

Kalkglimmerschiefer, Marmor) zusammen mit Grazer Paläozoikum (mitteldevonischer Dolomit und Kalk, Grünschiefer) bei Hannersdorf aus der tertiären Bedeckung (Pannon) auf. Die Nachbarschaft des fossilbelegten Grazer Paläozoikums und gewisse Ähnlichkeiten mit dessen Basisserie (Semriach – Passailer Phyllite) erzeugte die weitverbreitete Meinung, daß der ganze Komplex dem Grazer Paläozoikum zuzurechnen sei. W. POLLAK (1962) konnte nachweisen, daß beide Komplexe an einer Störung aneinandergrenzen. Auch nach dieser Erkenntnis bleibt es merkwürdig, daß hier Grazer Paläozoikum (Oberostalpin) direkt auf Penninikum zu liegen kommt, ohne dazwischenliegendes Unter- und Mittelostalpin. A. TOLLMANN (1967) hat dies durch tektonische Ausquetschung der fehlenden Bauglieder zu erklären versucht.

In größerem Zusammenhang hat sich aus all diesen Einzelheiten eine wesentliche Tatsache ergeben: die jetzt möglich gewordene tektonische Gliederung sowie die Kenntnis von der großen, bisher nicht geahnten Mächtigkeit der Rechnitzer Serie (in der Osthälfte mindestens 2000 m), aber auch noch am Nordrand des Bernsteiner Fensters, wo in der Bohrung Maltern 1 allein der Serpentin 265 m mächtig ist und die darunterliegenden Schichtglieder (Grünschiefer und Kalkphyllit) bei 381 Bohrmeter noch nicht durchörtert waren. All dies spricht u. a. sehr für ein Weiterstreichen dieses Stranges

penninischer Gesteine nach Osten (aber auch nach Westen!) und nicht für ein baldiges Auskeilen, wie es verschiedene Autoren annahmen. Entscheidend in dieser Frage werden die Ergebnisse der Tiefbohrungen in der Kleinen Ungarischen Tiefebene sein. Hier gibt es bereits konkrete Hinweise für ein Weiterstreichen der Rechnitzer Serie weiter nach Ungarn hinein: Nach V. DANK & I. BODZAY (1971) kommt in der Bohrung „Ikervar 2“ (SE Sarvar) möglicherweise die Fortsetzung der Rechnitzer Serie (mit Oberjura – Unterkreidefossilien) zum Vorschein und wird als Teil eines „penninisch-innerdinischen Gürtels“ bezeichnet. Auch G. WEIN (1973) zeichnete die Fortsetzung der Rechnitzer Serie im Untergrund bis zur Donau.

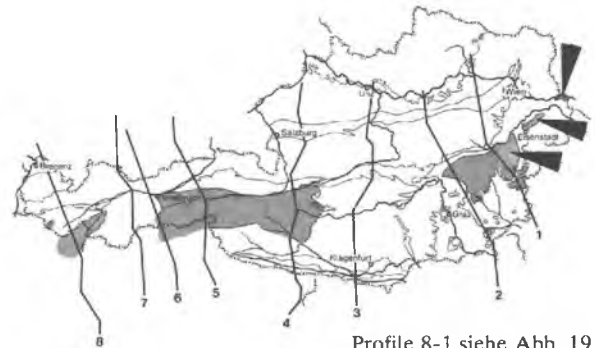
Interessante Hinweise für eine Fortsetzung des Rechnitzer Penninikums nach Westen lieferten geophysikalische Untersuchungen von G. WALACH (1977), die durch Messungen der magnetischen Vertikalintensität größere Serpentinikörper unter der Überlagerung durch Wechselgesteine bis in den Raum von Waldbach (nordwestlich Voralpe) verfolgen ließen.

