

Der geologische Bau der Böhmisches Masse im Bereich des Strudengaus (Niederösterreich)

GERHARD FUCHS^{*)}

1 Tafel (Farbkarte)

*Niederösterreich
Strudengau
Böhmisches Masse
Moldanubikum
Tektonik*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 53*

Inhalt

Zusammenfassung	283
Abstract	284
1. Einleitung	284
2. Die Ostrong-Antiklinale	284
3. Die Hengstberg-Synklinale und der Rastenberger Granodiorit	286
4. Die Ostrong-Einheit im Randbereich des Südböhmischen Plutons	287
5. Der Südböhmische Pluton	287
6. Der Perlgneiskomplex	288
7. Gänge	288
8. Störungen	288
9. Diskussion und Schlussfolgerungen	289
Dank	291
Literatur	291

Zusammenfassung

Es wird die geologische Karte des Kristallinanteils von Blatt 53 Amstetten vorgestellt. Die Kartierung ergab folgenden Bau:

Das südwestliche Waldviertel und Amstettner Bergland wird vom Südböhmischen Pluton und den östlich anschließenden Gneiszonen aufgebaut. Letztere zeigen den aus Nachbargebieten bereits bekannten innermoldanubischen Deckenbau: Die Ostrong-Einheit mit der Monotonen Serie (Cordieritgneise, lichte Orthogneise) ist die tiefste Einheit. Die Drosendorfer Einheit (Bunte Serie, Dobra-Gneis) spitzt gegen W aus und ist in dem aufgenommenen Gebiet nicht mehr vorhanden. Die Gföhler Einheit als höchste Einheit folgt somit unmittelbar über der tiefsten, der Ostrong-Einheit. Der durch Granulit markierte Bewegungshorizont an der Hangendgrenze der Monotonen Serie zeigt weite Verbreitung. Während er im Osten bei Pöggstall Ostrong- und Drosendorfer Einheit trennt, begrenzt er im W die Ostrong- und Gföhler Einheit.

Die Gföhler Einheit führt an ihrer Basis Granulite, granulitische Gneise und Ultramafite, während die Hauptmasse aus migmatitischen Paragneisen und Amphiboliten besteht („Raabser Serie“).

Es ist zwischen den dünnen Granulitbändern in den geplätteten Paragneisen an der Grenze zur Ostrong-Einheit und den mächtigeren mit Ultramafit vergesellschafteten Granuliten zu unterscheiden. Erstere entstanden während der Überschiebung; Letztere wurden durch Einrollung an der Deckenstirn aus der höchsten Position an die Basis gebracht und beim Weiterschub der Decke überfahren.

Dieser Deckenstapel wurde in einen gegen W überkippten und gegen S achsial abtauchenden Faltenbau gelegt. Die Ostrong-Antiklinale besteht aus der Monotonen Serie, während die Gföhler Einheit die Hengstberg-Synklinale westlich davon füllt. Der gefaltete Granulithorizont belegt das höhere Alter des intramoldanubischen Deckenbaues gegenüber dieser Faltung.

Im W-Flügel der Hengstberg-Mulde wurde ein bisher unbekanntes Vorkommen von Rastenberger Granodiorit gefunden. Letztes zeigt intrusive Kontakte gegen die Granulitlamelle an der Überschiebung der Gföhler Einheit und zu den hangenden Mischgneisen und Amphiboliten, ist aber in den Faltenbau eingeregelt und bildet einen langgestreckten Körper (100–500 m mächtig und 11 km lang).

W der Hengstberg-Synklinale folgt ein weites Antiklinorium, dessen Kern vom Südböhmischen Pluton gebildet wird. Dieser wird vom Weinsberger Granit und kleineren Körpern von Feinkorngranit (Typ Mauthausen) aufgebaut. Die Intrusiva haben gegenüber den Gneisen keine Migmatitareale gebildet. Im W, im Raum von Kollmitzberg, taucht der Weinsberger Granit unter sein Dach von Perlgneisen gegen S ab. Diese sind ein Komplex von Metablastiten mit Resten von Schiefergneis. Feinkorngranit tritt in diesem Gemenge ebenfalls auf und ist schwer abzutrennen. Dieser Komplex leitet bereits zum Mühlviertel-Kristallin (Bavarikum) über.

Der mehrphasig entstandene Bau wurde durch Störungen weiter kompliziert. Eine große NE–SW-verlaufende sinistrale Seitenverschiebung quert das bearbeitete Gebiet. Die Störung versetzt den E-Rand des Südböhmischen Pluton und schneidet und verschleppt den Feinkorngranitstock von Gloxwald subparallel zu seiner Längsachse. Die Seitenverschiebung gehört zu dem selben System wie Rodel-, Vitis- und Diendorfer Störung. Kleinere Brüche wurden südlich von Struden und im Bereich Kienberg – Weitgraben festgestellt.

^{*)} Univ.-Prof. Dr. GERHARD FUCHS, Windpaß 87, A 3663 Gutenbrunn.

The Bohemian Massif in the Strudengau Area (Lower Austria)

Abstract

The geological map of the crystalline complex of sheet 53 (Amstetten) is presented. The geological mapping gave the following results:

The southwestern Waldviertel and Amstetten-Bergland ist built up by granites of the South-Bohemian Pluton in the W, in the eastern parts by gneisses. The gneiss zone shows the intra-Moldanubian nappe stacking known already from adjacent areas: The Ostrong Unit composed of cordierite paragneiss and subordinate leucocratic orthogneiss is the lowest unit.

The Drosendorf Unit (Dobra Gneiss and Varied Group) – a nappe overlying the Ostrong Unit in the region adjoining to the E is missing in our area. Thus the Gföhl Unit – the highest nappe – rests directly on the top of the Ostrong Unit. In the E near Pöggstall the thrust separates the Ostrong Unit from the Drosendorf Unit, whereas in the W the Gföhl Unit follows above this thrust.

The Gföhl Unit of this area consists of granulite, granulitic gneiss and ultramafites at the base, and migmatitic paragneiss and amphibolite forming the main mass („Raabs Series“). We must discern between the thin granulite layers which formed during thrusting and the thicker granulite band associated with ultramafite. Involution at the front of the nappe brought the latter rocks from their position at the top down to the base of the nappe, where they were overridden in the course of further thrust movement.

This succession of nappes was deformed to large folds overturned towards the W. The Ostrong Anticline consists of the Monotonous Group. The Hengstberg Syncline W thereof is formed by the rocks of the Gföhl Unit. The fact that the granulites at the nappe boundary are folded documents the older age of thrusting.

In the western flank of the Hengstberg Syncline an occurrence of Rastenberg Granodiorite was found, hitherto unknown. The granodiorite shows intrusive contacts to the granulites of the thrust zone and to the overlying migmatites. Thus it intruded after thrusting, but was subdued to folding. It forms a narrow band (100–500 m thick) and can be followed over a distance of 11 km.

There ist another anticlinorium W of the Hengstberg Syncline. Its core is formed by the South Bohemian Pluton. It consists of Weinsberg Granite with some smaller bodies of Feinkorngranite (type Mauthausen). In the gneisses adjoining the magmatites to the E migmatization is almost missing.

In the W, in the region of Kollmitzberg, the Weinsberg Granite plunges towards the S beneath „perlgneis“. This is a migmatite complex composed of metablastite, with remains of paragneiss. Feinkorngranite frequently occurs in this complex and it is difficult to discern its boundaries. This type of migmatite is characteristic for the crystalline in the adjacent Mühlviertel (Bavaricum).

The polyphase tectonics of the Waldviertel were further complicated by normal faults. A large transpression zone with sinistral side slip crosses sheet 53 in NE–SW direction. It disturbs the eastern margin of the South Bohemian Pluton, cuts the Mauthausen Granite of Gloxwald subparallel to its length and drags its southern end towards the NE. The strike slip fault belongs to the same system as Rodel, Vitis and Diendorf faults.

Minor faults were found S of Struden and in the area Kienberg – Weitgraben.

1. Einleitung

In den letzten 4 Jahrzehnten wurde das Waldviertel im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt systematisch aufgenommen, sodass das Gebiet fast vollständig durch Blätter im Maßstab 1 : 50.000 abgedeckt ist. Die geologischen Karten lieferten die Basis für spezielle Studien auf den Gebieten Petrogenese (z.B. PETRAKAKIS, 1986, 1996), Geochronologie (S. SCHARBERT, 1987; FRANK et al., 1990) und Strukturgeologie (FRITZ & NEUBAUER, 1993). Es wurden aber auch aufgrund einiger Übersichtsprofile geochemischer Arbeiten u.a. weitreichende Hypothesen aufgestellt, ohne die Aussagen der geologischen Karten und deren Konsequenzen dabei genügend zu berücksichtigen (TOLLMANN, 1982; MATTE et al., 1990; FINGER & STEYRER, 1998; FRITZ & NEUBAUER, 1993; MATURA, 2003). So gehen diese Autoren davon aus, dass der Gföhler Gneis des Typusgebiets eine muldenförmig gelagerte Deckscholle bildet, obwohl im Horner Bereich belegt ist, dass es sich um eine ostüberschlagene Falte handelt (FUCHS, 1976), der Gföhler Gneis dort also autochthon ist. Ein anderes Beispiel falscher Voraussetzungen ist das Negieren der wohl dokumentierten Moldanubischen Überschiebung (MATURA, 2003).

Das Interesse richtete sich vornehmlich auf die klassischen Gebiete wie Wachau – Gföhl – Horn – Thayagebiet. Der südwestlichste Teil des Waldviertels, der Strudengau und das Amstettner Bergland wurden eher stiefmütterlich behandelt. Diese Lücke sollte geschlossen werden. Als ich 1995 die geologische Aufnahme des Kristallins auf Blatt Amstetten (53) übernahm, lag eine unveröffentlichte Manuskriptkarte des Granitgebiets nördlich der Donau zwischen Gloxwald und der Blattgrenze westlich Grein vor (BARTAK et al., 1987), welche in unsere Karte übernommen wurde (siehe Verteiler). Weiters existierten Aufzeichnungen aus dem Bereich Ybbs – Persenbeug von MATURA, welche in meine Kartierung eingebaut werden konnten, und Ergebnisse von Übersichtsbegehungen von THIELE (1990, 1991) aus dem zentralen Amstettner Bergland.

