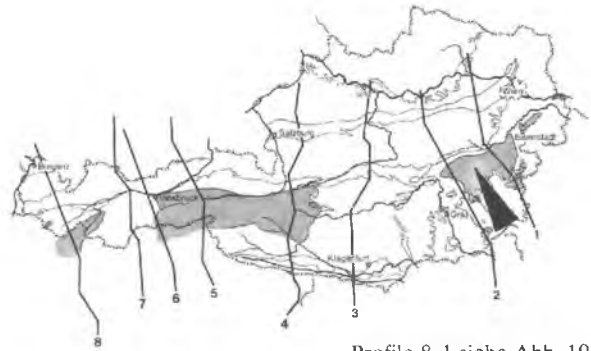


3.7.4. Das Semmering- und Wechselsystem

Von ALFRED PAHR

Mit den Abbildungen 82 und 83



Profile 8-1 siehe Abb. 19

3.7.4.1. Das Semmeringsystem

3.7.4.1.1. Übersicht

Von der Mürzlinie, dem Semmering und dem südlichen Wiener Becken im Norden begrenzt, bilden die Fischbacher Alpen (Stuhleck, 1782 m) und die Wechsel-Gruppe (Hochwechsel, 1743 m) ein stark bewaldetes Bergland, das nur wenig über die Waldgrenze aufragt, mit sanften Formen und Höhendifferenzen bis rund 800 m. Felsiges Kalkgestein verleiht dem Semmeringgebiet seinen romantischen Landschaftscharakter (Sonnwendstein, 1523 m), dessen Hintergrund im Norden überdies die hellen Felsabstürze der Kalkalpen bilden. Vorweg wird die Geologie des Semmeringsystems diskutiert und im nachfolgenden Kapitel 3.7.4.2. jene des Wechselsystems.

Östlich der Linie Gloggnitz – Mönichkirchen – Friedberg schließt im Osten an den Wechsel die Bucklige Welt und das Rosaliengebirge an, mit nördlichen und östlichen Ausläufern bis Sauerbrunn und Ödenburg reichend. Nach Südosten hin erstreckt sich das Bernsteiner Bergland und das Günser Gebirge über Rechnitz bis nach Ungarn hinein. Dieses teils bewaldete, teils auch stark besiedelte Hügelland mit Höhen bis knapp 900 m (Stickelberg, 881 m; Hutwisch, 896 m; Geschriebenstein, 884 m; Rosalienkapelle, 748 m) ist deutlich von den höheren Bergen im Westen abgesetzt. Von seinen Höhen kann man den Neusiedler See und die westliche Ungarische Tiefebene überschauen sowie die zu den Karpaten überleitenden Gebirgsrücken: Leithagebirge (Sonnenberg, 484 m) und Ruster Höhenzug, schließlich auch die Hainburger Berge und die Kleinen Karpaten, die sich inselartig aus den tertiären Flachländern am Südostrand des Wiener Beckens erheben. Im Südosten kommen tektonisch tiefere Elemente mit großen Ophiolithkomplexen zutage und werden nachfolgend im Kapitel 3.7.5. beschrieben; Kapitel 3.7.6. disku-

tiert dann die geologischen Anschlüsse zu den Karpaten hin.

An der Linie Gloggnitz - Kindberg - Anger - Stanz tauchen unter den Biotitgneisen, Granatglimmerschiefern und Marmoren des mittelostalpinen Fensterrahmens die Granitgneise und Glimmerschiefer des unterostalpinen Semmeringsystems auf. Sie setzen das Bergland an der Mürz und dessen Ausläufer in das oststeirische Hügelland (Rabenwald, Masenberg) zusammen. Die Erkenntnis von einem unterostalpinen Fenster nahm ihren Ausgang vom Semmeringgebiet. Seit V. UHLIG (1909) die stratigraphische Parallele Semmering – Radstädter Tauern gezogen hatte und H. MOHR (1910, 1912) dazu die tektonische Ergänzung geben konnte, nahm die Idee eines unterostalpinen Semmeringfensters allmählich Gestalt an. Als solches wurde es von L. KOBER in seine Synthesen des Alpenbaues aufgenommen, während R. SCHWINNER (1951) noch einen Vergleich mit der Thayakuppel im Moravikum der Böhmisches Masse erwo.