Literatur: BANDAT H. 1932; BENDA L. 1929; DANK V. & BODZAY I. 1971; ERICH A. 1953, 1961; FAUPL P. 1970 a, b, 1972 a; HOFFMANN K. 1877; JUGOVICS L. 1915; PAHR A. 1955, 1960, 1972, 1977; POLLAK W. 1962; SCHMIDT W. J. 1950, 1956; SCHÖNLAUB H. P. 1973 d; TOLLMANN A. 1959, 1963 a, 1967 b; WALACH G. 1977 a, b; WEIN G. 1973; WIESENEDER H. 1932 a.

3.7.6. Das Rosalien- und Leithagebirge sowie die Hainburger Berge

Von ALFRED PAHR

Mit Abbildung 87



Profile 8-1 siehe Abb. 19

3.7.6.1. Übersicht

Der Raum nördlich und östlich des Wechselfensters trägt den Namen „Bucklige Welt“ (siehe S. 315). Diese Bezeichnung beschreibt das dort herrschende Landschaftsbild, das vom Gestein her geprägt ist: Zahllose, meist aus Grobgnais

aufgebaute kleine Kuppen erheben sich über das aus Glimmerschiefern bestehende Hügelland. Diese zwischen Aspang und Kirchschlag breit entwickelte Zone schließt sich nach Norden zu dem einheitlichen Zug des Rosaliengebirges zusammen.

Die von Tertiär erfüllte Wiener Neustädter

Pforte trennt dieses von dem gegen Nordosten folgenden niedrigen Waldrücken des Leithagebirges (Sonnenberg, 484 m), das gegen den Neusiedler See hin vom Ruster Hügelland begleitet wird. An der Brucker Pforte endet die Zentralzone der Alpen; die jenseits dieser Tertiärsenke auftauchenden Hainburger Berge mit ihren kahlen Kalkrücken an der Westseite des Hundsheimer Kogels (480 m) gehören geologisch schon zu den Karpaten.

Schon H. MOHR (1912) konnte die im Westen des Wechselfensters erkannte Deckengliederung auch auf das Gebiet östlich des Wechselfensters übertragen. L. KOBER (1926) übernimmt die MOHRsche Deckengliederung in (von unten nach oben) Wechsel-Decke, Kirchberg-Pretul-Decke und Tachenberg-Decke und sieht darin einen autochthonen Teildeckenbau, das Wechsel-Semmeringgebiet gehört mit dem Leithagebirge und den Kleinen Karpaten zur Zone der karpatischen Kerngebirge. Demnach bildet also der Raum Wechsel – Semmering – Bucklige Welt ein Fenster der Karpaten unter den Ostalpen. A. TOLLMANN (1959, 1963) bestätigt im wesentlichen die Auffassung von H. MOHR und L. KOBER, der Wechsel wird jedoch dem Penninikum zugerechnet, das im „Fenster von Scheiblingkirchen“ wieder an die Oberfläche kommt. Ebenfalls aus neuerer Zeit stammen Detailstudien von O. SCHMIDEGG (1939) und CH. EXNER (1959). G. FUCHS (1962) lieferte eine großräumige Kartierung des Rosaliengebirges und stellte zwei tektonische Einheiten fest, durch z. T. invers lagerndes Permomesozoikum getrennt.

Im Bereich von Siegraben liegt auf der Grobgnaisseurie eine Scholle hochkristalliner Gesteine („Siegrabener Serie“), mit der sich F. E. SUESS, L. WALDMANN und F. KÜMEL befaßten. Eine eingehende petrographische Bearbeitung verdanken wir H. WIESENER, der auch eine Reihe weiterer Vorkommen weiter im Süden (Schäffern, Kirchschatz) entdeckte.

