

# **GEOLOGICA** **BAVARICA**

Herausgegeben  
vom

**BAYER. GEOLOGISCHEN LANDESAMT**

Nr. 58

## **Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald**

**Teil I: Aufschlüsse im Mittel- und Ostteil**

mit Beiträgen von

ULRICH DOLLINGER, STEFAN DÜRR, BORWIN GRAUERT, FRANZ KARL LIST,  
JOACHIM MADEL, WERNER SCHREYER, GEORG TROLL und HELMUT WINTER;

besorgt von GEORG TROLL

Mit 69 Abbildungen, 6 Tabellen und 1 Geologischen Karte 1 : 100 000

M Ü N C H E N 1 9 6 7

# **GEOLOGICA** **BAVARICA**

Herausgegeben  
vom

**BAYER. GEOLOGISCHEN LANDESAMT**

Nr. 58

## **Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald**

**Teil I: Aufschlüsse im Mittel- und Ostteil**

mit Beiträgen von

ULRICH DOLLINGER, STEFAN DÜRR, BORWIN GRAUERT, FRANZ KARL LIST,  
JOACHIM MADEL, WERNER SCHREYER, GEORG TROLL und HELMUT WINTER;

besorgt von GEORG TROLL

Mit 69 Abbildungen, 6 Tabellen und 1 Geologischen Karte 1 : 100 000

M Ü N C H E N 1 9 6 7



## Inhaltsverzeichnis

	Seite
Guide to Outcrops . . . . .	4
Wegweiser zu den Aufschlüssen . . . . .	6
Vorwort . . . . .	11
Einleitung (GEORG TROLL) . . . . .	13
Bau und Bildungsgeschichte des Bayerischen Waldes (GEORG TROLL) . . . . .	15
Die blastokataklastischen Kristallingesteine der Stallwanger Furche (GEORG TROLL) . . . . .	22
Die Pfahlzone in der Umgebung von Regen (BORWIN GRAUERT) . . . . .	34
Geologische Exkursion nach Triefenried und zum Bayerischen Pfahl (HELMUT WINTER) . . . . .	47
Der Arber-Kaitersberg-Zug (GEORG TROLL) . . . . .	53
Die Umgebung von Rabenstein bei Zwiesel (JOACHIM MADEL) . . . . .	67
Das Grundgebirge in der Umgebung von Deggendorf an der Donau (WERNER SCHREYER) . . . . .	77
Geologische Exkursionen im Gebiet nördlich und östlich von Deggendorf an der Donau (FRANZ KARL LIST) . . . . .	86
Exkursionsziele im Lallinger Winkel (STEFAN DÜRR) . . . . .	94
Die Winzergesteine am Donaurandbruch (GEORG TROLL) . . . . .	108
Geologie und Petrographie der Umgebung von Vilshofen/Niederbayern (WERNER SCHREYER) . . . . .	114
Steinbrüche im Intrusivgebiet von Fürstenstein (GEORG TROLL) . . . . .	133
Das Hauzenberger Granitmassiv und seine Umrahmung (ULRICH DOLLINGER) . . . . .	145
Die Buchberger Leite am Bayerischen Pfahl (ULRICH DOLLINGER) . . . . .	169
Schrifttum . . . . .	173
Erläuterung einiger Fachausdrücke der Gesteinskunde (GEORG TROLL) . . . . .	183
Sachregister . . . . .	187

## Guide to Outcrops

The Bohemian Massif as a large paleogeographic unit consists of a number of characteristic geological sub-units (Fig. 1) exhibiting different sedimentary, orogenic, and metamorphic features. In the southern part of the Massif (south of 50° N, i.e. south of the Prague synclinerium) three geological sub-units may be distinguished, the mutual relationships of which have long been a matter of debate.

These units are:

The Moldanubian Region after F. E. SUESS, centrally located,

The Saxothuringian Zone after F. KOSSMAT, located in the north-west, and

The Moravian Zone in the east.

The Bavarian Forest being the subject of this description belongs entirely to the unit of the Moldanubicum, which in this area is typified by strong heating (anatexis) and magmatic activity of Variscan (= Hercynian) age. Thus the processes of katazonal (= high-grade) metamorphism, of remelting (palingenesis), and of magmatic crystallization (plutonism) may be studied particularly well. The main features of these processes form the dividing principle used in Tables 1—3 intended to aid the reader in establishing excursion routes from single outcrops.

The position of the Bavarian Forest within the Bohemian Massif is illustrated in Fig. 1. A principal subdivision within the Bavarian Forest is given by the tectonized quartz lode of the Bavarian "Pfahl" (Fig. 2) separating the area in approximately two halves. The tectonic movements along this fault zone as well as along the parallel lying "Danube Fault Zone" (Fig. 3) were such that the southern part of the Bavarian Forest was uplifted relative to the northern part thus exposing rocks of a generally higher degree of metamorphism in the south.

The main differences between the two parts may be summarized as follows: In the north the gneisses are "monotonous", i.e. the frequently cordierite-bearing metasedimentary rocks are poor in metabasic or calcareous intercalations. On the other hand, in the south a so-called "Varied Series", characterized by the occurrence of graphite, limestones, dolomites and amphibolites, is encountered along the Danube. In addition the "palites", i.e. metablastic, diatectic and palingenetic composite rocks of basic material mixed with K-feldspar-rich (syenitic) mobilisations or large K-feldspar porphyroblasts, are confined to areas south of the "Pfahl". The same holds for the common quartz-mica diorites. Metatectic cordierite gneisses occurring on a regional scale in the northern part are restricted to small areas or even to small lens-shaped bodies enclosed in feldspathic gneisses or migmatites.

An introductory field trip into the various rock units of the Bavarian Forest can best be started by visiting the relatively low-grade metamorphic rocks of the Arber-Kaitersberg-area (outcrops Nos. 9—15). The visitor will encounter typical garnet-cordierite-sillimanite gneisses and get an idea about the processes of metablastesis and metatexis. Near the town of Regen he may study the Bavarian "Pfahl" (outcrops Nos. 3—8, cf. Fig. 2). In order to obtain

a closer insight into such fault zones and their blastomylonitic, cataclastic rocks, he may visit the subsidiary "Pfahl" in the Stallwang through (outcrops Nos. 1—2). He may continue his tour in the direction towards Deggendorf, where he finds on a regional scale gneissose metablastites (so-called "pearl gneisses") with their lime-silicate and biotit-amphibolite intercalations in addition to more advanced anatexites (diatexites); cf. outcrops Nos. 16—18 and 33—37. Moreover there are two smaller granite bodies with good quarries (Metten Massif, Nos. 20—24; Kaussing Granite No. 38). Within the "Danube Fault Zone" the retrogressive "Winzer rocks" are worth seeing (Nos. 25 and 39).

