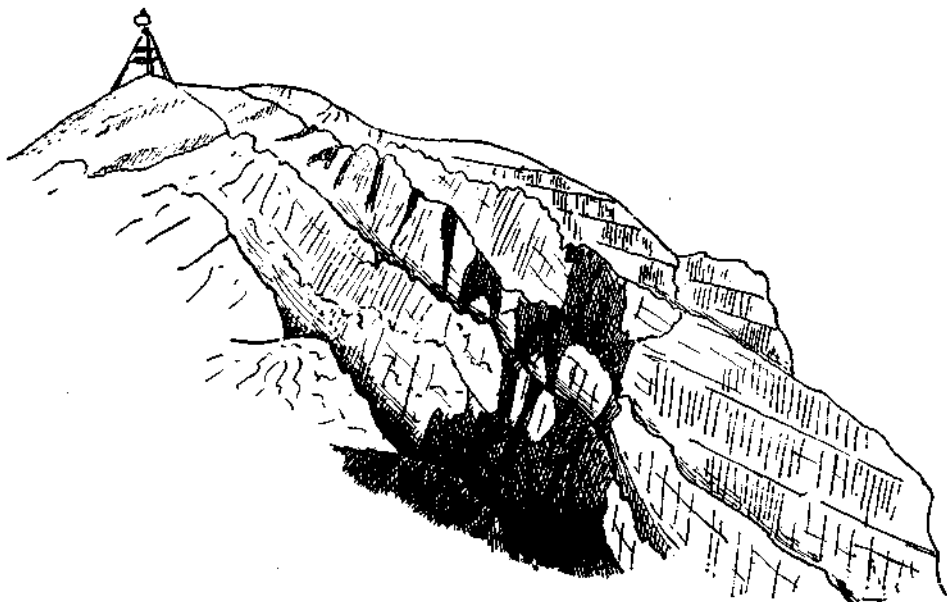


Abb. 1

(K. 1456) bis nahe zum Bluntautal (Kote 573) grobe Kalkschotter, Kugelblöcke und Sande ausgebreitet. Die Kalkkonglomerate, die sich südlich der Alpwinkelalm bei zirka 900 m Seehöhe vorfinden, sind als lokale Schwemmkegelablagerungen anzusehen (E. Stummer, 1936, S. 107).

Die Quellen, welche den Bluntaufall speisen, entspringen an einer steil stehenden N—S-Verwerfung aus dem sanft O-fallenden Dachsteinkalk des Hagengebirges. Die letzte Gesteinsstufe, auf die das Wasser stürzt, besteht bereits aus anisischem Dolomit der Göllserie. Erst nach 3 km Unterbrechung gibt das Alluvial des Bluntautes am Austritt des Torrener Baches ins Salzachtal, nochmals eine kleine Dolomitpartie frei.

Die Dachsteinkalke des zirka 8 km langen und 3 km breiten Göllmassivs fallen generell in nördlicher Richtung ein. Dementsprechend werden sämtliche tiefertriadischen Gesteine des Torrener Jochabschnittes als

die Basisgesteine der Göllmasse angesehen, ähnlich wie es sich Del Negro (1950, S. 112) vorstellt.

Eine frühe Emporwölbung mag zum präliasisch verkarsteten und zerklüfteten Dachsteinkalk des Göllgipfelbereiches geführt haben (vgl. O. Ganss, 1950, S. 362). Die mit bunten Liaskalken, Hierlitz- und Adnetherkalken erfüllten Klüfte stehen zumeist fast saiger zum Streichen des Dachsteinkalkes. Besonders eindrucksvoll sind die 60—70° SW-fallenden, mit jenen bunten Gesteinen erfüllten Klüfte im sanft N-fallenden Riffkalk, 30 m nordwestlich der Kote 2533 und die Klüftfüllungen am trigonometrischen Punkt der Kote 2523 (siehe Abb. 1, S. 115).

Die bedeutendste Hebung des Gebirges ist sicherlich zur jungtertiären Orogenese erfolgt; das haben schon Hahn (1913, S. 253 und 286) und Lebling (1935, S. 11) betont. Sie ging gewiß einher mit dem W-verengten Querschub, demzufolge im westlichen Teil die Schichten gegen NW, im östlichen zunehmend gegen O einfallen. Am Gollinger Wasserfall mißt man z. B. ein 40°iges NO-Fallen der Gesteinsbänke, westlich vom Hohen Göllgipfel 20—30° NW-Fallen. Das Göllmassiv formt demnach eine kilometerweite Queraufwölbung, nicht aber, wie das Dienersche Profil (l. c., S. 375) zeigt, eine O—W-streichende Antiklinale mit gegen S herabgebogenen Schichten. Der Querbug wird durch radial angeordnete Klüfte nur noch deutlicher (siehe Abb. 2).

Im Weißenbachtal schaltet sich zwischen dem Göll-Dachsteinkalk und der Jurabasis der Roßfeld-Neokommulde eine 2½ km lange Partie neokomer Schrambachmergelkalke ein. Sie reichen doppelt so weit gegen W, wie auf der Spezialkarte 1 : 75.000 dargestellt und sind noch am N-Fuß des Vorderen Freieck in 800 m Höhe aufgeschlossen. Entgegen der Auffassung Kühnells (1929, S. 539), wonach das Neokom den Göllgesteinen auflagern soll, wurde es durchwegs mit sanftem bis mittelsteilem südlichen Einfallen angetroffen; wohl ein Hinweis, daß der Schubkraft der Göllmasse auch eine nördliche Komponente zufällt.

Am Freieck-N-Fuß stellen sich an der Basis des Neokoms 50° NO-fallende Oberalmer Schichten ein. Sie sind als südliche Basis des synklinal gelagerten Weißenbachneokoms zu betrachten.

Die Störungslinie, welche vom Gollinger Wasserfall weg die Jura-Kreideablagerungen der Weißenbachmulde vom gebankten Dachsteinkalk des Göll, dann diesen von der Rhättriffkalkbasis der Roßfeldmulde absetzt, streicht gegen W über die Halde des Wilden Freithofkares, quert den Steig Purtschellerhaus-Hoher Göll nahe der Kote 2250 und setzt sich über das Endstal zur Linie der Scharitzkehl-Jännerüberschiebung fort. Schon Lebling nimmt eine solche O—W-Verwerfung an und glaubt, daß längs ihr die Göllmasse ihren Querschub vollführte.

Die Bedeutung der Störung wird durch Werfener Schieferspuren etwa 500 m nordwestlich vom Gollinger Wasserfall und durch 2 eingeklemmte, kleine Partien jurassischer Mergelkalke erhellt. Sie sind südlich der Kote 792, am Jagdsteig des Hinteren Freieck-N-Fußes und gemäß der Aufnahme Kühnells südwestlich der Kote 1834 anzutreffen.

Beim Vergleich der Schichtfolge des Göllmassivs mit jener des hochjuvavischen Gollinger Schwarzenberges, fällt die gute Übereinstimmung auf. Zieht man dazu die Schichtstellung in Betracht, das generell nördliche Einfallen, so kommt man zur Überzeugung, daß beide Gebirgstteile

einer tektonischen Einheit zuzuordnen sind (vgl. tektonische Skizze auf Tafel V). Die Serien beider Teile scheinen von Überschiebungslinien begrenzt zu sein. Die südliche Überschiebungslinie des Schwarzen Berges entspräche der Tiefenlinie am Torrener Joch, die nördliche der über den Wilden Freithof zum Gollinger Wasserfall streichenden Störung. Der südlichen Jurabasis der Weitenauer Neokommulde, die am Gollinger Waldparkhügel ihren westlichen Aufschluß findet, sind die Juragesteine des Hinteren Weißenbachtals gleichzusetzen. Zweifellos stellt das Weißenbachneokom den westlichen Ausläufer der Weitenauer Neokommulde, im weiteren Sinne auch der Altbühlalm- und Moosbergalm-Neokommulde dar. Die Oberalmerschichten der Roßfeldmulde liegen mit Basiskonglomeraten auf Rhättriffkalk, eine Schichtlücke, ähnlich wie sie sich auch östlich des Salzachtals, am Zimmereck-Fagerwandzug, zwischen dem Rhättriffkalk und den Oberalmerschichten ergibt.

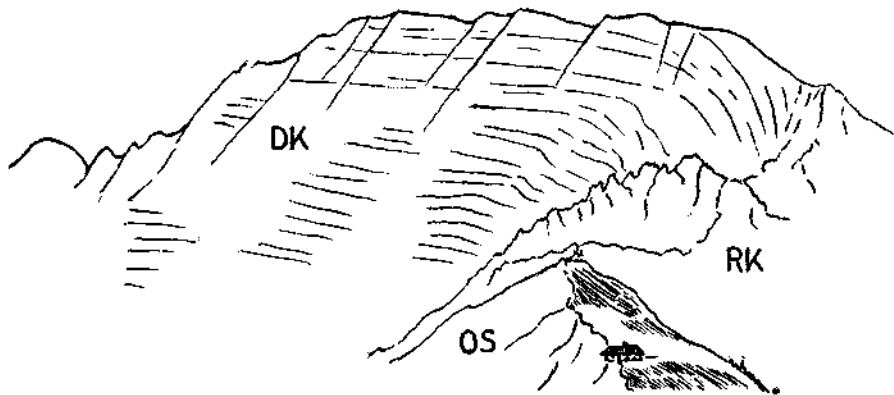


Abb. 2: Blick zum Purtschellerhaus und Hohem Göll. DK = vorwiegend gebankter Dachsteinkalk, RK = vorwiegend Rhättriffkalk, OS = Oberalmerschichten.

Nach den angeführten Daten wäre die Bedeutung der über den Wilden Freithof führenden Verwerfung als Überschiebungslinie einer vorgosauisch eingeschobenen hochjuvavischen Göllmasse ohne weiteres einzusehen. Wäre die Deutung der vom Bereich des Gollinger Wasserfalles über das Endstal zur Scharitzkehl-Jännerüberschiebung streichenden Störung als Tiefenlinie richtig, würde das wichtigste Argument, das Kühnel gegen die hochjuvavische Natur des Göllmassivs vorgebracht hat, hinfällig sein. Die tirolischen Oberalmerschichten würden nämlich nicht mehr über ein zur Göllserie gehörendes Gestein „transgredieren“. Um der Deutung nach eine hochjuvavische Göllmasse aufrechterhalten zu können, müßten sich allerdings auch die über den Königsee zur Watzmann-S-Seite streichenden tiefertriadischen Gesteine der Torrener Jochzone vom benachbarten Tirolikum trennen lassen. Die Lebling sehe Karte begrenzt sie durch Störungen.

Es wird wohl auf bayerischer Seite entschieden werden müssen, ob die Vorstellung einer über den Wilden Freithof zum Endstal zu ziehenden Überschiebungslinie einer höheren Deckenmasse richtig ist, oder ob jene Störung nur als Bruchphänomen zu sehen ist. Daß sie zuletzt für den

jugendlichen Querstau der Göllmasse als nördliche Gleitschiene fungierte, die der südlichen Gleitschiene, den Störungen der Torrener Jochzone, gegenüberzustellen ist, dürfte kaum in Frage stehen. Es könnte sich dabei natürlich nur um eine sehr geringfügige Schubweite handeln.

Neben dem W-vergenten Querstau der starren Massen des Gollinger Schwarzenberges und des Göllmassivs findet die Querbewegung in der Herausbildung der Salzachtalsynklinale ihren besonderen Ausdruck. Sie verquert und verwirft den älteren Bau fast im rechten Winkel und zeigt sich zerhackt durch zahlreiche Abbrüche, die den Hängen des NNW-gerichteten weiten Tales, somit der Synklinalachse, parallel laufen. Schon an der Hagen- und Tennengebirgsbarriere, am Salzachdurchbruch bei Paß Lueg, wird die Uranlage des Salzachtales erkennbar (Abb. 3 a). Der Quartärerosion ist offensichtlich eine sanfte Einmuldung vorangegangen, die von N—S-streichenden, gestaffelten Abbrüchen begleitet war.

Gegen N wird das hier gewonnene Bild nur noch deutlicher: Die Gesteine der Hagengebirgs-O-Seite fallen gegen das Salzachtal zu mittelsteil gegen NO bis ONO ein und die obertriadischen Gesteine des Göllmassivs weisen am Abfall zum Salzachtal ein mittelsteil östliches Einfallen auf¹⁾. Hier mag der Druck angesetzt haben, der das Göllmassiv jung etwas gegen W bewegt hat. Ein Hinweis, daß der Klotz des Gollinger Schwarzenberges während des Querstaues in ähnlicher Weise wie die Göllmasse als Prellbock fungierte, mag in dessen Stirneinrollung gegen NW erblickt werden.

Die formbaren Gesteine nördlich der Dachsteinkalkbarriere des Tennen- und Hagengebirges, der Bereich des Salzachtales, die Muldenzonen des Roßfeldes und von Hallein reagierten auf den Querstau durch Faltenwurf mit NW-streichenden Achsen. Der schon am Paß Lueg zu beiden Seiten der Salzach beobachtbare Staffelbruch tritt an den Hängen der Osterhorngruppe zum Salzachtal in einem noch viel größerem Umfang in Erscheinung. Er ist für den Abschnitt zwischen Kärterer- und Tauglbach von M. Schlager (1954) in gründlicher Bearbeitung dargestellt worden. Auch schon im kleinen Bereich, so z. B. am rhätischen Riffkalk der Fagerwand, bestätigt sich jener tektonische Plan. Obwohl zirka 2 km vom Salzachtal entfernt, wird durch die hier in Erscheinung tretende Flexur bereits die Herabbeugung zum Salzachtal und die damit verbundene Bruchtektonik deutlich (Abb. 3 b).

Der Aufwölbungszone des Göll folgt im N die Muldenzone des Roßfeldes. Ihr werden die Riffkalke südlich des Eckersattels, die Oberalmer Schichten des N- und S-Flügels, die mächtige neokome Muldefüllung und schließlich die darauf ruhenden tiefjuvavischen Schollen zugezählt. Die Aufstauung der Muldenbasis entlang des Salzachtales ist gewiß mit der Herausbildung der Salzachtalsynklinale einhergegangen.

Zur Veranschaulichung der tektonischen Details am südlichen Muldenflügel dient das Profil 4 auf Tafel V. Man sieht, wie auf Grund des verschiedenartigen Verhaltens der Gesteine eine sehr differenzierte Tektonik zustande kam. Im Dachsteinkalk kam es zur Bildung von Ablösungsflächen, längs welcher Keile des Dachsteinriffkalkes in die plastischeren, dünnbankigen Oberalmerschichten vorgetrieben wurden. Nur gelegentlich schalten sich massigere Barmsteinkalklagen ein. Bemerkenswerte Schlep-

¹⁾ Bergsturzmassen am O-Fuß des Kleinen Göll weisen auf eine eiszeitliche Unterscheidung hin.

pungen sind durch die Verkeilung des Dachsteinkalkes im Oberjurakalk verursacht. Falten und Spitzfältelungen, wie sie südlich des Purtschellerhauses auftreten, werden gegen S zu steilstehenden Schichtpaketen zusammengestaut. Das Purtschellerhaus selbst steht auf einem sanftgewölbten Faltenattel der Oberalmerschiechten, dessen N-Schenkel 55° gegen ONO fällt. Knapp südlich des Eckersattels verzeichnet man 65° NNO-Fallen. Erst nördlich der Eckersattelstörung ist am Übergang zu den auflagernden Roßfeldschichten ein flaches, in der Richtung wechselndes Einfallen erreicht.

Bei zunehmender Senkung gelangten innerhalb der oberen Roßfeldsandsteine grobklastische Sedimente aus der südlich benachbarten Hebungszone zur Ablagerung. Es sind die Anzeichen einer wilden, orogenen Sedimentation, die sich mit Del Negro (1950, S. 50) als Ankündigung der mittelkretazischen Gebirgsbildung deuten lassen. Der Schüttung von metergroßen Hallstätterkalkblöcken in die oberen Roßfeldschichten des

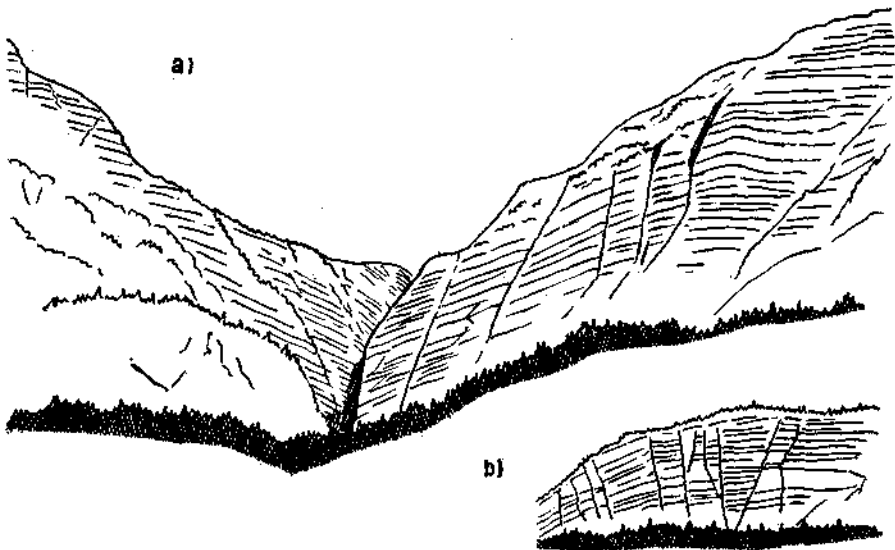


Abb. 3

Ahornbüchsenkopfes und Ahornkammes folgt unmittelbar der Einschub der Hallstätter Deckenmasse. Gerölle aus Roßfeldsandstein weisen darauf hin, daß knapp vor dem Einschub auch das Neokom bereits der Erosion unterworfen war.

Wenige Meter über diesen, zirka 50 m mächtigen, konglomeratführenden oberen Roßfeldschichten ruhen mit einer beträchtlichen Winkeldiskordanz die tiefjuvavischen Deckschollen auf (vgl. Kühnel, S. 480). Es sind die Deckschollen des Ahornbüchsenkopfes und Roßfeldes. Die Dolomite und Schreyeralmkalke des Ahornbüchsenkopfes wie auch der Ramsadolomit der Roßfeldscholle fallen steil gegen W ein.

Eine nur 5 m mächtige, S-fallende Hallstätterkalkscholle konnte am Treffpunkt der zwei Straßen am Ahornbüchsenkopf, eine zweite, aus hellem Riffkalk, östlich des Pechhäusls vorgefunden werden. Beide lagern den Roßfeldschichten auf.

Mit O. Ampferer (1936, S. 104) kann man die Deckschollen des Roßfeldes als ein Modell der weiträumigen Hallstätterschollenanhäufung im Hallein-Dürrenberger Bereich betrachten. Sie ruhen lediglich eine Stufe höher auf der tirolischen Unterlage.