Meine Kartierungen aus dem Jahr 1958 waren auf alter Schraffenkarte erfolgt und benötigten Reambulierung.

Bislang weniger beachtete Randgebiete sind in mehrfacher Hinsicht interessant. Es sind in ihnen neue Beobachtungen und Erkenntnisse zu gewinnen, welche auch für die Gesamtsicht der bereits gut bekannten Gebiete von Bedeutung sind. Weiters bietet der südwestlichste Randbereich des Waldviertler Moldanubikums die letzte Chance direkter Beobachtung, ehe die Böhmisches Masse unter der Molasse verschwindet. Tatsächlich gab es überraschende Entdeckungen wie eines weiteren Vorkommens von Rastemberger Granodiorit und Erfahrungen, die das Bild der Böhmisches Masse abrunden.

Die Bearbeitung des Blattes 53 war das „missing link“, gewissermaßen das Setzen des Schlusssteins in einem Torbogen oder Gewölbe; es wurde dadurch der Zusammenhang der benachbarten bereits fertiggestellten Kartenblätter hergestellt. Es wird daher in der Folge häufig Bezug genommen werden auf die Blätter 35 Königswiesen (THIELE, 1984), Blatt 36 Ottenschlag (FUCHS, 1986) und Blatt 54 Melk (MATURA, 1984). Es wird empfohlen, diese Karten beim Studium der vorliegenden Arbeit mit heranzuziehen.

Das Blatt 53 umfasst recht verschiedene Zonen von der Böhmisches Masse bis in die Nördlichen Kalkalpen. Es ist deshalb nicht damit zu rechnen, dass das Blatt in absehbarer Zeit erscheint. Ich möchte daher so wie MATURA (1984) auf Blatt 54 Melk den fertig kartierten Kristallinteil separat veröffentlichen.

2. Die Ostrong-Antiklinale

Das tiefste Element des intramoldanubischen Deckenbaues, die Ostrong-Einheit, baut in einer gewaltigen Antiklinale den namengebenden Bergstock auf. Die Einheit besteht aus der Monotonen Serie mit ihren anatektischen Cordierit führenden und cordieritfreien Paragneissen. Nach

LINNER (1993, 1996) hatten Ersterer vorwiegend Tonschiefer, Letztere Grauwacken als Ausgangsmaterial. Untergeordnet finden sich in dieser einförmigen Serie leukokrate Orthogneise, die vermutlich auf saure Vulkanite zurückgehen. Es sind unruhig struierte, alkalifeldspatreiche, Sillimanit und etwas Granat führende, blockig zerfallende oder plattige Gneise. Sie bilden auf Blatt 36 teils Stöcke wie im Bereich von Laimbach, teils langgestreckte Züge wie bei Ulrichschlag und Pöggstall (RIEDEL, 1929; FUCHS, 1986, 1999). Auf Blatt 53 konnte ein solcher Zug von lichthem Orthogneis von Kleinbrand bis Großmitterberg verfolgt werden. Er zeigt in seinem Verlauf das umlaufende Streichen der gegen die Donau gegen S abtauchenden Ostrong-Antiklinale. Dieses Umschwenken im Streichen ist auch in den Paragneisen auf den Blättern 36, 53 und 54 (MATURA, 1984) zu verfolgen. Das mittelsteile SE-Fallen im E-Flügel der Großfalte schwenkt in S-Fallen und schließlich steiles SW-Fallen im W-Schenkel der Antiklinale ein. Im Bereich des Yspertales entwickelt sich bald mittelsteiles bis steiles E-Fallen, ein Zeichen, dass die Ostrong-Antiklinale gegen W überkippt ist. Der Scheitel der Großfalte folgt etwa dem Kamm des N-S-verlaufenden Ostrong und ist durch intensive Verfallung im dm- bis Zehnermeter-Bereich gekennzeichnet. Die Faltenachsen tauchen vorwiegend gegen SE bis S ein.

Die Ostrong-Einheit wird im Hangenden durch einen Bewegungshorizont begrenzt. Dieser wird durch Lamellen und Linsen von Granulit markiert. Auf Blatt 36, wo dieser tektonische Horizont entdeckt wurde, bildet er die Überschiebungsbahn der Drosendorfer Einheit, welche aus Dobra-Gneis und Bunter Serie besteht (FUCHS, 1986, 1990; FUCHS & SCHARBERT, 1979).

Auf Blatt 54 quert der Bewegungshorizont die Steinbachklamm und konnte durch MATURA über Auratsberg und die Loja in SW-Richtung weiter verfolgt werden. An der Blattgrenze 53/54 konnte ich den Granulit NNE von Fürholz feststellen. Im Bereich Fürholz – Knogl – Priel ist die Granulitlamelle in Einzelkörper zerrissen, die recht unterschiedliche Orientierung zeigen. Offensichtlich hat hier eine intensive Zickzackfaltung stattgefunden. Die fällt mit der Scheitelregion der steil abtauchenden Ostrong-Antiklinale zusammen, welche im gesamten Ostrong durch starke kleinmaßstäbliche Verfallung ausgezeichnet ist.

Durch den Stauraum des Donaukraftwerks ist W von Persenbeug die Weiterverfolgung des Bewegungshorizontes nicht möglich. Er ist jedenfalls am orogr. linken Ufer gegen W nicht festzustellen.

Am Südufer der Donau sind plattige Paragneise mit Anklängen zu Granulit im Bereich N der Marienhöhe – Donaeldorf aufgeschlossen. Sie entsprechen denen der Monotonen Serie im Nahbereich der Überschiebung, wie wir sie von der Gleisen im Yspertal kennen. Die senkrechten bis steil NNE-fallenden Gesteine zeigen auch hier im Donautal eine Überkipfung der Serien an.

Es besteht kein Zweifel, dass der Granulit E von Teuch mit dem von Weins am N-Ufer der Donau zusammenhängt und damit in dem Granulitzug der Gleisen im Großen Yspertal seine Fortsetzung findet. Dies war schon WALDMANN (1951, 1958) bekannt, der auch das Einschwenken des Granulits der Gleisen aus der N-S-Richtung gegen SE in seinen Kartenskizzen zeigt. Der Granulitzug im W-Flügel der Ostrong-Antiklinale ist weit mächtiger (>300 m) als die Granulitlamelle des E-Schenkels. Er ist außerdem mit linsigen Körpern von Serpentin, Granat-Pyroxenit, Amphibolit sowie mit intrusiven Granitgneisen vergesellschaftet. Diese Gesteine markieren einen Bewegungshorizont, der steil E- bis ESE-fallend nach NNE streicht und auf Blatt 35 in dem Granulitzug von Lembach seine Fortsetzung hat. THIELE (1984) konnte diesen bis gegen St. Oswald verfolgen.

Bei Annäherung an den beschriebenen Granulitzug ist in den Paragneisen der Monotonen Serie eine zunehmende Tendenz zu plattiger, ebenflächiger Ausbildung festzustellen. Dies ist bereits in einem Abstand von einigen hundert Metern zu beobachten. In diesen plattigen, straff geschieferten Gneisen sind im Bereich Rote Säge in verschiedenen Niveaus Granulite eingeschaltet. Es sind maximal 20 m mächtige Zonen, in denen dm- bis m-Lagen von Granulit mit den plattigen Gneisen wechsellagern. Zahlreiche Übergänge machen eine scharfe Abgrenzung unmöglich. Offensichtlich haben wir es mit einer mächtigen Scherzone zu tun, in der lokal die Bedingungen für die Bildung von Granulit gegeben waren. Das bedeutet, dass die Tektonisierung der Gesteine unter PT-Bedingungen der Amphibolitfazies nahe der Granulitfazies stattgefunden hat. Der Granulithauptzug, der aus typischem Weißstein und braun-grau-weiß gebänderten und straff lamellierten Granuliten besteht, zeigt ebenfalls Übergänge zu den Paragneisen. Enge Wechsellagerung und schwankender Gehalt an sehr feinem Biotit erschweren die Abgrenzung. Am W-Rand des Haupt-Granulitzugs fand sich häufig ein interessantes Gestein: Es ist sehr feinkörnig, fast dicht und von bräunlicher Farbe. In dieser Grundmasse schwimmen vereinzelte Porphyroklasten von Feldspat und Granat. Letzterer enthält gepanzerte Relikte einer ersten Biotitgeneration. Die Mylonitierung erfolgte unter granulitfazialen Bedingungen, welche zum Verschwinden des Biotits außerhalb der Granatgroßkristalle geführt hat. Dekompression bewirkte danach Rekristallisation der fein zerriebenen Matrix unter Bildung von massenhaftem Sillimanit, feinem Biotit und Hellglimmer. Dabei wurden auch Hellglimmerpseudomorphosen nach Feldspatporphyroklasten gebildet. Es liegt ein hochmetamorpher Blastomylonit vor.

Der mächtigere Granulitzug mit den begleitenden Ultramafiten ist genetisch von den dünneren mit den Paragneisen der Monotonen Serie wechsellagernden Granulitbändern zu unterscheiden. Letztere sind unter extremen P/T-Bedingungen in der Überschiebungsbahn entstanden, während Ersterer eine für die höchsten Teile der Gföhler Einheit typische Gesteinsvergesellschaftung darstellen. Das Yspertal ist das einzige Beispiel, dass dieser Verband von Granulit und Ultramafit an der Basis der Gföhler Einheit auftritt. Die wahrscheinlichste Erklärung hierfür ist, dass Einrollung an der Deckenstirn höchste Elemente an die Basis gebracht hat; dort wurden sie bei weiterem Deckenvorschub überfahren.