Before going on to the complicated region of gneisses, diorites, and granites in the Passau Forest, it is highly recommended to spend some time visiting the neighborhood of Vilshofen, where within a relatively small area the richly differentiated "Varied Series" with its migmatites, marbles, and amphibolites etc. is exposed in a number of outcrops (Nos. 40—57).

Finally, the two large igneous bodies of the Passau Forest are well worth seeing. In the Fürstenstein region (Nos. 58—62) differentiates ranging from quartz-mica diorites to pegmatites may be studied. In addition to the well differentiated main body almost all the smaller granite stocks show a twofold division into older biotite granites (with a granodioritic tendency) and younger massive granites of larger spatial distribution. Whereas excellent intrusive contacts are found mainly in the vicinity of Fürstenstein, the second igneous complex near Hauzenberg (Nos. 63—79) exhibits the different granite varieties (magmatic facies) in a better fashion.

The huge quarry at Richardsreuth (No. 80) offers many interesting problems through its variety of rock types ranging from anatexites to pegmatites. Rocks from the vicinity of the Bavarian "Pfahl" are particularly well exposed in the river gorge of the Buchberger Leite (No. 82) near Freyung.

Needless to say there is a free choice of excursion routes. For introductory hiking trips the vicinities of Regen near the "Pfahl" (No. 3), of Vilshofen (Nos. 40—57), or the well quarried area around Fürstenstein (Nos. 58—61) may be recommended. Last but not least there remains a hiking tour to the summit of Grosser Arber (No. 11).

For a very first surveying trip by car the large quarries at Rattenberg (No. 1), Hilgartsberg (No. 40), and Richardsreuth (No. 80) may be chosen.

## Wegweiser zu den Aufschlüssen

Die Böhmisches Masse, als paläogeographische Einheit betrachtet, gliedert sich in eine Fülle geologischer Teilräume, die jeweils durch eigene Merkmale gekennzeichnet sind (Abb. 1). Geotektonische Vorgänge haben die einzelnen Gebiete unterschiedlicher Sedimentation, Gebirgsbildung und Metamorphose unterworfen. So lassen sich im Südteil der Böhmisches Masse (etwa südlich 50° nördlicher Breite, d. h. südlich der Prager Mulde) drei geologische Regionen unterscheiden, deren Beziehungen zueinander seit langer Zeit umstritten sind: die moldanubische Kernregion nach F. E. SUSS, die saxothuringische Zone nach F. KOSSMAT im Nordwesten und die moravische Zone im Osten.

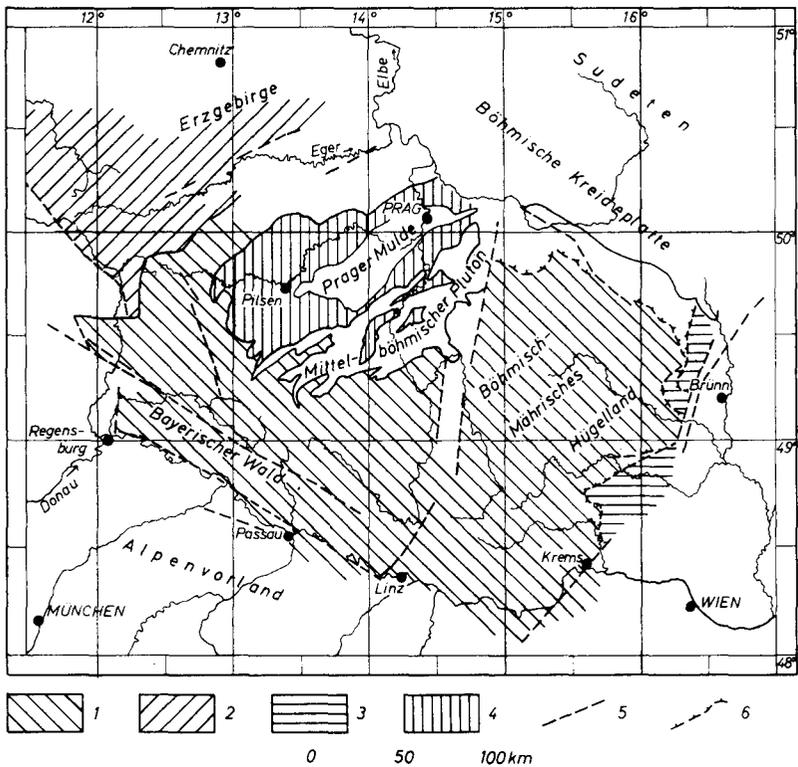


Abb. 1. Gliederung des Grundgebirges der südlichen Böhmisches Masse:

- |                    |   |
|--------------------|---|
| 1: Moldanubikum    | 4: Teplá-Barrandium-Zone (innerböhmisches Algonkium und Altpaläozoikum) |
| 2: Saxothuringikum | 5: Störungssysteme  |
| 3: Moravikum       | 6: Überschiebungssysteme.   |

Der Bayerische Wald gehört insgesamt zum Moldanubikum, welches hier in einem Niveau starker variszischer Durchwärmung (Anatexis) und reger magmatischer Tätigkeit angetroffen wird. Die Vorgänge gesteigerter Gesteins-

umwandlung (kazonale Metamorphose), der Wiederverflüssigung (Palingenese) und der Magmenerstarrung in der Erdtiefe (Plutonismus) können besonders gut verfolgt und teilweise rekonstruiert werden. Die wesentlichen Grundzüge dieser Entwicklungen sollen im folgenden die Gliederung bilden, nach welcher Exkursionen sinnvoll aus Einzelaufschlüssen zusammengestellt werden können (vgl. Tab. 1, 2 und 3).