Das Fischbacher Fenster von F. HERITSCH (1928), in dem seiner Meinung nach das Permomesozoikum der Wechseleinheit auftaucht, brachte wesentliche neue Erkenntnisse, die durch die beispielhafte Kartierung des Blattes Mürzzuschlag und vorsichtige tektonische Deutung von H. P. CORNELIUS (1951) einen vorläufigen Abschluß fanden. Eine befriedigende Lösung der komplizierten Semmering-Tektonik gelang jedoch erst A. TOLLMANN (1964). Mit dem Gesteinsbestand befaßten sich H. MOHR, R. SCHWINNER, F. HERITSCH, K. METZ, H. P. CORNELIUS und in neuerer Zeit vor allem H. WIESENER.

3.7.4.1.2. Gesteinsbestand

Grobgneis und Hüllschiefer bilden einen Intrusionsverband. Auffallend ist das Fehlen von scharfen Grenzen zwischen Hüllschiefern und

den granitischen Körpern; Pegmatite und Aplite treten selten auf. Die granitischen Gesteine zeigen alle Variationen vom geschieferten Augen- gneis bis zum Metagranit in den zentralen Teilen der Grobgnaiskörper.

Die Hüllschiefer sind meist quarzreiche, manchmal auch phyllitische Glimmerschiefer, oft mit Granat, mit vereinzelt Amphibolitlagen. Daneben kommen auch – vor allem im Raum Birkfeld – Disthenquarzite, Arkosegneise sowie ein Komplex von eisen- und aluminiumreichen Metasedimenten vor, der eine ältere, höhere Metamorphose erlitten hat (mit Bildung von Silimanit und Staurolith) und zum Teil auch migmatisiert wurde (H. WIESENER, 1971). Diese Gesteine wurden teilweise schon von R. SCHWINNER abgetrennt und als „Strallegger Gneis“ bzw. „Tommerschiefer“ bezeichnet.

Die Platznahme des (heutigen) Grobgnais erfolgte im Zuge der variszischen Gebirgsbildung: Radiometrische Datierung (Rb/Sr) durch S. SCHARBERT ergab ein Gesamtgesteinsalter von 340 ± 10 Mio. J.

Südlich von Birkfeld vorkommende Biotit-Hornblende-Metagabbros, die an einzelnen Stellen Korund, Spinell und Chloritoid führen, werden mit der Intrusion des Granits in Zusammenhang gebracht.

Die alpidische Gebirgsbildung, die in diesem Raum im wesentlichen unter Bedingungen der Grünschieferfazies vor sich ging, führte zu Diaphthoresis in der Schieferhülle mit Chloritisierung des Granats und Umbildung des Stauroliths zu Serizit- bzw. Chloritoidaggregaten. Das (alt)alpidische Alter dieses Vorganges wurde durch K/Ar-Datierung an Glimmern des Grobgnais erwiesen (H. WIESENER & S. SCHARBERT, 1977).

Einer jüngeren Phase dürfte die Entstehung der zahlreichen Leukophyllitlagen im Grobgnais zu verdanken sein; nach M. VENDEL (1929) handelt es sich um metasomatische Serizitisierung des Kalifeldspates unter Magnesiumzufuhr. Magnesium-Metasomatose in stärkerem Ausmaß führte zur Bildung der bekannten Talklagerstätten am Rabenwald. Auf die variszisch geprägte Grobgnaisserie transgredierte Permotrias in zentralalpiner Fazies, die zusammen mit ihrer kristallinen Unterlage im Laufe der alpidischen Orogenese von epizonaler Regionalmetamorphose betroffen wurde. Auf einer basalen Folge von Arkoseschiefen, Metakonglomeraten, Porphyroid und Serizitschiefen („Alpiner Verrucano“), die dem Perm zugerechnet wird, liegen Meta-Quarzkonglomerate, Meta-Arkosen und zu oberst feinkörnige Meta-Quarzite mit rosa Quarzgeröllen (*Semmeringquarzit*). Über diesem permoskythischen Komplex folgt manchmal noch

ein schmales Band von grauen Tonschiefen mit (seltenen) dünnbankigen Rauhwackenlagen (oberstes Skyth = Röt; A. TOLLMANN, 1958).