Die Monotone Serie (Ostrong-Einheit) wird somit von einem durchgehenden Bewegungshorizont im Hangenden begrenzt. Die überschobenen Einheiten sind jedoch verschieden: Im E folgt über der Monotonen Serie die Drosendorfer Einheit mit Dobra-Gneis und reich entwickelter Bunter Serie und erst darüber die Gföhler Einheit. Im W hingegen überlagert die Gföhler Einheit direkt die Ostrong-Einheit. Verfolgt man die Bunte Serie aus dem Weitental (Blatt 36) gegen SW, so kann man deren Ausspitzen im Raume von Artstetten feststellen. Graphitschiefer nahe Auratsberg und Marmorschollen in den Steinbrüchen der Loja könnten letzte Reste der Bunten Serie sein. Die Gneise und Amphibolite, welche bei Persenbeug den Granulithorizont überlagern, gehören wohl wegen ihres migmatischen Charakters zur Gföhler Einheit. Westlich der Ostrong-Antiklinale folgt nämlich über dem Überschiebungshorizont ein mächtiger Komplex von migmatischen Paragneisen und Amphiboliten, der von THIELE als „Raabser Serie“ eingestuft wurde. Die „Raabser Serie“ überlagert im Typusgebiet (Blatt 7) den Gföhler Gneis von Kollmitzgraben und unterlagert den Blumauer Granulit; sie ist somit ein zentraler Teil der Gföhler Einheit. Auch ich befürworte die Zuordnung des Gneis-Amphibolitverbands zu der genannten Einheit (s.u.). Sie baut die mächtige Hengstberg-Synklinale auf.

In seinem Vorschlag zur tektonischen Gliederung des Waldviertels zählt MATURA (2003) die Raabser Einheit zum Moldanubikum, die Bunte Serie aber als „Drosendorf-Formation“ zur „Bittesch-Einheit“ des Moravo-Silesikums. Diese Vorstellung wird in Kapitel 5 diskutiert.

3. Die Hengstberg-Synklinale und der Rastenberger Granodiorit

Der Hengstberg, ein beliebter Aussichtsberg westlich von Ybbs, wird von granat- und sillimanitreichen Mischgneisen, vielfach Metablastiten, und Zügen von Amphibolit aufgebaut. Sie unterscheiden sich auffallend von der Monotonen Serie. Vereinzelt fanden sich in diesem Verband auch Linsen von dünn lamelliertem Amphibolit, der an den Rehberger Amphibolit erinnert (NW und E Kniebichl). Weiters treten kleine Körper von Diorit sporadisch auf.

Die Gesteine fallen in diesem Gebiet steil- bis mittelsteil gegen ENE bis E ein mit Faltenachsen, die gegen ESE abtauchen.

Zwischen dem bereits beschriebenen Granulitzug im E und dem Rastenberger Granodiorit im W setzt der Mischgneis-Amphibolitkomplex nördlich der Donau fort, quert das Kleine Yspertal zwischen Gleisen und Geimühle und baut das Gebiet Artneramt – Fünfling bis zur Blattgrenze auf. Auf Blatt 35 wurde er von THIELE (1984) als „Raabser Serie“ bis St. Oswald verfolgt, wo er gegen den Weinsberger Granit abstößt.

Im Hengstberg-Donauraum bilden die Amphibolite wohl definierte Züge, vom Kleinen Yspertal nordwärts wechseln Gneis und Amphibolit auf engstem Bereich, so dass nur Darstellung mittels Übersignatur möglich ist. In letzterem Gebiet finden sich auch kleinere Granitneiskörper.

Regional herrscht in der behandelten Zone E- bis ESE-Fallen. Dies zeigt, dass die Hengstberg-Synklinale so wie die Ostrong-Antiklinale W-überkippt ist.

Im W-Flügel der Synklinale finden wir wieder den durch Granulit markierten Bewegungshorizont und darunter die Monotone Serie. Eine Besonderheit ist das Auftreten von Rastenberger Granodiorit in diesem Bereich. Wie in Trebice in Mähren und im Kamptal bei Rastenberg (EXNER, 1969) ist das zuletzt entdeckte Vorkommen dem Südböhmischen Pluton im E vorgelagert und nicht Teil desselben. Im Strudengau bildet der Rastenberger Granodiorit einen lang gezogenen Intrusivkörper, der aber in den Faltenbau einbezogen ist. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 100 und 500 m.

Das Gestein ist meist deutlich geschiefert und zerfällt zu groben, rundlichen Blöcken. Idiomorphe Kalifeldspateinsprenglinge (1 bis 3 cm, selten bis 4 cm) sind eher schütter eingestreut in der grobkörnigen, verhältnismäßig dunklen Grundmasse. Diese enthält als dunkle Gemengteile neben reichlich Biotit auch Hornblende. Nicht selten finden sich rundlich-ovale dioritische Schollen von dm- bis m-Größe. Sie sind meist parallel zur Foliation des Granodiorits eingeregelt.

Der Granodiorit ist von Fünfling, nahe der nördlichen Blattgrenze, zur Geimühle im Kleinen Yspertal und weiter bis Kalkgrub im Donautal zu verfolgen. S desselben setzt der Granodioritzug über den Brandhofkogel, Bernau, bis gegen Ennsbach fort. Er schwenkt dabei, so wie die begleitenden Gesteine, aus der N–S- in die SE-Streichrichtung ein.

NNW Karlsbach wurde W der Kote 326 im Bachbett ein kleiner Aufschluss von Rastenberger Granodiorit entdeckt. Falls dieser die Fortsetzung des oben beschriebenen Zuges bildet, würde dies einen gewaltigen Schwenk gegen NNE anzeigen. Nach der beobachteten Verfaltung der Granulitlamelle im Bereich der abtauchenden Ostrong-Antiklinale wäre Obiges denkbar. Die weite Sedimentbedeckung

und die wenigen Kristallinaufschlüsse im Bereich von Karlsbach ergeben allerdings kein klares Bild vom Untergrund.

Keihen wir zurück zu den guten Aufschlüssen im Donautal bei Kalkgrub.

Der Granodioritzug folgt dort unmittelbar östlich dem durch Granulit markierten Bewegungshorizont. Im Graben N Kalkgrub ist ein kleiner Körper des Magmatits mitten in die Granulite eingedrungen. In der Talflanke NNE Kalkgrub kann man beobachten, wie ungeschieferte Apophysen von Granodiorit in den straff lamellierten Granulit eindringen und dessen Schieferung diskordant schneiden. Es findet sich dort auch eine etwa 10 m mächtige helle, granitische Scholle im Granodiorit, in welcher noch unverdaute Partien von Granulit zu beobachten sind. Es hat offensichtlich Einschmelzung einer Granulitischolle stattgefunden; das granitische Produkt geht an den Rändern fließend in den normalen dunklen Granodiorit über.

Der Rastenberger Granodiorit ist eindeutig nach den innermoldanubischen Deckenbewegungen eingedrungen und wurde von der späteren großangelegten Faltung mit erfasst.

Geochronologische Arbeiten im Typusgebiet haben für den Rastenberger Granodiorit 353 Mill.J. für den Beginn der magmatischen Entwicklung und 338 Mill.J. als Intrusionsalter ergeben (KLÖTZLI & PARRISH, 1996). Letzteres ist somit das Minimalalter für den intramoldanubischen Deckenbau.

Während der Granodiorit gegen den Granulit im W gut abzugrenzen ist, ist die E-Grenze gegen die Migmatitgneise und Amphibolite meist unscharf. Bei Lesesteinkartierung fiel das häufige Auftreten von Hornblende führendem Pegmatit, Hornblendit, Hornblendegneis, Diorit und Granitporphyr und Aplitgneis auf. An einer neu angelegten Forststraße in der Donauleiten NE von Kalkgrub ist zu beobachten, dass die Gneise und Amphibolite des Nebengesteins von mehrere Meter mächtigen Partien von Rastenberger Granodiorit durchschlagen werden; zusätzlich durchsetzen Aplitgneise, Hornblendegneise, Dioritgneise mit Schollen von Hornblendit, Pyroxen-Hornblendefels sowie Granitporphyr das Nebengestein. Der Granitporphyr enthält auffällige runde Einsprenglinge von Mikroklin, stark zonarem Plagioklas, rotbraunem Biotit, Quarz und linsigen Quarz-Feldspat-Aggregaten in einer feinkörnigen Grundmasse von Quarz, Feldspat und Biotit; die Matrix zeigt extremes Fluidalgefüge.

Es existiert hier eine etwa 600 m breite Zone, in welcher die oben genannten Gesteine ein bänderig-schlierig-scholliges Gemenge bilden. Dieser Migmatitkomplex entstand offensichtlich bei der Intrusion des Rastenberger Granodiorits.

Der Rastenberger Granodiorit bildet einen langgezogenen Intrusivkörper im Basisteil der Gföhler Einheit. Es zeigt sich Primärkontakt mit den Gesteinen der Gföhler Einheit und den Granuliten der Deckengrenze Gföhler Einheit/Monotone Serie (Ostrong-Einheit). Der Namen gebende Granodiorit des Kamp-Gebietes (EXNER, 1969) findet sich ebenfalls an der Hangendgrenze der Monotonen Serie, hier aber gegen die Bunte Serie (Drosendorfer Einheit). Der große Intrusivkörper von Trebice in Mähren (Durbachit der tschechischen Geologen) zeigt magmatische Kontakte mit den Gesteinen der Gföhler Einheit.

Das Gebiet um Karlsbach und NW davon ist größtenteils unter junger Sedimentbedeckung. Das Kristallin entspricht wohl der Fortsetzung der Hengstberg-Mulde. Die sporadischen inselartigen Aufschlüsse erlauben keine sichere Zuordnung: Der Schlosshügel von Karlsbach besteht aus massivem Granitgneis. Die Aufschlüsse E davon, auf der orogr. linken Bachseite, zeigen den Granitgneis, hybrid durch amphibolitische Lagen, weiters Paragneis und mehrere Meter mächtige Bänke von mittel- bis grobkörnigem

Diorit mit seltenen Gängen von Lamprophyr. Dieser bunte Gesteinsbestand erinnert an die Kontaktzone, welche den Rastenberger Granodiorit im E begleitet (E Kalkgrub): Tatsächlich steht Rastenberger Granodiorit im Verband mit obiger Gesteinsvergesellschaftung in einem Bachaufschluss W von P 326 im Bereich Hochfeld an. In einem Aufschluss 500 m NW vom Schloss fanden sich ENE-fallende granulitische Gneise (?).

Der letztgenannte Rastenberger Granodiorit liegt weit NNE von dem vom Ennsbach.