Die Lage des Bayerischen Waldes innerhalb der Böhmisches Masse wird in Abbildung 1 verdeutlicht. Die Großgliederung innerhalb des Bayerischen Waldes selbst ist durch den Quarzgang des „Bayerischen Pfahls“ (Abb. 2) gegeben, der das Gebiet in etwa zwei Hälften teilt. Aufgrund der tektonischen Bewegungen längs dieser Störungslinie und des parallel verlaufenden Donaurandbruchs (Abb. 3) ist der südliche Teil relativ herausgehoben, d. h. dort kommen i. allg. Gesteine eines höheren Metamorphosegrades zutage.

Diese Gebiete nördlich und südlich des Bayerischen Pfahls (vgl. Beilage) unterscheiden sich in einigen wesentlichen Zügen: Nördlich sind die Gneise „monoton“, d. h. die häufig cordieritführenden Paragesteine sind arm an metabasischen oder kalkigen Einschaltungen, während im Süden außerdem längs der Donau eine sogenannte „Bunte Serie“ einsetzt, welche durch Graphit-, Kalk-, Dolomit- und Amphibolitführung gekennzeichnet ist. Ferner treten ausschließlich südlich des Pfahls die „Palite“ auf; das sind metablastische, diatektische und palingene Mischgesteine von basischem Material mit kalifeldspatreichen (syenitischen) Mobilisaten bzw. Kalifeldspat-Megablasten. Auch die häufigen Quarzglimmerdiorite sind an den Raum südlich des Pfahls gebunden.

Die metatektischen Cordieritgneise, die im Norden weite Flächen einnehmen, treten südlich der Pfahllinie nur kleinräumig oder als Schollen in Feldspatgneisen oder Migmatiten auf.

Ein Einblick in den Aufbau des Bayerischen Waldes geht daher sinngemäß von den niedriger metamorphen Gesteinen des Arber-Kaitersberg-Zuges aus (Aufschlüsse Nr. 9—15). Hier lernt der Besucher typische Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneise kennen und wird mit der Metablastesis sowie mit der Metatexis vertraut. Bei der Stadt Regen kann er dann den Bayerischen Pfahl überschreiten (Aufschlüsse Nr. 3—8, vgl. auch Abb. 2). Will er die Kenntnis der Störungszonen und ihrer blastomylonitischen und kataklastischen Gesteine noch vertiefen, so mag er die Nebenfahlzone der „Stallwanger Furche“ (Aufschlüsse Nr. 1 und 2) aufsuchen. Andernfalls kann er in Richtung Deggendorf weiterfahren, wo in den Aufschlüssen Nr. 16—18 und 33—37 die regionalmetamorphen Gneistypen der Metablastite (sog. „Perlgneise“) mit ihren kalksilikatischen und biotitamphibolitischen Einschaltungen neben weiter fortgeschrittenen Anatexiten (Diatexiten) zu sehen sind. Außerdem besitzt der Teil des donaanahen Vorwaldes zwei kleinere Granitmassive mit mehreren guten Steinbrüchen (Mettener Granitmassiv: Nr. 20—24 und Kaußinger Granit: Nr. 38). Am Donaurand selbst sind die diaphthoritischen „Winzergesteine“ sehenswert (Nr. 25 und 39).

Bevor der verwickelte Verband von Gneisen, Dioriten und Graniten im Passauer Wald besichtigt wird, ist nachdrücklich der Besuch der Umgebung von Vilshofen zu empfehlen, wo auf verhältnismäßig engem Raum an vielen Stellen die reich differenzierte „Bunte Serie“ mit Migmatiten, Amphiboliten und Marmoren aufgeschlossen ist (Aufschlüsse Nr. 40—57).

Zum Abschluß locken die zwei großen Massiv des Passauer Waldes. Im Intrusivgebiet von Fürstenstein (Nr. 58—62) kann die Differentiation von Quarzglimmerdioriten bis zu Pegmatiten studiert werden. Neben dem mannigfaltig differenzierten Massiv ist in fast allen kleineren Granitstöcken eine Gliederung in ältere Biotitgranite (mit granodioritischer Tendenz) und jüngere Massivgranite größerer räumlicher Ausdehnung zu beobachten. Intrusivkontakte sind in erster Linie in der Umgebung Fürstensteins zu suchen. Im zweiten großen plutonischen Komplex, dem Hauzenberger Granitmassiv (Nr. 63—79), können dagegen besser die verschiedenen Granitvarietäten (magmatische Fazies) beobachtet werden.

Der große Steinbruch von Richardsreut (Nr. 80), der von den Anatexiten bis zu den Pegmatiten eine ganze Reihe von Gesteinen ans Tageslicht fördert, bietet nebeneinander viele reizvolle Probleme. Die Begleitgesteine des Bayerischen Pfahls zeigt die Schlucht der Buchberger Leite bei Freyung (Nr. 82).

Natürlich können die Exkursionsrouten beliebig gewählt werden. Als einführende Fußexkursionen eignen sich die Umgebung der Stadt Regen am Pfahl (Nr. 3), die Besteigung des Großen Arber (Nr. 11), auswahlweise die Umgebung von Vilshofen (Nr. 40—57) und das Steinbruchgebiet von Fürstenstein (Nr. 58 bis 61).

Für Übersichtsexkursionen mit dem Wagen sind die großen Steinbrüche von Rattenberg (Nr. 1), von Hilgartsberg (Nr. 40) und von Richardsreut (Nr. 80) zu empfehlen.

GEORG TROLL, englische Übersetzung: WERNER SCHREYER.