2. Die Halleiner Hallstätter Zone und ihr Rahmen

A. Zur Geschichte

Wie uns Lipold (1854, S. 591) unterrichtet, setzt die Erkundung der geologischen Verhältnisse im Halleiner Salzberg bereits mit L. v. Buch, A. Boué, Murchison und Lill von Lilienbach u. a. ein. Lipold darf das Verdienst in Anspruch nehmen, den Grundstein eingehender Untersuchungen im Salzberg nächst Hallein gelegt zu haben. Wenn auch Lipold versucht, der schlichten wie wahren Annahme Lill von Lilienbachs (1830) entgegenzuwirken, wonach das Halleiner Salzgebirge eine Muldenfüllung darstellt, so vertreten doch beide Forscher die Hangendstellung von Kalkschollen über dem Salzgebirge. Lill stellt sie zu seinem oberen Alpenkalk und nimmt aus Unkenntnis der liegenden Jura-Kreideablagerungen eine stratigraphische Verknüpfung des Haselgebirges mit seinem unteren und seinem oberen Alpenkalk an. Lipold erkennt im Gestein jener Schollen bereits Hallstätterkalke und Dolomite.

Der Erfolg Schafhäuti's (1851) und Gümbels (1861) ist in den Fossilausbeutungen der Hallstätterkalke zu suchen. Durch die Untersuchungen Bittners (1882—1883) glückte der Nachweis von oberem Muschelkalk mit *Ptychites flexuosus* Mojs. auf dem Lercheckgipfel und die Sicherstellung des karnischen Hallstätterkalkes der *Trachyceras aonides*-Zone am Wallbrunn. Mojsisovics gelingt hingegen 1889 der Nachweis der *Tropites subbulatus*-Zone am Rappoltstein. E. Fugger stellt 1904 nach den Aufnahmen A. Bittners das geologische Spezialkartenblatt Hallein—Berchtesgaden 1:75.000 und die dazugehörigen Erläuterungen fertig.

Von großem Wert ist die Studie von M. Schlosser (1898), in der die vorhergehende Literatur gebührenden Widerhall findet. Es ist ihm gelungen, die Gliederung der Trias im Halleiner Gebiet nach dem damaligen Stand der Forschung umfassend darzustellen. E. Seidl versucht 1927 den Vergleich mit den deutschen Zechsteinlagerstätten. Seine, wie später auch die von F. Beyschlag (1922) vertretene Vorstellung, daß das Salzlager unter den gesamten Nördlichen Kalkalpen liegt und nur stellenweise horstartig durchbricht, entspricht der Auffassung Gümbels von 1861 (vgl. O. Ampferer, 1936, S. 100—101). Sie scheint schon von vornherein durch das Postulat von E. Haug und L. Kober hinfällig geworden zu sein, wonach eine Verknüpfung unserer bedeutenden alpinen Salzlager mit den Schubschollen der tiefjuvavischen Hallstätter Decke besteht. Hahn (1913, S. 392) baut den Halleiner Bereich in sein großtektonisches Schema ein und stellt Faziesvergleiche mit den Hallstätter Gesteinen im bayerischen Bereich an.

Die von W. E. Petrascheck (1945) beschriebenen Tiefbohrungen im Halleiner Bergbau bringen Belege für die auch schon 1936 von O. Ampferer vertretene Auffassung, wonach das Salzgebirge mitsamt den auflagernden Dolomit- und Kalkschollen der tektonisch höher gelegenen tiefjuvavischen Hallstätter Decke zugehört und in einer Mulde der tirolischen Decken-

einheit lagert. Die Verformungs- und Bewegungsbilder zu studieren, wie sie durch den reichverzweigten Bergbau aufgeschlossen sind, hat sich O. Schauberger zur Aufgabe gestellt. W. Medwenitsch (1949) will auf Grund des Jakobbergstollenprofils auch im Halleiner Bereich zwei Hallstätter Decken nachweisen.

Der westliche, durch die Überschiebung der hochjuvavischen Unterbergmasse gegebene Rahmen der Halleiner Hallstätter Zone wird in den Arbeiten von E. Fugger (1907) und M. Schlager (1930) behandelt.

B. Ergebnisse der Neuaufnahme

(siehe dazu die geologische Karte 1:25.000 auf Tafel VI)

a) Der südliche und der östliche tirolische Rahmen und die tirolischen Aufschuppungen innerhalb der Hallstätter Zone

Die östliche Begrenzung der Roßfeldneokommulde ist durch eine Aufwölbung ihrer Jurabasis gekennzeichnet. An sie schließt unmittelbar die mit Gesteinen der tiefjuvavischen Hallstätter Decke erfüllte Muldenzone westlich von Hallein an. Die Oberalmer- und Schrambachschichten jener Aufsattelung fallen größtenteils zur Salinarmulde ein. Man dürfte es hier mit einer überkippten Lagerung zu tun haben.

Die Bedeutung des jungen, westgerichteten Querstaues für den Muldenbau wurde schon von O. Ampferer (1936) hervorgehoben. Er führte zum Einschwenken des östlichen Muldenflügels in die NNW-Richtung. Die Steilstellung des Jura Rahmens hatte teilweise die Aufstauung auf die tiefjuvavischen Füllgesteine der tirolischen Mulde zur Folge. Brüche am Rande der belastenden Schollen und das Haselgebirge an deren Basis dürften das begünstigt haben. Längs der bei der Aufstauung des Jura Rahmens entstandenen Aufblätterungen ist, wie es das von Schauberger untertags aufgenommene Ettlriedlprofil besonders gut zeigt, Haselgebirge emporgedrungen.

Die westlich von Hallein mittelsteil SW-fallenden, an den Barmsteinen steilgestellten Barmsteinkalke erinnern auch insofern an die Verhältnisse am Ettlriedl, als in die Jurabänke des Schanzelsüdfußes Haselgebirge hineininjiziert wurde. Die eigene Vorstellung weicht hier von jener O. Ampferers (1936, Abb. 9) nur dadurch ab, als nicht nur der nördliche, sondern auch der südliche Antiklinalflügel für abgesenkt betrachtet wird. Den tektonischen Kontakt zwischen den überkippten den Schrambachschichten und den Oberalmerschichten zeigt z. B. ein Aufschluß an der Straße Hallein—Dürrnberg, 20 m östlich des ersten Gasthofes.

Wenn sich nun am Gutrathsberg auf zirka $1\frac{1}{2}$ km Längserstreckung tiefjuvavisches Haselgebirge erhalten hat, so ist das in ähnlicher Weise wie bei den vorhergegangenen Beispielen dem Querstau zuzuschreiben. Die Verhältnisse an der Abbaustelle der Zementwerke, südöstlich von Mühlreit, zeigen eine Einklemmung des Haselgebirges durch Verschuppung innerhalb der steil W-fallenden Juragesteine an.

Ein Hinweis auf das nachgosauische Alter des Querstaues scheint sich an der SSW-Störung abzuzeichnen, längs welcher das steilstehende Blatt der Barmsteinhöhe gegen W bewegt wurde und zur Einkeilung einer Hallstätter Scholle (S. 110) Anlaß gab. Es fällt hier eine 5 m mächtige, mög-

licherweise cenomane Breccienbank unter dem aufgestauten Barmsteinkalk ein.

Nicht die Aufstauung des Muldenrahmens auf die Füllgesteine allein ist es, die für die Tektonik der tiefjuvavischen Schollen bestimmend ist; die gleichzeitig durch den Querschub hervorgerufene Verformung des tirolischen Muldenuntergrundes wirkt entscheidend mit. Es drückt sich diese in einem mehrfachen fensterartigen Zutagetreten desselben innerhalb der Hallstätter Füllgesteine aus.

Zuerst ist eine zirka 40 m lange Jurarippe zu nennen, die westlich der tiefjuvavischen Scholle des Rudolfköpfls zutage tritt. Mit steiler SO-Neigung fallen hier dünnbankige Oberalmerschichten unter die weißen ladinischen Kalke des Rudolfköpfls ein. Man kann die Jurarippe als westliche Fortsetzung des bei Kranzbichl knieförmig in die Deckenfüllung eingreifenden tirolischen Jurarahmens betrachten. Dieser Jurasporn dürfte sich untertags aber auch gegen NNW fortsetzen. Wahrscheinlich hat er zur Abtrennung der Ramsaukopfwestrandschuppen von der eigentlichen Ramsaukopfmasse geführt. Auch vollzieht sich am Kranzbichl die Umkehr vom beckenwärts geneigten Einfallen der Oberalmerschichten, wie es vom Eggriedl bis zur Grubermühle beobachtet werden kann, zum steil östlichen Einfallen des Zinkenwesthanges.

Ferner trifft man inmitten der tiefjuvavischen Wallbrunnkopfscholle auf in nordwestlicher Richtung streichende tirolische Oberalmerschichten, u. zw. an den Aufschlüssen am Quellaustritt 200 m südlich von Hühnerleiten, 10 m südöstlich und 20 m westlich davon. An den beiden nördlichen Aufschlüssen werden sie unmittelbar, mit scharfem Kontakt, von bunten Hallstätterkalken überlagert. Am nördlichsten Aufschluß ist eine meterhohe Falte des hornsteinreichen Jurakalkes mit SSO-verlaufender Achse zu sehen.

Nördlich der Straße von Zill kommt es noch zweimal zu einem Zutagetreten des tirolischen Untergrundes innerhalb der Muldenfüllung: 1. am N-Fuß des Hirschbichl, am Weg zwischen den Gehöften Gschneidmannlehen und Neusieden. Hier sind dezimetermächtige, knollige Oberalmerschichten, O—W-streichend und saiger stehend, in einem 5 m langen Aufschluß anzutreffen; 2. östlich vom Gschneidmannlehen, wo dünnbankige Oberalmerschichten 305/20 unter die Hallstätterkalke des Rappoltstein einfallen. In ihrem östlichen Verlauf biegen die Oberalmerschichten des erstgenannten Vorkommens gegen SO ab und lassen eine Beziehung zu einer Störung knapp östlich des Steinbruches Zill vermuten.

Südöstlich von Gmerk bilden die Oberalmer Schichten einen gegen NW vorspringenden Lappen, den man ähnlich dem Jurasporn des Kranzbichl, als Ausgangspunkt einer NW-streichenden Aufstauung des tirolischen Untergrundes betrachten kann. Es liegt nahe, von hier die tirolische Aufschuppung ausgehen zu lassen, welche in NNW-Richtung über Hühnerleiten, Neusieden zum Hohen Göttschen und zur Köppelschneid führt.

Die vom Saghäusl bis zum Zinken normal unter die hangenden neokomen Schrambach- und Roßfeldschichten einfallenden Oberalmerschichten stehen bei Gmerk saiger und überkippen am Zinkenkamm zu steilem NW-Fallen.

Der obere Lettengraben folgt einer WNW-verlaufenden Querstörung im Jurarahmen. Die Streichrichtung zu beiden Seiten derselben lassen eine

Blattverschiebung im Ausmaß von wenigen 100 m erkennen. Nicht nur die Richtung der Störung, sondern auch, weil nach einer schmalen Flexur am Hochkreuz den OSO-streichenden, steilstehenden Schichten des Haarpunktkogels an der Madlerswand wieder WSW-Streichen verliehen wird, dürfte die Blattverschiebung durch einen W-Schub verursacht worden sein. Gleiches geht auch aus der Situation an der NW-gerichteten Querstörung am Larosbachgraben hervor. Es ist hier am westlichen Flügel ebenso zu einer Flexur der Oberalmerschichten gekommen: Am Vorderecknordgehänge streichen sie NW—SO und fallen steil gegen SW, während sie am Gutshof des Obersalzberges wieder ihr ursprüngliches WSW-Streichen besitzen.

Weil man innerhalb der Hallstätter Zone tirolische Oberjuraaufschuppungen antrifft und auch der gesamte östliche Beckensaum aus Oberalmerschichten aufgebaut ist, im nördlichen Becken aber zunehmend jüngerer Neokom die Unterlage der Hallstätter Schollen bildet, kann man annehmen, daß die Hallstätter Decke zur Zeit ihres vorgosauischen Einschubes bereits ein sanftes Relief vorgefunden hat.

So verweist im südöstlichen Teil des Beckens die Umrahmung der tiefjuvavischen Rudolfköpfscholle auf eine Jurabasis und läßt das auch der Jurakeil des Kranzbühl für die Ramsaukopfscholle vermuten. Anders im nördlichen Beckenteil: Während östlich vom Gschneidmannlehen noch Oberalmerschichten unter die tiefjuvavische Rappoltsteinscholle eintauchen, liegt diese in ihrer nördlichen Hälfte bereits neokomen Schrambachschichten auf. Die im W benachbarte Scholle bei Point ist ringsum von Schrambachschichten umrahmt, liegt also bereits vollkommen dem tieferen Neokom auf. Auch die Haselgebirgsschollen in der neokomen Teilmulde östlich von Schellenberg, nahe des Schweighofes, haben Schrambachschichten zur Unterlage. Das zirka 2 km nördlich davon anzutreffende Haselgebirge östlich von Oberreit hingegen dürfte den Roßfeldschichten der neokomen Teilmulde nördlich des Hohen Götschen aufliegen. Ihre Ausdehnung ist durch die NNW-streichende Hochzone der Köppelschneid im W und durch die NW-streichende Juraaufwölbung entlang des Salzachtales vorgezeichnet.

b) Die Verhältnisse an der Überschiebungslinie der Untersbergmasse

Die hellen Schrambachmergelkalke bei Gartenau verlängern die Antiklinalzone der Köppelschneid bis zu ihrem Untertauchen unter den quartären Lockergesteinen des Salzachtales. Westlich jener Zone folgt abermals eine NNW-gestreckte, durch die Füllung mit oberen Roßfeldschichten gekennzeichnete neokome Teilmulde. Ihre westliche Begrenzung ist die Überschiebungslinie der Untersbergmasse.

Unter dem Haselgebirge dieses hochjuvavischen Deckenanteiles legen die Erosionseinschnitte des Rothmannbaches, des Weißbaches und des Drachenlochbaches die vielfach gegen O überkippten Basiselemente der NNW-streichenden Neokommulde frei. Der Nördlichste von ihnen, der Drachenlochbach mit seinen Zuflüssen, schließt von O nach W folgende Schichtglieder auf:

1. Sanft WNW-fallende Schrambachkalke.

2. Vor allem an einem von SW kommenden Zufluß, eine geringmächtige Lage von Malmbasiskonglomerat und ein über 20 m mächtiges Paket Oberalmerschichten¹⁾. Falten zeigen sanft gegen NNO fallende Achsen.

3. Im Hauptgraben, den Übergang von neokomen Mergelschiefern in bunten Tithonflaserkalk (zirka 3 m mächtig) und einen hellen, grobgebankten, echinodermenspätigen Tithonkalk (5 m mächtig). Die Schichtglieder zeigen ein mittelsteiles SW-Fallen und sind deshalb überkippt.

4. Eine an die 150 m mächtige Folge mittelsteil in westlicher Richtung einfallender, gleichfalls überkippter, Oberlias-Dogger(?) Ablagerungen: a) bläulichgraue Mergelkalke, b) manganvererzte, ± kieselige Mergelkalke und kalkreiche Fleckenmergel, c) weiche korallenführende, mikrofossilreiche Liasfleckenmergel und ± dunkelgraue Liasmergel, wechsellagernd mit kalkigen Liasfleckenmergelbänken und einzelnen Lagen gelblichbrauner, sedimentärbrecciöser Korallenkalke.

5. Das über der gegen O überkippten tirolischen Gesteinsserie liegende Haselgebirge des hochjuvavischen Untersberges, das bis an die Dolomitwand heranreicht.

Innerhalb der tirolischen Gesteinsfolge ist zwischen den Tithon- und den Liasablagerungen 10—15 m mächtiges buntes Haselgebirge eingeschaltet. Ansonsten zeigt sich das Haselgebirge des öfteren verschwemmt über den jurassisch-neokomen Sedimenten.

Der helle Tithonkalk des Drachenlochgrabens läßt sich mit dem teilweise bunten, ebenso crinoidenspätigen Tithonkalk des Weißbachtals, zirka 1 km südlicher, verbinden. Auch hier schließen im O die Schrambachkalke an und dürften die westlich folgenden Mergel liasisch sein.

Nicht ganz einen weiteren Kilometer gegen S folgen die interessanten Aufschlüsse des Rothmannbachgrabens. Zu Beginn desselben ist nördlich einer kilometerlangen, bunten Tithonkalkrippe dem Schrambachkalk Haselgebirge eingefaltet. Westlich davon zeigt am rechten Ufergelände ein bunter Flaserkalk den Übergang ins Tithon an. Er wird in ähnlicher Weise von gefalteten Liasmergel abgelöst wie am Drachenlochgraben.

Mehrmals sind den tirolischen Gesteinen, die der Rothmannbachgraben aufschließt, dezimeter- bis metermächtige, stark zerrüttete Kalk- und Dolomitschollen eingeschaltet, deren Ableitung von der hochjuvavischen Untersbergmasse nahe liegt (Abb. 4). Die Falten in den Mergelkalcken und Mergel zeigen NNW-streichende Achsen, entsprechen somit dem Streichen der darin eingewalzten Schuppen.

Einmalig schön ist am Rothmannbachgraben der Überschiebungskontakt der Untersbergmasse zu sehen: Die dünnbankigen tirolischen Gesteine, wahrscheinlich oberliasische Fleckenmergel, tauchen mit liegenden, gegen W stürnenden Falten unter dem Dolomit der Untersbergserie ein und geben ein Bild, dessen Umrisse der Deckenschub skizziert und dessen Anarbeitung der O—W-gerichtete Querschub übernommen haben dürfte (Abb. 4).

Von Schellenberg angefangen bis zur südlichen Kartengrenze reichen die Gesteine der tiefjuvavischen Hallein-Berchtesgadener Zone an die in N—S-

¹⁾ Daß es sich um Oberalmerschichten handelt, stimme ich mit Herrn Prof. M. Schläger überein, dem ich es verdanke, gelegentlich einer gemeinsamen Exkursion auf die interessanten Verhältnisse am Untersberg-O-Fuß aufmerksam gemacht worden zu sein.

Richtung, ungefähr längs der Berchtesgadener Ach, verlaufende Überschiebungslinie der hochjuvavischen Untersbergmasse heran. Man muß annehmen, daß westlich dieser Linie ein Teil der Hallstätter Zone von der Untersbergmasse überlagert wird.