4. Die Ostrong-Einheit im Randbereich des Südböhmischen Plutons

W der Hengstberg-Synklinale kommt unter dem durch Granulit und Serpentinitt markierten Bewegungshorizont wieder die Monotone Serie empor. Deren hangendster Bereich ist von Scherbändern mit granulitischen Lagen durchsetzt. Eine kleine Scholle von Serpentinitt im Kleinen Yspertal N von Dreimühlen dürfte im Zuge der Deckenbewegungen in die Monotone Serie eingeschuppt worden sein.

Gegen N scheint die Monotone Serie bald nach der Blattgrenze auf Blatt 35 (Königswiesen) zwischen Weinsberger Granit und den Migmatiten der Gföhler Einheit („Raabser Serie“ bei THIELE [1984]) auszuspitzen. Letztere stößt ebenso wie der durch Granulite markierte Bewegungshorizont der Gleisen bei St. Oswald an diesem Zug von Weinsberger Granit ab. Da sich weder auf Blatt 53 Amstetten noch auf Blatt 35 Königswiesen Anhaltspunkte für eine tektonische SE-Grenze des Weinsberger Granitzuges finden, ist aus dem Kartenbild auf ein diskordantes Eindringen des Weinsberger Granits in den intramoldanubischen Deckenbau zu schließen.

Die NW-Grenze dieses Weinsberger Granits wird hingegen von einer gewaltigen Seitenverschiebung gebildet. Diese ist gegen N bis in den Bereich von Traunstein (Blatt 36 Ottenschlag) zu verfolgen. Gegen SSW verläuft sie über Prägarten (Blatt 35 Königswiesen), Gulling (Blatt 53 Amstetten), Baumgartenberg (W von Nöchling), Lindmühl (W Freyenstein), Kremslehen (SE Neustadt), Stiefelberg bis in das Gebiet östlich Ardagger Stift. Es handelt sich um eine der großen NE-SW-Störungen der Böhmisches Masse, wie Vitiser, Diendorfer u.a. Seitenverschiebungen. Wie an diesen wurden auch hier Teile des Weinsberger Granit-Pluton abgetrennt und als keilförmige Schollen in die Gneisserien getrieben (siehe geol. Karte 1 : 200.000 NÖ [SCHNABEL, 2002]). Gemeinsam ist diesen Störungen die linkssinnige Verschiebung und das reichliche Auftreten von Ultramyloniten und Kataklasten sowie gelegentlichen Quarzlinien. Entlang des Verlaufs der Störung finden sich linsig angeschoppt einige hunderte Meter mächtige Mylonite, während abschnittsweise die Störung nur durch Kataklasten der angrenzenden Gesteine erkennbar ist. Die Kataklasten lassen das Ausgangsgestein noch erkennen, etwa durch verdrückte Großfeldspäte des Weinsberger Granits. Die Ultramylonite sind schmutzig grüngraue, bräunliche, z.T. auch sehr helle feinkörnig bis dichte Gesteine. Sie sind schieferig, plattig und brechen zu scharfkantigen Stücken. Häufig findet man bänderigen Wechsel von Mylonit, Kataklasten und Nebengestein.

Der vom Hauptkörper abgetrennte Span von Weinsberger Granit zieht von Prägarten (Blatt 35) bis Hirschenau an der Donau. S des Stromes gewinnt er an Ausdehnung und baut die Gebiete Windpassing – Kleinwolfstetten auf. Im Bereich Prägarten bis in den Raum westlich von Nöchling grenzen Paragneise entlang obiger Störung an den Weinsberger Granit. THIELE (1984) bezeichnet diesen Zug in der Karte (Blatt 35) als „Raabser Serie“. Die für diese Serie so charakteristischen Amphibolite fehlen in der streichenden Fortsetzung dieses Zuges auf Blatt 53; nach der Lithologie

weise ich diese Paragneise der Monotonen Serie zu. Im Bereich E Gloxwald werden die Paragneise intensiv von Feinkorngranitgängen durchschlagen. Im Raum Baumgartenberg – Weidenbach (E des Steinbruchs der Fa. Marischovsky) bilden Paragneise und Feinkorngranit, beide an der Störung stark verschiefert, ein kartierungsmäßig unauflösliches Gemenge.

Der Feinkorngranit von Gloxwald (Typ Mauthausen) bildet einen Intrusivkörper im Weinsberger Granitpluton. Aber auch der von Letzterem abgetrennte Weinsberger Granitkeil östlich der Seitenverschiebung ist von Feinkorngranit intrudiert (Hochhart – NW Hirschenau – Freyenstein). Es ist ein massiger fein- bis mittelkörniger Zweiglimmergranit, im westlichen Teil Aplitgranit. Nach dem Kartenbild erscheint es auf den ersten Blick, als ob der Feinkorngranit von Gloxwald die Störung unversetzt queren würde; tatsächlich handelt es sich bei dem Granit NW Hirschenau um das S-Ende der langgestreckten Feinkorngranitintrusion, welcher durch die Seitenverschiebung abgetrennt und viele km gegen NE versetzt worden ist (s.u.).

Der Mauthausener Granit von Gloxwald quert E von Sand die Donau und ist bis Weg im Raum E Neustadt zu verfolgen. Im SE ist er durch die große Störung begrenzt. Scherlinge des Feinkorngranits finden sich auch noch weiter gegen SW in der Mylonitzone (z.B. N Stiefelberg). Ein nicht unbeträchtlicher Anteil der Mylonite, vor allem die hellen Typen, sind aus dem verquetschten Feinkorngranit hervorgegangen.

Die W-Grenze des Mauthausener Granits gegen den Weinsberger Granit ist eine magmatische. Sie ist vielfach äußerst unscharf, da sich das Nebengestein als Einschluss im Feinkorngranit findet, und Letzterer seine Umgebung in unzähligen Gängen durchschlägt. Im Steinbruch der Firma Marischovsky (in der orogr. linken Donaufanke gegenüber von Sand) ist dieser Intrusionsverband ausgezeichnet zu beobachten.

5. Der Südböhmische Pluton

Der Südböhmische Pluton bildet den Kern eines gewaltigen Antiklinoriums. In unserem Gebiet, also in seinem Südtail, besteht er größtenteils aus Weinsberger Granit. Intrusionen von Feinkorngranit spielen eine sehr untergeordnete Rolle. Das größte dieser Vorkommen, das von Gloxwald und seine durch die Seitenverschiebung komplizierte Form, wurden bereits im vorigen Kapitel behandelt.

Die Ausdehnung des Südböhmischen Pluton wird im Bereich der Donau geringer und vieles spricht für sein Abtauchen gegen S. Die E-Flanke des Pluton wird von den Paragneisen der Monotonen Serie gebildet, welche zugleich den westlichen Schenkel der Hengstberg-Synklinale darstellen. Die W-Flanke des Pluton besteht aus Perlgneisen. Diese Migmatite treten vor allem südlich der Donau im Gebiet des Kollmitzberges auf, was bisher nicht bekannt war (siehe NÖ Karte 1 : 200.000 [SCHNABEL, 2002]).

Das Ausheben der Perlgneismulden gegen N sowie das S-Ende der Weinsberger Granite des Brandstetterkogels und Innerzaun-Gebietes sprechen für regionales S-Abtauchen in diesem Raume.

Der Weinsberger Granit zeigt im Strudengau die typische grob- bis riesenkörnige Ausbildung: Idiomorphe Mikroklin-Großkristalle (3–10 cm) sind nicht selten so dicht gelagert, dass das Kalifeldspat-Plagioklas-Quarz-Biotitgemenge der Grundmasse stark zurückgedrängt wird. Das Gestein ist massig oder zeigt durch Parallelorientierung der Großfeldspäte Fluidalgefüge. Die Neigung des Gesteins zu turmartigen Felsformen und Wollsackverwitterung ist im Strudenbau gut zu beobachten.

Gebietsweise treten aber auch ebenfalls grobkörnige Granite auf, die sich durch das Fehlen der Kalifeldspat-Großkristalle vom normalen Weinsberger Granit unterscheiden. Sie wirken dadurch feinkörniger und bilden rundliche Blöcke mit glatten Oberflächen, welche an Feinkorngranit erinnern. Im Kleinbereich zeigen die nicht-porphyrischen Typen meist wohldefinierte Grenzen gegen den normalen Weinsberger Granit. Beide Typen sind aber häufig so vermergt, dass eine kartenmäßige Darstellung der nicht-porphyrischen Granite nur mittels Übersignatur möglich ist (Toberspitz, Berghof – Kremslehen E Neustadt, Geilberg, Steinbruch N Triesenegg). Wie zahlreiche kleine Abbaugruben in den Wäldern und alte Steinbrüche zeigen, war der nicht-porphyrische Granit als Werkstein geschätzt.

Einzelne übernommene Großfeldspäte und eingeschlossene Schollen von normalem Weinsberger Granit zeigen, dass der nicht-porphyrische Typ etwas jünger ist. Die Verwobenheit und räumliche Bindung an den Normaltyp sprechen dafür, dass der Altersunterschied nicht groß ist. Es handelt sich wohl um Nachschübe, wie sie von den Blättern 35 und 36 bereits bekannt sind. Es ist erwähnenswert, dass der nicht-porphyrische Typ in Zonen auftritt, die gehäuft von Feinkorngranit durchschlagen werden. Ein genetischer Zusammenhang wäre denkbar.

In dem Steinbruch N Triesenegg wurde ein massiger, grobkörniger Mikroklinggranit abgebaut. Mikroklin ist meist idiomorph und erreicht Längen von 1–1,5 cm. Das Gestein scheint ebenfalls zu den Nachschüben des Weinsberger Granits zu gehören. Obiger Granit wird von Feinkorngranit durchschlagen, welcher manchmal Feldspat- und Biotiteinsprenglinge führt. Solche porphyrische Feinkorngranite fanden sich auch in den alten Steinbrüchen etwa 1 km N Beidenstein.

Außer Weinsberger Granit und Feinkorngranit fanden sich vereinzelt m-Schollen von Diorit im Weinsberger Granit (ENE Neustadt) oder im Kontaktbereich dieses Granits mit Feinkorngranit (S Seisenegg).