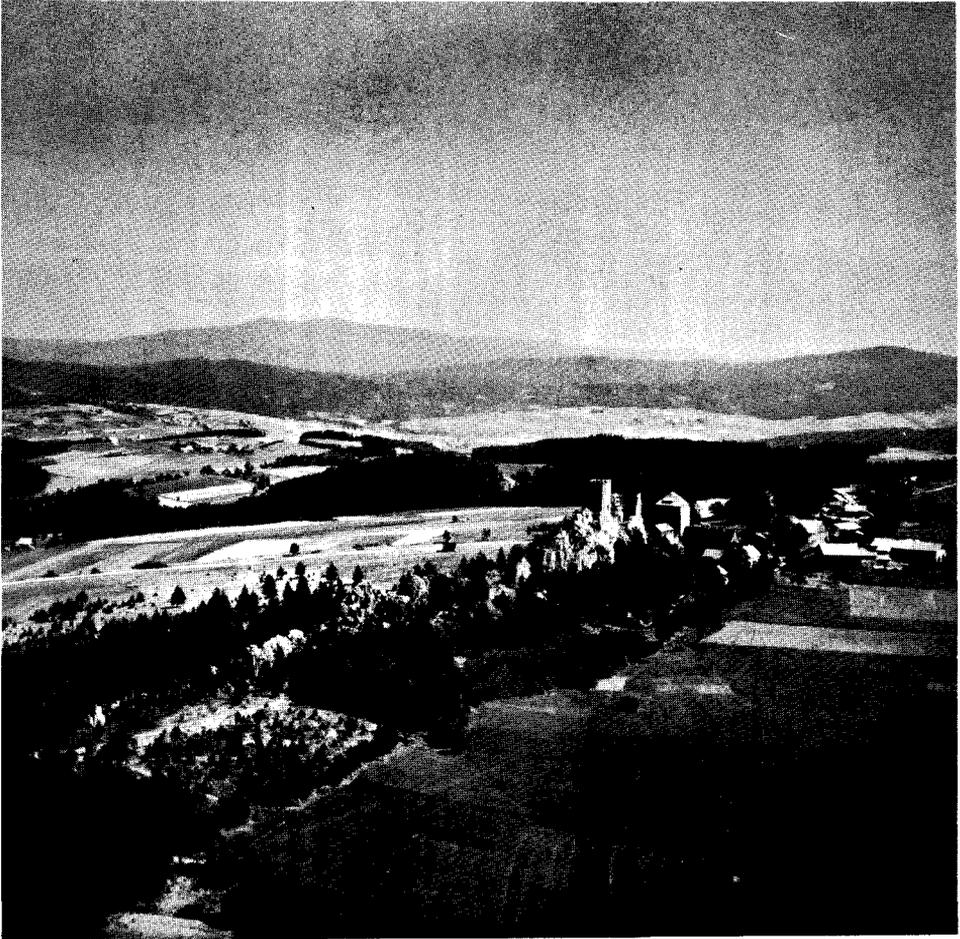


Abb. 2. Blick in Nordostrichtung auf den Quarzgang des „Bayerischen Pfahles“ im Vordergrund (mit Burgruine Weissenstein bei Regen) über die Pfählsenke (gerodete Flächen) zu den bewaldeten Höhen des Bayerisch-böhmischen Grenzkammes mit den beiden Gipfeln des Rachel (1453 m bzw. 1399 m) im Hintergrund. Die Furche des Pfahlzuges, die vorwiegend aus mylonitischen und kataklastischen Gesteinen aufgebaut wird, trennt den „Vorderen Wald“ vom „Hinteren Bayerischen Wald“.



Abb. 3. Panorama über die Donau, den Ort Bogen und den Bogenberg (sog. Winzergesteine des Donaurandbruchs) mit Wallfahrtskirchlein nach Osten auf die obermiozäne Rumpffläche (400 bis 450 m Höhenlage) am Gebirgsfuß; dahinter erscheinen die bewaldeten Höhen der Hirschensteingruppe, deren Gipfel sich über 1000 m erheben.

Tabelle 1: Progressive Metamorphose <sup>1)</sup>

Vorgänge	Gesteine	Aufschlüsse
Metablastesis	Perlgnese (Plagioklas-Metablastesis)	Nr. 16, Nr. 17, Nr. 18, Nr. 26, Nr. 27, Nr. 37, Nr. 33, Nr. 34, Nr. 35, Nr. 36, Nr. 37, Nr. 51
	Palite, Kristallgranit I und „Rabensteiner Gneise“ (Kalifeldspat-Metablastesis)	Nr. 1, Nr. 7, Nr. 82, Nr. 12, Nr. 15
Metatexis	Cordieritgnese (Varietäten Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis und „Arbergneis“) In Perlgneisen	Nr. 3, Nr. 9, Nr. 11, Nr. 12, Nr. 14 Nr. 36, Nr. 37
Anatexis i. allg.	Verschiedene Gesteine	Nr. 6, Nr. 7, Nr. 11, Nr. 12, Nr. 14, Nr. 16, Nr. 18, Nr. 80
	Biotit-Plagioklas-Gneise verschiedener Textur	Nr. 2 (Einschlüsse), Nr. 3, Nr. 13, Nr. 16, Nr. 49, Nr. 51
Diatexis	Palite	Nr. 1, Nr. 7, Nr. 82
	„Rabensteiner Gneise“	Nr. 12, Nr. 15
	„Granodiorit“ nach LIST	Nr. 19, Nr. 26, Nr. 28, Nr. 32, Nr. 34
	„Ödwieser Granit“ GÜMBELS Verschiedene Gesteine	Nr. 31, Nr. 33 Nr. 6, Nr. 19, Nr. 40, Nr. 55b, Nr. 61, Nr. 80
Migmatisation	Migmatite (Agmatite)	Nr. 6, Nr. 40, Nr. 43, Nr. 47, Nr. 61, Nr. 75, Nr. 80
	Palite	Nr. 1, Nr. 7, Nr. 82
Palingenese	s. Diatexis	
Metamorphose i. allg.	Marmore	Nr. 41, Nr. 46, Nr. 55a
	Kalksilikatgesteine	Nr. 1, Nr. 3, Nr. 33, Nr. 35, Nr. 37
	Amphibolite	Nr. 1, Nr. 6, Nr. 40
	Serpentinite	Nr. 1, Nr. 80, Nr. 81

<sup>1)</sup> Zu den Nummern vergleiche die Geologische Übersichtskarte 1 : 100 000 (Beilage).