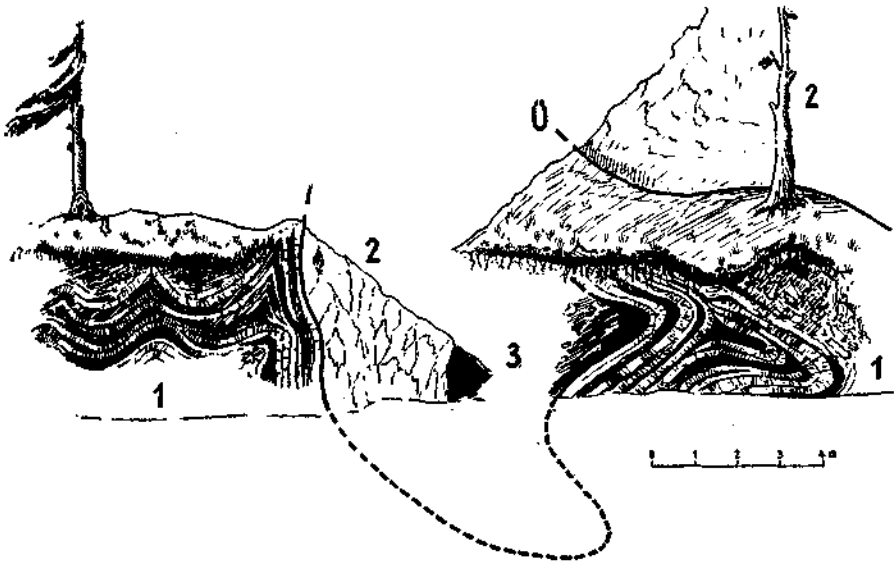


Abb. 4: Die Einwalmung hochjuvavischer Gesteine in den Faltenwurf der tirolischen Juraablagerungen und der Überschiebungskontakt der hochjuvavischen Untersbergmasse im Rothmannbachgraben. Die eingekleitete Scholle befindet sich zirka 150 m östlich der Überschiebungslinie (Ü). 1 = Liasfleckenmergelbänke mit weichen Mergelzwischenlagen, 2 = mitteltriadischer Dolomit, 3 = Haselgebirge.

c) Das Tiefjuvavikum am tirolischen Muldenrand

Darunter sind diejenigen Anteile der Halleiner-Hallstätter Zone zu verstehen, welche sich entlang des östlichen tirolischen Muldenraumes gruppieren. Der westliche tirolische Rahmen mit dem dazugehörigen Tiefjuvavikum des Muldenrandes ist bereits von der hochjuvavischen Untersbergmasse überdeckt.

Als nördlichste Randscholle ist das Haselgebirge zu betrachten, das sich vom Zementmergelabbau südlich von Mühlreit über die Gehöfte von Gutratsberg bis südlich von Oberreit erstreckt. Zwischen Oberreit und dem Zacken des Jurarahmens, der die Kote 617 aufbaut, dürfte es seine größte Mächtigkeit erreichen. Zu beiden Seiten der Höhe, vor allem aber am O-Fuß derselben, trifft man auf umgelagertes Haselgebirge.

Nahe am Weg von Kaltenhausen zum Gehöft Knoll ist in einem Graben eine kleine Partie gipsreichen Haselgebirges knapp westlich saiger stehender, ONO-streichender Barmsteinkalke aufgeschlossen. Der Weg quert ein geringmächtiges Vorkommen hellen, gewiß mitteltriadischen Kalkes, bis schließlich westlich davon eine 200 m lange und zirka 100 m breite Scholle bunten Hallstätterkalkes lagert.

Der westgerichtete Querschub, den der tithone Kalk der Barmsteine gegen die Jurabasis der Götschen-Kreidemulde durchgemacht hat, führte zur Einklemmung jener tiefjuvavischen Gesteinselemente. Es geht dies aus der veränderten Streichungsrichtung hervor, den der NW-streichende Rücken der Barmsteine an seinem W-Ende einnimmt. Knapp östlich des Haselgebirgsaufschlusses streichen die saiger gestellten Barmsteinkalke gegen 75° , südlich davon, entlang der übrigen Gesteine der Hallstätter Scholle, gegen 150° .

Zwischen dem steil aufragenden Blatt des südlichen Barmsteines, K. 841, und den mittelsteil SW-fallenden Schrambachkalken des östlichen Mehlweges ist eine zirka 300 m lange, 150 m breite Scholle eingesenkt, deren bunte Hallstätterkalke eine reiche norische Fauna aufweisen.

Südlich des Schrambachkalkrückens, also in einer gesonderten Zone, schließt die Hallstätter Masse des Rappoltstein an. Trotzdem ist sie mit ihren nördlichen Schollen am Barmsteinlehen bereits zu den Randschollen zu stellen. Sie bildet eine aus fossilreichem Hallstätterkalk aufgebaute, flach NO-fallende, komplikationslose Platte. Als Verbindungsglied zwischen den obertriadischen Gesteinen des Rappoltstein und des Aiglköpfls ist eine SO-fallende, von mehreren Störungen durchsetzte Partie bunten Hallstätterkalkes anzusehen.

Bemerkenswert ist die Auflagerung der Obertriaskalke des Rappoltstein auf tirolische Jura- und Unterkreidegesteine, denn es weist dies auf eine Amputation aller tieferen Schichtglieder hin. In ihrer nördlichen Hälfte liegt die Scholle mittelsteil SW-fallenden Schrambachschichten, in der südlichen den 45° SW-fallenden Oberalmerschichten östlich des Barmsteinbauern und den 20° NW-fallenden Oberalmerschichten nordöstlich des Gschneidmannlehens auf. An der letztgenannten Örtlichkeit ist der Kontakt zwischen den flachliegenden, bunten obertriadischen Hallstätterkalken und den unter diesen eintauchenden Juragesteinen besonders schön zu sehen. Der Auffassung Schlossers, wonach die Gesteine von Zill unter die Gesteine des Rappoltstein eintauchen, ist nicht zuzustimmen.

Östlich der Rappoltsteinscholle und deren Teilschollen am Barmsteinlehen sind im Wiesengelände Zlambachmergel anzutreffen. Sie reichen bis zum Bachgraben südwestlich der Ruine Dirndl. Mit ihnen wird ein Charakteristikum deutlich, das von hier weg alle Randschollen aufweisen. Allerorts ist an den tiefjuvavischen Randschollen eine Beugung der Schichten zum tirolischen Rahmen beobachtbar, derzufolge stets die Hangendschichtglieder der betreffenden Scholle mit dem Jurarahmen in Kontakt treten.

Ihre östliche Fortsetzung finden der norische Hallstätterkalk und die Zlambachmergel in den Gesteinen des Aigl- und Tirschenköpfls. Ein Bruch, der längs der Straße Dürrnberg—Hallein verläuft, trennt die beiden Erhebungen. Die Zlambachmergel des Aiglkopf-NO-Fußes sind an der Straße nach Dürrnberg, südlich des Gasthofes zur Gemse und jene des Tirschenkopf-NO-Fußes im Wiesengelände aufgeschlossen, das vom Wasserschloß bis zum Wolf Dietrich-Haus-Weg reicht. Auch an den steil W-fallenden norischen Hallstätterkalken der Ramsaukopfscholle sind nördlich des Wolf Dietrich-Berghauses, an der Reingrabenbrücke, steil ONO-fallende, völlig zerrüttete Zlambachmergel unter WSW-fallenden Oberalmerschichten

erhalten. Das stimmt auch mit der Lagerung überein, welche die Zlambachmergel an der Mühle westlich der Ruine Dirndl aufweisen: Sie fallen dort sanft gegen NO, während der benachbarte Oberjurakalk mittelsteil gegen SSW einfällt. Die Erosion verwischt da wie dort den Kontakt zwischen dem Hallstätterkalk und den am aufgestauten Jurarahmen eingeklemmten Zlambachmergel.

Die zirka 40 m mächtigen Zlambachmergel am Aiglköpfl- und Tirschenköpfl-NO-Fuß schmiegen sich, nach der Geländeformung zu urteilen, den in nordöstlicher Richtung einfallenden Hallstätterkalken an. An der Zugehörigkeit der Mergel zu den benachbarten Kalken kann nicht gezweifelt werden, 1. weil sie sich im Hangenden des obertriadischen Hallstätterkalkes der Scholle finden und 2. weil beide Gesteine das gleiche Einfallen zum Jurarahmen aufweisen.

Das aus norischem Hallstätterkalk aufgebaute Tirschenköpfl besitzt kuppelförmigen Bau und läßt ein dem Gehängefallen angepaßtes Schichtfallen erkennen. Ein Bruch längs der Straße Dürrnberg—Hallein trennt die Erhebung des Tirschenköpfls von der des Aiglköpfls. Entsprechend der Einmündung des tirolischen Untergrundes bei Hallein wurde die Tirschenköpflscholle gegenüber den benachbarten Schollen etwas versenkt; eine Schollenbewegung, die nach der Aufrichtung des Jurarahmens erfolgte.

Mit dem Absinken steht die Aufschuppung der Ramsaukopfscholle im SO und das kurze Nachrücken der Aiglkopfmasse im W im Zusammenhang: Die entsprechende Bewegungsrichtung ist den Harnischflächen am Bruchrand der steil NW-fallenden Oberalmerschichten und jenen der mittelsteil O-fallenden Hallstätterkalke an der Kapelle im Graben südlich der Ruine Dirndl abzulesen. Auch an der Störung, die das Tirschenköpfl von der Ramsaukopfscholle und deren nördlichen Teilschuppen absetzt, ist am Wasserfall, nahe der Mündung des Kotbaches, eine steil gegen NNO fallende Strömung an der Harnischfläche des Hallstätterkalkes zu beobachten.

Es ist offensichtlich, daß die bisher genannten, durch Brüche voneinander getrennten Randschollen zusammengehören. Auch läßt sich eine Verbindung zu einer zentral gelegenen Gesteinspartie nachweisen. Westlich des Gehöftes Aigl ruhen dem bunten Hallstätterkalk des Aiglköpfl-SW-Fußes crinoidenspächtige Kalke der Barmsteinkalkfazies auf. In gleicher Weise sind sie im Hangenden der offenbar karnischen Hallstätterkalke der östlichen Kroneckkopfscholle anzutreffen.

Am S-Rand der Tirschenköpflscholle, dem Luegstein, ist längs einer NO-streichenden Schichtfläche eine Teilschuppe der Ramsaukopfscholle aufgepreßt worden. Als Ausdruck einer sich gegen NW versteilenden Aufschubfläche mag das in dieser Richtung zunehmend steile SO-Fallen der fossilreichen norischen Hallstätterkalkbänke am Tirschenköpfl-S-Fuß angesehen werden. Zirka 100 m südöstlich vom Hiesnbauer schwenkt die Störungslinie gegen S ein und verläuft entlang der Talung über Dürrnberg zum N-Fuß des Hahnrain. Südlich der Kapelle Stiegl zweigt eine Störung ab, die entlang des Kotgrabens wieder mit der fast parallel dazu verlaufenden Aufschuppungslinie vereinigt. Die Aufstauung der nördlichen Teilschuppe der Ramsaukopfscholle auf die Tirschenköpflscholle ist bis zur Kammelmühle durch ausgelaugtes, graues Haselgebirge und am Wasserfall, nahe der Mündung in den Kotgraben, auch durch Spuren bunten Haselgebirges markiert.

Gegen S wird auf zirka 1 km Erstreckung der Nachweis jener wichtigen Störung durch die Auflagerung von Haselgebirge auf den Hangendgesteinen der Wallbrunnkopfscholle erbracht. Es entstammt gewiß aus dem Liegenden der Ramsaukopfmasse und wurde bei deren W-vergenten Querschub im W herausgequetscht. Obertags läßt sich die Begrenzung des Haselgebirges dadurch leicht erkennen, da dieses die tiefen und feuchten Gründe der Talung längs der Straße Dürrnberg—Hallein einnimmt, während die darunter einfallenden Zlambachmergel eine höhere Stufe der grasbedeckten Talung bauen. Untertags ist im Jakobberg-Stollenprofil die Haselgebirgsauflagerung schön aufgeschlossen. Die westliche Begrenzung des Haselgebirges zeigt den Verlauf der Linie an, längs der die Ramsaukopfscholle mit ihren westlichen Teilschollen auf die Wallbrunnkopfscholle aufgeschuppt wurde. Entsprechend der längs der Reingrabenslinie erfolgten Aufstauung des tirolischen Jurarahmens (Eggfriedl) auf die Ramsaukopfscholle, wurde diese Scholle auf die herabgebeugten Hangendschichten des Wallbrunnkopfes bewegt.

Gemäß des O-Fallens der Bausteine folgen an der Ramsaukopfscholle gegen W zunehmend tiefere Gesteine: Die bunten karnischen und norischen Hallstätterkalke, die den Großteil der NNW-streichenden Scholle bilden, unterlagern westlich der Seilbahnträger III und IV helle ladinische Gesteine. Schlosser (S. 253) glaubt wohl auch, daß man in den Hallstätterkalken am Reingraben eher von einem O-Fallen als von einem NO-Fallen, das Gümbel annimmt, sprechen kann. Er mißt jenem Einfallen aber zu Unrecht keine Bedeutung zu, weil es sich nach seiner Ansicht um gestörte, vielfach verrutschte Gesteinspartien handelt.

Westlich entlang des Ramsaukopfrückens stellen sich einige vorwiegend aus norischem Hallstätterkalk aufgebaute Höhen ein: Die keilförmige Schuppe zwischen Freibaumgarten und Stiegl, die norischen Hallstätterkalkpartien am Steinbergwiesenlehen und am Moserstein. Getrennt werden sie vom Ramsaukopfrücken durch einen morphologisch gut in Erscheinung tretenden Bruch, der vom Reingraben über den Kotgraben zum Jakobberg-Stolleneingang und von da gegen SSO zum Kranzbichljura streicht. Nördlich der Kapelle Stiegl und des Hauses Fischpointleiten 33 wird durch den scharfen tektonischen Kontakt des hellen Mitteltriaskalkes mit dem sanft O-fallenden, bunten Obertriaskalk der Störungsdurchgang gekennzeichnet. Auch von östlich des Jakobbergstolleneinganges gegen OSO wird er durch das Zusammentreffen der beiden altersverschiedenen Gesteine deutlich: Bunter, norischer Hallstätterkalk im S wird vom hellen Mitteltriaskalk im N abgesetzt. Die beschriebene Störung läuft im wesentlichen parallel zur N—S-gerichteten Aufschiebungslinie am westlichen Saum der drei Teilschuppen der Ramsaukopfscholle. Es wäre möglich, daß der ebenso durch den Querschub geformte tirolische Jurasporn des Kranzbichls axial sanft gegen NNW untertaucht und er der unmittelbare Urheber der Störung ist.

Der W-gerichtete Querschub liegt gewiß einem der jüngsten orogenen Ereignisse zugrunde. Das entspricht der Erfahrung, wie sie auch östlich der Salzach (vgl. Cornelius-Plöschinger, 1952) gewonnen werden konnte. Ein Anhaltspunkt für die nachgosauische Altersstellung der Aufschiebung der Ramsaukopfscholle auf die Wallbrunnkopfscholle könnte in den von Schlosser (S. 337) angegebenen geringfügigen Vorkommen von Gosau-

mergel oberhalb des Wirtshauses zur Sonne gegeben sein. Es läge am Störungsdurchgang.

Die 200 m lange Schuppe Hallstätter Kalkes an der Straße nach Dürrnberg, westlich der Pfarrkirche Hallein, erklärt das Untertauchen des tirolischen Jurarahmens bei Hallein. Das mittelsteil gegen SO einfallende Gestein liegt in der verlängerten Streichungsrichtung des Ramsaukopfrückens, 400 m von dessen N-Ende entfernt. Betrachtet man sie als nördliche Teilschuppe der Ramsaukopfscholle, so wäre der ganze, dieser Scholle zugehörige Gesteinskomplex längs einer Linie, die von Dürrnberg bis Hallein reicht, den westlich benachbarten Schollen aufgeschoben. Die Zlambachmergel der N—S-Talung nördlich von Dürrnberg fänden so in den Zlambachmergel des Tirschenköpfl- und Aiglköpfl-NO-Fußes ihre Fortsetzung. Im Bereich östlich vom Hiesenbauer bis zur Kotbachmündung wären sie von der Ramsaukopfmasse kurz überschoben.

Das Schichtfallen der norischen Hallstätterkalke des Tirschenköpfls spräche nicht dagegen, die Zlambachmergel, die nordöstlich des Breilerbauers in horizontaler Lagerung aufgeschlossen sind, als ihr stratigraphisch Hangendes anzusehen. Trifft jene Annahme zu, so kennzeichnen die Zlambachmergel eine Synklinale zwischen den Hallstätterkalken der Wallbrunnkopf- und Tirschenköpflscholle und weisen auf die Verknüpfung der beiden Schollen hin.

Für die Mosersteinscholle, nächst der Kirche Dürrnberg, ist der ehemalige Zusammenhang mit der Ramsaukopfscholle insofern sicher, als sich sein norisches Gestein mit derselben Fossilvergesellschaftung am südlichen Ramsaukopf wieder findet. Durch das flache bis mittelsteile OSO-Fallen der Kalkbänke des östlichen Mosersteins besteht Übereinstimmung mit der Schichtstellung an der südlichen Ramsaukopfscholle.

Die südlich der Mosersteinscholle folgende Randscholle ist die des Rudolfköpfls. Wie ein Ei im Becher, so liegt sie im Jura ihrer tirolischen Unterlage eingebettet: Von O her umrahmen steil OSO-fallende Oberalmer Schichten des tirolischen Jurarahmens, im NW eine kleine 45° SO-fallende Jurapartie. Das Haselgebirge dürfte unter der Rudolfkopfscholle vollends tektonisch entfernt worden sein. Anisischer Dolomit ist in einer kleinen Schuppe zwischen der Kranzbichljura und dem Ladin des Rudolfköpfls anzutreffen. Wie an allen bisher besprochenen Randschollen, so fällt auch das Gestein der Rudolfkopfscholle deutlich gegen den Jurarahmen ein. Daraus ergibt sich das Idealprofil vom hellen Diplorenkalk zum bunten Draxlehnerkalk.

Der Dolomitklotz des Hahnrain (bis 1026 m über dem Meeresspiegel) weist zahlreiche offene Klüfte auf, die im wesentlichen NW-gerichtet sind. Vor allem das durch Stollenbau und Bohrungen (siehe O. Ampferer, 1936, und W. E. Petrascheck, 1945) erschlossene liegende Salzgebirge läßt die unmittelbare Ursache erkennen: Die Hahnrainscholle wurde durch Salzauftrieb emporgehoben. Der primäre Anlaß dazu dürfte in der Gestaltung des tirolischen Untergrundes zu suchen sein. Die schon S. 122 behandelte Aufschuppung in der Linie Zinken—Hoher Götschen dürfte zusammen mit der Anpressung des steilgestellten NO-streichenden Jurarahmens die für den Salzauftrieb günstigen Verhältnisse geschaffen haben. Gemäß der Obertagskartierung wurde dieser scheinbar in Richtung gegen W, NW und N begünstigt: Bunte Werfener Schichten sind längs der O-Flanke des Hahnrains aufgeschlossen,

vorwiegend graues Haselgebirge im NW und N, im Bereich des Neuhäusls. Es dürfte auch westlich des Hahnraindolomites unter der glazialen Schotterdecke liegen.

Für den zukünftigen Hoffnungsbau mag wohl die Annahme bedeutsam sein, daß das Haselgebirge des Hahnrains gegen NW über den Westteil der Wallbrunnkopfscholle geflossen ist. Auch besteht hier noch die Tendenz der W-gerichteten Aufschiebung, wie sie die Wallbrunnkopfscholle aufweist. Die Aufschuppungslinie reicht von Hallein zur S-Seite des Vorderlercheckkopfes (siehe S. 127 und 136).