6. Der Perlgneiskomplex

Im Bavarikum, also im Mühlviertel und Sauwald, haben Perlgneise weite Verbreitung. Diese Metablastite finden sich bereits im westlichsten Teil des Amstettner Berglandes. Sie bilden den westlichen Rahmen des Südböhmischen Pluton. Vom Hauptverbreitungsgebiet Felleismühl – Kollmitzberg ausgehend greifen zwei Mulden in die Tiefengesteinsmasse ein. Die eine ist über die Wolfödhöhe bis in das Donautal nach Hößgang zu verfolgen. Sie setzt aber nicht auf die nördliche Talflanke bei Struden fort, hebt also aus. Die zweite Mulde zieht nach Tiefenbach und in den Bereich der Donaubrücke. Die Gesteine streichen im Allgemeinen N–S mit östlichem Einfallen.

Bisher wurde dieser Mischgneiskomplex nicht erkannt und als Weinsberger Granit dargestellt (NÖ Karte 1 : 200.000 [SCHNABEL, 2002]). Tatsächlich machte die Kartierung dieses Bereiches große Schwierigkeiten, da die Mischgneise stark mit Graniten durchsetzt sind.

Die Perlgneise verwittern zu großen glatten, rundlichen Blöcken. Feldspatblastese (Blasten im Bereich von wenigen mm) führte zur Auflösung des Parallelgefüges der Schiefergneise. Dieses Ausgangsmaterial ist nur noch in Form von cm-Schmitzen bis Schollen von einigen Metern Größe anzutreffen. Plagioklas bildet rundliche dicht gelagerte Blasten, während Kalifeldspat eher zur Idiomorphie neigt. Das Parallelgefüge der Perlgneise kann sehr undeutlich werden, so dass massige Gesteine entstehen, die hydridem Feinkorngranit sehr ähnlich werden. Dieser Granit findet sich häufig in Form von kleineren Durchschlägen und Gängen in den Mischgneisen, und die Abgrenzung ist meist nicht leicht. Dazu kommen noch gelegentlich

eingeschaltete Partien von Weinsberger Granit, die oft in Auflösung begriffen sind. Es wurden Häufungen von Feinkorngranit mittels Übersignatur in der Karte angezeigt, ansonsten war dieses Gemenge nur einheitlich als Mischgneiskomplex darzustellen. Perlgneise bildet allerdings die Hauptmasse.

7. Gänge

Die Umgebung der Feinkorngranitintrusionen ist meist intensiv von Gängen von Granit, Aplit, seltener Pegmatit durchschlagen. Solchen Gängen begegnet man aber im gesamten behandelten Gebiet, allerdings treten sie dort sporadisch auf.

Im Gebiet Persenbeug – Ybbs finden sich häufig bis zehnermetermächtige Gänge von grobkörnigem Granitporphyr. Kalifeldspat-Einsprenglinge erreichen 2 cm Länge. In der Feldspat-Quarz-Matrix ist Biotit einziger dunkler Gemengteil. Die massigen Gesteine zerfallen zu hellem Blockwerk.

Dunklen Ganggesteinen – Dioritporphyriten und Lamprophyren – begegnet man im gesamten Gebiet. Meist treten sie sporadisch auf als scharf begrenzte Gänge von dm- bis wenige Meter Mächtigkeit. Es handelt sich um dunkelgrün-grüne Gesteine, welche teils feinkörnig, teils durch Einsprenglinge von cm-Größe von Plagioklas, Biotit, Hornblende grobporphyrisch sind. Die Grundmasse setzt sich meist aus Plagioklas, Biotit, Hornblende, Pyroxen, Titanit, Apatit u.a. zusammen.

Es wurde das Auftreten der basischen und intermediären bzw. sauren Ganggesteine in der Karte vermerkt, sie wurden aber von uns nicht näher petrographisch untersucht. Es sei auf KÖHLER (1928), LIMBROCK (1928) und SCHARBERT et al. (1990) verwiesen.

Die Gänge durchsetzen das Nebengestein diskordant mit scharfen Grenzen. Ungeschiefert durchschlagen sie den durch Granulite markierten Bewegungshorizont im Yspertal. Es dürfte sich um die jüngsten magmatischen Gesteine im Südtal der Böhmisches Masse handeln. Es sei betont, dass keine räumliche Beziehung zu den variszischen Tiefengesteinen zu erkennen ist.

Dasselbe gilt auch für zwei bloß zehnermetermächtige Intrusionen von Mikroklinggranit W von Habich (NE von Blindenmarkt). Der grobkörnige, massige Granit zeigt Mikroklin bis 2 cm Größe und ist glimmerarm (Biotit). Dieser Magmatit in der Monotonen Serie ist kaum zuordenbar; wir kennen kein anderes lithologisch und der Position nach vergleichbares Vorkommen.

8. Störungen

Die große NE–SW-streichende Seitenverschiebung wurde bereits in Kapitel 3 behandelt. Sie ist für das Verständnis der Geologie von Blatt 53 von entscheidender Bedeutung. An dieser linkssinnigen Transpressionszone wurde die SE-Ecke des Südböhmischen Pluton abgetrennt und gegen NE verschoben. Im Raum von Nöchling spießt ein Keil von Weinsberger Granit in die Paragneise der Monotonen Serie. Der Mauthausener Granit von Gloxwald – ein etwa N–S-streichender Intrusionskörper – wurde von der Seitenverschiebung unter einem sehr spitzen Winkel z.T. fast parallel zu seiner Längsachse geschnitten. Das Südende des Granitkörpers wurde abgetrennt und befindet sich heute bei Hirschenau – Freyenstein. Dadurch entstand bei der Kartierung zunächst der falsche Eindruck, dass dort eine direkte Verbindung mit dem Granit von Gloxwald bestünde. Dies hätte bedeutet, dass der Feinkorngranit die Störungszone durchsetzt hätte. Diese Vorstellung hat in die NÖ-Karte 1 : 200.000 (SCHNABEL, 2002)

Eingang gefunden, weshalb hier betont sei, dass die Störung sämtliche Gesteine quert und linkssinnig versetzt (s.o.).

Die Störung gehört dem System Diendorfer – Vitiser Störungen an. Die Schieferung in Störungsnähe zeigt mittelsteiles bis steiles SE-Fallen. Es kam zur Kataklase der angrenzenden Gesteine und örtlich zu mächtigen Anschoppungen von Myloniten. Auffallend ist, dass häufig sehr helle Mylonite auftreten. Wie Reliktpartien zeigen, handelt es sich dabei um Abkömmlinge von Feinkorngranit.

Eine lokale N–S-streichende Scherzone begleitet das N-Ende des Perlgneiszuges bei Hößgang (S von Struden). Diese steil stehende Störung begrenzt z.T. die Perlgneise gegen den Weinsberger Granit im E, teils ist sie für den komplizierten Wechsel von Granit und Perlgneis innerhalb der Mulde verantwortlich.

Im südlichen Amstettner Bergland bedingt ein E–W-verlaufender Bruch eine markante Geländestufe. Die Hochscholle im N ist vom Kristallin des Geilbergs (428 m), Steinbergs (392 m) und Bannholz aufgebaut. Die Südscholle ist mit Ausnahme des Kienbergs (396 m) tiefer gelegen und junge Bedeckung hat deutlich größere Verbreitung (Weitgraben – Krahof).

An diesem Bruch erfolgte neben der vertikalen Verstellung auch ein horizontaler Verschiebung: Die Weinsberger Granit/Paragneisgrenze E vom Steinberg ist südlich der Störung um einige hundert Meter gegen W versetzt. Eine große Zahl von Quellen ist an diesen Bruch gebunden und wird auch genutzt.

Der E–W-Bruch scheint mit der Absenkung und Formung des Molassebeckens zusammenzuhängen. Ich vermute, dass auch die südlichsten Kristallininseln zwischen Atzelsdorf und Kottlingburgstall durch einen E–W-Bruch gegen den weiten Talboden der Senke Blindenmarkt – Amstetten begrenzt sind.

9. Diskussion und Schlussfolgerungen

Der intramoldanubische Deckenbau ist auch in dem südwestlichen Waldviertel und Amstettner Bergland gut belegt. Die Ostrong-Einheit wird von der Cordierit führenden Monotonen Serie aufgebaut, welche geringer gradige Metamorphose verrät als die überschobene höhere Einheit. Diese führt an der Basis Granulit und Ultramafitite gefolgt von Migmatitgneisen und -amphiboliten. Letztere entsprechen wohl der „Raabser Serie“. Das gesamte Paket wird von mir als Gföhler Einheit betrachtet.

Die Grenzzone der beiden Einheiten ist kräftig deformiert. Besonders die höchsten Teile der Ostrong-Einheit wurden zu dünnplattigen, bänderigen Gneisen verschiefert. Diese wechsellagern mit dm- bis m-Bändern von Granulit, was anzeigt, dass die Schertektonik unter amphibolit- bis granulitfaziellen Metamorphosebedingungen erfolgte.

Bereits WALDMANN (1951, 1958) zeigt in seinen Übersichtskarten zwei Granulitzüge im Bereich des Yspertales. Meine Aufnahmen belegen, dass diese Granulite einen Horizont bilden; er wurde verfaltet und findet sich in beiden Schenkeln der Hengstberg-Mulde, daher zwei Züge.

Der durch Granulitlagen markierte Bewegungshorizont ist über die Ostrong-Antiklinale hinweg mit der Granulitlamelle vom Mandlgupf bei Pöggstall zu verbinden. Von letzterer Lokalität ist der Scherhorizont um die gegen S abtauchende Ostrong-Antiklinale bis in den Raum von Persenbeug zu verfolgen. Der Bewegungshorizont folgt somit stets der Hangendgrenze der Ostrong-Einheit, wird bei Pöggstall von der Drosendorfer Einheit (Bunte Serie + Dobra-Gneis), W vom Ostrong hingegen von der Gföhler Einheit überlagert.