Tabelle 2: **Magmatismus (Plutonismus)**

Gesteine	Aufschlüsse
Quarzglimmerdiorite . . . . .	Nr. 1, Nr. 5, Nr. 30, Nr. 37, Nr. 59, Nr. 60, Nr. 61, Nr. 80
Titanitfleckendiorite . . . . .	Nr. 37, Nr. 58, Nr. 59
Granodiorite (incl. Biotit-granite) . . . . .	Nr. 2, Nr. 7, Nr. 58, Nr. 59, Nr. 62, Nr. 74, Nr. 75, Nr. 76, Nr. 77
Postkinematische Massiv- und Stockgranite . . . . .	Nr. 13, Nr. 20, Nr. 21, Nr. 22, Nr. 23, Nr. 24, Nr. 29, Nr. 38, Nr. 50, Nr. 58, Nr. 59, Nr. 60, Nr. 61, Nr. 62, Nr. 63, Nr. 64, Nr. 65, Nr. 66, Nr. 67, Nr. 68, Nr. 69, Nr. 70, Nr. 71, Nr. 73
Flasergranite . . . . .	Nr. 1, Nr. 5, Nr. 7, Nr. 37
Ganggranite . . . . .	Nr. 16, Nr. 17, Nr. 42, Nr. 44, Nr. 45, Nr. 48, Nr. 50, Nr. 52, Nr. 58, Nr. 59, Nr. 61, Nr. 80
Pegmatite . . . . .	Nr. 13, Nr. 58, Nr. 61, Nr. 62, Nr. 70, Nr. 71, Nr. 72, Nr. 73
Aplite . . . . .	Nr. 58 u. a.
Salische bis femische Ganggesteine .	Nr. 4, Nr. 73, Nr. 74, Nr. 79
Vorgänge	Aufschlüsse
Magmatische Fazies (Granit-varietäten) . . . . .	Nr. 20 bis Nr. 27, Nr. 38, Nr. 63 bis Nr. 71
Magmatische Differentiation . . .	Nr. 58 bis Nr. 62, Nr. 63 bis Nr. 77
Einschlüsse von Anatexiten . . . .	Nr. 2, Nr. 38, Nr. 60, Nr. 61, Nr. 77
Resorption, Assimilation . . . . .	Nr. 6, Nr. 52, Nr. 58, Nr. 61, Nr. 77
Kontakterscheinungen . . . . .	Nr. 37, Nr. 38, Nr. 58 bis Nr. 62, Nr. 75, Nr. 77, Nr. 80

Tabelle 3: **Retrograde Metamorphose**

Kataklyse, Blastokataklyse	Palite, Diatexite und Magmatite	Nr. 1, Nr. 2, Nr. 5, Nr. 37, Nr. 39, Nr. 82
Blastomylonitisierung	Anatexite	Nr. 3, Nr. 25
Mylonitisierung	Gneise, Palite und Granite	Nr. 4, Nr. 39, Nr. 80, Nr. 82
Tektonisch überprägte Kontakte	Quarzglimmerdiorit/Granit	Nr. 1, Nr. 5, Nr. 37
Diaphthoresis i. allg.	Winzergesteine	Nr. 25, Nr. 39, Nr. 44
Tektonische Brekzierung	Pfahlquarz	Nr. 4, Nr. 8, Nr. 8a, Nr. 82

## Vorwort

Der Exkursionsführer durch den Bayerischen Wald befaßt sich mit einem Gebiet, das Prof. Dr. GEORG FISCHER seit über vierzig Jahren erforscht. Er hat seit dem Jahre 1948 in unermüdlicher Arbeit die Erkundung des Kristallins angeregt und mit seinen Schülern eine Kartierung im Maßstabe 1 : 25 000 durchgeführt, deren Ergebnisse hier teilweise vorgelegt werden. Die Fülle der Beiträge nötigt dazu, das Gebiet in mehreren Teilen zu behandeln.

München, im März 1965

GEORG TROLL

## Einleitung

### a) Gliederung:

Der Bayerische Wald<sup>1)</sup> als ein Teil der südlichen Böhmisches Masse ist durch große Bewegungszonen (Bayerischer Pfahl, Donaurandbruch, Keilberg-Naabtal-Störung) unterteilt und setzt sich im Einzelnen wieder aus klar umgrenzten Gebirgseinheiten zusammen, die gemeinsame morphologische und naturräumliche Merkmale besitzen. Die stärkste räumliche Zäsur schaffen der Pfahl und seine kilometerbreiten Begleitgesteine. Das Gebiet südlich des Pfahls trägt den Namen *Vorderer Bayerischer Wald* zur Unterscheidung vom Hinteren Bayerischen Wald, einer Bezeichnung, die sich nicht recht eingebürgert hat. Vielmehr nannte man diesen Teil häufiger *Böhmerwald*, doch auch dieser Begriff setzte sich nicht allgemein durch. Heute wird der Name „Böhmerwald“ im deutschen Sprachgebrauch im wesentlichen auf den Gebirgskamm entlang der bayerisch-tschechischen Grenze zwischen Further Senke und Rodelstörung (also bis etwa an die Westgrenze des Waldviertels) bezogen (Šumava).

Der Vordere Bayerische Wald wird im Nordwesten *Regensburger Wald*, im Südosten *Passauer Wald* genannt. Dazwischen erheben sich die über 1000 m hohen Berge der Hirschensteingruppe und des Sonnenwaldes, ein Gebiet, das aus der jungtertiären Rumpflfläche (Regensburger und Passauer Wald) herausragt. Doch zieht sich die obermiozäne Rumpflfläche (ca. 460 m über Meereshöhe) am Südwestrand des Gebirges von Regensburg bis Passau hin (auch als Vorwald bezeichnet).

Die Gipfel des Vorderen Bayerischen Waldes sind ausgezeichnete *Aussichtspunkte* (u. a. Hirschenstein NNW Deggendorf, 1095 m; Brotjacklriegel N Vilshofen, 1016 m; Steinberg NE Passau, 830 m).

Der „Wald“ nördlich des Pfahls läßt sich in drei Gebirgszüge gliedern: Hoher Bogen, Arber-Kaitersberg-Zug und der Grenzkamm mit den Gipfeln Osser (1292 m), Falkenstein (1312 m), Rachel (1453 m), Lusen (1373 m), Dreisesselberg (1332 m) und Pleckenstein (1378 m). Besonders gute Aussichtsberge sind neben dem Arber (1455 m) vor allem Großer Rachel und Dreisesselberg.

Der Bayerische Wald wird im Süden von den Städten Regensburg, Straubing, Deggendorf, Vilshofen und Passau umsäumt, die Ausgangspunkte größerer Straßen ins Innere sind. Besonders bietet sich Deggendorf unweit der Isarmündung als „Tor zum Wald“ an.

