

schmächtige Mylonitzüge markiert ist (Fortsetzung der Störung von Pabneukirchen, siehe Bericht 1962), gegen Weinsberger Granit. — Im Gebiet zwischen Altenburg, Münzbach und Tobra finden sich neben dem typischen Mauthausener Granit auch saure Zweiglimmer-Feinkorngranite, ohne daß in dem schlecht aufgeschlossenen Gelände eine Grenzziehung zwischen beiden Granitvarietäten möglich wäre. Möglicherweise handelt es sich auch nur um lokale Variationen ein und derselben Granitart. Im Bereich des Hochgatterer, des Pilgram und bei Dandorf und Heilmann, im Grenzbereich gegen den nach Osten zu wieder einsetzenden Weinsberger Granit, finden sich im Mauthausener Granit Schlieren, Schollen und unregelmäßige Übergänge in mehr basischere, hornblende-granitische bis dioritische Typen. Oft kommt es in diesem Zusammenhang auch zu einem gesteigerten Größenwachstum von Kalifeldspat und zur Ausbildung von Varietäten, die an den Granittypus Engerwitzdorf erinnern. Größere Ausdehnung erreichen diese Typen dann weiter gegen Nordosten zu im Gebiet von Großmaseldorf (auch hier wieder mit häufigen Dioriteinschaltungen, vgl. Bericht 1962).

Relativ viel Zeit wurde der Abgrenzung des großen, Mauthausener Granit ähnlichen Massivs von Tragwein—Zell bei Zellhof gewidmet. Besonders in NW, im Gebiet von Weidegut—Erdleiten, findet sich eine so intensive Verzahnung von Mauthausener und Weinsberger Granit, daß hier für den angestrebten Maßstab vielfach nur eine schematische Grenzziehung möglich ist.

Ein kleinerer, aus Feinkorngranit und Diorit zusammengesetzter Intrusivkörper fand sich im Zuge weiterer flächenhafter Übersichtskartierungen südwestlich bis westlich von St. Leonhard in Weinsberger Granit.

Bericht 1966 über geologische Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149)

Von OTTO THIELE

Die Begehungen auf Blatt Lanersbach wurden im heurigen Sommer fortgesetzt. Die bisherigen Beobachtungen lassen folgende Schlüsse zu:

Die grobklastische Serie, welche im Bereich hinterer Kaserer Winkel—Kleiner Kaserer—Frauenwand—Sommerbergalpe aufgeschlossen ist und aus schwachmetamorphen Arkosen, Breccien, Kalksandsteinen, kalkigen und kalkfreien Schiefen, Schwarzphylliten und Chloritfleckenphylliten, verbunden mit spärlichen (resedimentierten ?) Dolomiteinschaltungen besteht, hat sich auf Grund der Verbandsverhältnisse mit dem unterlagernden Hochstegenkalk an der Lärmstange und im hintersten Kaserer Winkel als stratigraphisch Hangendes des Hochstegenkalkes erwiesen. Nachdem durch den Fossilfund von Hochstegen (KLEBELSBERG, 1940, MUTSCHLECHNER, 1955) und die überzeugenden regionaltektonischen Vergleiche durch A. TOLLMANN (1963, 1965) das oberjurassische Alter des Hochstegenkalkes heute als gesichert erscheint, dürfte das Alter der auf ihm zur Ablagerung gelangten grobklastischen Serie im wesentlichen kretazisch sein.

Die kretazische Breccienserie konnte gegen Osten zu bis in die Gehänge westlich der Galtalpe (Tiefer Badl—Glaneck) verfolgt werden, wo sie unter die „Auen“ von Hintertux verschwindet. Weiter im Osten ist ihre Fortsetzung im „schistes lustres“-Zug von Astegg zu sehen, welcher dort den Hochstegenkalk der Porphyrmaterialschieferschuppe überlagert. Jenseits des Zillertales setzt sie sich fort in den Arkosen, Breccien, Karbonatsandsteinen, Kalkphylliten und Schwarzschiefern nördlich von Eckartau (N Mayrhofen), von wo aus sie sich nach DIETIKER (1938), KUPKA (1954), THIELE (1950) und SCHMIDEGG (1964) kontinuierlich über die Schönberger Alpe und den Oberlauf des Wilden Baches bis in die Brandrinne (S des Schönbichl) verfolgen läßt. — Auch dort ist diese Serie bereits von DIETIKER und THIELE als stratigraphisch Hangendes des Hochstegenkalkes erkannt worden und bildet das jüngste Schichtglied der Porphyrmaterialschieferschuppe. Die stratigraphische Einstufung dieser Breccienserie im Gerlosgebiet durch DIETIKER, THIELE und KUPKA, wonach sie dem unteren Jura ange-

hören sollte, ist also zu revidieren; ebensowenig entspricht natürlich auch die Auffassung TOLLMANNs (1960, 1963), der diese Serie von ihrer stratigraphischen Unterlage, dem Hochstegenkalk, abtrennte und bereits zu seiner „Oberen Schieferhüllecke“ rechnete, den tatsächlichen Gegebenheiten.