Wie ist dieses Ausspitzen der Drosendorfer Einheit gegen W zu verstehen? Nach dem jüngst vorgestellten

Modell von MATURA (2003) wird die Bunte Serie zum Moravikum gezählt, was das Enden in westlicher Richtung erklären würde. MATURA korreliert wegen lithologischer Ähnlichkeit den Bittescher mit dem Dobra-Gneis und stellt daher auch die auf den Dobra-Gneis folgende Bunte Serie als „Drosendorf-Formation“ ins Moravo-Silesikum. Diese Hypothese wird allerdings durch eine Reihe von Fakten widerlegt:

- 1) Geochronologische Daten ergaben sehr unterschiedliches Alter von Dobra-Gneis (1,38 Ga [FRANK, 1994, S. 41]) und Bittesch-Gneis (630 Mill.J. [FRIEDL et al., 1998]).
- 2) Es gibt kein stratigraphisches, also ungestörtes Profil Bittesch-Gneis – Drosendorf-Formation vergleichbar mit Dobra-Gneis – „Drosendorf-Formation“. Die karbonatische Pernegg-Gruppe ist im Liegenden des Bittesch-Gneises und ist nach MATURA durch eine Überschiebung von diesem getrennt.
- 3) Die Moldanubische Überschiebung wurde von F.E. SUESS (1903, 1912) an der Hangendgrenze des Bittesch-Gneises angenommen, weil hier zwei grundverschiedene Baueinheiten aufeinander stoßen. Einerseits die konforme Abfolge im Moravikum, andererseits eine Vielfalt von Gesteinsserien im Moldanubikum, die z.T. schräg, diskordant an die Bittescher Gneisgrenze heranstreichen; nahe derselben werden sie durch Faltung und Scherung an dieses angeglichen und von retrograder Metamorphose erfasst. Im Moldanubikum liegt damit ein älterer, unabhängiger Bau vor (FUCHS, 1976, 1986, 1991). MATURA geht auf diese seiner Vorstellung widersprechenden Fakten überhaupt nicht ein. Sein Modell würde ihm auch kaum brauchbare Gegenargumente liefern.
- 4) An dem bedeutenden, durch Granulitlamellen markierten Bewegungshorizont wurden Dobra-Gneis und Bunte Serie über die Monotone Serie aufgeschoben. Auch nach dem Ausspitzen ersterer Gesteine ist die Bewegungsbahn weit gegen W zu verfolgen. Dort trennt sie die Monotone Serie von der Gföhler Einheit; es handelt sich also um eine innermoldanubische Deckengrenze. Unsere Erklärung: Die Drosendorfer Einheit hat geringere Überschiebungsweite und spitzt deshalb gegen W aus, während die Gföhler Einheit viel weiter gegen W die Ostrong-Einheit überlappt. Die Bunte Serie hat im Waldviertel dieselbe Position wie im Moldanubikum Südböhmens, welches übrigens weit vom Moravikum entfernt ist.

MATURAS (2003) Annahme einer „Raabs-Einheit“ an der Basis der Gföhler Einheit wird von mir abgelehnt, weil die für die „Raabser Serie“ angegebenen Typusgesteine sowohl im Liegenden als auch im Hangenden des Gföhler Gneises auftreten. Gerade im Typusgebiet überlagert die Hauptmasse der „Raabser Serie“ den Gföhler Gneis, der W von Raabs in einer Antiklinale aus dem Liegenden auftaucht und auch weiter im E unterlagert (Kollnitzgraben). Die „Raabser Serie“ ummantelt somit den Gföhler Gneis und ist Teil der Gföhler Einheit.

Der innermoldanubische Deckenbau hat nach seiner Entstehung eine kräftige Faltung erfahren. Diese ist im Bereich des Strudengaus durchwegs W-vergent. Die Ostrong-Antiklinale legt die tiefste moldanubische Einheit – die Ostrong-Einheit – frei. Bei Persenbeug taucht die Antiklinale achsial gegen S ab. Der Schenkel zwischen der Ostrong-Antiklinale und der im W anschließenden Hengstberg-Mulde ist meist gegen W überkippt.

Die migmatitischen Serien der Hengstberg-Mulde entsprechen dem Typus der „Raabser Serie“ und werden von mir der Gföhler Einheit zugerechnet. Entlang des basalen Bewegungshorizonts finden sich Ultramafitkörper und Granulitbänder.

Diese Gesteinsvergesellschaftung tritt stets im hangendsten Teil der Gföhler Einheit auf. Ich nehme an, dass diese Gesteine durch Stirneinrollung in ihre Position an der Basis gelangt sind und bei der weiteren Bewegung der Decke überfahren wurden.

Wieviel Zeit zwischen der Decken- und der Falten tektonik vergangen ist, ist ungeklärt. Einige Hinweise liefert jedoch das von mir im Strudengau entdeckte Vorkommen von Rastenberger Granodiorit (FUCHS, 1998).

Es handelt sich um einen verhältnismäßig geringmächtigen (<500 m) lagigen Intrusivkörper an der Basis der Gföhler Einheit im W-Flügel der Hengstberg-Mulde. Örtlich ist ein Kontakthof in den Gneisen und Amphiboliten entwickelt (siehe Kapitel 2). Aber auch in den überaus straff geregelten Granuliten und Blastomyloniten der Bewegungszone im Liegenden der Gföhler Einheit ist die Intrusivnatur des Granulits eindeutig. Ungeschieferte Apophysen durchsetzen diskordant die Granulite, und Schollen von Granulit wurden im Granodiorit eingeschlossen und bis auf geringe Reste assimiliert. Es ist somit belegt, dass die Deckenbewegungen vor der Platznahme des Rastenberger Granodiorits erfolgt sind. Diese wird von KLÖTZLI & PARRISH (1996) mit 338 Mill.J. datiert.

In dem Großfaltenbau ist der Granodiorit aber eingeschichtet. Er zeigt auch meist deutliche Schieferung. Nur die zentralen Partien sind bei größerer Mächtigkeit noch massig geblieben. Die Faltung erfolgte also nach dem Datum 338 Mill.J., im Visé, der Überschiebungsbau davor. Offen bleibt die Frage, wieviel Zeit zwischen diesen Ereignissen liegt. Entstand der intramoldanubische Deckenbau vor- oder frühvariszisch?

Bezüglich der Ausdehnung des Südböhmischen Plutons sind gegenüber dem derzeitigen Wissensstand (Geologische Karte von NÖ 1 : 200.000 [SCHNABEL, 2002]) einige Korrekturen notwendig:

Bei Kottlingburgstall und NE Blindenmarkt findet sich kein Weinsberger Granit. Es stehen dort Paragneise der Monotonen Serie und einige Feinkorngranitgänge an. Weinsberger Granit findet sich erst weiter westlich im Raume Kienberg.

Die Westabdachung des Amstettner Berglandes besteht nicht einheitlich aus Weinsberger Granit. Der Raum Kollnitzberg – Felleismühl wird von Perlgneis aufgebaut, von wo aus Muldenzüge dieses Gesteins nach Tiefenbach bzw. gegen Struden zu verfolgen sind. Es ist in diesem Gebiet ein achsiales Abtauchen des Weinsberger Granitkörpers gegen S zu erkennen.

Der Perlgneis des angeführten Gebietes ist ein Mischgneiskomplex. Metablastite bilden zwar die Hauptmasse, aber es finden sich darin häufig reliktsche Partien von Schiefergneis, seltener von Weinsberger Granit. Sehr massige Perlgneise sind oft granitähnlich, die von den häufigen Feinkorngranit-Durchschlägen schwer abzutrennen sind (z.B. bei Tiefenbach und in der Donauleiten SW davon).

Dieser Migmatittyp ist charakteristisch für das Mühlviertel und den Sauwald – das Bavarikum (FUCHS, 1976). Im Waldviertel hingegen sind die Gesteine des Südböhmischen Pluton zwar eindeutig intrusiv gegenüber den Gneisseriesen, aber es kam nicht zur Bildung ausgedehnter Migmatitareale wie im Bavarikum. Dies spricht dafür, dass die Granite im Bavarikum in ein hochtemperiertes, teilweise aufgeschmolzenes Gneisgebirge eingedrungen sind. Im Waldviertel fanden die Granite des Südböhmischen Pluton eine kühlere Umgebung vor. Dies deutet darauf hin, dass der Bau des Waldviertels älter ist.

Hinsichtlich des Alters des Südböhmischen Plutons gibt es divergierende geochronologische Daten. So geben S. SCHARBERT (1987), FRANK et al. (1990) u.a. für den Weinsberger Granit etwa 350 Mill.J. (Rb-Sr-Methode) an, während VON QUADT & FINGER (1991) 318–314 Mill.J. U-Pb-Mineralalter erzielten.

Für Weinsberger und Mauthausener Granit fand S. SCHARBERT (1987) etwa gleiches Alter.

In dieser Situation kommt den feldgeologischen Beobachtungen besondere Bedeutung zu. Es ist eine altbekannte Erfahrung, dass der Mauthausener und andere Feinkorngranite den Weinsberger Granit mit Gängen durchschlagen, Schollen oder Einzelfeldspäte des Weinsberger Granits herauslösen und sich so stets als jünger erweisen. Diese Beobachtungen haben sich auch im Zuge meiner Aufnahmen bestätigt.

Die nicht-porphyrischen Weinsberger Granite sind eindeutig jünger als der Normaltyp dieses Granits, dürften aber in unmittelbarem Anschluss an dessen Intrusion gefolgt sein. Dies ist aus der räumlichen Bindung und meist unscharfen Trennung zu schließen. Diese Nachschübe sind bereits von anderen Weinsberger Gebieten bekannt. Im Steinbruch Plochwald (bei Windhaag) scheinen sie für das überraschend junge Alter des Weinsberger Granits verantwortlich zu sein, welches durch VON QUADT & FINGER (1991) festgestellt worden ist (vgl. auch FRASL & FINGER, 1991, S. 36).

Der Granit im Steinbruch N Triesenegg dürfte ebenfalls zu den oben behandelten Nachschüben des Weinsberger Granits gehören. Er wird jedenfalls von Feinkorngranit durchschlagen.

Es fällt auf, dass die jüngeren Nachschübe im Weinsberger Granit meist in Zonen auftreten, die auch stärker von Feinkorngraniten durchschlagen werden. Möglicherweise besteht insofern ein Zusammenhang, dass dort nach der Entstehung des Weinsberger Normaltyps der Magmatismus länger aktiv geblieben ist. Örtlich, so z.B. in den Steinbrüchen N von Beidenstein, treten Feinkorngranite mit bis 2 cm großen Kalifeldspateinsprenglingen auf, welche nicht aus dem Weinsberger Granit stammen. Wie weit es sich um Feinkorngranit handelt, der durch eingeschmolzenes und gänzlich verdautes Weinsberger Granitmaterial hybrid wurde, oder um einen altersmäßig zwischen Weinsberger und Feinkorn-Granit einzuordnenden Granit, bleibt offen. Hier wären eingehende petrographische Untersuchungen notwendig.