### b) Geschichtlicher Überblick:

In vorrömischer Zeit war der Bayerische Wald unbesiedelt, während entlang der Donau und dem Unterlauf der Regen seit Beginn der *Bronzezeit* (ca. 2000 v. Chr.) viele Siedlungen entstanden (als keltische Städte Regensburg = Ratisbona, Straubing = Sorviodurum und Passau = Boiodurum, vgl. auch EMMERICH in: SCHERZER 1940, S. 194, Abb. 57). Während der *römischen Periode* nahm die Bevölkerung kaum zu. In Regensburg (Regina Castra), in Künzing bei Pleinting (Castra Quintana, s. EMMERICH in: SCHERZER 1940, S. 208, Abb. 61) und in Passau (Castra Batava) standen Legionen der römischen Besatzung. Die *Völkerwanderung* führte im 6. Jahrhundert die Markomannen bzw. *Bajuwaren* aus Böhmen in den Raum des Bayerischen Waldes, wo sie vor allem die günstigen Gebiete im Süden (Vorwald mit den z. T. lößbedeckten jungtertiären Rumpflflächen) und von der Chamer Bucht her das Gebiet längs des Pfahls bis Viechtach besiedelten. Der größte Teil der -ing-Orte ist bajuvarischen Ursprungs. Auf die Bajuwaren folgten *Slaven*, die zwischen den Siedlungen der Bajuwaren, vor allem im Bereich der heutigen Oberpfalz ansässig wurden.

Die *erste große Rodungsperiode* setzte unter Karl dem Großen ein und dauerte bis ins 11. Jahrhundert. Von den Klöstern St. Emmeran/Regensburg (Zweigkloster Cham-münster, gegründet 739 n. Chr.), Niedertalch (ehemals Altach, gegründet 741 n. Chr. durch Herzog Odilo von Bayern, mit dem Zweigkloster Rinchnach bei Regen, gegründet im 10. Jahrhundert), Münster (Pfaffenmünster bei Straubing) und den Passauer Klöstern St. Stephan und

<sup>1)</sup> auch Bayrischer Wald geschrieben (vgl. KOEGEL 1928, S. 354).

Niedernburg aus wurde bis in den Hinteren Wald hinein gerodet. Der Einfluß St. Emmerams reichte über die Chamer Bucht bis Viechtach, derjenige Niederaltaichs bis Gutwasser in Böhmen. Die Siedlungsnamen aus dieser Zeit endigen auf -dorf, -ach, -felden, -zell, -kirchen.

Eine zweite Rodungsperiode vom 12. bis 14. Jahrhundert schuf neben bäuerlichen Siedlungen Straßen- und Bergwerksorte. Auf den sogenannten „Goldenen Steigen“ blühte seit 1100 n. Chr. ein reger Salzhandel zwischen dem Salzkammergut und Böhmen. Der Hauptweg führte von Passau über Grubweg, Salzweg, Straßkirchen, Waldkirchen, Böhmzwiesel, Fürholz, Grainet vorbei an den erst im 17. und 18. Jahrhundert angelegten Waldsiedlungen Leopoldsreut, Bischofsreut und Böhmisches-Röhren nach Wallern und Prachatitz in Böhmen (PRAXL 1959, S. 7 bzw. KRIECHBAUM 1938) und von dort nach Prag. Zu dieser Zeit fiel die mächtige Grafschaft Bogen (bei Straubing) an die Herzöge von Bayern, als das Geschlecht der Grafen von Bogen 1242 n. Chr. ausstarb. Erst 1517 n. Chr. folgte die Grafschaft Hals (bei Passau). Die zweite Rodungsperiode ist wieder an den Endsilben der Ortschaften kenntlich, die nun auf -ried, -mais, -schlag, -öd, -brand etc. lauten. Um 1400 ist der größte Teil des Bayerischen Waldes besiedelt (Details bei MAYR 1911 oder MUGGENTHALER 1929).

In der Neuzeit wurden auch die abgelegenen Waldgebiete zwischen Rachel und Dreissesselberg erschlossen (dritte Rodungsperiode), wobei die Endungen -häuser, -hütten, -reut üblich sind. Die Glas- und Holzindustrie nehmen ihren Aufschwung.

### c) Hinweise:

Die geologische Karte von Bayern 1:500 000 (2. Auflage München 1964) führt in die regionalen Zusammenhänge ein. An geologischen Karten 1:25 000 sind greifbar: Bl. Nittenau (1964), Bl. Regenstauf (1959) und Bl. Straßkirchen (1956), ferner eine Darstellung des Intrusivgebietes von Fürstenstein/Passauer Wald (1964)<sup>1)</sup>.

Für die Befahrung der Aufschlüsse werden topographische Karten in einem nicht geringeren Maßstab als 1:200 000 empfohlen. Die Hinweise bei den einzelnen Aufschlüssen beziehen sich auf die topographische Karte von Bayern 1:25 000. Das Bayerische Landesvermessungsamt<sup>2)</sup> gibt ferner Karten 1:200 000 und 1:50 000 heraus. Die Karten 1:100 000 liegen als mehrfarbige Wanderkarten vor (Regensburg und Umgebung, Bayerischer Wald oder FRITSCH's Wanderkarte des Bayerischen Waldes mit Wegmarkierung, die als Unterlage für die geologische Karte in diesem Heft diente)<sup>3)</sup>.

Im Text sind die Himmelsrichtungen mit E (Ost), W (West), N (Nord), S (Süd) abgekürzt. Gleichzeitig besagen diese Symbole östlich, westlich etc.. Die angegebenen Rechts- und Hochwerte beziehen sich auf die Koordinaten von GAUSS-KRÜGER (in den Gradabteilungsblättern 1:25 000). Die Streichwerte (unkorrigiert) sind stets von N über E gemessen. Wissenschaftliche Fachausdrücke sind teilweise im Text erläutert (bes. in den Beiträgen von GRAUERT, S. 34 und SCHREYER, S. 114), alphabetisch im Anhang des Führers.

<sup>1)</sup> erhältlich im Bayerischen Geologischen Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

<sup>2)</sup> 8 München 22, Alexandrastraße 4.

<sup>3)</sup> Die österreichische Geologische Bundesanstalt in Wien brachte 1965 eine geologische Übersichtskarte des östlich anschließenden Mühlviertels im Maßstab 1:100 000 heraus.