Die erstmals von L. KOBER und seinem Dissertanten O. THIELE (Verh. 1948, Diss. 1950) mit Entschiedenheit ausgesprochene Auffassung von der Transgression der mesozoischen Hochstegenkalkserie auf einem voralpin geformten Grundgehirgssockel, welche seither sich bestens bewährt und in zahlreichen Tauernarbeiten weiteren Aushau erfahren hat (FRASL, EXNER, TOLLMANN, FRANK u. a.), ist also nach dem neuen Kenntnisstand für das westliche Tauernfenster wie folgt zu modifizieren: Auf einem alten, voralpinen Grundgehirgssockel mit variszischen Graniten, Migmatiten und Gneisen sedimentärer und vulkanitischer Abkunft kommt es vom Ende des Paläozoikums bis etwa zum mittleren Jura nur zu lückenhaften und sehr geringmächtigen Ablagerungen von sandigen (mitunter kohligem), tonigen (oft sehr Al-reichen) und schwächtigen karbonatischen Sedimenten. Darüber folgt im oberen Jura die Transgression des im allgemeinen einige hundert Meter mächtigen Hochstegenkalkes. In den obersten Metern des Hochstegenkalkes macht sich dann eine Sand- und Arkoseeinstreuung bemerkbar, welche in eine darüber folgende, mehrere hundert Meter mächtige und mannigfaltig zusammengesetzte, zu einem erheblichen Teil grobklastische Serie überleitet. Der volle stratigraphische Umfang dieser Serie (gegen oben hin) ist noch keineswegs abgeklärt, doch ist sie wohl im wesentlichen der Kreide zuzuordnen. Der so skizzierte Faziesbereich — wir wollen ihn mit A. TOLLMANN „Bereich der Hochstegenfazies“ nennen — erstreckt sich über den (autochthonen) „Ahorngneis“, den (autochthon bis paraautochthonen) Tuxergneis- und höchstwahrscheinlich auch Zillertal-gneiskörper und schließt im Norden noch die Porphyrmaterialschiefersuppe mit ein.

Erst die, die junge Breccienserie gegen Norden und Nordwesten zu (tektonisch) überlagern den Serien mit den grünen Arkosegneisen, Porphyroiden und Serizitquarziten (Perm bis Untertrias), der kalkig-dolomitischen Trias und der großen Masse der hauptsächlich jurassischen Bündnerschiefer sind als Schieferhüllecke anzusprechen. Sie gehören dem ursprünglich südlich der Hochstegenfazies gelegenen Bündnerschiefer-Faziesraum an. Zur Schieferhüllecke, also zum Penninikum, ist übrigens auch die Trias der Sauwand—Gschöb wand zu stellen. Die grünen Arkosegneise, Porphyroide und quarzitischen Schiefer des Astegger Waldes setzen sich in jene vom Tettensjoch fort. Die Gschöb wand entspricht etwa dem Zug Gelbe Wand—Kopfwand, die Sauwand wahrscheinlich der Röt wand. Das hat schon SANDER (1920) so dargestellt und das wurde neuerlich auch wieder von WENGER (1964) bestätigt: die s-Flächenpoldiagramme der Porphyroide von der Rieserdristen entsprechen jenen vom Tettensjoch. Die ganze permomesozoische Serie der Gschöb wand—Sauwand streicht ins Liegende der gegen Westen zu einsetzenden Bündnerschiefer Serien. Erst der Quarzit vom Gschöb h e r g und Penkenberg setzt sich über den Schrofen und den Rotkopf ins (tektonisch) Hangende der Bündnerschiefer Serien fort und gehört zusammen mit dem darüber folgenden Mesozoikum dem Unterostalpin an.

Nochmals hervorgehoben werden soll die bereits in der Gerlos (THIELE, 1950) betonte auffallende Ähnlichkeit zahlreicher Schichtglieder der südlichen Breccienserie mit solchen der weiter im Norden und in wesentlich höherer tektonischer Stellung befindlichen Richhergkogel- und Torwandhreccienserie. (In der Gerlos Einschaltung von hlauweißen, oft hrecciosen Bänderkalken sowie Crinoidenkalken [„Echinodermenhreccie“] sowohl im Süden, im Wilden Bach, als auch im Norden, in der Richhergkogelserie [Larmarchalm]; im Westen hingegen besonderer Reichtum an Arkosen sowohl im Süden, im Gebiet des Kleinen Kaserers, als auch im Norden, im weiteren Bereich der Torwand.) — Die auffallenden sedimentogenen Parallelen dieser grobklastischen Serien begründen nicht nur den Verdacht auf stratigraphische Analogien, sondern würden darüber hinaus auch eine, zumindest für gewisse Zeitabschnitte einheitliche (d. h. gemeinsame), größtenteils wohl vom Süden her kommende Schüttungsrichtung wahrscheinlich machen.