Die jüngsten magmatischen Gesteine sind die Ganggesteine: Lamprophyre, Dioritporphyrite und Granitporphyre. Diese meist geringmächtigen Gänge durchschlagen mit scharfen Begrenzungen diskordant ihr Nebengestein. Es ist keine räumliche Beziehung zwischen den Ganggesteinen und dem Südböhmischen Pluton erkennbar.

Bruchtektonik: Die große NE–SW-streichende Seitenverschiebung beherrscht das Kartenbild. Sie gehört zu demselben System wie Rodel-, Vitiser und Diendorfer Störung, nicht nur in ihrem Verlauf, sondern auch im sinistralen Versetzungssinn. Altersmäßig wurde dieses System am Ende der variszischen Gebirgsbildung angelegt, wie die jung-paläozoischen Molasseablagerungen der Boskovitzer Furche zeigen. Diese werden durch Brüche begrenzt, die als Fortsetzung der Diendorfer Störung aufzufassen sind. Im Zuge der alpidischen Orogenese wurden in der Böhmischen Masse die alten Bruchsysteme vielfach reaktiviert. Der augenfälligste Beleg dafür sind die Bauschäden im Bereich von Platt im Weinviertel, welche durch Neotektonik an der Diendorfer Störung verursacht werden.

Der E–W-streichende Bruch im Bereich von Weitgraben (NW Blindenmarkt) dürfte im Zusammenhang mit der Absenkung des Voralpinen Molasse-Beckens entstanden sein. Jedenfalls ist S des Bruches das Kristallin schlagartig verstärkt sedimentbedeckt. Ein weiterer Bruch wird entlang des N-Randes des weiten Talbodens der Ybbs im Bereich Blindenmarkt – St. Georgen vermutet.

Die Begrenzung des Kristallins gegen die Sedimentbedeckung wurde auskartiert, die Bearbeitung der tertiären und quartären Ablagerungen bleibt den Spezialisten vorbehalten.

Dank

Für die Reinschrift des Textes möchte ich Frau D. MASSIMO herzlich danken.

Die Kartenbeilage wurde weitgehend von meinem Freund Herrn Dr. M. LINNER gestaltet, der auch die einzelnen Arbeitsschritte mit den Herren der Kartographie J. RUTHNER und M. SCHIEGL koordiniert hat. Allen Genannten danke ich herzlichst für ihren Beitrag beim Zustandekommen der Publikation.

Literatur

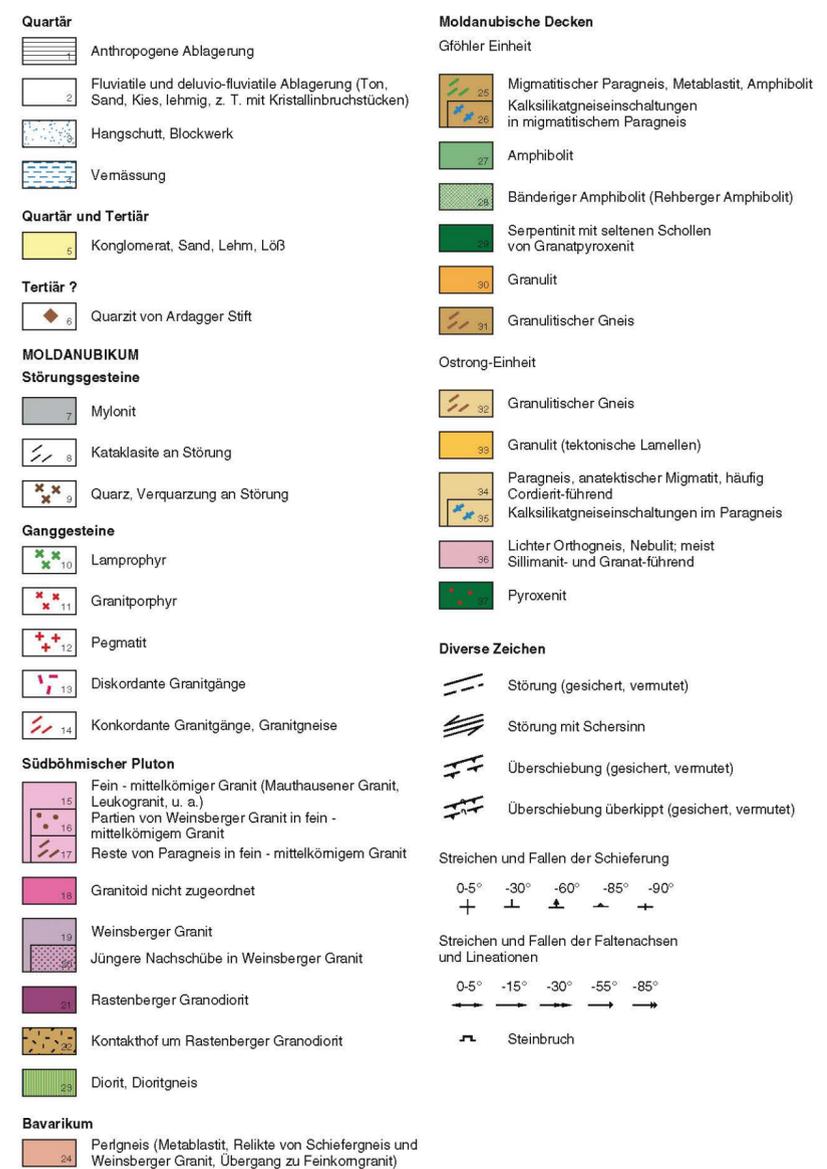
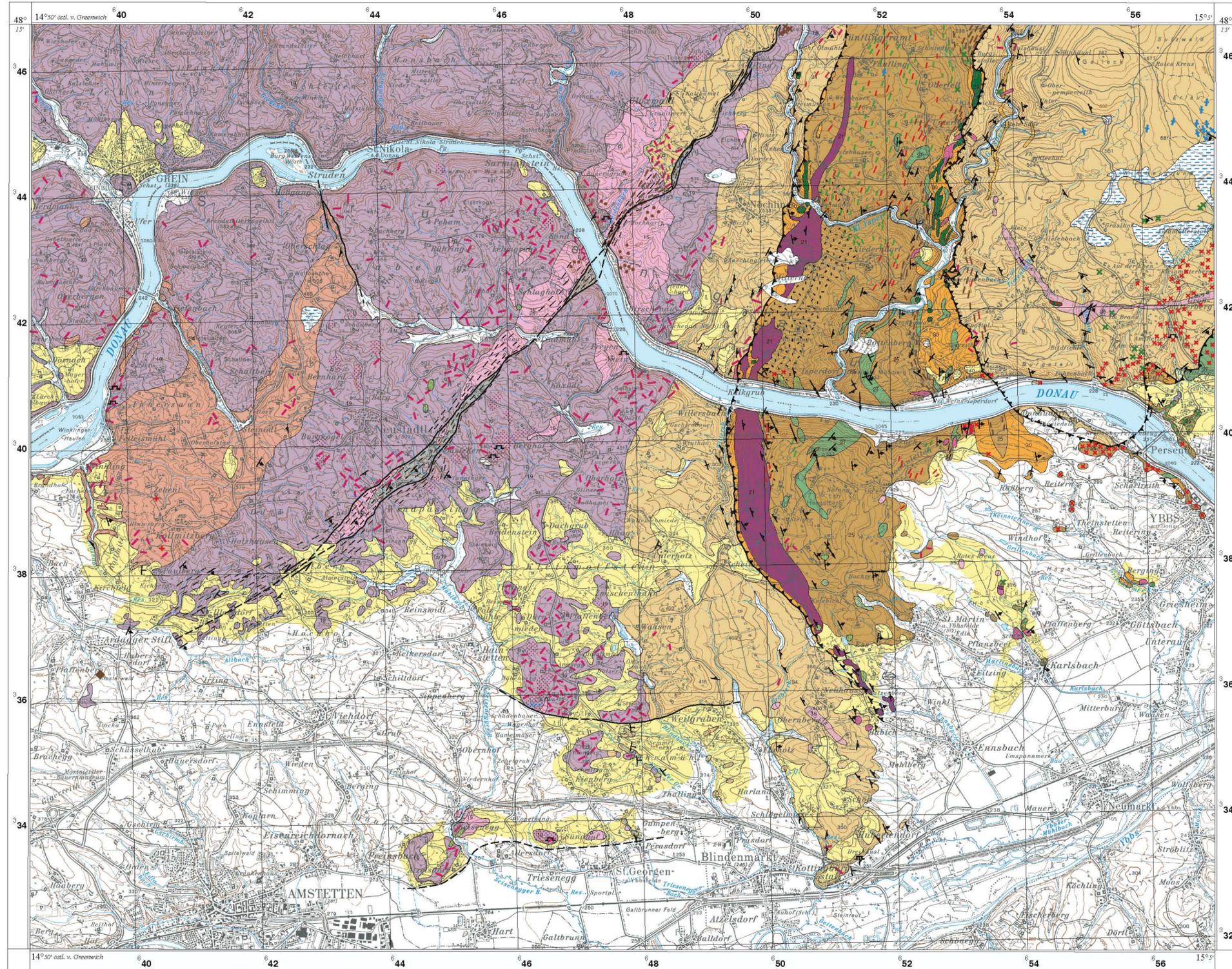
- BARTAK, D., HAUNSCHMID, B., NEUHUBER, G. & SCHUBERT, G.: Unveröffentlichte Manuskriptkarte. – Archiv Geol. B.-A., 1987.
- EXNER, C.: Zur Rastenberger Granittektonik im Bereich der Kampkraftwerke (Südliche Böhmisches Masse). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **61**, 9–39, 1969.
- FINGER, F. & STEYRER, H.P.: A tectonic model for the eastern Variscides: indications from a chemical study of amphibolites in the south-eastern Bohemian Massif, Austria. – Geol. Carpath., **46/3**, 137–150, Bratislava 1995.
- FRANK, W.: Geochronology and Evolution of the South Bohemian Massif: A review. – Mitt. Österr. Min. Ges., **139**, 41–43, Wien 1994.
- FRANK, W., SCHARBERT, S., THÖNI, M., POPP, F. & HAMMER, S.: Isotopengeologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmisches Masse. Proterozoische Gesteinsserien und variszische Hauptmetamorphose. – Österr. Beitr. Meteor. Geophysik, **3**, 185–228, Wien 1990.
- FRASL, G. & FINGER, F.: Geologisch-petrographische Exkursion in den österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths. – Beiheft Europ. Journal Min., **3**, 23–40, Stuttgart 1991.
- FRITZ, H.: Geodynamic and tectonic evolution of the southeastern Bohemian Massif: the Thaya section (Austria). – Min. Petr., **58**, 253–278, Wien – New York 1996.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F.: Kinematics of crustal stacking and dispersion in the south-eastern Bohemian Massif. – Geol. Rundsch., **82**, 556–565, Stuttgart 1993.
- FUCHS, G.: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (N.Ö.). – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 424–440, Wien 1971.
- FUCHS, G.: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – Jb. Geol. B.-A., **119**, 45–61, Wien 1976.
- FUCHS, G.: Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. – Jb. Geol. B.-A., **129/1**, 41–49, Wien 1986.
- FUCHS, G.: Das Bild der Böhmisches Masse im Umbruch. – Jb. Geol. B.-A., **134/4**, 701–710, Wien 1991.
- FUCHS, G.: Bericht 1997 über geologische Aufnahmen auf Blatt 53 Amstetten. – Jb. Geol. B.-A., **141**, 257–258, Wien 1998.
- FUCHS, G. & FUCHS, W.: Blatt 36 Ottenschlag der Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. – Geol. B.-A., Wien 1986.
- FUCHS, G. & SCHARBERT, H.G.: Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese. – Verh. Geol. B.-A., **1979**, 29–49, Wien 1979.
- KLÖTZLI, U. & PARRISH, R.R.: Zirkon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the Rastenberger granodiorite, South Bohemian Massif, Austria. – Min. Petr., **58**, 197–214, Wien – New York 1996.
- KÖHLER, A.: Zur Kenntnis der Ganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel. – T.M.P.M., **39/3,4**, 125–202, Wien 1928.
- LIMBROCK, H.: Geologisch-petrographische Beobachtungen im südöstlichen Teil der Böhmisches Masse zwischen Marbach und Sarmingstein a.d. Donau. – Jb. Geol. B.-A., **75**, 129–180, Wien 1928.
- LINNER, M.: Zur Geochemie der Paragneise in der Monotonen Serie Projekt S4709. – Mitt. Österr. Min. Ges., **138**, 223–225, Wien 1993.
- LINNER, M.: Metamorphism and partial melting of the paragneisses of the Monotonous Group, SE Moldanubicum (Austria). – Min. Petr., **58**, 215–234, Wien 1996.
- MATTE, Ph., MALUSKI, H., RAJLICH, P. & FRANKE, W.: Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan Shearing. – Tectonophysics, **177**, 151–170, Amsterdam (Elsevier) 1990.
- MATURA, A.: Bericht 1978 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 53, Amstetten (mit unveröffentlichter Manuskriptkarte). – Verh. Geol. B.-A., **1979**, A81–82.
- MATURA, A.: Das Kristallin am Südostrand der Böhmisches Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten. Mit 2 Abbildungen und einer geologischen Farbkarte. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 13–27, Wien 1984.
- MATURA, A.: Zur tektonischen Gliederung der variszischen Metamorphite im Waldviertel Niederösterreichs. – Jb. Geol. B.-A., **143/2**, 211–225, Wien 2003.
- PETRAKAKIS, K.: Metamorphoseentwicklung in der südlichen Bunten Serie am Beispiel einiger Gneise, Moldanubikum, Niederösterreich. – T.M.P.M., **35**, 243–259, Wien 1986.
- PETRAKAKIS, K.: Evolution of Moldanubian rocks in Austria: a review and synthesis. – J. metamorphic Geol., **15**, 203–222, Oxford 1997.
- RIEDEL, J.: Der geologische Bau des Gebietes zwischen dem Ost- und der Granitgrenze im niederösterreichischen Waldviertel. – T.M.P.M., **40/3–4**, 235–293, Wien 1930.
- SCHARBERT, S.: Rb-Sr-Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich. – Mitt. Österr. Min. Ges., **132**, 21–37, Wien 1987.
- SCHARBERT, S., KIESL, W., KÖRNER, W., MATURA, A. & RICHTER, W.: Die Ganggesteine im Deckenstapel der südlichen Böhmisches Masse: Alter, Herkunft und ihre Beziehung zur Tektonik. – TSK III, 3. Symp. Tekt., Strukturgeol., Kristallingeologie 19.–21. 4. 1990, S. 267, Inst. f. Geol. u. Pal., Graz 1990.
- SCHNABEL, W.: Geologische Karte von Niederösterreich 1 : 200.000. – Geol. B.-A., Wien 2002.
- SUCESS, F.E.: Bau und Bild der Böhmisches Masse. – In: C. DIENER et al.: Bau und Bild Österreichs, 322 S., Wien (Verlag Tempsky-Freytag) 1903.
- SUCESS, F.E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. – Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturw. Kl., Denkschr., **88**, 541–631, Wien 1912.
- THIELE, O.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Bl. 35, Königswiesen. – Geol. B.-A., Wien 1984.
- THIELE, O.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Bl. 7, Gross-Siegharts. – Geol. B.-A., Wien 1987.
- THIELE, O.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 53 Amstetten. – Jb. Geol. B.-A., **134**, S. 467, Wien 1991.
- THIELE, O.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 53 Amstetten. – Jb. Geol. B.-A., **135**, S. 683, Wien 1992.
- TOLLMANN, A.: Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. – Geotekt. Forsch., **64**, 91 S., Stuttgart 1982.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band II. – 710 S., Wien (Deuticke) 1985.
- VON QUADT, A. & FINGER, F.: Geochronologische Untersuchungen im österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths: U-Pb-Datierungen an Zirkonen, Monaziten und Xenotimen des Weinsberger Granits. – Ber. Dtsch., Mineral. Ges., **1**, 281, 1991.
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. – In: F.X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 2. Aufl., 1–105, Wien (Deuticke) 1951.
- WALDMANN, L.: Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel. – Verh. Geol. B.-A., Sonderheft E, 49–55, 1–26, Wien 1958.