Das Leithagebirge mit seinem kristallinen Kern und einem Saum aus tertiärem „Leithakalk“ wurde zuerst von L. ROTH von TELEGD bearbeitet, von dem auch eine geologische Karte (Blatt Kismarton) stammt. In neuerer Zeit befaßte sich vor allem S. PREY mit dem Kristallin des Leithagebirges. Hinweise über dieses Kristallin finden wir in einigen neueren Arbeiten (Dissertationen), die sich jedoch in erster Linie mit dem Tertiär dieses Raumes befaßten (A. TOLLMANN, H. SCHMID, P. HERRMANN). Dasselbe gilt für das Ruster Hügelland, das in neuerer Zeit von W. FUCHS bearbeitet wurde.

Ein altes Problem bildet die Zuordnung der Hainburger Berge. Älteren Arbeiten von H. VETTERS, H. BECK, ST. RICHARZ stehen neuere

Bearbeitungen von G. WESSELY und A. TOLLMANN gegenüber.

3.7.6.2. Gesteinsbestand

Der Grobgnéis-Hüllschieferkomplex entspricht dem im Mürztalbereich vorkommenden Typus: Intrusion eines Granites in granatführende Glimmerschiefer, kein Gangfolge mehr erkennbar, „lagerhaftes“ Auftreten des Grobgnaises. Über die Bildung des heute als Grobgnais vorliegenden Granits gehen die Meinungen auseinander. Während R. SCHWINNER (1940) noch metasomatische Bildung annimmt, sind G. FRASL (1954) und H. WIESENER (1962) für eine Entstehung aus Schmelzfluß und führen als Beweis an: Regelung der Einschlußplagioklase nach Wachstumsflächen des Kalifeldspates, chemische Analysen, gleichmäßige Zusammensetzung des Gesteins über größere Entfernung. Anschließend Aufstieg in höheres Krustenniveau im Zuge der variszischen Gebirgsbildung.

Auch in diesem östlichen Bereich der Grobgnaisseurie tritt häufig Leukophyllit auf, ebenso wie im Grobgnaisgebiet von Sopron (Ungarn), wo M. VENDEL (seit 1929) sich sehr eingehend mit ihrer Genese befaßt hat. Der Name Leukophyllit stammt von G. STARKL (1883), der glimmerreiche, weiße Gesteine im Rosaliengebirge und der Buckligen Welt so bezeichnet. M. VENDEL erkannte als Hauptgemengteile in diesen Gesteinen Quarz und Muskowit, daneben farblosen Leuchtenbergit oder Klinochlor. Gelegentlich enthalten diese Gesteine auch Disthen. Charakteristisch für die meisten „leukophyllitischen“ Gesteine ist ihr relativ hoher Magnesium-Gehalt. Die Genese hat man sich so vorzustellen, daß an Streßzonen bei Temperaturen um 300° in granitischen Gesteinen eine Serizitisierung des Kalifeldspates erfolgt, während durch Mg-Zufuhr die Bildung des Leuchtenbergits ermöglicht wird.

Unter den Hüllschiefern finden sich in der Umgebung von Sopron auch biotitreiche Abarthen, die ein charakteristisches, streifenförmiges Gefüge aufweisen und in welchen Andalusit und Sillimanit vorkommen; aber auch seltene Erden und Thorium enthaltende Mineralien (Florenzit, Monazit, Thorit und Thorianit) wurden gefunden (V. FAZEKAS et al., 1975).

Im Osten des Wechselgebietes sind noch einige größere Erosionsrelikte eines höher metamorphen Kristallins, auf der Grobgnaisseurie aufgelagert, vorhanden. Es handelt sich um Disthen-Biotit-Granatgneise, Marmore, Amphibolite (mit und ohne Granat), Hornblende-Eklogite und serpentinierte Peridotite mit spinellführenden Pyroxeniten. Diese von L. WALDMANN als *Siegrabener Serie* bezeichnete Gesteinsgesell-

schaft wurde von H. WIESENER (1932) und F. KÜMEL (1935) genauer untersucht. Die Gesteinsausbildung zeigt gewisse Analogien zu den Stainzer Plattengneisen der Koralpe. Bei Siegraben, Schäffern und Kirchschatz sind größere Arcale vorhanden, kleinere Schollen gibt es nördlich Schlag und östlich Pichl (südlich Zöbern), sowie westlich Ungerbach. Höhere Metamorphose und abweichende Ausprägung dieses Gesteinsverbandes ließen F. KÜMEL an „Fernschub“ denken, durch den diese Gesteine in ihre heutige Position auf die Grobgneisserie gekommen sein sollen.