Die karbonatische Trias umfaßt Kalke und Dolomite des Anis und Ladin, im Karn erscheinen schwarze Tonschiefer mit Gips- und Anhydritlagen. Bunte, rotviolette, graue und grüne Serizitschiefer, von H. P. CORNELIUS (1952) in Analogie zu den entsprechenden Gesteinen der Karpaten als „*Bunter Keuper*“ bezeichnet, vertreten das Nor; die triadische Schichtfolge schließt mit Rhätkalcken ab.

3.7.4.1.3. Lagerungsverhältnisse

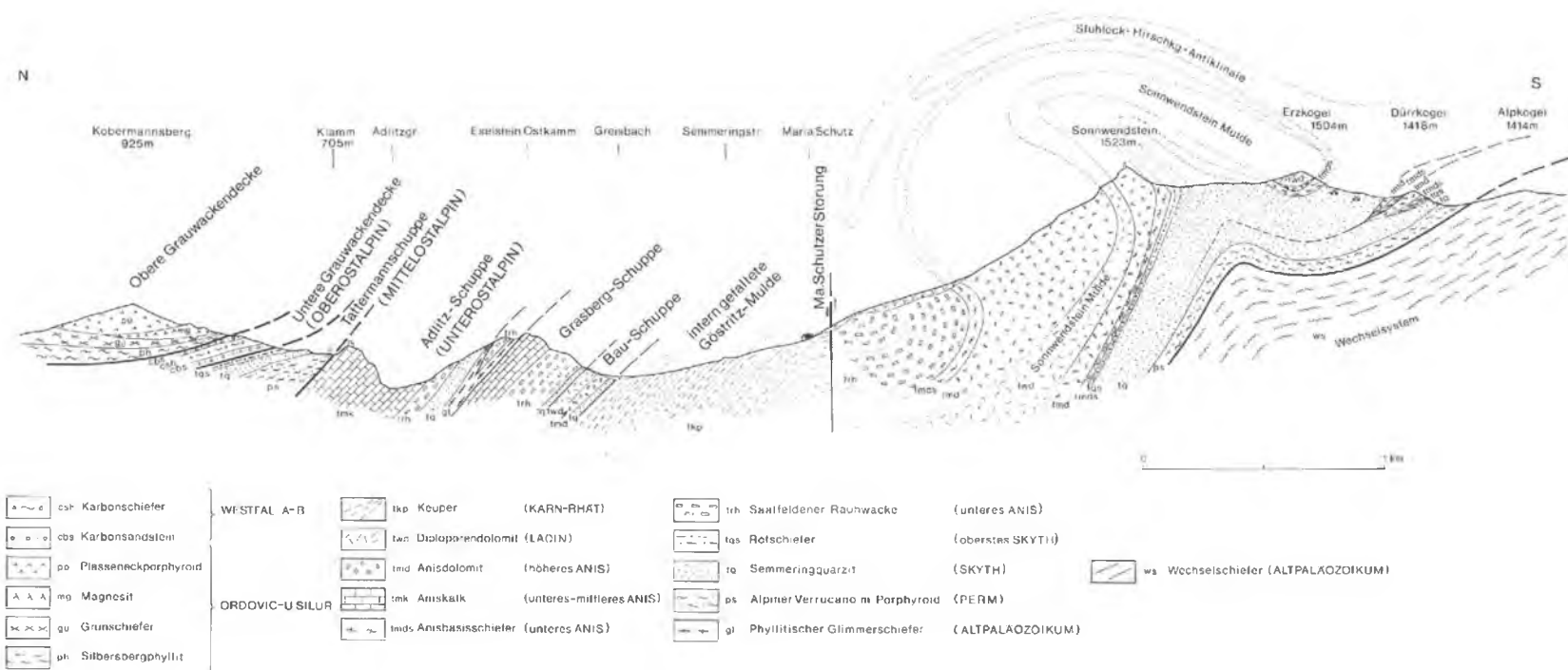
Die zentralalpine Permotrias belegt, als postvariszische Ablagerung an Überschiebungsbahnen eingeklemmt, alpidischen Deckenbau, wobei die Kalke und Dolomite sowie Rauhwacken tektonisch bald angeschoppt, bald reduziert sind.