Einige kleine Partien bunten Hallstätterkalkes liegen um den Hahnrain angeordnet. Man könnte sie als Reste eines höhertriadischen Gesteinsmantels ansehen. Es ist die kleine, vom Haselgebirge umgebene Scholle südlich vom Neuhäusl, die vom Grenzstein 10 gegen OSO streichende Scholle und die kleine Scholle gleicher Streichungsrichtung westlich des Eggglutes. Die Hallstätter Gesteine, die sich dem Jura des Zinken-N-Fußes anschmiegen, sind kaum dazuzurechnen. Auch sind die untertags aufgeschlossenen Einlagerungen im Haselgebirge, die Knorr- und die Lobkowitzeinlagerung, als Teile der Hahnrainmasse anzusehen. Ihre Versenkung dürfte in Analogie zu den Verhältnissen an den übrigen Randschollen durch die Anstauung des tirolischen Jura Rahmens zustande gekommen sein.

Eine größere Partie Reichenhaller Rauhwacke ist dem anisischen Dolomit des Hahnrains, westlich des Hahnrainlehens, eingeschaltet. Auch der zum Jagdhaus Walling reichende Streifen anisischen Dolomites wird stellenweise von Rauhwacke begleitet, während bunte Werfener Schichten vom Egggut bis zu diesem Dolomitstreifen und darüber hinaus verbreitet sind. Die hier beobachtbare Trennung des Hahnraindolomites und auch die Trennung der bunten Hallstätterkalke nördlich vom Hahnrainlehen ist vielleicht auf die in der Tiefe angenommene tirolische Aufstauung zurückzuführen.

Der NW-Schub des tirolischen Jurarückens am Zinken, wie er an der Lettengrabensörung zum Ausdruck kommt und die gleichzeitig geformte NNW-streichende Juraaufstauung der Linie Zinken—Hühnerleiten, dürften den Hahnrain eine NW-Bewegung aufgezwungen haben. Das würde erklären, weshalb das Haselgebirge der Hahnrainscholle entlang des O-Randes der Vorderlercheckkopfscholle bis etwa zum Gehöft Steinbichl reicht.

Die Randzone südwestlich des Hahnrains weist in bezug auf das Vorhandensein tieferer triadischer Schichtglieder der Hallstätterdecke ähnliche Verhältnisse auf wie der bereits besprochene Abschnitt südlich von Dürrnberg. Wenn das Haselgebirge auch erst im unteren Lauf des Letten- und Larosbachgrabens, u. zw. westlich der Salzbergstraßenquerung, angeschnitten wird, so ist es doch gewiß, daß sich unter der ausgedehnten Moränendecke weiterhin Haselgebirge befindet. Als Reste einer einst zusammenhängenden Scholle sind die östlich des Auerdörfles zutage tretenden Gesteine anzusehen. Charakteristisch ist die Anordnung der Schichtglieder von N nach S: Untertriadischer Dolomit wird von Diploporenkalken, dieser vom bunten Hallstätterkalk abgelöst. Diese Folge zeigt — wie bisher schon mehrere Schollen am Rande zur tirolischen Juraunterlage —, daß die Schichten durch die An-, bzw. die Aufpressung des steilgestellten Jura Rahmens herabgebogen worden sind.

Anisischer Dolomit ist der Hauptbestandteil der scheibenförmigen Salzbergscholle. Nur eine kleine linsenförmige Einschaltung anisischen Kalkes ist zu nennen. Die kilometerweite Haselgebirgsanschoppung zu beiden Seiten der tief eingeschnittenen Gräben des Letten- und Laroebaches trennt den Dolomit des Salzberges von jenem an der Straße zwischen Au und Laroswacht.

d) Das Tiefjuvavikum des Muldeninneren

Dazu zählen alle übrigen Anteile der Halleiner Hallstätter Zone bis zur Überschiebungslinie der hochjuvavischen Untersbergmasse. Zuerst ist die Wallbrunnkopfscholle zu nennen. Ihren WSW-fallenden, bunten obertriadischen Hallstätterkalken lagern von südlich des Freudenbergestolleneinganges bis zum Breilerbauer, also in ihrer ganzen, zirka 800 m betragenden Längserstreckung Zlambachmergel auf. Zwischen dem Hallstätterkalk und der Haselgebirgsüberlagerung längs des Kotgrabens sind auf Grund der Formung des Wiesenstreifens und der Erkundung Schaubergers untertags, ebenso noch Zlambachmergel anzunehmen. Das Fallen und Streichen dieser rhätischen Ablagerungen paßt sich anscheinend dem der unterlagernden Hallstätterkalke an. Damit besteht Einklang mit den Verhältnissen an den Randschollen des Rappoltsteins, des Aigl- und des Tirschenköpfls. Es ist, neben dem S. 127 bereits Dargelegten, ein Beweggrund, jene Zone mit der zentralgelegenen Wallbrunnkopfscholle zu verbinden.

Schlosser (S. 368) glaubt wegen einiger, nur ungenau bestimmbarer Fossilfunde innerhalb der karnischen Schichtfolge an eine überkippte Lagerung der Scholle. Stratigraphische Untersuchungen innerhalb der karnischen Schichtfolge (S. 100), die dem bunten Hallstätterkalk auflagernden Zlambachmergel und die südwestlich von Hühnerleiten unterlagernden, mitteltriadischen Diploporen-Riffkalke beweisen aber die normale Lagerung des Schichtsystems. Schlossers Angabe, daß die nördliche Kuppe der Wallbrunnkopfmasse aus norischem Hallstätterkalk gebaut ist, scheint unbegründet zu sein. Die Aussage dürfte sich nur auf die Annahme stützen, daß der dort, westlich der Kuppe, aufzufindende fossilreiche Dachsteinkalk ein Bestandteil der Hallstätterdecke ist¹⁾. Eine genaue Untersuchung des Vorkommens bezeugt, daß dies nicht der Fall ist; Der weitgehend in gerundete Blöcke zerlegte Dachsteinkalk findet sich nirgends stratigraphisch mit dem Hallstätterkalk verknüpft.

Die benachbarte Anhäufung von Moränenmaterial mit Geröllen aus Dachsteinkalk, Hallstätterkalk und Roßfeldsandstein, macht es vielmehr gewiß, daß die Dachsteinkalk-Blockanhäufung ebenso eine Glazialablagerung ist. Auch Herr Prof. Schlager, dem ich das Vorkommen zeigen konnte, ist der Auffassung, daß es das Material eines Gletscherrückzugstadiums sei. Tatsächlich liegt die Blockschicht dem bunten Hallstätterkalk des Wallbrunnkopfes auf. Es ist das zwischen dem Weg Sedl—Hühnerleiten und der Landesgrenze besonders gut zu beobachten. Sonderbar ist nur die Nachbarschaft der Dachsteinkalk-Blockanhäufung zu der NW-streichenden Juraaufschuppung des tirolischen Untergrundes am Weg zwischen Sedl und

¹⁾ Eine Annahme, der ich im Jahresbericht 1952 zustimmte, die ich aber 1953 fallen lassen mußte.

Hühnerleiten. Auch wegen des Saumes großer Dachsteinkalkblöcke am südlichen Jurarand mag man versucht sein, diese von einst unmittelbar benachbarten Schichtköpfen tirolischer Trias abzuleiten.

Die durch Draxlehnerkalke der *Tropites subbulatus*-Zone und durch Halobienlagen aufgliederbare, gegen OSO fallende karnische Gesteinsserie an der südlichen Wallbrunnkopfscholle wird gegen N von einer saigeren Verwerfungskluft begrenzt. Auch nördlich der höchsten Erhebung des Wallbrunnkopfes folgt eine nahezu OW-streichende Störung. Sie setzt im westlichen Teil den hellen Diploporenkalk von einem nördlich davon versenkten Streifen bunten Hallstätterkalkes ab.

Einer weiteren ONO-verlaufenden Randverwerfung folgt der Abbruch zur NO-Störung, die östlich der Erhebung des Hinterlercheckkopfes über Eck bis Hallein führt. Sie wird hier zwischen Wallbrunnkopfscholle und den Gesteinen des Kroneckkopfes durch eine 150 m breite galzialesfüllte Talung gekennzeichnet.

Auch westlich der Juraaufschuppung zwischen Sedl und Hühnerleiten trifft man auf vom Glazial umgebene kleine Erhebungen mittelsteil SO-fallender Hallstätterkalke. Die fossilbelegten obertriadischen Gesteine bilden den westlichsten zusammenhängenden Abschnitt der Wallbrunnkopfscholle, die zwischen im spitzen Winkel zusammenführenden Störungen gegen WSW ausspitzt. Die „Spitze“ selbst dürfte in der kleinen Scholle zwischen den Gehöften Steinbichl und Lerch vorliegen. Die halobienführenden, bunten Hallstätterkalke streichen dort parallel der N-begrenzenden Störung gegen WSW, fallen im nördlichen Teil 50° gegen 150 und stehen südlich davon saiger.

Das Auskeilen der Wallbrunnkopfscholle gegen WSW ist begründet in der Überlagerung des Haselgebirges, das der Basis der gegen NW bewegten Hahnrainscholle entstammt und der Aufschuppung der Vorder Lercheckscholle.

Die Scholle des Vorderlercheckkopfes ist weder der Wallbrunnkopfscholle noch der Zone des Hinter Lercheckkopfes und Brändelberges anzugliedern. Zur Randzone besteht nur insofern eine Beziehung, als sie durch die Aufschuppung des südlich benachbarten Randtieffjuvavikums dem W-Teil der Wallbrunnkopfmasse aufgepreßt worden ist. Von N nach S finden sich zunehmend höhere Schichtglieder: südlich von Steinbichl fallen anisische Dolomite unter den Diploporenriffkalk der Kote 1042, dieser unter bunten Hallstätterkalken ein. Dazu zählen die am Draxlehnerbruch aufgeschlossenen, nach dieser Örtlichkeit benannten karnischen Kalke (Schlosser, S. 355).

Ein Hinweis dafür, daß hier eine ähnliche Tektonik vorliegt, wie an den südlich benachbarten Randschollen, dürfte auch darin zu erblicken sein, daß die Gesteine der Scholle vom NS-Streichen im N, zum WNW-Streichen im S einschwenken und in dieser Richtung ein stets steileres Fallen aufweisen: Die Dolomite fallen südlich von Steinbichl 270/30, die Diploporenkalke westlich von Pann 240/40—45 und die Draxlehnerkalke am Steinbruch 210/70.

Westlich der über Eck und Brunner verlaufenden Störungslinie schließt bis zur Überschiebungslinie der hochjuvavischen Untersbergmasse ein Abschnitt an, der einheitliche stratigraphische und tektonische Züge aufweist. In seinem Bau

tritt in erster Linie eine zirka 3 km lange, NW-streichende, sanfte Antiklinalzone hervor. Ihr folgt der glaziale Erosionseinschnitt des Nesselalgrabens und die ebenso glazial geformte Talung der Scheffau.

Den östlichen Antiklinalflügel bildet das vom Vorder Lercheckkopf bis Zill reichende, sanft SW-fallende Schichtpaket, den westlichen Flügel der Brändelberg und die Erhebungen bis zu den nördlichen Randschollen bei Point.

Nahe der Mündung der Berchtesgadener Ach erodiert der Nesselalbach im weißen Diploporenkalk, führt somit den ursprünglichen Verband des zirka 200 m mächtigen, weißen Diploporen-Riffkalkes am Brändelberg mit dem ebenso mächtigen am Lercheck vor Augen.

Wenige Meter südlich des Brunnhäusls tritt anisischer Dolomit an der Lercheckbasis zutage und erreicht gegen N an die 150 m Mächtigkeit. Der am Brändelberg erst westlich vom Brunnhäusl einsetzende Dolomit und das sanfte südöstliche Einfallen seiner Bausteine, mag die Folge einer Absenkung des westlichen Antiklinalflügels sein. Das Untertauchen des anisischen Dolomites unter die Diploporenkalke des Brändelberges und des Lerchecks, das generelle sanfte SSW-Fallen desselben nördlich des Brändelberges, lassen erkennen, daß die Antiklinalachse sanft gegen SW fällt.

Das Glazial der weiten Talung der Scheffau wird bereits die gut austräumbaren Basisgesteine des anisischen Dolomites zur Unterlage haben. Es steht nur in Frage, ob es sich um die stratigraphischen Liegendschichten, Werfener Schichten und Haselgebirge handelt, oder bereits um die tirolische Unterlage, die Schrambachschichten. Nach den nördlich von Pletzen sanft gegen SW fallenden Schrambachschichten und der unmittelbaren Auflagerung der benachbarten tiefjuvavischen Randschollen auf tirolischen Jura-Neokomablagerungen, darf man letzteres für wahrscheinlicher halten.

An den zwischen Zill und Hirschbichl gelegenen Gesteinspartien kann die Überprägung der älteren NNO-Tektonik durch eine jüngere NW-Tektonik abgelesen werden, denn sie stellen unzweifelhaft Teile des östlichen Flügels der Nesselal-Scheffauer Antiklinale dar. Von dieser sind sie durch den jugendlichen Querschub losgelöst, steil aufgerichtet und in die nordwestliche Streichungsrichtung gebracht worden; ein Vorgang, der am Steinbruch nördlich des Zollamtes Zill durch den tektonischen Kontakt altersverschiedener Gesteine veranschaulicht wird. Zwischen einem mitteltriadischen weißen Diploporen-(Zill-)Kalk und dem bunten norischen Hallstätterkalk des Bruches sind Zlambachmergel eingeklemmt. Auf die Bedeutung der Juraaufschuppungen beim Gschneidmannlehen und deren Beziehung zur Tektonik der benachbarten Schollen wurde bereits S. 122 hingewiesen.

Schlosser (S. 352) ist der Ansicht, daß die bunten Kalke des Lerchecks zu dem westlich benachbarten „weißen Zillkalke“ in keiner Beziehung stehen, obwohl Bittner schon vorher auf ihre Hangendstellung hingewiesen hat. Profile, die bei der Geländebegehung am Vorderlercheckkopf gelegt wurden, überzeugten, daß der graubraune, rotgeflamnte, tonige und knollige Schreyeralmkalk im Gipfelbereich das Hangende der Diploporenkalke bildet. Das Schichtfallen ist generell sanft OSO bis SO. Auch der Brändelberg besitzt über den Diploporenkalken eine Kappe bunten, brachiopodenführenden Hallstätterkalkes.

Nördlich des Brändelberges wird der gleichförmig dunkelgraue Dolomit des westlichen Antiklinalflügels nicht von den hellen Diploporenkalken, sondern von bunten fossilarmen Kalken überlagert, die man für Schreyer-almkalke halten kann.

Südlich der Finsterau bilden zirka 20 m mächtige hornsteinreiche Gesteine in der Fazies der Reiflinger Kalke das 40° SO-fallende Liegende der wandbildenden Diploporenkalke. Sie finden im 20° NNO-fallenden Gestein zwischen Finsterau und Messererlehen ihre nördliche Fortsetzung. Höchstwahrscheinlich sind auch die bitumenreichen, dunklen, muscheligg-brechenden Kalke, die südlich von Point und in den Schollen nördlich von Hirschbichl und Zill aus dem Dolomit hervorgehen, dem Oberanis zuzurechnen.

Westlich der NO-streichenden Gesteinszone des Hinterlerheckkopfes und des Brändelberges folgt bis zur NNO-verlaufenden Überschiebungslinie des Untersberges eine aus bunten obertriadischen Hallstätterkalken aufgebaute Zone. Sie ist längs einer NNO-Verwerfung gegenüber der benachbarten Zone versenkt und selbst von einer NNO-Verwerfung gequert, deren W-Flügel abgesenkt erscheint.

Der Verwurf an der Nesselalantiklinale und die oben angeführten, dazu parallelen Störungen weisen die gleiche Richtung auf, wie die Überschiebungslinie der hochjuvavischen Untersbergmasse längs der Berchtesgadener Ach. Offensichtlich sind sie die Folge der Belastung durch jene höhere Einheit.

Die NNO-verlaufenden Längsstörungen werden von jüngeren Querstörungen gekreuzt, die der Salzachtalrichtung folgen und dem W-vergenten Querschub zuzuschreiben sind. Die bedeutendsten Querstörungen befinden sich im nördlichen, der Salzachlinie näher liegenden Abschnitt. Neben der Störung, die am Tiefenbachgraben das Tiefjuvavikum vom nördlich angrenzenden tirolischen Schrambachkalk absetzt, ist jene von Unterstein am ausgeprägtesten. Durch das Emporragen der Dolomitrippe am Maurer, sowie das gegensätzliche Schichtfallen zu beiden Seiten der Störung im Bereich der obertriadischen Hallstätterkalke, wird eine Querundation als Urheber deutlich. Eine gleichgerichtete Queraufwölbung markiert die WNW-streichende Dolomitrippe am Kreobengütl.

Ein Hinweis, daß sich die Quertektonik nach Aufschub des Hochjuvavikums herausgebildet hat, mag darin zu erblicken sein, daß die bei den Gehöften Wein, Kreobengütl und Maurer vorbeiführenden Störungen in der hochjuvavischen Untersbergmasse weiterstreichen.

C. Erläuterung zu den Profilen auf Tafel VII ¹⁾

Die Profile 1—6 verlaufen in NW—SO-Richtung und liegen auf der Profiltafel als Querprofile vor. Sie sind so angeordnet, daß gegen unten stets südlicher gelegte Schnitte folgen. Entsprechend ihres SW—NO-Verlaufes sind die folgenden Profile 7—9 so gedreht, daß sie für Längsprofile angesehen werden können.

¹⁾ Für die Mühewaltung bei der Reinzeichnung der Tafeln V—VII bin ich Herrn J. Kerschhofer sehr zu Dank verpflichtet.

Profil 1 weist auf die interessanten Verhältnisse an der Überschiebungslinie des hochjuvavischen Untersberges im nördlichen Teil des Kartierungsabschnittes hin, so vor allem auf die westlich von St. Leonhard, im Bereich des Drachenlochgrabens aufgeschlossenen, steilgestellten und vielfach überkippten jurassischen Basisgesteine der Neokommulden-W-Flanke. Es sind von O nach W: Neokome Schrambachschichten, verschiedenerlei Oberjuragesteine, oberliasische Manganschiefer und eine mächtige Serie von Liasfleckenmergel mit einzelnen Korallenkalkbänken. Zwischen dem Neokom und der Oberjura, sowie zwischen Oberjura und Lias ist juvavisches Haselgebirge eingekeilt (vgl. Profil 2).

Den O-Flügel der Neokommulde bilden in unserem Profil die Schrambachkalke am Zementmergelabbau Gartenau. Am Schluß lagern ihnen mit mittelstem westlichen Einfallen unmittelbar obere Roßfeldschichten auf. Zwischen den beiden Schichtgliedern ist eine Verwerfung anzunehmen.

Profil 2 und 3. Profil 2 zeigt die Teilung der Neokommulde südlich von St. Leonhard in zwei Teilmulden, die durch die steile Aufrichtung der unteren Roßfeldschichten an der Köppelschneid in klarer Weise zum Ausdruck kommt.

Im fast parallelaufenden, zirka 300 m südlicher gelegten Profil 3 hebt am Hohen Götschen die östliche Teilmulde wieder aus. Die Köppelschneid-Götschenaufstauung dürfte sich quer über die tiefjuvavische Hallstätter Zone, südlich des Rappoltstein vorbei, über Hühnerleiten zum Hohen Zinken fortführen lassen (S. 122). In Profil 3 sieht man erstmalig, südlich von Kaltenhausen, eine kleine tiefjuvavische Scholle. Sie ist auffallenderweise dem aufgewölbten Jurarahmen der Neokommulde eingekeilt. Es sind Hinweise vorhanden, wonach die Erhaltung der kleinen Scholle einem nachgosausischen Querschub zuzuschreiben ist.