Neben diesen altkristallinen Gesteinen sind es einzelne Streifen und Schollen von zentralalpinem Mesozoikum, die die Eintönigkeit der Glimmerschiefer und Grobgneiskörper des Rosaliengebirges unterbrechen. Ein mächtiger Zug von Semmeringquarzit erstreckt sich von Landsee bis zum Stickerberg. Um Scheiblingkirchen, bei Seebenstein und Forchtenstein ist es karbonatische Trias, die schärfere Konturen hervorbringt. Im Bereich des Pittentalles sind Kalk und Dolomit weitestgehend zu Rauhwaacke umgewandelt, die im Kulmriegel (nördlich Grimmenstein) 250 Meter mächtig wird. Eine ausführliche Studie zur Genese und Charakteristik dieser Rauhwaacken verfaßte G. RIEDMÜLLER (1976): die Rauhwaacken treten stets zwischen Kalk- und Dolomitmarmoren auf (mittlere Trias) und können in Dolomitrauhwaacken, Kalkrauhwaacken und Glimmerrauhwaacken gegliedert werden. Sie sind im Bereich der Grünschieferfazies metamorph geworden und verdanken ihre Entstehung teilweise tektonischen Prozessen.

Im Verband mit dem Mesozoikum kommt in größerer Verbreitung auch „Alpiner Verrucano“ vor, mit groben Geröllen an der Basis (in serizitischer oder auch quarzitischer Matrix), dann Metaarkosen und schließlich zuoberst Konglomeratphyllit, der im Gelände oft einem Glimmerschiefer sehr ähnlich ist und so leicht verkannt werden kann. Solche Vorkommen wurden zuerst von G. RIEDMÜLLER (1967) beschrieben.

Zum Gesteinsverband des Rosaliengebirges gehören aber auch neogene Basalte; es sind die am weitesten gegen die Alpen vorgeschobenen Ausläufer des großen Vulkanfeldes, welches sich vom Plattensee über das Steirische Becken bis in die Landseer Bucht erstreckt. Der Pauliberg (nördlich Landsee) ist der einzige Vulkan, der unmittelbar auf den Zentralalpen liegt. Er durchbricht phyllonitische Glimmerschiefer und aplitischen „Wiesmather Gneis“ und liegt einer in den östlichen Zentralalpen weitverbreiteten Hochfläche (680–690 m) auf. Nach F. KÜMEL (1935) sind mehrere Quellkuppen zu einer einzigen Masse verschmolzen, außerdem sind noch

zwei einzelne Lavakuppen erhalten. Daß die heutige Form der Basaltkörper nicht durch Abtragung entstand, sondern ursprünglich ist, sucht F. KÜMEL durch die Auflagerung auf einer (noch in Resten vorhandenen) Strandfläche sarmatischen Alters samt Schotterbedeckung zu beweisen. Im Bereich der nördlichsten Quellkuppe findet sich eine grobkörnige Varietät, die von H. WIESENER als Trachydolerit erkannt wurde. F. KÜMEL nimmt an, daß es sich dabei um Material handelt, das in größerer Tiefe kristallisierte und dann erst gefördert wurde.

Der Vulkan von Pullendorf besitzt ebenfalls einen kristallinen Sockel, seine Basaltmassen (in zwei durch Schiackenlagen getrennte Ströme geteilt) liegen schon auf Tertiär. F. KÜMEL postuliert für den Pullendorfer Vulkan ein höheres Alter (Sarmat), während A. WINKLER-HERMANNEN für Pauliberg und Pullendorf die Eruption im Pliozän annimmt.