So läßt sich nördlich der Mürz die höhere Mürzdecke von der tieferen, stark zerschlossenen Pretuldecke südlich der Mürzfurche abtrennen. Die Mürzdecke wiederum wird vom mittelostalpinen Troiseck-Floning-Zug (Fortsetzung des Mittelostalpins von Anger), ebenfalls durch eingeklemmtes Permomesozoikum getrennt, überlagert. Das Mittelostalpin des Troiseck-Floning-Zuges wird mit dem lange Zeit umstrittenen, jetzt von A. TOLLMANN als triadisch erkannten Thörlerkalk in der Fuge, von der oberostalpinen Grauwackenzone überschoben (Untere und Obere Grauwackendecke) und darauf liegen dann, als höchstes Oberostalpin, die Nördlichen Kalkalpen, selbst wieder aus mehreren Decken aufgebaut.

Die hier im Bereich des oberen Mürztales im Gebirgsbau noch breit entwickelten Zonen werden gegen den Semmeringpaß zu immer mehr ausgedünnt, zu schmalen Zügen gepreßt, sodaß im Bereich der Paßhöhe die Nördlichen Kalkalpen mit ihrer mächtig entwickelten karbonatischen Trias in den Südabstürzen des Raxplateaus unmittelbar auf die gleichaltrigen, jedoch einst in weit entfernten, völlig anders gearteten Faziesräumen abgelagerten Semmeringkalke und -dolomite herabschauen.

Vom Unterostalpin der Mürz- und Pretuldecke ist nur mehr deren permomesozoische Haut vorhanden, grotesk verfault und in einzelne Schuppen zerlegt. Es sind dies von unten nach oben: Göstritzsynklinale, Bau-Schuppe, Grasbergschuppe, Probstmulde und Adlitzschuppe. Von der mittelostalpinen Einheit ist nur mehr Permoskyth in der „Tattermannschuppe“ vorhanden (A. TOLLMANN, 1964).

Unmittelbar östlich der Paßhöhe beginnt sich der Niedergang des Gebirges abzuzeichnen: Die



	csb Karbonschiefer	WESTFAL A-B		tko Kuper (KARN-RHÄT)		trh Saalfeldener Rauchwacke (unteres ANIS)		
	cbs Karbonsandstein			lwn Doloporendolomit (LACIN)		trq Retschiefer (oberstes SKYTH)		
	pp Plasseneckporphyroid	ORDOVIC-U SILUR		imd Anisdolomit (höheres ANIS)		to Semmeringquarzit (SKYTH)		wa Wechselschiefer (ALTPALAOZOIKUM)
	mg Magnesit			imk Aniskalk (unteres-mittleres ANIS)		ps Alpiner Verrucano m Porphyroid (PERM)		
	qu Grünschiefer			imds Anisbasisschiefer (unteres ANIS)		gi Phyllitischer Glimmerschiefer (ALTPALAOZOIKUM)		
	ph Silbersbergphyllit							

Abb. 82. Profil durch das Semmeringsystem (nach A. TOLLMANN, 1968)

Grauwackenzone und der letzte Rest des Mittelostalpins („Tattermannschuppe“) versinken endgültig unter das Tertiär des Wiener Beckens. Auch von den Kalkalpen ragen nur mehr die Zinnen des einstigen stolzen Baues entlang der Thermenlinie heraus.

Die Zentralzone aber setzt sich vom Pfaffenstadel an mit einem neuen, tieferen Bauelement fort: dem Wasser und Wetter scheidenden Wechselstock, der dort mit breiten, kahlen Rücken unter dem zentralalpinen Mesozoikum auftaucht.