## Bau und Bildungsgeschichte des Bayerischen Waldes

VON GEORG TROLL <sup>1)</sup>

Der Bayerische Wald ist südwestliches Randgebiet der Böhmisches Masse. Diese Randlage rührt von tektonischen Bewegungen her, die entlang der Donau (Donaurandbruch) und entlang der unteren Naab (Keilberg-Naabtal-Störung) stattfanden. Erst die Erdölbohrungen der letzten Jahre zeigen eindeutig, daß das kristalline Grundgebirge sich unter dem bayerischen und schwäbischen Molassebecken nach W fortsetzt (Bohrung in der Nähe Münchens s. TEUSCHER 1964, S. 7, Bohrung Scherstetten bei Augsburg s. HOENES 1955, S. 102—136, Bohrung W Ulm s. LEMCKE 1961, S. 178). Im Nördlinger Ries kommt das Kristallin zutage, und so gilt eine Verbindung zum Südschwarzwald als gesichert. Eine neue, noch unveröffentlichte Bohrung ergab verwandtes Kristallin im Untergrund bei Zürich (freundliche mündliche Mitteilung von Prof. HÜGI/Bern).

Die kristallinen Gesteine der südlichen und südwestlichen Böhmisches Masse stellen aufgrund ihrer vergleichbaren tektonischen Prägung eine Einheit dar. Sie wird nach ihrer Lage zwischen Moldau und Donau als *Moldanubikum* bezeichnet (Suess 1903, KossMAT 1927).

Das Moldanubikum zeichnet sich trotz der z. T. großen Mannigfaltigkeit der Gesteine durch ihren weitgehend gemeinsamen tektonischen und metamorphen Bauplan aus, der auf eine lange, gemeinsame Geschichte schließen läßt.

Die Erforschung des Moldanubikums hat bisher die Entwicklung des Kristallins seit der variszischen Gebirgsbildung geklärt, so daß heute die Untersuchung älterer Strukturen und Gefüge in den Vordergrund rückt. In neuester Zeit wird versucht, ältere Komplexe mit prävariszischen Bauelementen abzutrennen bzw. den moldanubischen „Block“ weiter zu unterteilen. So hat VOLL (1960, S. 77—137) in der Oberpfalz innerhalb des Moldanubikums einen Gneiskomplex mit Granulit-Tendenz ausgeschieden (vgl. auch die Altersbestimmung in DAVIS & SCHREYER 1962), den FISCHER „Neustädter Scholle“ nennt. Die Granulite des Plansker Waldes (Blansky les) in Südböhmen oder diejenigen des Dunkelsteiner Waldes in Niederösterreich stellen nach FISCHER (1964, S. 223) wegen ihrer andersartigen Innentektonik und besonderen Widerstandsfähigkeit Scherlinge der Unterlage des Moldanubikums dar. Ihre Metamorphose soll reliktsch gegenüber der umkristallisierten Umgebung sein.

Der größte Teil des Moldanubikums besteht aus *Paragneisen* mit kalksilikatischen, amphibolitischen und quarzitischen Einlagerungen („monotone Serie“, s. DUDEK & SUK 1965, S. 149) oder einer Folge von graphitischen Gneis-, Marmor- und Amphibolitzügen mit einem starken Wechsel der Sedimentationsbedingungen („bunte Serie“, Verbreitung s. DUDEK & SUK 1965, Abb. 1). Diese Gliederung wurde von den tschechischen Geologen nach 1945 in Südböhmen aufgestellt (s. MÁŠKA u. ZOUBEK 1960). Wendet man dieses Unterteilungsprinzip auf den bayerischen Teil des Moldanubikums an, so müßte der überwiegende Flächen-

<sup>1)</sup> Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe Dr. GEORG TROLL, Institut für Gesteinskunde der Universität, 8 München 2, Luisenstraße 37.

anteil zur monotonen Serie gerechnet werden, einer prävariszischen eintönigen Sedimentfolge von unterschiedlich quarzföhrnden Grauwacken und Tonschiefern. Nur am Ostrand scheint die bunte Serie über die oberösterreichische Landesgrenze nach Bayern übergreifen (Graphitbergwerk von Kropfmühl und Marmorbrüche bei Wimhof an der Donau u. a.). Dieser Zug wird dann in der Nähe von Pleinting vom Donaurandbruch abgeschnitten. Ob am Westrand des Moldanubikums in der Oberpfalz oder im Ries noch Gesteine dieser Serie auftauchen, ist ungewiß. Die dort vergleichsweise höhere Metamorphose verwischt die Seriengrenzen stärker, als dies in Böhmen der Fall ist.

Über das Alter der Sedimentation der moldanubischen Serien sind schon viele Ansichten geäußert worden (so z. B. von BEDERKE 1956). Eine historische Zusammenstellung der Auffassungen geben DAVIS & SCHREYER (1962, S. 151, Tab. 1). Die Einstufung der Sedimente ins Algonkium läßt sich durch viele Beobachtungen, besonders im Vergleich mit der böhmischen Ausbildung des Moldanubikums, stützen. Dabei bleibt Streitfrage, inwieweit sich das spilitföhrnde Algonkium Mittelböhmens mit Teilen des Moldanubikums lithologisch, mineralfaziell und tektonisch verbinden läßt. VEJNAR (1965, S. 106), der Regionalbearbeiter des strittigen Gebietes in der Umgebung von Domažlice (Taus), tritt dafür ein, daß zwischen dem mittelböhmischen Algonkium und den westlich anschließenden moldanubischen Serien Übergänge vorhanden sind, die allerdings teilweise durch verschiedene Auswirkung von Metamorphose und Magmatismus gestört sein können.

G. FISCHER (1965, S. 223) betrachtet das Moldanubikum als die Unterlage des böhmischen Algonkiums, da er die NE- bis NNE-streichenden und sehr steil nach NE eintauchenden Faltenachsen für eine älteste Tektonik hält, die dem Algonkium fremd ist. Schwierig ist auch die Deutung der quarzitföhrnden Glimmerschiefer des Künischen Waldes (Královský hvozď), die VEJNAR (1965, S. 105 f., obere Serie) als nachspilitisches Algonkium einstufen möchte, von FISCHER (1965, S. 223) jedoch auch präalgonkisch angesehen wird. Einig sind beide Ansichten darin, daß sie diese Region als das Dach des Moldanubikums deuten. DUDEK & SUK (1965, S. 149) folgern aufgrund der böhmischen Entwicklung des Moldanubikums, daß die bunte Serie aus der liegenden monotonen Serie hervorgehe.