Über den kristallinen Kern des Leithagebirges sind wir durch S. PREY (1949) unterrichtet. Das Grundgebirge besteht im Südwesten aus Grobgneis, ansonsten vorwiegend aus Glimmerschiefern, die neben Muskowit und Chlorit öfter auch Biotit und gelegentlich Granat führen. Daraus gehen manchmal phyllitische (diaphthoritische) Typen hervor, aber auch schuppige Schiefergneise sind damit verbunden. Im Nordwesten des Gebirges tritt Amphibolit auf, oft diaphthoritisch, meist in dünnen Bändern, aber auch größeren Körpern, gelegentlich mit Granat (mit Kelyphitrand). Mit den Amphiboliten kommt auch Pegmatit oder Aplit vor.

Deutlich abgesetzt von dieser Gesteinsgesellschaft sind Gesteine mit sedimentärer Struktur: Die „Scharfeneckarkosen“, serizitreiche Arkosen und Konglomerate mit Geröllen von Quarz, Pegmatit, Gneis, dann feinsandig-glimmerige Schiefer und grünliche Serizitphyllite. Dazu kommt noch Semmeringquarzit und dunkelgrauer Dolomit. Die sedimentären Gesteine sind dem Grundgebirge aufgelagert, jedoch anscheinend auch z. T. tektonisch eingeschaltet. Sie sind alpidisch metamorph geworden (Grünschieferfazies), während es gleichzeitig im Grundgebirge zu Diaphthorese gekommen ist.

Randlich wird das Leithagebirge von Leithakalk ummantelt, an mehreren Stellen ragen Semmeringquarzit bzw. -dolomit durch die tertiäre Bedeckung.

Auch das Grundgebirge des Ruster Hügellandes ist, wie das Leithagebirge, aus metamorphen Gesteinen aufgebaut, die jedoch nur an drei Stellen aus der tertiären Bedeckung auftauchen. Es wurde von den meisten Bearbeitern dem unterostalpinen Semmeringsystem zugeordnet. W. FUCHS (1965) sprach jedoch den Verdacht aus,