3.7.4.2. Das Wechselsystem

3.7.4.2.1. Übersicht

Schon gegen Ende des 19. Jh. erkannte man die Sonderstellung des Wechselgebietes auf Grund der petrographischen Eigentümlichkeit seiner Gesteine. Nach A. BÖHM (1883) befaßte sich St. RICHARZ (1911) mit dem „Wechselgneis“, der durch eine umfassende Albitblastese gekennzeichnet ist. Entscheidende Erkenntnisse verdanken wir H. MOHR (1910, 1912, 1913, 1919), der neben grundlegenden gesteinskundlichen Arbeiten auch eine in ihren Grundzügen noch heute gültige tektonische Gliederung des Wechsels und seiner nächsten Umgebung zustande brachte. H. MOHR erkannte, daß der Wechsel eine „Carapace-Region“ darstellt, eine kuppelförmige Aufwölbung des Untergrundes, von der die höheren Decken der „Kernserie“ (= Grobgnesserie) nach Westen, Norden und Süden abfallen. In der Folge zeigte sich Unsicherheit in der großtektonischen Zuordnung: In L. KOBERs Synthesen ist der Wechsel 1912 eine „unterostalpine Einheit“, ein von „leontinischen Tauchdecken“ des Semmerings überfahrenes, eingewickelter Unterostalpin, 1925 wird der Wechsel als hochtatisch-autochthon aufgefaßt, 1938 als vermutliches Penninikum gekennzeichnet.

In A. TOLLMANNs Synthesen 1959 und 1963 wird der Wechsel als penninisch betrachtet, in neuester Zeit (1976) zusammen mit P. FAUPL als Unterostalpin.

In der letzten Zeit wurden durch eine Anzahl von Dissertationen und Studien neue Ergebnisse aus dem Nordwesten (P. FAUPL, 1970), Westen (W. VETTERS, 1970), Südwesten (G. HUSKA, 1968), Südosten (H. HALBMAYER, 1970) und Nordosten (P. LEMBERGER, 1970) des Wechselgebietes gemeldet. Mit petrographischen Problemen der Wechselserie befaßten sich in neuerer Zeit besonders P. FAUPL und H. WIESENEDER.

Übersichtsprofil durch die Wechselserien

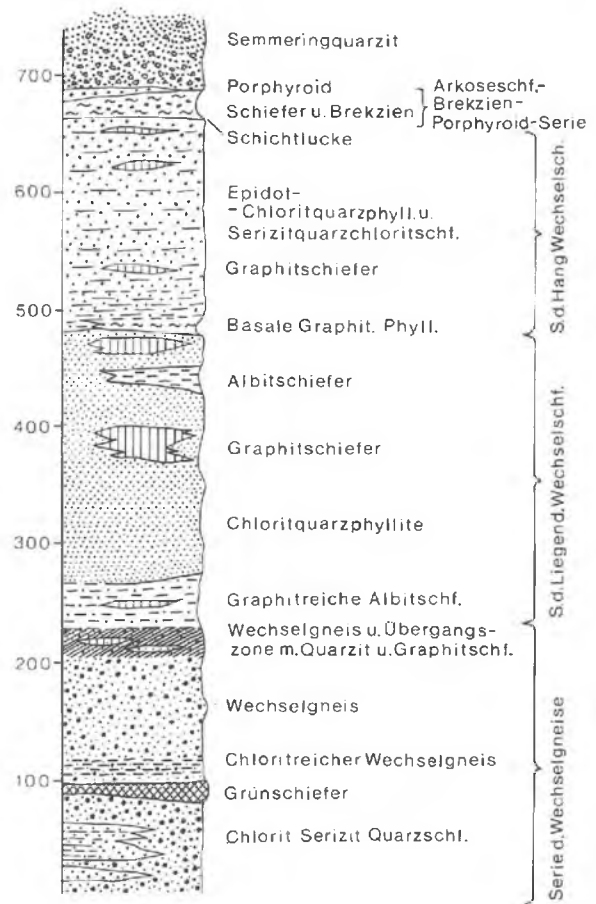


Abb. 83. Die neue Gliederung der Gesteine des Wechsels (nach P. FAUPL, 1970)