Die oben erwähnte „Tartaler Breccie“ der Torwand ist auf Grund von Profilaufnahmen von E. CLAR (1940) als Lias (bis Dogger) datiert worden. Nach CLAR ist an der Basis der Breccienserie beim Junsjoch, beim Torjoch und zwischen Hennensteige und Graue Wand Trias in Form von Dolomit oder Rauhwacke entwickelt, während das Hangende von oberjurassischem gelbem Bändermarmor und Kieseltonschiefer (Radiolarit) gebildet wird. — Nach meinen Beobachtungen jedoch ist die Unterlagerung der Torwand-Breccienserie durch Trias nicht gesichert: Beim Junsjoch geht die schwächliche Rauhwackenlage seitlich in Dolomitbreccie über, gehört also offensichtlich dem Schichtkomplex der Breccienserie selbst an. Auch der von CLAR als „Deckenscheider“ angesprochene Glimmerschiefer konnte hier nicht aufgefunden werden. Lediglich stumpfe, graugrüne Phyllite, deren Metamorphosegrad nach Feldebund über jenen der unter- und überlagernden Gesteine nicht hinausgeht. Der Triasdolomit südlich des Torjochs hingegen erscheint in einer solchen Position, daß man sich ihn auch ohne weiteres als von oben her in die Breccienserie eingefaltet (oder eingegliedert) vorstellen könnte. Die Rauhwacken südlich der Hennensteige schließlich sollten nach der bisherigen tektonischen Auffassung in ihrer Stellung zwischen Breccienserie und Quarzphyllit doch eigentlich ins tektonisch Hangende der Torwandbreccie gestellt werden, und wären so für eine stratigraphische Einordnung der Breccienserie ohne Belang. Die Oberjurakalke und -radiolarite von der NE-Seite der Torwand sind jedoch allein für eine stratigraphische Datierung der Breccienserie nicht ausreichend. Wohl scheinen sie mit der Breccienserie im stratigraphischen Verband zu stehen, doch erscheint mir ihr relatives Alter zur Breccienserie noch keineswegs gesichert.

Bericht 1966 über Aufnahmen im Semmeringgebiet (Blatt 104, 105)

Von A. TOLLMANN

Die in den Vorjahren begonnene Detailkartierung des Semmeringgebietes wurde im Sommer 1966 im Abschnitt Schottwien—Sonnwendstein und im Fröschnitztal fortgesetzt. Neue Einblicke ergaben sich zufolge von Neuaufschlüssen besonders am Nordrand des Semmeringsystems und im Gebiet des Sonnwendsteins.

Der Nordrand des Semmeringsystems wird im Abschnitt Klamm—Schottwien durch Gesteinszüge markiert, die in ihrer Mächtigkeit stark schwanken, aber in ihrem Bestand und in ihrer Abfolge im Streichen lange anhalten. An Hand des Schnittes durch die Südseite des Kobermannsberges bei Klamm kann die Zonenabfolge am besten erläutert werden. Aus den Adlitzgräben erhebt sich als oberstes Schichtglied des unterostalpinen Semmeringsystems der aus mächtigem, nordfallendem, anischem Kalk aufgebaute Schloßfelsen der Ruine Klamm. Darüber liegt als nächste tektonische Einheit hier eine Schuppe mit aufrechter Serie, die nur eine Permoskyth-Folge umfaßt (mittelostalpine Tattermannschuppe): Ihr tiefstes Glied, der papierdünn-blättrige, silberig-weiße Serizitschiefer — weiter im W als Tattermannschiefer bezeichnet — stellt den permischen Alpen Verrukano dar und ist hier im Hohlweg 30 m NE der Kirche von Klamm aufgeschlossen. Das nächsthöhere Glied dieser Schuppe, der feste skythische Semmeringquarzit, überlagert diese Schieferzone und ist z. B. im Straßenanschnitt 200 m NNE der Kirche entblößt, wobei an Achsen von $240^{\circ}/10^{\circ}$ starke Faltung auftritt. Zuerst ist in dieser Schuppe hier noch der Röt in Form von einigen Meter mächtigen, milden, dünnblättrigen, hellgrauen Schiefen am Straßenrand knapp unter dem Karbon zu sehen.

Das überschobene Oberkarbon der Unteren Grauwackendecke steht mehrfach entlang des Weges an, der von hier gegen NW entlang des Südkammes des Kobermannsberges emporführt. Es besteht aus Sandstein, der in seiner mittleren Partie eine Zone von schwarzen Schiefen eingeschaltet enthält.