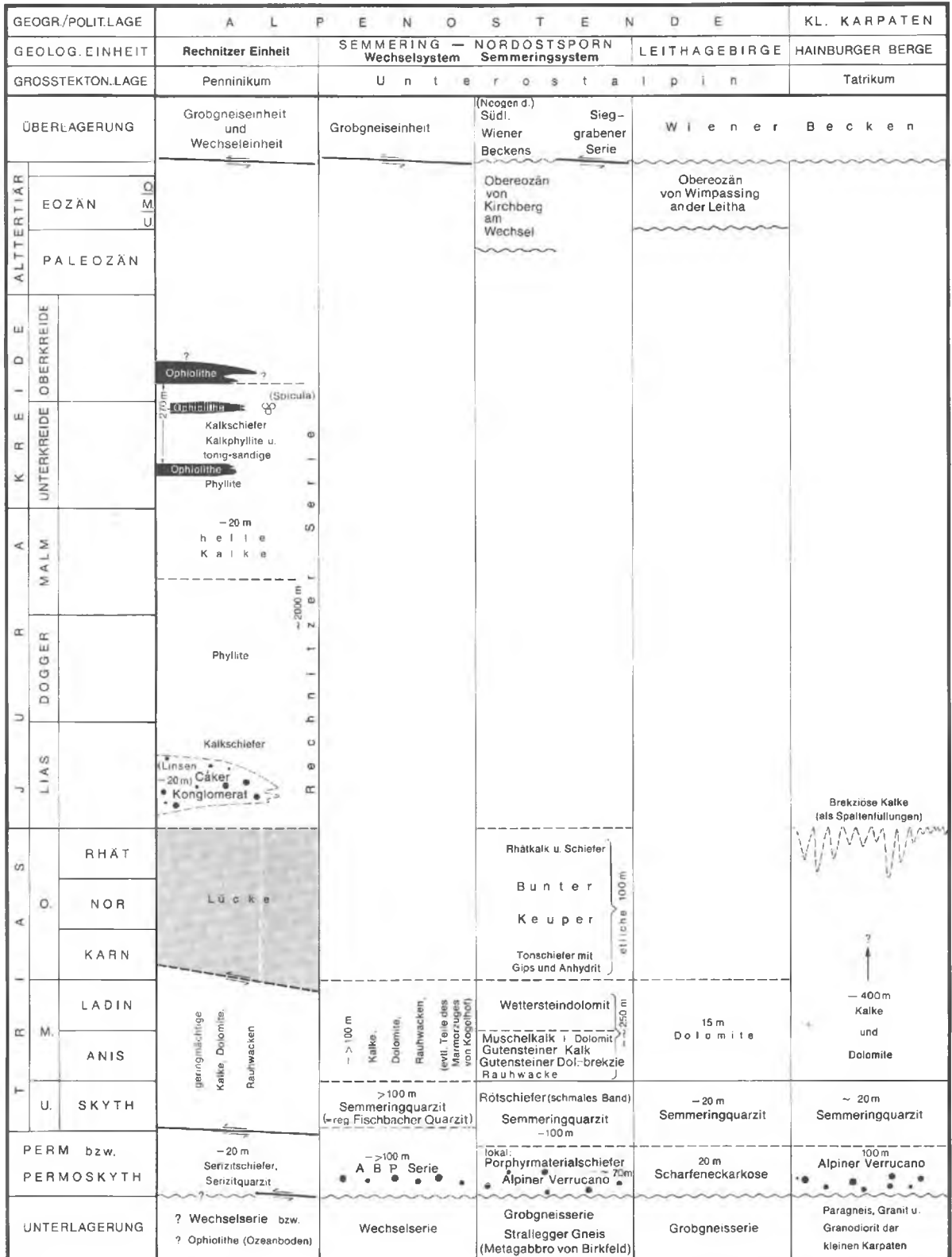


Abb. 87. Permomesozoikum und Eozän in den zentralen Ostalpen: Penninikum, Unterostalpin und Tatriden, östlicher Teil: Alpenostende (zusammengestellt von WOLFGANG SCHNABEL.)

daß dies nur für die südlichste Kristallinauftragung (westlich und südwestlich Mörbisch) zu trifft. Die Kristallinaufbrüche weiter im Norden, Gold- und Seeberg (südöstlich Schützen) und südlich des Silberberges bei Oslip entsprechen seiner Meinung nach vollkommen „albitführenden, grünen (chloritischen) Gesteinen“ der Wechselserie.

Die kristallinen Gesteine der Hundsheimer Berge können nicht einfach als Fortsetzung der Zentralzone der Alpen (Leithagebirge, Rosaliengebirge) angesehen werden, sie bilden vielmehr einen an der Oberfläche durch die Donau abgetrennten Teil der Kleinen Karpaten. Die Hauptmasse der kristallinen Gesteine bildet der Granit, der sich (nach ST. RICHARZ, 1908) aus Mikroklin, Plagioklas (20% An), mit Anwachsrändern von Albit, oft Myrmekeit, Biotit (z. T. parallel mit Muskowit), Zirkon und Apatit zusammensetzt. Der Granit ist an Bewegungszonen geschiefert. Bei Wolfsthal ist er reich an Pegmatit und Aplit, in denen häufig Granat vorkommt. Bei der Ortschaft Berg ist stark gefalteter Paragneis aufgeschlossen, der von Granit durchschlagen wird. Die Schieferhülle, in die der Granit eingedrungen ist, wird von Quarz-Biotitschiefern und -phylliten gebildet, die gegen den Intrusionskontakt zu reichlich Staurolith und Granat führen. Als Zeitpunkt der Intrusion des Granits nimmt ST. RICHARZ Jura an (postliassisch), was jedoch schon von H. VETTERS (1908) mit Recht bezweifelt wurde.