3.7.4.2.2. Gesteinsbestand

Die wichtigsten neueren Erkenntnisse vom Aufbau des Wechselgebietes verdanken wir P. FAUPL (1970). Er konnte die MOHRsche Gliederung („Wechselschiefer“ und „Wechselgneis“) wesentlich verfeinern und wichtige genetische Fragen klären. Unter dem Mesozoikum, das wie im benachbarten Semmeringsystem aus *karbonatischer Trias* (Kalk, Dolomit, Rauwacken) und *Semmeringquarzit* (Metaquarzite, Metaarkosen, Metaquarzkonglomerate) besteht, liegt sodann die „Arkoseschiefer-Brekzien-Porphyroid-Serie“ („ABP“-Serie), die völlig dem „Alpinen Verrucano“ A. TOLLMANNs entspricht. P. FAUPL rechnet die basalen Lagen des Semmeringquarzits aus faziellen Gründen noch zu seiner ABP-Serie und dehnt damit den Bereich des „Alpinen Verrucano“ noch auf die tieferen Partien des Semmeringquarzites aus. Typisches Mineral der

ABP-Serie ist der Phengit, charakteristisches Produkt niedrigtemperierter Metamorphose bei hohem Druck. Die ABP-Serie liegt transgressiv auf den „Hangenden Wechselschiefern“, phyllitischen Gesteinen, für die millimeterdünne Lagen von Epidot-Chlorit-Albit-Serizit und Quarz abwechselnd mit sehr quarzreichen Lagen charakteristisch sind. Die Paragenese Epidot-Chlorit-Albit weist auf Metamorphose feiner basischer Vulkanaschen, in Sedimente eingestreut, im Bereich der schwächst temperierten Epizone hin. Darunter folgen, z. T. durch Übergänge verbunden, die „Liegenden Wechselschiefer“. Sie sind charakterisiert durch das gehäufte Auftreten von graphitischem Pigment und leichte Zunahme der Metamorphose: daher ein allmähliches Verschwinden reliktsicher sedimentärer Strukturen, beginnende Albitsprossung in den basalen Anteilen, durch Muskowitbildung Übergang von Phyllit zu Glimmerschiefern.

Die „Liegenden Wechselschiefer“ gehen nach unten in die Wechselgneise über, Hauptgemengteile dieser Gesteinsserie sind Albit, Quarz, Muskowit, Chlorit; je nach Mengenverhältnis entstanden Albitchloritphyllite, Albitchloritquarzphyllite und Serizitchloritalbitgneise. Eingelagert finden sich auch Grünschiefer. Charakteristisch sind hoher Chloritgehalt und „Durchtränkung“ mit Albitporphyroblasten.

Zusammenfassend stellt P. FAUPL fest, daß im untersuchten Bereich (Nordwestecke des Wechselfensters) die Gesteine eine Metamorphose im Stabilitätsbereich der Grünschieferzone besitzen, wobei jedoch, zum Unterschied von der Grobgneisserie, keine Anhaltspunkte für regressive Metamorphose bestehen.

3.7.4.2.3. Lagerungsverhältnisse

Die präzisen Beschreibungen der Lagerungsverhältnisse am Rande der Wechselkuppel gegen die unterostalpine Grobgneisserie durch H. MOHR sind von späteren Bearbeitern immer wieder bestätigt worden. Einklemmtes zentralalpines Mesozoikum, teils liegende Falten mit aufrechtem Liegend- und inversem Hangendschenkel (Möllbachl bei St. Corona), teils nur mehr tektonisch reduzierte Keile (Süd Kirchberg a. W.), trennen die Wechselgneise bzw. Wechselschiefer vom darüber geschobenen Grobgneis bzw. Glimmerschiefer. Im Nordwesten (im Ottergebiet) läßt sich eindeutig das Untertauchen der Wechselgesteine und des zugehörigen Permomesozoikums unter die Gesteine des Semmeringsystems beobachten; gegen das Stuhleckkristallin (Pretul-Decke) ist die Grenzfläche steilgestellt, zwischen Göstritz- und Frörschnitz-Tal ist die Deckengrenze von jüngerer Bruchtektonik erfaßt worden. Weiter südlich komplizieren sich