Unter der Aufschiebungsfäche des hochjuvavischen Untersberges sind gemäß der Aufschlüsse am Rothmannbachgraben ähnliche Verhältnisse vorhanden, wie am Drachenlochgraben (vgl. Profil 1). In tirolische Liasmergel sind beim Querschub mehrfach hochjuvavische Gesteinsfetzen, Haselgebirge und Dolomit, eingefaltet worden. Falten im Juragestein besitzen N- bis NW-streichende Achsen.

Profil 4 reicht von der Untersbergüberschiebung über die Halleiner Hallstätter Zone bis zum aufgestauten östlichen tirolischen Rahmen südöstlich von Dürrnberg. Die bei den Profilen 2 und 3 besprochenen Verhältnisse am Rothmannbachgraben finden sich hier unter die hochjuvavischen Gesteinselemente des Untersberges hineinprojiziert.

Zwischen dem Tiefenbachgraben und Point liegt eine kleine Hallstätter Scholle auf tirolischen Schrambachschichten. Das war für uns der Anlaß, auch im Kern der sanften Antiklinale von Scheffau bereits Tirolikum anzunehmen (vgl. S. 133 und die Profile 5, 6 und 7).

Südlich des Draxlehnerkalkes von Hühnerleiten setzt mit weißen Diplomenkalken die SW-fallende Gesteinsserie der Wallbrunnkopfscholle ein. Südwestlich der Kirche Dürrnberg ist ihren Hangendschichten Haselgebirge mit auflagernden kleinen Dolomitschollen aufgeschuppt.

Die Rudolfsköpfscholle (R) liegt ohne merklicher Haselgebirgsbasis in einer Schüssel tirolischer Oberalmersichten. Ihre Gesteine fallen gegen die überkippte antiklinale Aufstauung des tirolischen Jurarahmens ein.

Profil 5. In südöstlicher Richtung durch die Hallstätter Zone gelegt, reicht das Profil vom Untersberg-O-Fuß bis zum tirolischen Zinken. Südöstlich der Überschiebungslinie des Hochjuvavikums wird an der Schichtstellung und dem Durchspießen eines anisichen Dolomites eine Queraufwölbung ersichtlich. Bei Malter folgt die hier senkrecht auf das Streichen geschnittene Hochzone des Nesselalgrabens.

Bei Steinbichl wird der bunte Hallstätterkalk der Wallbrunnkopfscholle vom Haselgebirge der Hahnrain-S-Randscholle „überflossen“ (S. 129). Es handelt sich gewiß um eine Ausweichbewegung auf Grund des NW-Drängens des steilgestellten Jurarahmens am Zinken. Durch diesen Schub wurde das am S-Rand der Halleiner Hallstätter Zone angehäufte Haselgebirge in eine tiefe tirolische Synklinale eingewalmt und zu einem Überfließen gegen NW genötigt. Anschließend setzte die Saigerung und das Aufsteigen des Steinsalzes ein und verursachte die Hebung und Zerklüftung des Hahnraindolomites.

Die Tiefe der tirolischen Mulde geht aus dem Ergebnis der am Profilschnitt gelegenen Tiefbohrung III hervor, die in den Jahren 1942/43 niedergebracht wurde. Die diesbezüglichen Angaben von W. E. Petrascheck (1945, S. 7—9; Tafel II, III) wurden dem Profil eingefügt. Nach Beurteilung der Herren Hofrat Ampferer, Professor Petrascheck, Dr. Schadler und Bergrat Schauburger handelte es sich „mit größter Wahrscheinlichkeit“ um Oberjurakalk, den die Bohrung III bei 200 m Seehöhe erreicht und bis zu ihrem Abschluß in 176 m Seehöhe nicht verlassen hat.

Profil 6 beginnt an der Überschiebungslinie des hochjuvavischen Untersberges und ist über die Halleiner Hallstätter Zone bis zum örtlichen tirolischen Rahmen gelegt.

Obertriadische Gesteine des Tiefjuvavikums fallen unter die Basischichten des Untersberg-Hochjuvavikums ein. Längs eines parallelen Verwurfes zur Überschiebungslinie des Hochjuvavikums werden sie gegenüber den tiefertriadischen Gesteinen der Nesselal-Scheffauer Antiklinalzone versenkt. Ein gleichsinniger Verwurf führt entlang des Nesselalgrabens. Ihm ist es zuzuschreiben, daß der westliche Antiklinalflügel des Brändelberges etwas tiefer liegt als der östliche am Hinterlercheckkopf.

Als höchste Treppe in der Staffelung der NNE-Brüche zeigt sich in diesem Profil der Vorderlercheckkopf. Er ist wahrscheinlich dem W-Ausläufer der Wallbrunnkopfscholle etwas aufgeschuppt.

Die S-Seite der Vorderlercheckkopfscholle ist in gleicher Weise wie die S-Seite der Wallbrunnkopfscholle, von der N-gerichteten Aufpressung des Haselgebirges betroffen (vgl. Profil 5 und 7). — Die in den Jahren 1942/43 abgeteufte Tiefbohrung II liegt knapp südlich der Profillinie. Das Profil wertet Daten aus, die W. E. Petrascheck (1945, S. 7) über diese Bohrung gegeben hat.

Profil 7 quert die Halleiner Hallstätter Zone in nördlicher Richtung. Im N und im S wird sie begrenzt durch aufgerichtete Gesteine des tirolischen Muldenuntergrundes. Obertriadische Gesteine der Deckscholle westlich des Barmsteines (B) und der Deckscholle des Rappoltsteins ruhen flach tirolischen Oberalmer- und Schrambachschichten auf; ein Beweis, daß tiefere Schichtglieder beim Aufschub amputiert worden sind. Die teils tithone, teils neokome tirolische Basis verweist auf ein sanftes Relief vor Einschub der Hallstätter Decke. Die dem Salzaachtal gleichlaufende Orien-

tierung des tirolischen Rahmens und der Schollen ist als eine Folge des jugendlichen Querschubes zu betrachten.

Das Profil quer den O-Flügel der Scheffau-Nesseltalantiklinale. Die Scholle nördlich der Straße bildet einen durch W-Schub verstellten Teil derselben. Unter dem Glazial der Scheffau sind bereits tirolische Jura-Neokomablagerungen anzunehmen.

Zwischen einer NO-Verwerfung und der in nördlicher Richtung aufgeschuppten Vorderlercheckkopfscholle sieht man die steilgestellten obertriadischen Gesteine des westlichen Ausläufers der Wallbrunnkopfscholle (W).

Die Gesteinsserie des Vorderlercheckkopfes zeigt gegen S zunehmend steiles südliches Einfallen. Den hangenden Draxlehnerkalken ist das Haselgebirge der südlichen Randschollen aufgepreßt. Dieses gehört einer Zone an, die vornehmlich aus mitteltriadischen Gesteinen aufgebaut ist. Der Steilstellung und Anstauung des Jurarahmens an der Madlerswand ist es gewiß zuzuschreiben, wenn sich am S-Rand der Scholle höhere Schichtglieder erhalten haben. Sie zeigt eine Eigenart, die alle tiefjuvavischen Randschollen aufweisen.

In der tiefen Einmündung des tirolischen Untergrundes, der Anschoppung tieftriadischer Gesteine am S-Rand der Halleiner Hallstätter Zone, ist die Bedeutung für den Salzbergbau zu suchen. Nach vollendeter Einwalmung der Füllgesteine wurde das Steinsalz als leichter und beweglicher Bestandteil des Haselgebirges mobil und stieg auf.

Profil 8 führt in NNO-Richtung ungefähr dort durch den Hahnrain, wo in zirka 590 m Seehöhe die Tiefbohrungen I—V niedergelegt worden sind. Nördlich der Landesgrenze ist das Profil gegen 35° gelegt, wodurch es in gleicher Richtung wie der Wolf Dietrich-Stollen, jedoch zirka 100 m nördlich davon, verläuft.

Die von W. E. Petrascheck (1945, Tafel III) dargestellten Verhältnisse unter dem Hahnrain wurden schematisch in das Profil eingezeichnet. Die Tiefbohrungen II und III erreichen den tirolischen Untergrund und zeigen an, daß sich dieser gegen NO aufwölbt. Auf Grund der Grubenaufnahme verzeichnet Petrascheck eine Aufsattelung tirolischer Gesteine und eine Einmündung des tirolischen Untergrundes unter der Wallbrunnkopfmasse. Eine solche Auffassung läßt sich auch durch die Obertagskartierung vertreten, weil sich an Aufschlüssen südlich von Hühnerleiten eine Aufschuppung tirolischer Oberalmerschichten erkennen läßt (vgl. S. 122 und Profil 9). Trotzdem muß zugestanden werden, daß bei der mit Herrn Bergrat Schaubberger durchgeführten, einmaligen Begehung der in Frage stehenden Lokalität untertags kein tirolischer Jura erkannt werden konnte. Jedenfalls aber geht schon aus der obertags beobachteten Juraaufschuppung hervor, daß die Wallbrunnkopfscholle keine bemerkenswerte Haselgebirgsunterlage besitzen dürfte.

Dem Hangendgestein der Wallbrunnkopfmasse lagert Haselgebirge auf. Es mag das ausgequetschte Gleitmittel der gegen W aufgestauten Ramsaukopfmasse darstellen. Zusammen mit der Aufstauung des östlichen tirolischen Jurarahmens ist darin die Auswirkung des W-vergenten Querschubes angezeigt. Schaubbergers Profil durch den Eggriedl, das schematisiert für unsere Darstellung übernommen wurde, kann diese Ansicht nur bestärken.

Auch die Ramsaukopfmasse dürfte, wie aus dem tirolischen Jurasporn bei Kranzbühl hervorgeht, fast unmittelbar dem tirolischen Untergrund aufruhcn. Der Jurasporn scheint sich als sanfte Aufwölbung des Tirolikums in nördlicher Richtung bis zur Kotgrabenstörung verlängern zu lassen.

Profil 9 führt in nordöstlicher Richtung durch die Wallbrunnkopf- und Tirschenkopfmasse und ergänzt die durch Profil 8 gewonnenen Einsichten. Die Profilinie kreuzt die gewiß bedeutungsvolle Aufschuppung des tirolischen Jurauntergrundes bei Hühnerleiten. Ihr dürfte es zuzuschreiben sein, daß knapp östlich davon der mitteltriadische Diploporenkalk an die Oberfläche kommt und den Gesteinen der Wallbrunnkopfscholle ein östliches Einfallen verliegen wird.

Die Zlambachmergel im Hangenden der Wallbrunnkopfscholle dürften an die Zlambachmergel am Tirschenköpf-N-Fuß anzuschließen sein. In charakteristischer Weise wird durch die Aufstauung des tirolischen Jurasaaues jenes Hangendschichtglied der Hallstätter Serie eingeklemmt.

III. Allgemeine Fragen

1. Der Halleiner Salzberg, ein Salzstock?

Verschiedentlich mag man es noch für möglich halten, daß die Halleiner Hallstätter Zone nur einen Fazieswechsel, nicht aber eine tiefjuvavische Decke kennzeichne und daß hier ein Salzstock im Sinne Seidls (1927, S. 307) Bestand hatte, der schon früh zur Ausbildung eines Hochgebietes führte.

Obwohl die vorliegende Kartierung durchaus von der Deckennatur der Halleiner Hallstätter Zone zu überzeugen vermag, soll auf drei Punkte hingewiesen werden, die den Anhängern des Seidlschen Gedankens scheinbar entgegenkommen. Es ist 1. die Tatsache, daß der O-Saum der mit Gesteinen der Hallstätter Decke erfüllten tirolischen Mulde nicht aus dem zu erwartenden Hangendschichtglied, den neokomen Ablagerungen, aufgebaut wird, sondern von tithonen Oberalmerschichten, 2., daß sich diesem östlichen Jurasaum in der Regel norisch-rhätische bis liasische Ablagerungen, die Hangendschichtglieder der Hallstätter Serie, anlagern und auf Grund der Schichtstellung bei der betreffenden tiefjuvavischen Scholle gegen das Muldeninnere immer tiefere Ablagerungen folgen, 3., daß die rhätisch-liasischen und tithonen (?) Ablagerungen unserer Hallstätter Serie den tirolischen Oberalmerschichten oft sehr ähnlich sind.

Die 3 Punkte könnten den Eindruck erwecken, daß die tirolischen Juraablagernngen auch ein normales Hangendschichtglied der Hallstätter Serie darstellen und die etwaigen Schichtlücken eine diskordante Auflagerung des Tithons kennzeichnen, wie man sie aus dem Bereich der östlich benachbarten Osterhorngruppe kennt. Das größtenteils steile und beckenwärts geneigte Schichtfallen des östlichen Jurarahmens, die Störung längs der Überschiebungslinie des Tiefjuvavikums und die Parallelbrüche innerhalb unserer Hallstätter Masse könnten entsprechend der Darstellung Seidls (1927, S. 206, Abb. d) als Folge eines über dem Salzexzem grabenbruchartig versenkten Deckgebirges aufgefaßt werden. Kurzum, jene 3 Punkte wären unter Umständen geeignet, einer Vorstellung zu dienen, nach der die Halleiner Hallstätter Zone als breiter Aufbruchsbereich eines Salzstockes zu sehen ist.

Diese Gedankengänge sind aber durch eine Reihe feldgeologischer Beobachtungen für verfehlt anzusehen. In der Auseinandersetzung mit der Tektonik unserer Halleiner Hallstätter Zone konnte das in Punkt 1 Ausgesagte als Folge eines zur Zeit des juvavischen Deckenschubes vorhandenen sanften Erosionsreliefs erläutert werden.

Punkt 2 wurde durch die W-gerichtete Aufschuppung des aufgestauten tirolischen Jurarahmens und die gleichzeitig erfolgte Verformung des Muldenuntergrundes verständlich gemacht.

Dem Punkt 3 ist von vornherein keine Bedeutung zuzumessen, weil er lediglich aufzeigen mag, wie mit Ausklang der Trias in den Absatzräumen des Tirolikums und des Tiefjuvavikums — vielleicht durch eine gleichzeitige Tieferlegung — ähnliche Bedingungen geherrscht haben.

Neben den oben genannten Punkten kann noch auf eine Eigentümlichkeit aufmerksam gemacht werden, die den Anhängern des Exzemgedankens genehm sein könnte: Die Einkeilung von Gesteinen der Hallstätter Serie innerhalb der tirolischen Oberjura. Durch sie könnte der Eindruck erweckt werden, daß z. B. das an der Abbaustelle des Zementwerkes Gartenau, südlich von Mühlreit, angeschlossene Haselgebirge aus der Tiefe kommt und auch die Hallstätter Gesteine westlich von Kaltenhausen dem Liegenden der Tithonablagerungen zugehören. — Beiden Fällen ist jedoch ohne Schwierigkeit abzulesen, daß sie ein Ergebnis des Querstaues sind.

Wenn man nicht schon die Ergebnisse der Tiefbohrungen (W. E. Petrascheck, 1945) als überzeugend genug ansehen möchte, so dürften nun, angesichts der einwandfrei auf tirolischem Tithon-Neokom aufruhenden Deckschollen, gewiß alle Zweifel am Bestand einer Hallstätter Deckenmasse genommen sein. Sie geben wohl einen hinreichend sicheren Nachweis von der Existenz der Hallstätter Decke im Halleiner Bereich. Dies selbst dann, wenn man dem Gedankengang der Exzemtheoretiker Verständnis schenken wollte, wonach bei der Salzexzembildung die Triasmasse der Hallstätter Fazies über den Rand ihres tithon-neokomen Deckgebirges quellen konnte. Die fast einen Kilometer lange und einen halben Kilometer breite, dem Tithon-Neokom flach aufruhende Rappoltscholle kann man sich kaum als ein Ergebnis einer solchen Überquellung vorstellen. Sollte aber den Anhängern des Exzemgedankens diese Scholle immer noch zu klein vorkommen, um als sicheres Argument für die juvavische Natur unserer Zone genommen zu werden, so mögen sie dort eine Bohrung entscheiden lassen, wo sich nach unserer Ansicht unter der an die 3 km langen tiefjuvavischen Gesteinsmasse der sanften Nesselal-Scheffauer Antiklinale der tirolische Untergrund schon nach wenigen zehn Metern Tiefe einstellen dürfte: In der Scheffauer Talung, südlich der Linie Zillwirt—Hirschbichl.

2. Das „Fleckenmergelproblem“ in der Halleiner Hallstätter Zone

Beim Fleckenmergelproblem steht in Frage, weshalb sich in den alpinen Salzlagerstätten das Haselgebirge so oft mit Fleckenmergel vergesellschaftet vorfindet, wie es z. B. aus den Profilen, bzw. auch Karten des Hallstätter und des Ischl-Ausseer Salzberges hervorgeht (siehe E. Spengler, 1918,

L. Kober, 1929 und 1950, J. Schadler, 1949, W. Medwenitsch, 1949 und O. Schaubberger, 1951¹⁾).

Die Art des Auftretens mergelreicher Schollen im Salzgebirge des Hallstätter Faziesbereiches von Ischl-Aussee hat W. Medwenitsch (1949) veranlaßt, in Anlehnung an die Vorstellungen von E. Haug (1912) und K. Hölzl (1933), den Bestand einer „Unteren Hallstätter Decke“, bzw. „Mergeldecke“, anzunehmen und sie einer kalkreichen „Oberen Hallstätter Decke“ gegenüberzustellen. Auch im Halleiner Salzberg hat Medwenitsch (1949 und 1951, S. 122) bei seiner Profilaufnahme im Jakobbergstollen zwei Hallstätter Decken unterschieden: eine untere mergelreiche Decke mit Reichenhällerschichten, Wettersteinkalk, Halobienschiefer, Zlambachmergel, Liasfleckenmergel, Doggerhornsteinkalk (?), und eine obere Decke, bestehend aus Werfener Schiefer und Haselgebirge mit Schollen von Hallstätterkalk und Ramsaudolomit.

Aber selbst zu gänzlich konträren Vermutungen hat die Fleckenmergelummantelung der Salzlager schon Anlaß gegeben, so z. B., daß die Salz- und Haselgebirgskörper vom Typus Ischl-Hallstatt rhätisch-liasisch seien oder daß möglicherweise eine Schichtlücke zwischen dem Haselgebirge und dem Zlambachmergel Bestand haben könnte.

Den eingangs genannten Vorstellungen ist insofern zuzustimmen, als sie das Phänomen durch die Tektonik zu klären suchen. Schon wegen der Altersdifferenz der beiden in Betracht stehenden Ablagerungen, des noch ins Perm hinabreichenden Haselgebirges und der rhätisch-liasischen Mergel, muß man an eine tektonische Ursache ihrer Verknüpfung denken. Abspaltungen mögen, schon allein auf Grund des verschiedenen physikalischen Verhaltens der Gesteine, bereits während des Deckenschubes erfolgt sein.

Gegenüber den komplizierten Lagerungen, wie sie aus Grubenprofilen des Ischl-Ausseer, Hallstätter und Halleiner Salzberges hervorgehen, verweisen die Obertagskartierungen im Halleiner Bereich darauf, daß die Zlambach-, bzw. auch Liasfleckenmergel das Hangendschichtglied nur einer dort bestehenden Hallstätter Serie bilden.