Das Permomesozoikum beginnt mit Porphyroid, dann folgt permoskythischer Quarzit (Braunsberg-Südhang), mit grobklastischen Lagen an der Basis. Die Kalke und Dolomite, die den Spitzerberg, den Pfaffenberg, den Kirchenberg und Teile des Hundsheimer Berges, des Schloßbergs und Braunsbergs aufbauen, wurden in Analogie zu dem liassischen Ballensteiner Kalk (nördlich der Donau) eingestuft. Heute gilt ihre Zuordnung in die Semmeringtrias nicht nur auf Grund von faziellen und lithologischen Erwägungen, sondern auch durch Fossilien als erwiesen.

3.7.6.3. Lagerungsverhältnisse

Die starke Einengung der Gebirgszonen im Bereich des Semmeringpasses geht nördlich des Wechselfensters sehr rasch in einen weiträumigen Bau über. Über einer tieferen Kristallineinheit aus Phyllit und Glimmerschiefer liegt flach eine höhere Einheit, aus Hüllschiefern und Grobgnais bestehend, mit invers gelagertem Permomesozoikum an der Basis: unter Konglomeratphyllit und Porphyroid (Alpiner Verrucano) liegt Semmeringquarzit, darunter wieder

Kalke, Rauhacken und Dolomite des Anis. Gefügeanalysen ergaben einen alpidischen Deformationsplan mit Nordost-gerichteten Faltenachsen und Lineationen (G. RIEDMÜLLER, 1967). Damit im Einklang steht das von A. TOLLMANN (1959, 1963) kreierte „Fenster von Scheiblingkirchen“, als dessen Inhalt unter inversem Semmeringmesozoikum die Wechseleinheit auftaucht.

Im Raum östlich des Pittentalles (Bucklige Welt, Rosaliengebirge) war G. FUCHS (1962) zu ähnlichen Ergebnissen gekommen: auch er fand eine tiefere, fast ausschließlich aus Glimmerschiefer bestehende, und eine höhere Einheit, aus Grobgnais, Glimmerschiefer und der „Hollerbergserie“ aufgebaut. Dazwischen läge als trennendes Element Semmeringmesozoikum, das sich gegen Osten in einen Reibungsteppich auflöse, in dem wiederholt Anzeichen für inverse Lagerung der Semmeringgesteine zu beobachten seien.

Zwischen Aspang und Kirchschatz treten vor allem Grobgnais und Hüllschiefer auf, darin eingesenkt liegt an der Krumbacher Störung Jungtertiär, die „Krumbacher Schotter“ und „Sinersdorfer Konglomerat“, dieses z. T. mit kalkalpinen Geröllen, die bis Ungerbach (südsüdwestlich Kirchschatz) zu verfolgen sind.

Im Raum Kirchschatz – Steinbach – Ungerbach liegt eine Scholle Siegrabener Serie auf der Grobgnaisserie, die bei Steinbach mit einer Störung an die Rechnitzer Serie grenzt. In gleicher tektonischer Position lagern die Schollen von Schäffern und Siegraben. Es handelt sich sichtlich um Erosionsrelikte, die, an Brüchen abgesenkt, vor der Erosion bewahrt wurden. A. TOLLMANN (1963) sieht darin Erosionsreste des hier im Osten auch tektonisch stark reduzierten Mittelostalpins.