die Verhältnisse: Östlich des Prinzenkogels (südöstlich Rettenegg) streicht nach W. VETTERS (1970) ein Zug von Gesteinen der hangenden Pretuldecke (diaphthoritische Glimmerschiefer und Amphibolite, Grobgnais) anscheinend in das Wechselfenster hinein. Erst weiter innen im Wechselfenster (im Breitenwald) taucht darunter, ohne mesozoische Zwischenlage, Wechselgneis auf. Das Permomesozoikum transgrediert sowohl auf Wechselkristallin als auch auf Unterostalpin der Pretuldecke! Auf Grund dieser Befunde und regional-tektonischer Erwägungen kommt W. VETTERS zu dem Schluß, „daß das Wechselkristallin vermutlich ein tieferes Stockwerk des Unterostalpins sein könnte“.

Mit dem Problem der Südgrenze der Wechselinheit befaßt sich P. FAUPL, 1972; er sieht sie in dem mächtigen Phyllonithorizont im Gebiet des Sauhaltgrabens und der Brandleiten östlich Vornau. Das nördlich dieser Linie gelegene und damit tektonisch der Wechselinheit angehörige „Kristallin von Waldbach“ wird, zusammen mit dem übrigen (tieferen) Wechselkristallin (Wechselgneis, Grünschiefer), als ein alter Kristallinkörper aufgefaßt, der im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung diaphthoritisiert wurde. Im nördlichen Bereich dieser Einheit (heute Wechselgneis, Grünschiefer) sind keine Relikte der früheren (mesozonalen) Metamorphose mehr erhalten. In diesem Bereich haben außerdem regressive Metamorphose im Sockel und progressive Umwandlung in den (nach P. FAUPL altpaläozoischen) Wechselschiefern den präalpidisch vorhandenen Hiatus in der Metamorphose verwischt.

Von der Linie Breitenwald – Festenburg – Tauchen gegen Süden treten immer mehr Relikte einer älteren, höheren Metamorphose (Amphibolitfazies) auf. Ebenso sind Unterschiede im Primärmaterial vorhanden, daher die Abtrennung innerhalb des Wechselfensters als eigene Kristallinserie von Waldbach.

Trotz ähnlichen Primärbestandes wie in der Grobgneisserie und einer auch darin allgegenwärtigen Diaphthorese ist nach P. FAUPL eine Grenzziehung auch im Süden zwischen Wechselinheit (repräsentiert durch das Kristallin von Waldbach) und der Grobgneisserie auf Grund von Unterschieden in der Diaphthorese möglich.

Am Ostrand des Wechselfensters wird die Grenzziehung durch die mächtige Störung Aspang - Friedberg erschwert. H. MOHR konnte zwar hier im Zuge des Tunnelbaues der Aspangbahn die Überfahung der Wechselgesteine durch Grobgneis nachweisen, es fehlt jedoch auch hier ein trennendes Band von Permomesozoikum. Im Bereich von Aspang (Gerichtsberg) scheint infolge der Wechsel-Ostrandstörung so-

gar der Grobgneis den Wechselgneis zu unterteufen, worauf besonders R. SCHWINNER hingewiesen hat. H. HALBMAYER (1970) fand, ebenso wie H. MOHR (1912), am Gerichtsberg eine Deckscholle von Granitgneis (Grobgneisserie) auf Wechselgneis; an anderen Stellen ergibt sich infolge der Störung ein dachförmiges Aneinanderstoßen von Wechselgneis und Grobgneisserie. Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß im Wechselnfenster eine tiefere Einheit als das Semmeringsystem auftaucht, was an vielen Stellen direkt nachweisbar ist. An anderen Stellen des Rahmens, besonders im Süden, kann diese Abgrenzung und das gegenseitige Lagerungsverhältnis nur indirekt erschlossen werden.