Die Zlambach-, bzw. auch Liasmergel der Halleiner Zone verdanken den Schutz vor der Erosion offensichtlich zum großen Teil dem gegen W gerichteten Querstau. So ummanteln die Mergel der Niederung nördlich von Dürrnberg dort die norischen Hallstätterkalke der Wallbrunnkopfscholle, wo die benachbarte Ramsaukopfscholle aufgeschuppt worden ist. Am S-Ende der Wallbrunnkopfscholle dürften sie durch die Aufstauung der Hahnrainmasse versenkt worden sein. Auch an der Aufstauung des tirolischen Jurarahmens, östlich und westlich von Hallein, am Eggriedl und an den Barmsteinen, scheinen die Zlambach- und Liasmergel das normale Hangende der steil gegen diesen Rahmen einfallenden norischen Hallstätterkalke zu bilden.

Der kurze Aufschub des östlichen Jurarahmens auf die tiefjuvavischen Gesteine beweist in gleicher Weise den W-gerichteten Querstau, wie die Anpressung der Ramsaukopfscholle an die Wallbrunnkopfscholle. Da wie dort sind die Zlambachmergel durch tektonische Vorgänge in die

¹⁾ Längsprofil über den Erbstollen und Beustschacht des Hallstätter Salzberges; Geologische Forschungsstelle der Österreichischen Salinen.

Nachbarschaft des herausgequetschten Haselgebirges getreten. Durch den Querstau wurden vor allem die hangenden, bewegungsfreudigen Mergel der tiefjuvavischen Schollen, aber auch die darunterliegenden, gut gebankten norischen Hallstätterkalke zur Tiefe abgebogen; ein Vorgang, dem die Einwicklung und Abspaltung zur Zeit des Deckeneinschubes vorangegangen sein dürfte. Dies, aber auch das Absinken der Schollen in der Haselgebirgsmasse und die Einflüsse der salinaren Fließtektonik stellen gewiß die Faktoren dar, die für das Schwimmen der Schollen im Haselgebirgskörper verantwortlich zu machen sind¹⁾. Nur diesen Vorgängen mag es zuzuschreiben sein, wenn heute rhätisch-liasische Mergel mit dem Haselgebirge vergesellschaftet aufzufinden sind.

Vergleichsweise mag das kilometerweite, gipsreiche Haselgebirgsvorkommen der Rigaus, nördlich von Abtenau, interessieren. Es ist als das Verbindungsglied zwischen den Salzgebirgsbereichen von Hallein und Hallstatt aufzufassen. Das Haselgebirge ist dort gewiß aus der Basis der

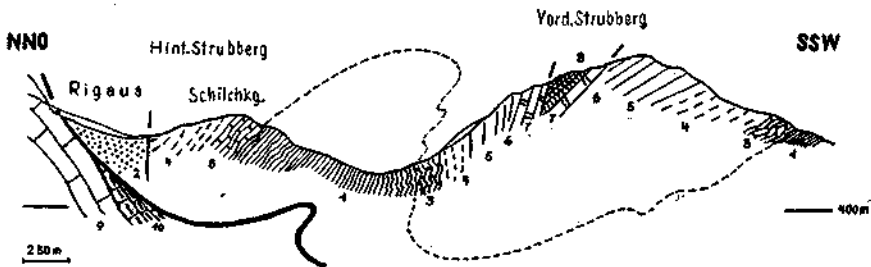


Abb. 5: Profil durch die tiefjuvavischen Strubberges. Es soll vor allem den stratigraphischen Verband der bunten Werfener Schichten mit den anisichen Gesteinen und die synklinale Lagerung der Zlambachmergel veranschaulichen. 1 = Werfener Schiefer und Sandsteine, 2 = Haselgebirge, 3 = Gutensteinerkalkbasisschichten, 4 = anisicher Dolomit, 5 = Ramsa dolomit, 6 = karnischer Dolomit, 7 = Pedatakalk, 8 = Zlambachmergel, 9 = Dachsteinkalk, 10 = Schrambachkalk.

tiefjuvavischen Schollen, u. zw. aus dem Liegenden der Werfener Schiefer und Quarzsandsteine, herausgepreßt worden. Trotzdem sich nun in den Bereichen von Hallstatt und Hallein das Haselgebirge mit Zlambach- und Liasfleckenmergel vergesellschaftet findet, ist an der Rigauszone keine Spur von einer solchen Assoziation vorhanden. Es liegt dies wahrscheinlich im Synkinalbau der tiefjuvavischen Schollen der Lammermasse begründet. An der einzigen Stelle, wo sich Zlambachmergel vorfinden, am Vorderen Strubberg, liegen sie als hangendstes Schichtglied im Bereich der Synkinalachse (Abb. 5).

Allgemein ist zu beachten, daß innerhalb der dünnbankigen bis schiefrigen Gutensteinerkalkbasisschichten auch Fleckenmergelbänke vorzufinden sind, die als isolierte Schollen mit Liasfleckenmergel verwechselt werden könnten. Auf eine ähnliche Verwechslungsmöglichkeit machte bereits E. Spengler (1952) aufmerksam, indem er den von J. Sabata

¹⁾ Nach Aussage von Herrn Dr. Klaus sind in den Kernsalzzügen des ins Perm hinabreichenden Haselgebirges umgelagerte Liassporen anzutreffen. Sie entstammen gewiß den rhätisch-liasischen Mergeln und dürften als Merkmal der durch den Salzauftrieb hervorgerufenen Durchmischung anzusehen sein.

in einem vermeintlichen Zlambachmergel aufgefundenen, von F. Trauth bestimmten, oberskythischen *Dinarites muchianus* (Hauer) anführt. — Ungenannt dürfen in diesem Zusammenhang auch die den Zlambachmergel ähnlichen Fleckenmergellagen innerhalb der tithonen Oberalmerschichten nicht bleiben und schließlich auch nicht die neokomen Fleckenmergelkalke innerhalb der Schrambachschichten. Vorsicht bei der Nominierung der im Haselgebirge isoliert auftretenden Fleckenmergel, wie Mergel überhaupt, ist jedenfalls anzuraten.

Literatur zur Geologie

- Ampferer, O.: Die geologische Bedeutung der Halleiner Tiefbohrung. Jb. Geol. B. A., Bd. 36, 1936, Wien 1936.
- Arthaber, G. v.: Die alpine Trias des Mediterrangebietes. Lethaea geognostica, II. Teil, Bd. 1, Stuttgart 1906.
- Beyschlag, F.: Der Salzstock von Berchtesgaden als Typus alpiner Salzlagerstätten verglichen mit norddeutschen Salzhorsten. Zsch. f. prakt. Geol., 1922.
- Bittner, A.: Aus dem Halleiner Gebirge. Verh. Geol. R. A., Wien 1882.
- Böse, E.: Beiträge zur Erkenntnis der alpinen Trias. I., Die Berchtesgadener Trias. Zsch. d. geol. Ges., 50, 1898.
- Cornelius, H. P., und Plöschinger, B.: Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. Jb. Geol. B. A., Bd. 95, H. 2, 1952, Wien 1952.
- Del Negro, W.: Geologie von Salzburg. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck 1950.
- Diener, C.: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. II. Bd., Bau und Bild Österreichs, Wien 1903.
- Fugger, E.: Geol. Spezialkarte, Bl. Hallein-Berchtesgaden samt Erläuterungen. Wien 1903 und 1907.
- Fugger, E.: Die Salzburger Ebene und der Untersberg. Jb. Geol. B. A., Bd. 57, 1907, Wien 1907.
- Ganss, O.: Exkursion in die Berchtesgadener Alpen. Zsch. d. Deutschen Geol. Ges., 1950, Bd. 102, Hannover 1951.
- Götzinger, G.: Führer für die Quartärexkursionen in Österreich. Geol. B. A., Wien 1936.
- Götzinger, G.: Neue bemerkenswerte Zeugen und Naturdenkmale der Eiszeit im Berchtesgadener, Saalach-, Salzach- und Traungletschergebiet. Ber. R. A. Bodenf., Wien 1942.
- Gümbel, C. W.: Geologische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges. Verl. Perthes, Gotha 1861.
- Hahn, F. F.: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitt. Geol. Ges., 4, Wien 1913.
- Hauer, F. v.: Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. Jb. Geol. B. A., 4. Jg., H. 4, Wien 1853.
- Haug, E.: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. Bull. Soc. Géol. France, Ser. IV, Paris 1906 und 1912.
- Heißel, W.: Über Baufragen der Salzburger Kalkalpen. Verh. Geol. B. A., H. 4, Wien 1952.
- Hölzl, K.: Neuere Untersuchungen im östlichen Salzkammergut. Anz. Akad. d. Wiss., Wien, mat.-nat. Kl., 70, 1933.
- Klaus, W.: Mikrosporen-Stratigraphie der ostalpinen Salzberge. Verh. Geol. B. A., H. 3, Wien 1953.
- Kober, L.: Studien im Hallstätter Salzberg. Sitzber. Akad. d. Wiss., Wien, mat.-nat. Kl., Bd. 133, Wien 1929.
- Kober, L.: Bau und Entstehung der Alpen. Verlag Bornträger, Berlin 1923.
- Kober, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. Verl. J. Springer, Wien 1938.
- Kober, L.: Moderne Alpengeologie und der Salzbergbau. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Jg. 94, H. 3, 1949.
- Kober, L.: Der Hallstätter Salzberg und der Hallstätter Erbstollen. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Jg. 95, H. 9, 1950.

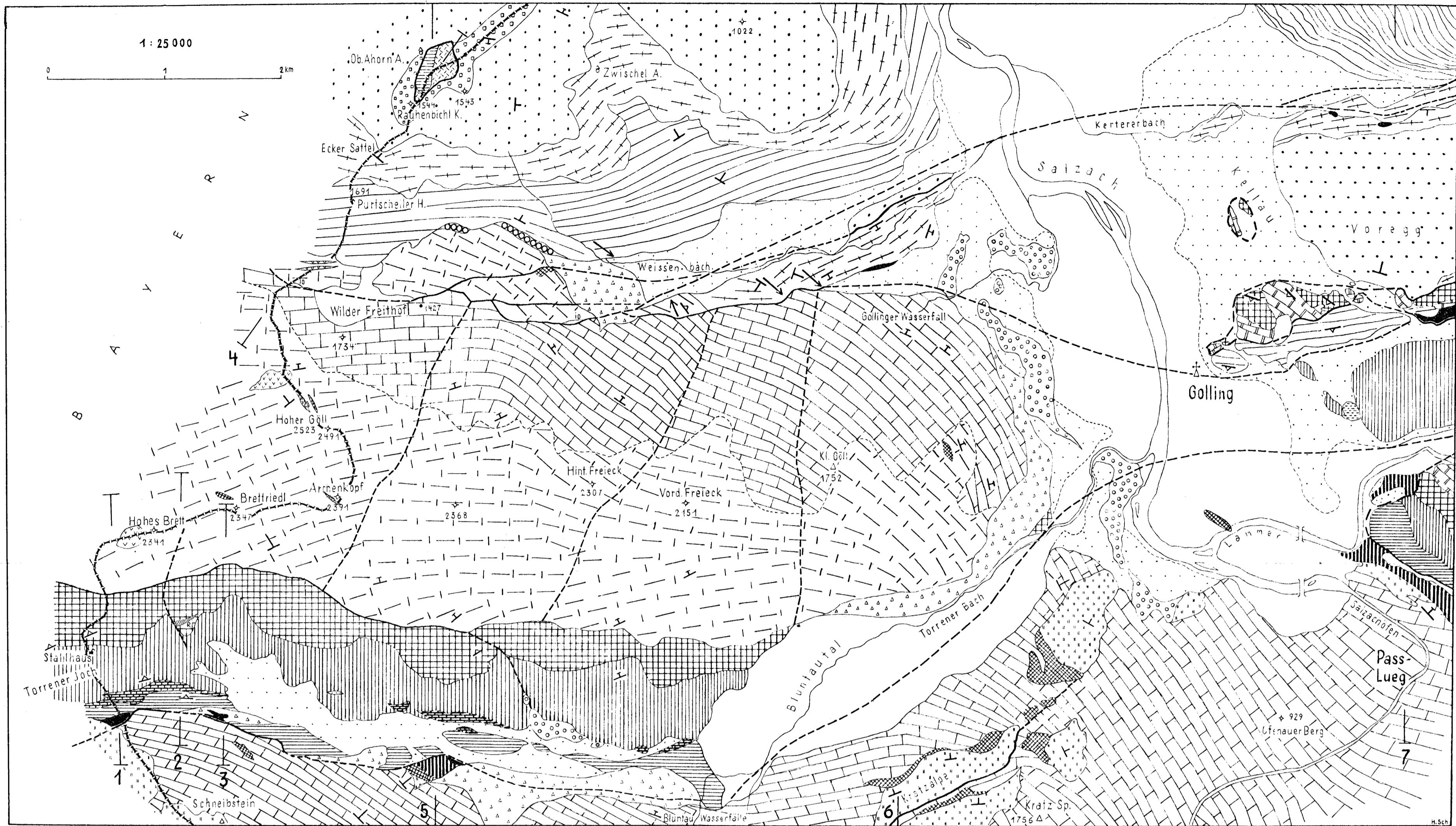
- Krafft, A. v.: Über den Lias des Hagengebirges. Jb. Geol. R. A., Wien 1897.
- Kühnel, J.: Geologie des Berchtesgadener Salzberges. N. Jb. f. Min. usw., 41, Stuttgart 1929.
- Kühnel, J.: Zur tektonischen Stellung des Göll im Berchtesgadener Land. Geol. Rundschau, 1925.
- Leuchs, K.: Geologie von Bayern, 2. Teil: Bayrische Alpen. Handb. Geol. Bodenschätze Deutschlands, Berlin 1927.
- Lebling, C.: Geologische Verhältnisse des Gebirges um den Königsee. Abh. Geol. Landesunt. Bayr. Oberbergamt, H. 20, München 1935.
- Lill v. Lilienbach: Ein Querschnitt aus den Alpen. Jb. f. Min., Geogn., Geol. u. Petr., Leonh. u. Bronn, Heidelberg 1950.
- Lipold, M. v.: Der Salzberg am Dürrenberge nächst Hallein. Jb. Geol. R. A., Wien 1854.
- Medwenitsch, W.: Die Geologie der Hallstätterzone von Ischl-Aussee. Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud. Wien, 1949, H. 2.
- Medwenitsch, W.: Der geologische Aufbau des Salzkammergutes im Raume Ischl-Hallstatt-Aussee. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Jg. 94, H. 3, 1949.
- Medwenitsch, W.: Fossilfund im Halleiner Salzberg. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Jg. 94, H. 3, 1949.
- Medwenitsch, W.: Probleme der alpinen Salzlagerstätten. Montanzeitung Nr. 5, Mai 1951.
- Mojsisovics, E. v.: Nachweis der Zone des *Tropites subbulatus* in den Hallstätterkalken von Hallein. Verh. Geol. R. A., Wien 1889.
- Mojsisovics, E. v.: Bericht über die Untersuchung der alpinen Salzlagerstätten. Jb. Geol. R. A., Wien 1869.
- Nowak, J.: Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. Bull. acad. sc. Cracovie 1911.
- Penck, A.: Die interglazialen Seen von Salzburg. Zsch. f. Gletscherkde., 4, 1910.
- Petrascheck, W. E.: Der tektonische Bau des Hallein-Dürrenberger Salzberges. Jb. Geol. B. A., Jg. 1945, Bd. 90, H. 3 u. 4, Wien 1947.
- Pia, J., und Spengler E.: Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. Verl. Gebr. Bornträger, Berlin 1924.
- Plöschinger, B.: Aufnahmen auf Blatt Hallein—Berchtesgaden und Ischl—Hallstatt (Bericht 1951). Verh. Geol. B. A., 1950/51, H. 2.
- Plöschinger, B.: Aufnahmen 1952 auf Blatt Hallein—Berchtesgaden. Verh. Geol. B. A. 1953, H. 1.
- Plöschinger, B.: Aufnahmen 1953 auf Blatt Berchtesgaden (93). Verh. Geol. B. A., 1954, H. 1.
- Plöschinger, B.: Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. Jb. Geol. B. A., Jg. 1953, Bd. 96, H. 2, Wien 1953.
- Rosenberg, G.: Aus dem Gebiete des Gaisberges bei Kaltenleutgeben. Verh. Geol. B. A., H. 3, Wien 1952.
- Schadler, J.: Die Ergebnisse der geologischen Neukartierung im Gebiete des Ischler und Ausseer Salzberges. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., H. 3, 1949.
- Schafhäutl: Geognostische Untersuchungen des südbayerischen Alpengebietes. München 1851.
- Schauberger, O.: Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Salzgebirges. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Jg. 94, 1949; Jg. 95, 1950 (S. 186—191).
- Schauberger, O., und H. Ruess: Über die Zusammensetzung der alpinen Salztone. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Jg. 96, 1951 (S. 187—195).
- Schlager, M.: Zur Geologie des Untersberges bei Salzburg. Verh. Geol. B. A., Wien 1930.
- Schlager, M.: Der geologische Bau des Plateaus von St. Kolomann. Mitt. Geol. Ges. f. Salzb. Landeskd., 1954.
- Schlosser, M.: Das Triasgebiet von Hallein. Zsch. D. Geol. Ges., 50, 1898.
- Seidl, E.: Die Salzstöcke des deutschen (germanischen) und des Alpen-Permsalzbereiches. Kali, 21. Jg., 1927.
- Spengler, E.: Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. Jb. Geol. B. A., Bd. 63, 1918, Wien 1918.
- Spengler, E.: Bemerkungen zu der Arbeit Seidls. Kali, 22. Jg., 1928.
- Spengler, E.: Zur Frage des tektonischen Zusammenhanges zwischen Dachstein und Tennengebirge. Verh. Geol. B. A., H. 2, Wien 1952.

- Stummer, E.: Die interglazialen Ablagerungen in den Zungenbecken der diluvialen Salzach-Saalochgletscher. Jb. Geol. B. A., Bd. 33, 1938, Wien 1938.
- Thurner, A.: Die Fuchberg- und Mariazeller Linie. Sitzber. öst. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, Bd. 160, H. 8 u. 9, Wien 1951.