Nicht nur unmittelbar östlich des Wechselfensters (H. WIESENER, 1932; A. PAHR, 1958), sondern auch im weiteren Verlauf des Alpen-Nordostsporns treten Wechselgesteine auf und somit ist eine tektonische Fortsetzung des Wechsels unter einer relativ geringmächtigen Überdeckung durch die Grobgnaisserie vorhanden. Diese Ansicht stützt sich vor allem auf die Erkenntnis, daß der Aplitgneis an der Basis der Wechselgesteine westlich von Hochneukirchen (südlich Hattmannsdorf, Grametschlag) völlig dem Wiesmather Gneis entspricht, sowie auf weitere im Raum Wiesmath auftretende Wechselgesteine (A. PAHR, 1972). A. ERICH (1966) fand eine „zum Verwechseln führende Ähnlichkeit“ der Graphitquarzite von Bernstein mit entsprechenden Gesteinen westlich von Forchtenau. Dazu kam die Nachricht von W. FUCHS (1965) über Wechselgesteine im Ruster Hügelland und

so kam es nicht überraschend, daß A. TOLLMANN (1976) neue Wechselfenster im Alpen-Nordostsporn bei Wiesmath, Forchtenau und Rust beschreibt; der nördlichste Teil des Rosaliengebirges wird als „Wiener Neustädter Fenster“ bezeichnet.

Somit ist nach dem jetzigen Stand der Kenntnis eine tektonische Fortsetzung des Wechsels bis zum Nordende des Neusiedler Sees als tieferes unterostalpin Element vorhanden, dessen weitere Fortsetzung in den pannonisch-karpatischen Raum noch zu klären sein wird.

Der kristalline Kern des Leithagebirges wird allgemein als unterostalpine Grobgnaisse mit aufgelagertem Semmeringmesozoikum angesehen; allerdings scheint die alpidische Metamorphose hier etwas geringer gewesen zu sein, da in den postvariszischen Ablagerungen sedimentäre Strukturen noch recht deutlich ausgeprägt sind. Gegen das Ruster Hügelland grenzt das Kristallin des Leithagebirges vielfach mit Störungen an den tertiären Leithakalk. Mehrere größere, dazu parallele Bruchlinien erfaßten auch das Ruster Hügelland bzw. das Gebiet des Neusiedler Sees.

Die ältere Forschung (ST. RICHARZ) sah im Leitha- und Rosaliengebirge eine direkte Fortsetzung der Kleinen Karpaten und der Hainburger Berge. Verfeinerte Erkenntnisse ergaben,

daß zwar die Hainburger Berge ein durch Störungen versetzter und (oberflächlich) durch die Donau abgetrennter Teil der Kleinen Karpaten sind, daß aber Leithagebirge und Rosaliengebirge (Grobgnaisse) zufolge verschiedener Metamorphose (hier Grobgnais – dort Granit bzw. Granodiorit mit deutlichem Kontakt zur Schieferhülle) nicht im gleichen Stockwerk des Gebirgsbaues liegen können. Andererseits erscheint das transgredierende Permomesozoikum weitgehend ähnlich, nach neuen Fossilfunden um Hainburg sogar identisch zu sein. A. TOLLMANN (1972) sieht in den Hainburger Bergen einen Bestandteil des autochthonen Kerns der Kleinen Karpaten (Hochtatische Einheit, Tatriden); das Unterostalpin von Leitha- und Rosaliengebirge wird mit dem Subtrikum (Križna Decke) verglichen. Es sind jedoch auch andere Parallelisierungen (Križnadecke – Frankenfesler Decke, S. PREY, 1965) zu begründen.

Literatur: ERICH A. 1966; EXNER CH. 1959; FAZEKAS V. et al. 1975; FRASI. G. 1954; FUCHS G. 1962b, 1971a; FUCHS W. 1965; KOBER L. 1926; KUMEL F. 1935; MOHR H. 1912; PAHR A. 1958, 1972; PREY S. 1949; RICHARZ ST. 1908; RIEDMÜLLER G. 1967, 1976; SCHMIDEGG O. 1939; SCHWINNER R. 1940; STARKL G. 1883; TOLLMANN A. 1959, 1963a, 1972b, 1976b; VENDEL M. 1929; WESSELY G. 1961; WIESENEDER H. 1932a, 1962a.