3.7.4.2.4. Die tektonische Position des Wechselnfensters

Vom Bereich des „klassischen“ Wechselnfensters im Sinne von H. MOHR ausgehend, konnte man feststellen, daß ihm eine Position unter dem unterostalpinen Semmeringsystem zukam. Eine Klärung der tektonischen Position gegen die tieferen Anteile des Alpenbaues war nicht möglich, daher auch die Unsicherheit in den Synthesen L. KOBERs. Diese Frage konnte erst einer Lösung näher kommen, als man erkannte, daß Wechselgesteine auch außerhalb des eigentlichen Wechselnfensters vorhanden sind und in tektonischen Kontakt mit Gesteinen der penninischen Rech-

nitzer Schieferserie kommen. An vielen Stellen im Bereich um Hochneukirchen und Bernstein läßt sich die Überlagerung der Rechnitzer Schiefer durch die Gesteine des Wechsels erkennen. Diese Tatsache läßt für die Wechseleinheit eine Position entweder als (tektonisch) höheres Penninikum oder als tiefstes Unterostalpin annehmen. Für Penninikum spricht die Fazies der Wechselschiefer (Anklänge an die Habachserie!), für Unterostalpin die Fazies des Permomesozoikums, das den entsprechenden Gesteinen der umgebenden unterostalpinen Einheiten sehr ähnlich ist. Dabei wird vorausgesetzt, daß das dekontrennende Permomesozoikum der Wechselserie transgressiv auflagert und nicht tektonisch dorthin verfrachtet wurde.

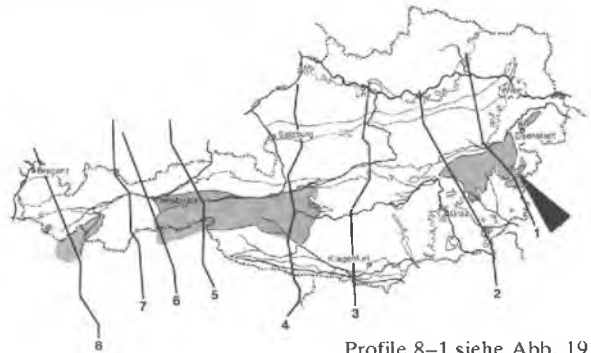
Eine unterostalpine Position, wie sie neuerdings von A. TOLLMANN und P. FAUPL vertreten wird, würde die Verhältnisse an der Südseite des Wechselnfensters, wo eine mineralafazielle Angleichung an die Grobgneisserie stattfindet, leichter verständlich erscheinen lassen.

Literatur: BOHM A. 1883; CORNELIUS H. P. 1952a; FAUPL P. 1970, 1972a; HALBMAYER H. 1970; HERITSCH F. 1928b; HUSKA G. 1968; KOBER L. 1912a, c, 1925, 1938; LEMBERGER P. 1970; MOHR H. 1910, 1912, 1913, 1919; RICHARZ ST. 1911; SCHWINNER R. 1951; TOLLMANN A. 1958b, 1959, 1963a, 1964a, e, 1976b; UHLIG V. 1909; VENDEL E. M. 1929; VETTERS W. 1970; WIESENEDER H. 1971; WIESENEDER H. & SCHARBERT S. 1977.

3.7.5. Die Fenster von Rechnitz, Bernstein und Möltern

Von ALFRED PAHR

Mit den Abbildungen 84 bis 86



Profile 8–1 siehe Abb. 19

3.7.5.1. Übersicht

Das Bergland von Bernstein kann orographisch als Südostausläufer des Wechselstockes betrachtet werden. Es setzt sich jenseits der Tertiärsenke von Holzschlag mit dem Höhenrücken Hirschenstein – Geschriebenstein fort, der sich bis nach Güns (Kőszeg) in Ungarn erstreckt, und

ist zum größten Teil aus epizonal metamorphen kristallinen Schiefen aufgebaut. Infolge der Grenzlage dieses Raumes haben sich sowohl ungarische als auch österreichische Geologen um die Erforschung verdient gemacht. Schon den ersten Bearbeitern (J. CZIŽEK, F. STOLICZKA) fiel die Ähnlichkeit mit der „Schieferhülle der Alpen“ bzw. den Gesteinen der Radstädter Tauern