Literatur zur Paläontologie

- Baumberger, E.: Vorläufige Mitteilungen über die Ammonitenfauna des Valanginien und Hauterivien im Schweizer Jura. Ecl. geol. helv. vol. 6, Nr. 2.
- Bittner, A.: Brachiopoden der alpinen Trias. Abh. Geol. R. A., Bd. 14, 1890.
- Daqué, Edgar: Wirbellose der Kreide in: Leitfossilien. Herausgegeben v. E. Daqué, gegr. v. G. Gürich, Verl. Gebr. Bornträger, Berlin 1942.
- Diener, C.: Brachiopoda triadica. Foss. cat., pars 19, W. Junk, Berlin 1920.
- Diener, C.: Neue Tropitoides aus dem Hallstätter Kalk des Salzkammergutes. Denkschr. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., Bd. 97, Wien 1920.
- Diener, C.: Cephalopoda: Ammonoidea Neocretacea. Foss. Cat. I, Animalia, pars 56, W. Junk, Berlin 1925.
- Diener, C.: Leitfossilien der Trias: Wirbellose Tiere u. Kalkalgen. In G. Gürich: Leitfossilien. Verl. Gebr. Bornträger, Berlin 1925.
- Haas, O.: The Vernay Collection of Cretaceous (Albian) Ammonites from Angola. Bull. Americ. Mus. Nat. Hist., vol. 81, New York 1942.
- Kilian, W.: Contribution à l'étude des faunas paléocretacées du sud-est de la France. Mém. p. explic. de la carte geol. de la France, Paris 1915.
- Kilian, W., u. a.: Contribution à l'étude des céphalopodes Paléocretacés du sud-est de la France. Mém. p. explic. de la carte geol. de la France, Paris 1920.
- Kittl, E.: Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. Res. d. wiss. Erf. d. Balatonsees, Bd. I, I. Teil, Pal., Bd. II, Budapest 1912.
- Mojsisovics, E. v.: Das Gebirge um Hallstatt. I. Teil. Die Molluskenfauna der Zlambach- und Hallstätter Schichten. Abh. Geol. R. A., Bd. 6, H. 2, Wien 1875.
- Mojsisovics, E. v.: Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abh. Geol. R. A., Bd. 10, Wien 1882.
- Mojsisovics, E. v.: Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. Abh. Geol. R. A., Bd. 6, 1. Hälfte, Wien 1873—1902.
- Mojsisovics, E. v.: Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. Abh. Geol. R. A., Bd. 6, 2. Hälfte, Wien 1893.
- Mojsisovics, E. v.: Über die triadischen Pelecypodengattungen Daonella und Halobia. Abh. Geol. R. A., Bd. 7, 1874—1882.
- Mojsisovics, E. v.: Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abh. Geol. R. A., Bd. 10, Wien 1882.
- Orbigny, Alcide d': Les animaux mollusques et rayonnés fossiles de France. Paléontologie Française, Bd. 1 (Terrains crétacés), Paris 1840.
- Pia, J.: Die Siphonosea verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. Verl. d. Zool. Botan. Ges., Wien 1920.
- Richarz, St.: Die Neokombildungen bei Kaltenleutgeben. Jb. Geol. R. A., Bd. 54, 1904, Wien 1905.
- Roman, Frédéric: Les ammonites cretacées et jurassiques. Masson et Cie., Paris 1938.
- Trauth, F.: Lamellaptychi des Oberjura und der Unterkreide. Palaeontographica, Bd. 85, Abt. A, Stuttgart 1938.
- Uhlig, V.: Zur Kenntnis der Cephalopoden der Roßfeldschichten. Jb. Geol. R. A., Bd. 32, 1882, H. 3, S. 373—396.
- Uhlig, V.: Die Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten. Denkschr. Akad. d. Wiss., Bd. 46, Wien 1883.
- Uhlig, V.: Über die Cephalopodenfauna der Teschener und Grodischter Schichten. Wien 1901.
- Weber, E.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Roßfeldschichten und ihrer Fauna. N. Jb. Min. usw., Beil. Bd. 86, Abt. B, 1942, S. 247—281.
- Winkler, G. G.: Versteinerungen aus dem bayerischen Alpengebiet. Verl. Lindauerische Buchh., München 1868.

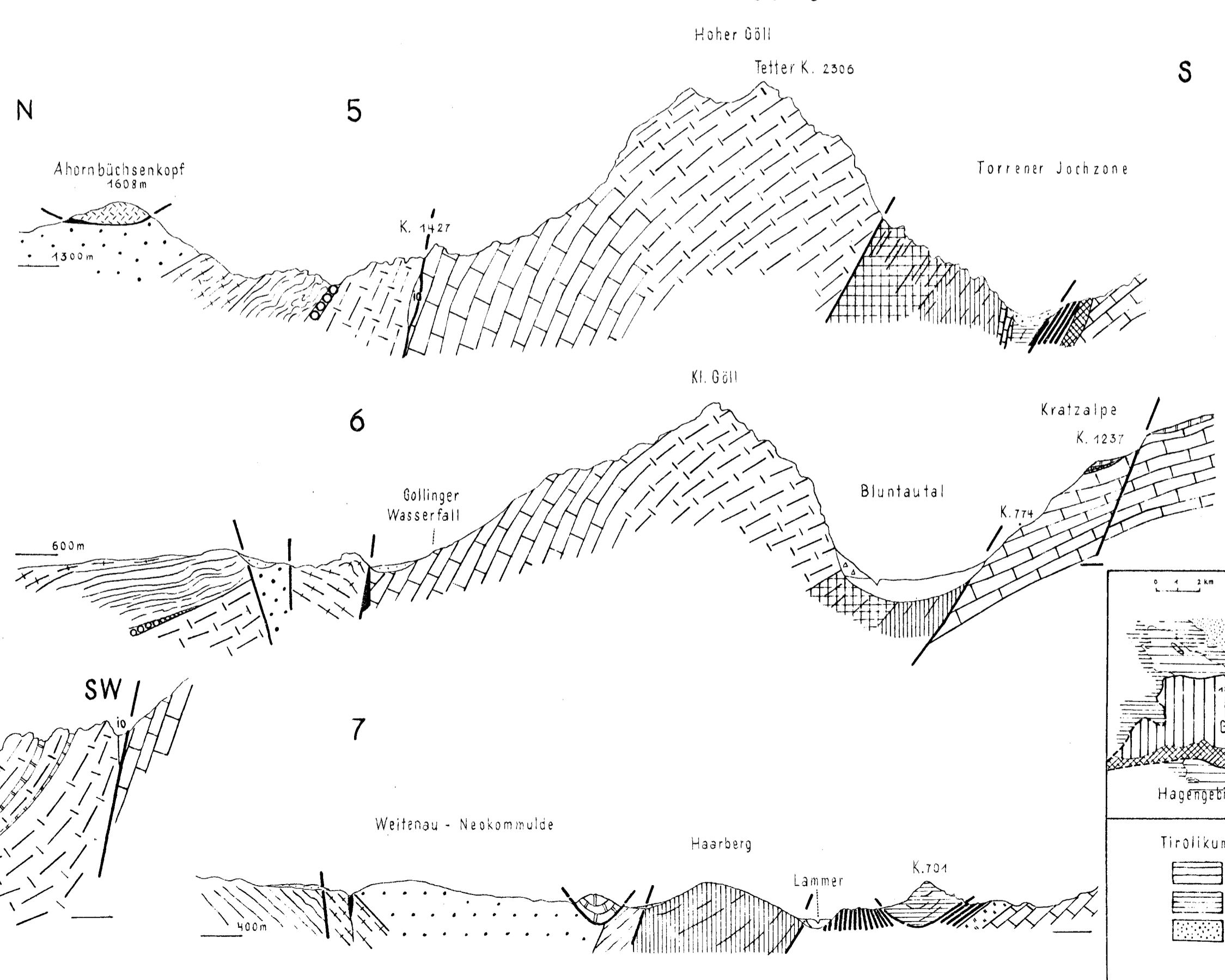
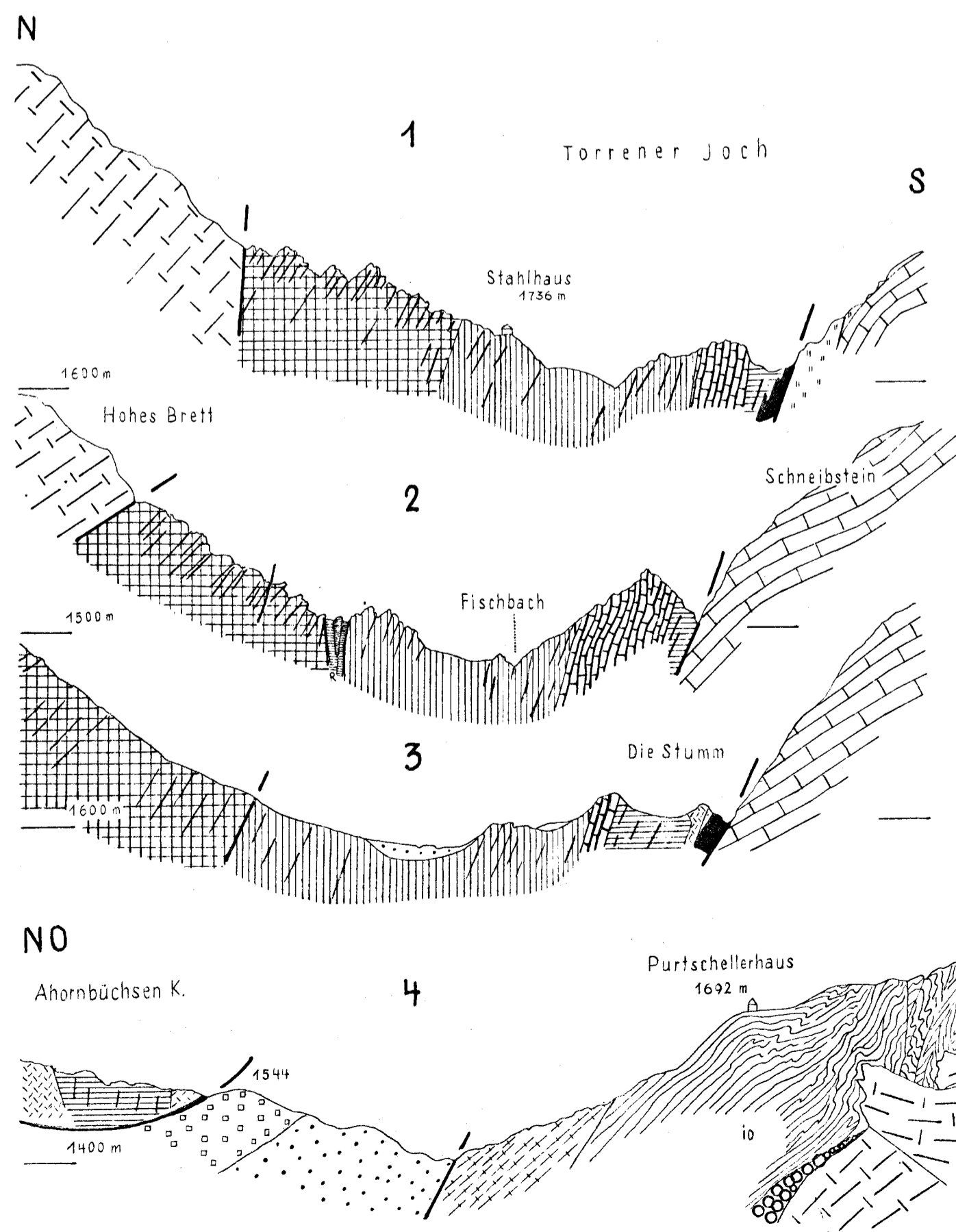
DIE GEOLOGIE DER SALZBURGER ANTEILE DER TORRENER JOCHZONE, DES GÖLLMASSIVS UND DER ROSSFELDMULDE IN IHRER BEZIEHUNG ZUR GEOLOGIE ÖSTLICH DER SALZACH
 VON B. PLÖCHINGER (1952-53)



- Werfener Schichten
- Anisicher Dolomit
- Anisicher Kalk
- Schreyeralmkalk
- Ladinischer Dolomit
- Reingrabener Schiefer
- karn.u.nor. Hallstätterkalk
- karn.u.nor. Dolomit (Hauptdolomit)
- gebankter Dachsteinkalk
- Dachsteinkalk
- Köseener Schichten
- Hirlatz-u. Crinoidenkalk (Unterlias)
- Bunter Mitteliaskalk
- Strubbenschichten u. Fleckenmergel (Torr. Joch, d. Oberlias - Dogger (+))
- Basiskonglomerat d. Oberalmer Schichten
- Oberalmer Schichten
- Schrambachschichten
- Untere Rossfeldschichten
- Obere Rossfeldschichten
- Diluviales Konglomerat
- Quartär i.A.
- Bergsturzmaterial u. Gehängeschutt
- Alluviale Ablagerungen
- Moor
- bedeutendere Störungslinien
- Streichen u. Fallen der Faltenachsen

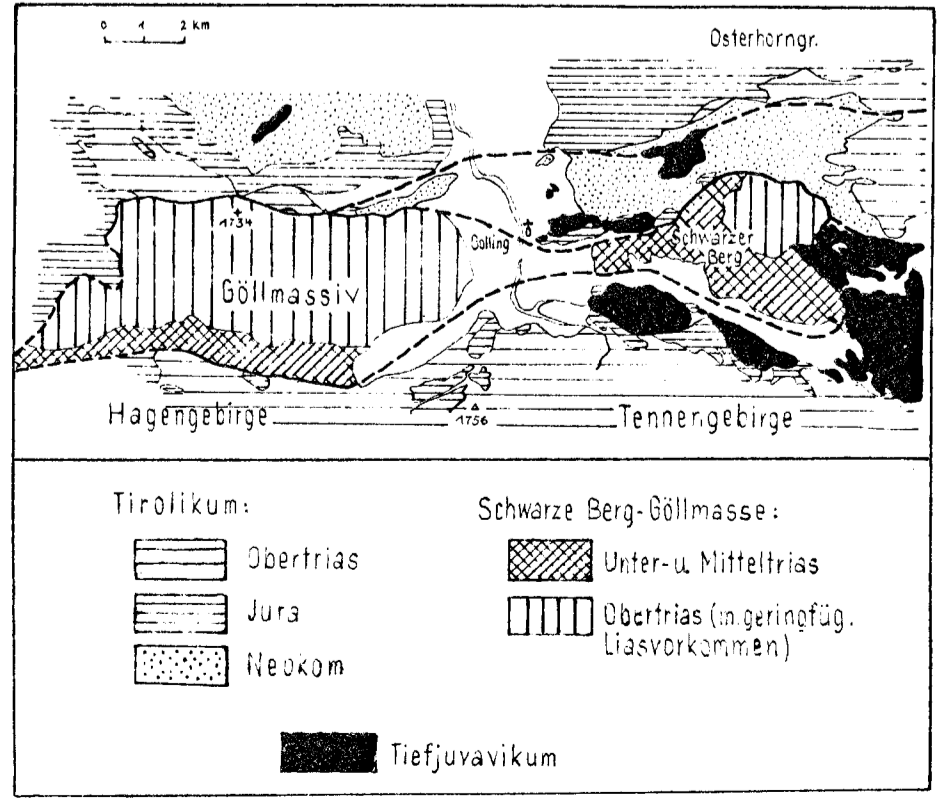
Profile 1-4 = 1:10.000

Profile 5-7 = 1:25.000



- Schichtstellung:
- Flach
 - Mittelsteil
 - Steil

TEKTONISCHE SKIZZE

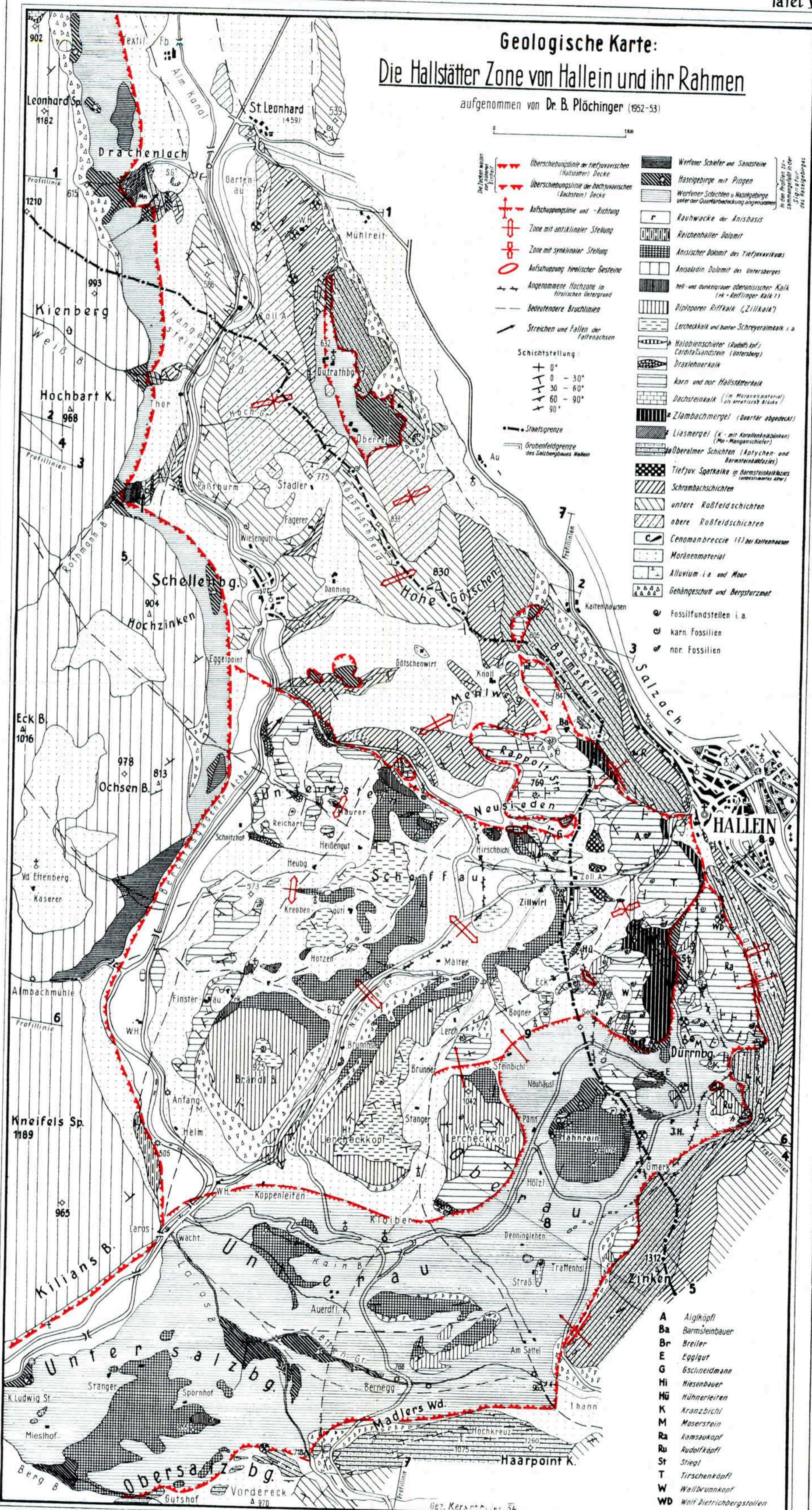


Geologische Karte: Die Hallstätter Zone von Hallein und ihr Rahmen

aufgenommen von Dr. B. Plöschinger (1952-53)