Geologische Karte - Amstettner Bergland und Strudengau

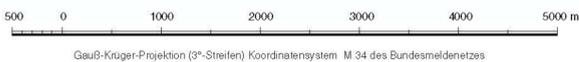
1 : 50 000

Bearbeiter: G. FUCHS
 Aufgenommen: G. FUCHS, B. HAUNSCHMID, A. MATURA

Beilage zum Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 2005

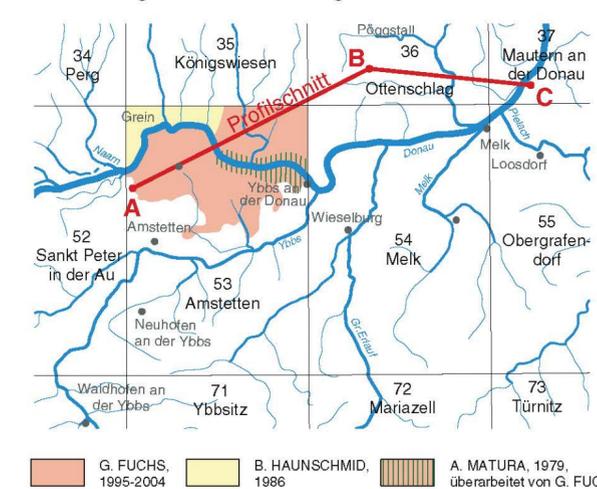


Topographie Stand 1995, © BEV - 2005, Vervielfältigt mit Genehmigung des BEV - Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, Zl. EB 2005/01529

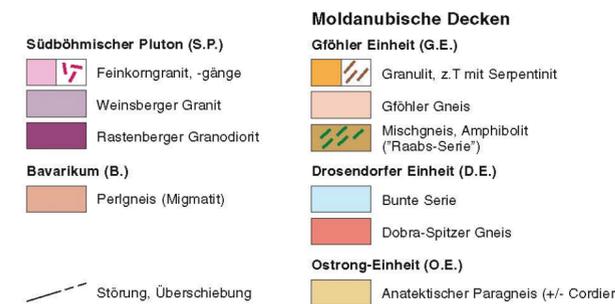
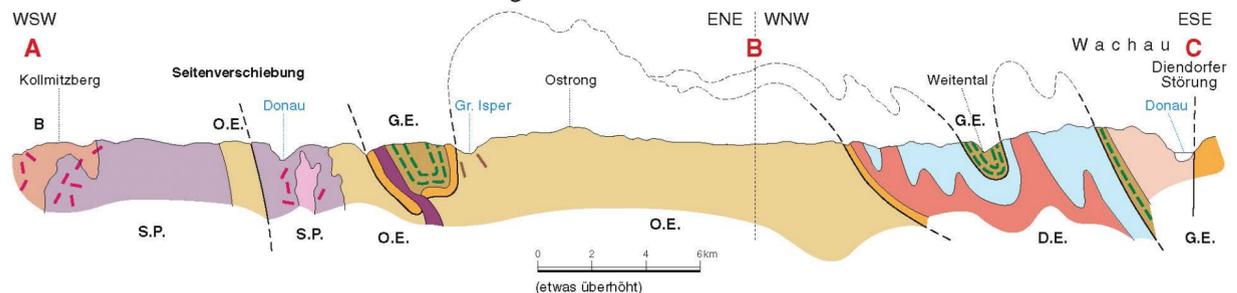


Koordination: M. LINNER - Leiter der ausführenden Fachabteilung für Kartografie und Grafik; M. SCHIEGL, Bearbeitung: J. RUTHNER - Druck: F. Dellerhuhs, Wien

Lage der Karte und Verteilung der Aufnahmegebiete 1 : 500 000



Schematisches Profil durch den Strudengau und das südliche Waldviertel



G. FUCHS, 1995-2004; B. HAUNSCHMID, 1986; A. MATURA, 1979, überarbeitet von G. FUCHS