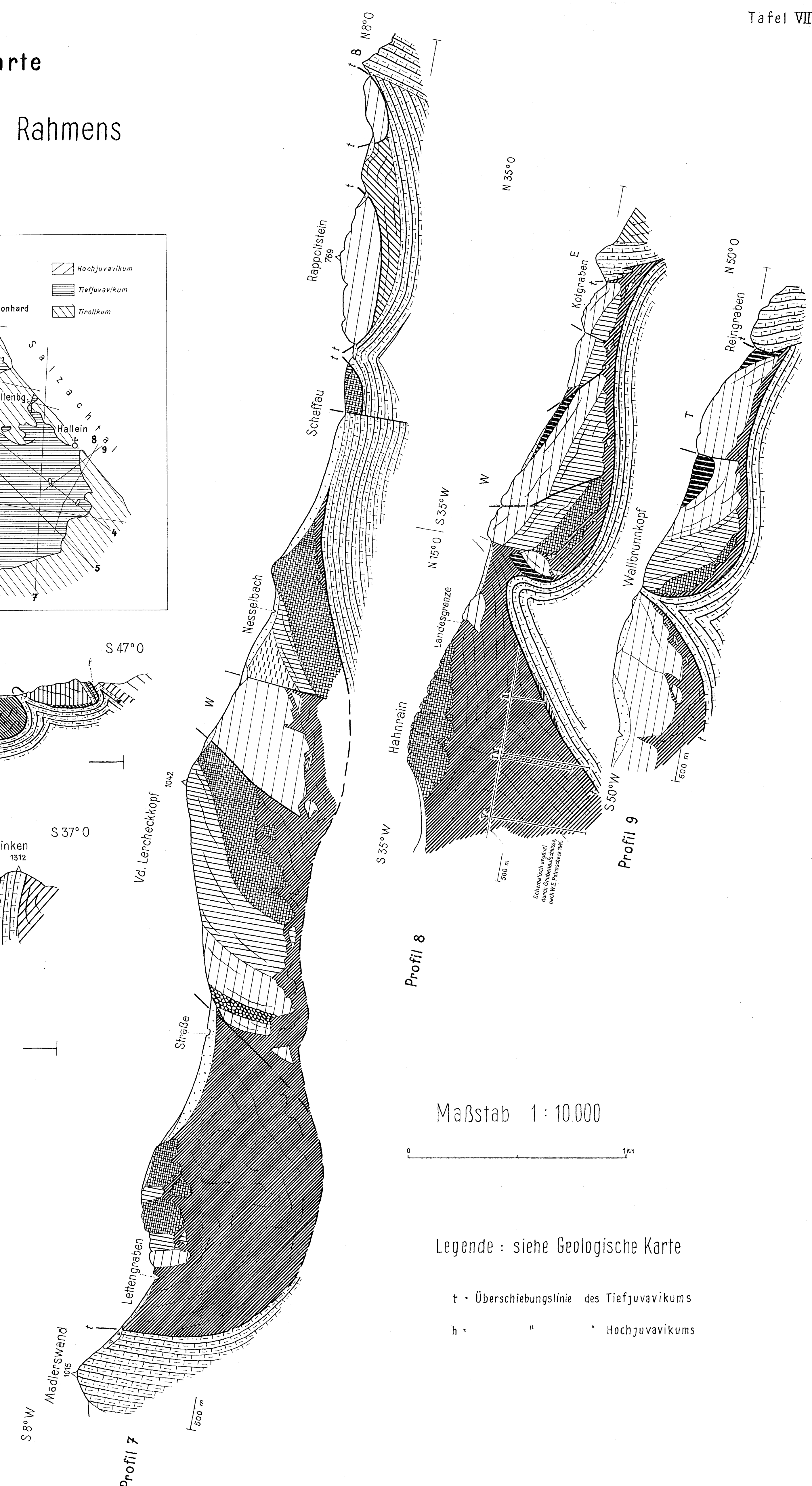
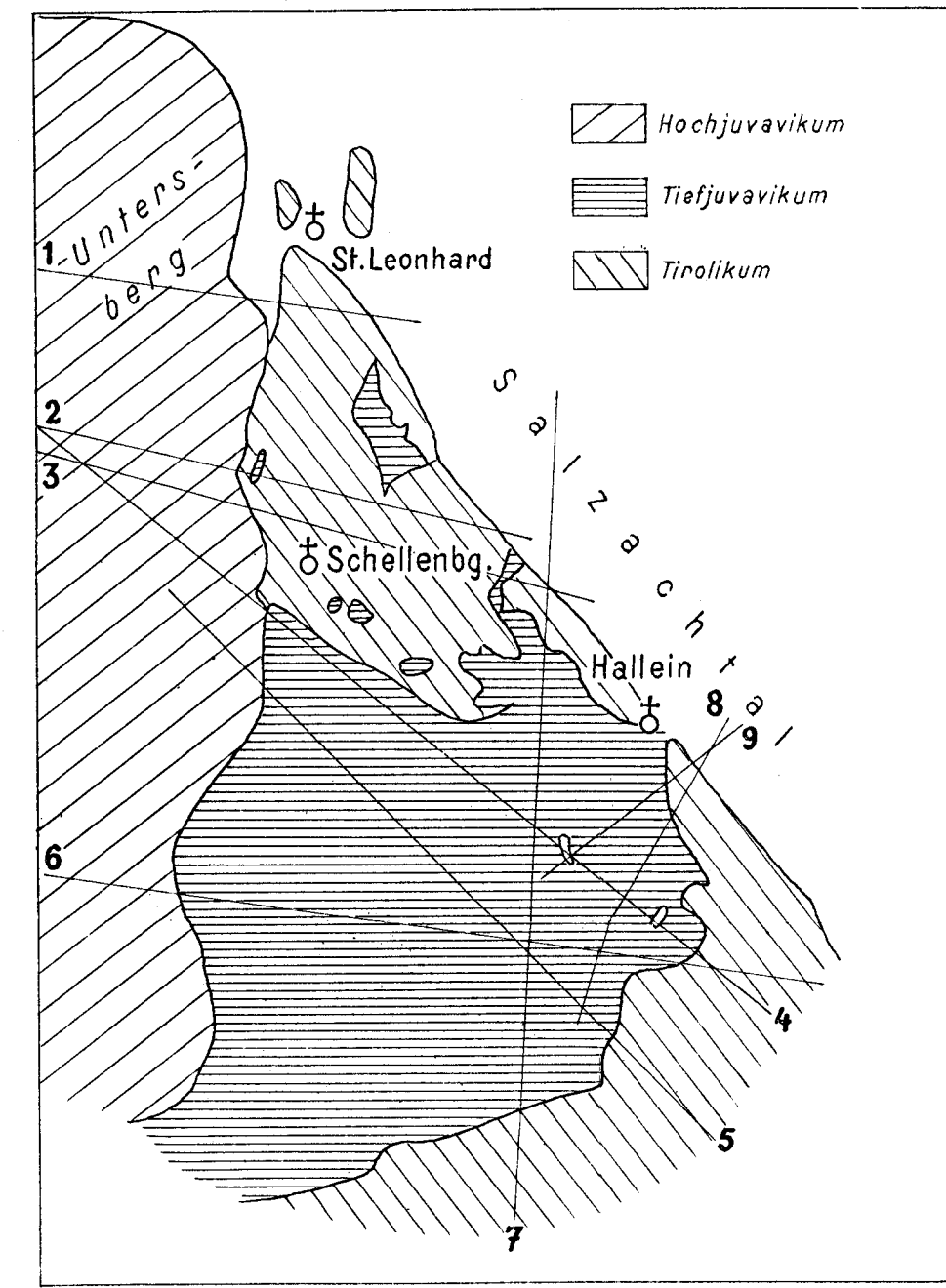
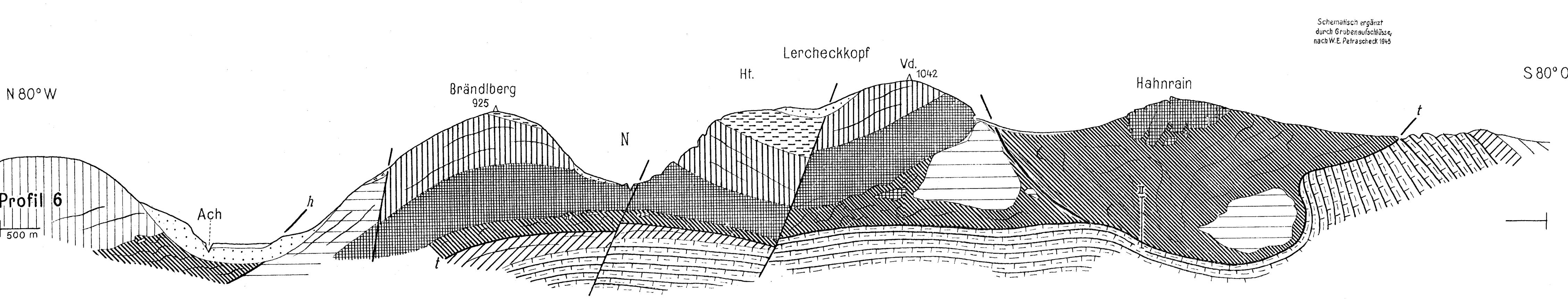
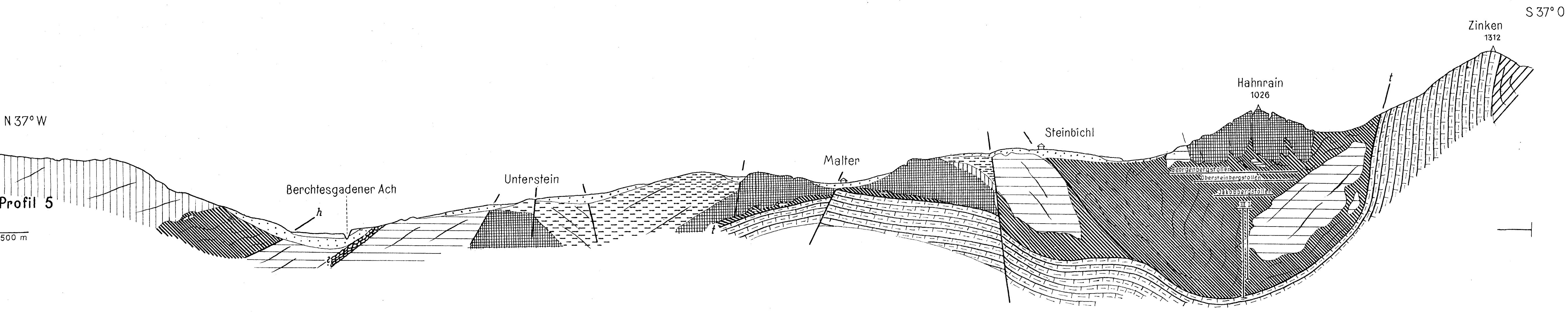
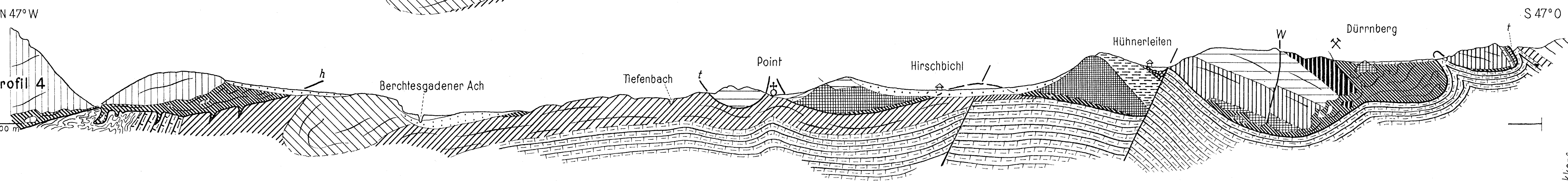
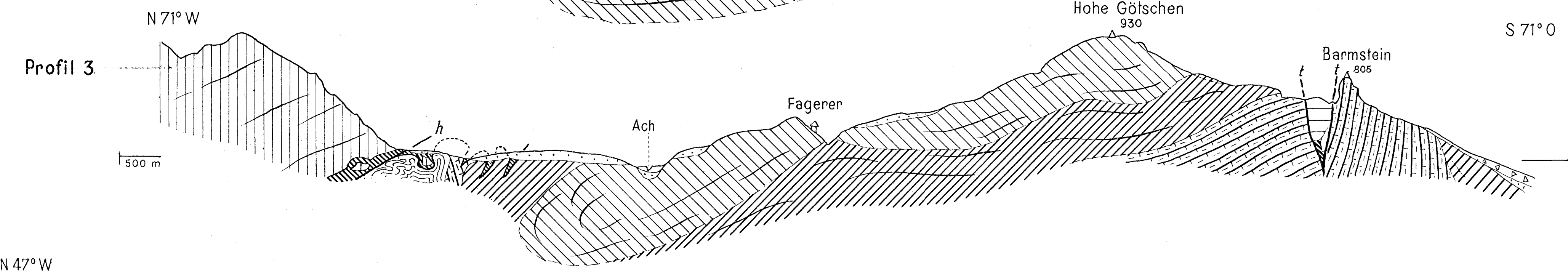
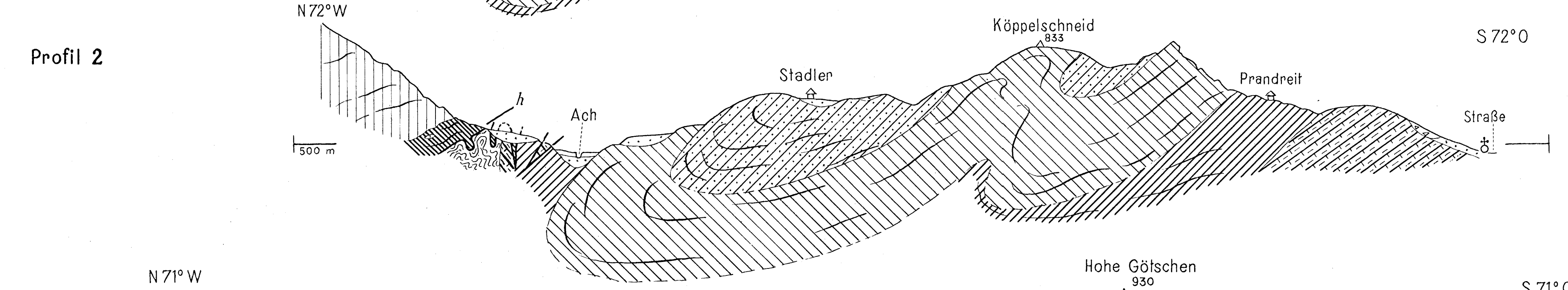
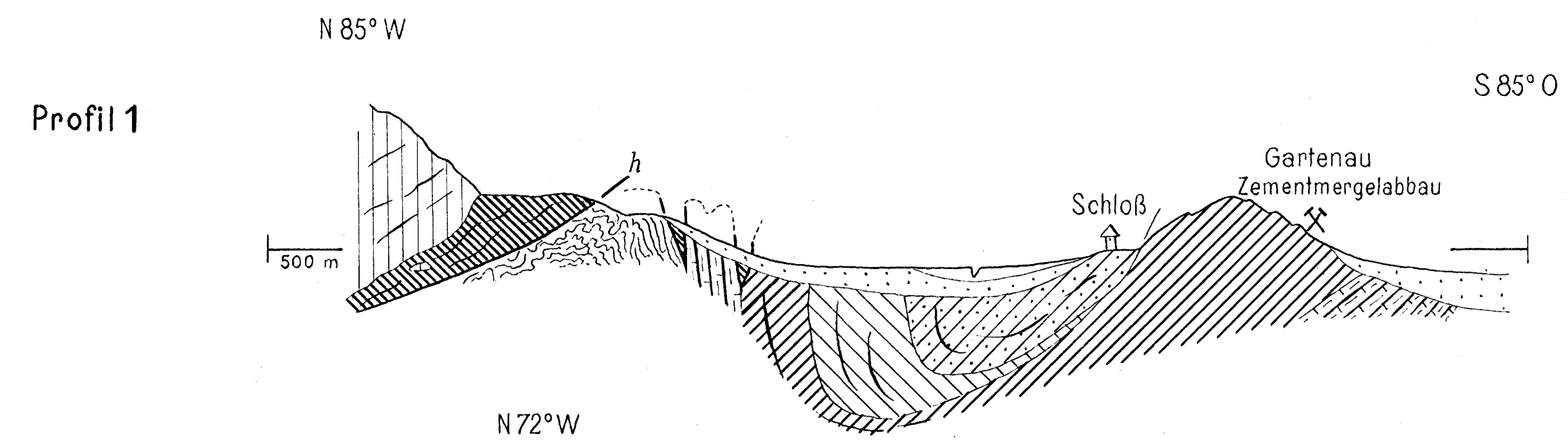
1 km

- Überschiebungslinie der tiefjuvavischen (Hallstätter) Decke
- Überschiebungslinie der hochjuvavischen (Bachstein) Decke
- Aufschuppungslinie und -Richtung
- Zone mit antiklinaler Stellung
- Zone mit synklinaler Stellung
- Aufschuppung triadischer Gesteine
- Angenommene Hochzone im triadischen Untergrund
- Bedeutendere Bruchlinien
- Streichen und Fallen der Faltenachsen
- Schichtstellung:
 - 0°
 - 0 - 30°
 - 30 - 60°
 - 60 - 90°
 - 90°
- Staatsgrenze
- Grubenfeldgrenze des Salzbergbaues Hallein
- Wertener Schiefer und Sandsteine
- Haselgebirge mit Pingen
- Wertener Schichten u. Haselgebirge unter der Quarzporphyrbdeckung angenommen
- Rauhwanke der Anisbasis
- Reichenhaller Dolomit
- Anisotischer Dolomit des Tiefjuvavikums
- Anisotischer Dolomit des Unterberges
- hell- und dunkelgrauer oberanischer Kalk (nk - Keifflinger Kalk)
- Diploporer Riffkalk („Zillkalk“)
- Lercheckkalk und bunter Schreyeralkalk i. a.
- Halobien-schiefer (Rudolfskopf), Cardita-Sandstein (Unterberg)
- Draxlehnerkalk
- karn- und nor-Hallstätterkalk
- Dachsteinkalk (im Moränenmaterial) (als anisotisch Blöcke)
- Zlabachmergel (Quartär abgedeckt)
- Liasmergel (K. mit Korallenkalzblöcken) (Mn-Manganschiefer)
- Oberalmere Schichten (Aptychen- und Barmsteinkalke)
- Tiefjuv. Spatkalke in Barmsteinkalkefazies (untersteinischer Alter)
- Schrambachschichten
- untere Raßfeldschichten
- obere Raßfeldschichten
- Cenomanbreccie (?) bei Kaitenhausen
- Moränenmaterial
- Alluvium i. a. und Moor
- Gehängeschutt und Bergsterzmat
- Fossilfundstellen i. a.
- karn Fossilien
- nor. Fossilien



- A Aiglkopf
- Ba Barmsteinbauer
- Br Breiler
- E Egglgut
- G Gschneidmann
- Hi Hiesnbauer
- Hü Hühnerleiten
- K Kranzbichl
- M Moserstein
- Ra Ramsaukopf
- Ru Rudolfkopf
- St Stiegl
- T Tirschenköpfl
- W Wallbrunnkopf
- WD Wolf-Dietrichbergstollen

Profile zur geologischen Karte der Hallstätter Zone von Hallein und ihres Rahmens von Dr. B. Plöching 1952-53



Maßstab 1 : 10.000

Legende : siehe Geologische Karte

- t • Überschiebungslinie des Tiefjuvavikums
- h • " " Hochjuvavikums

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1955

Band/Volume: [98](#)

Autor(en)/Author(s): Plöchinger Benno Karl Johann

Artikel/Article: [Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone 93-144](#)