Ein weiteres Problem, über das die Meinungen weit auseinandergehen, bleibt das Alter der Metamorphose, obgleich in jüngster Zeit absolute Altersdatierungen an Zirkonen und Glimmern gezeigt haben, daß die letzte Faltung und Anatexis mit Sicherheit der variszischen Gebirgsbildung zuzuordnen sind (DAVIS & SCHREYER 1962). Ob zu Beginn dieser Gebirgsbildung die moldanubischen Gesteine bereits metamorph waren, ist noch unbekannt. Jedenfalls haben die katazonalen Gneise vor Erreichen ihres heutigen Gefüges ein Glimmerschieferstadium durchlaufen (vgl. FISCHER 1939, S. 306 f.). Eine kaledonische Falten tektonik wird aus vergleichend-regionalen Gesichtspunkten abgelehnt. So sind augenblicklich die Wirkungen der tektonischen Phasen vor dem Erdaltertum, in erster Linie diejenigen der assyntischen Ära, Gegenstand der Diskussion. Nimmt man assyntische Gebirgsbildung an, entfällt jedes paläozoische Alter der Sedimentation, wie es für das metamorphe Saxothuringikum der Oberpfalz N VOLL's Luhelinie (1960, S. 361—367) höchstwahrscheinlich zutrifft.

Parallelisiert man das Moldanubikum mit dem innerböhmischem Algonkium, nähme die Metamorphose von N nach S stark zu. Nach neueren Forschungen besteht dagegen kein Einwand. Eine dritte Möglichkeit wäre ein präalgonkisches Alter der moldanubischen Serien, so daß eine präkambrische Polymetamorphose denkbar ist.

Die Forschungsarbeit der letzten Jahre im bayerischen Raum befaßte sich eingehend mit der letzten, z. T. tiefgreifenden *Anatexis*. Ihr wechselndes Ausmaß im Bayerischen Wald wurde durch die Arbeiten FISCHER's und seiner Schüler bekannt (s. Literaturverzeichnis). FISCHER erkannte schon 1939 (S. 312 und S. 333), daß die Gneiswerdung des Moldanubikums nicht ein Vorgang in großer Tiefenlage, sondern in seichter bis höchstens mittlerer Tiefenlage während starker Durchwärmung (Stabilitätsfeld des Cordierits) war. Ganz allgemein nimmt die Durchwärmung von N nach S zu (so auch in Böhmen, vgl. DUDEK & SUK 1965, S. 152 und Abb. 3). Dieses allgemeine Bild wird durch verschiedene Sonderfälle abgewandelt. So bildeten die Pfahlzonen (Störungszonen des Bayerischen Pfahls und die meist mehr oder weniger parallel verlaufenden Zonen der sog. „Nebenpfähle“), oftmals die Wege für aufsteigende Eruptivmassen oder Zonen erhöhter Durchwärmung und kräftiger Alkalimigration (Palite etc.). Sicher waren die Bewegungen längs dieser Zonen (der Pfahl selbst ist 130 km lang) nicht allorts gleich stark und wechselten auch zeitlich in ihrer Intensität.

Die Sedimentauflage der Bodenwöhrer Senke auf Kristallin spricht dafür, daß die NW—SE-gestreckten Bruchschollen an den gleichgerichteten Störungszonen (vor allem am Pfahl und Donaurandbruch) antithetisch gekippt sind. Dabei lag die größere Sprunghöhe jeweils im S. Die Anlage der Pfahltektonik reicht vor die Intrusion der sudetischen Granite zurück, wahrscheinlich bis ins Unterkarbon. Zeiten stärkerer Bewegungen waren das Oberkarbon, da bereits in den Rotliegendesedimenten (Pingarten N Bodenwöhr und an der Walhalla) Granitgerölle nachzuweisen sind, dann die Oberkreide (TILLMANN 1959) und das Tertiär (WURM 1932, FISCHER 1939 u. a.), worauf die heutige Morphologie zurückgeht.

DUDEK & SUK (1965, S. 1—19) versuchen, das Tiefenrelief der granitischen Körper zu rekonstruieren. Ein Maß für die Mächtigkeit der denudierten Gesteine erhalten sie (1965, S. 157 f.) im Vergleich mit der Entwicklung des böhmischen Mesozoikums und Tertiärs. In Analogie zum Erzgebirge schätzen sie die postkarbonische Denudation auf 1500 m.

Die geologische Gliederung lehnt sich an die morphologische und landeskundliche an. Man unterscheidet Vorderen und Hinteren Wald. In der Geschichte der Erforschung nehmen Regensburger und Passauer Wald insofern eine Sonderstellung ein, als ihr abwechslungsreicher Gesteinsaufbau die Geologen schon lange angezogen hat, obgleich tiefgründig zersetzte Rumpfflächen weite Teile dieser Gebiete einnehmen.

Auf einer geologischen Übersichtskarte<sup>2)</sup> tritt der Regensburger Wald<sup>3)</sup> als eine unter relativer Absenkung des nördlichen Teiles antithetisch rotierte Grundgebirgsscholle hervor, die im W durch die NS-

<sup>2)</sup> z. B. Geologische Karte von Bayern 1:500 000 (2. Auflage), München 1964.

<sup>3)</sup> vgl. die Beiträge des 2. Teils, Geologica Bavarica Nr. 59 (erscheint 1968).

streichenden Störungen (Keilberg-Randbruch) gegen den Fränkischen Jura, im S durch den 200 m—300 m hohen Steilabfall des Donaurandbruches und im N durch die vorwiegend klastischen Sedimente des Permotrias, des Jura und der Kreide (Bodenwöhrer Senke) abgegrenzt wird. Die moldanubische Paragneisserie tritt im Regensburger Wald, der während der variszischen Gebirgsbildung (nach absoluten Altersbestimmungen vor ca.  $310 \cdot 10^6$  a) migmatisch stark aufgeheizt worden war, räumlich gegenüber den Kristallgraniten I (grobkörnige porphyritische Granite) zurück, welche im Zusammenhang mit der Diatexis und Palingenese entstanden. Ein großer Teil der Paragneise erhielt dabei den Habitus von „Körnelgneisen“ (das sind anatektische Gneise, die durch große Kalifeldspatblasten ausgezeichnet sind). Die anatektischen (nebulitischen und alkaliserten) Gneise bilden als breite, NE-streichende Züge, in denen die Schieferungsflächen nach NW fallen, zusammen mit den dazwischenliegenden Gebieten von Kristallgranit I eine südvergent gefaltete Reihe von Gneismulden (Kirchberger Gneiszug nach FISCHER 1959, Wenzelbach—Altenthann—Wulkersdorfer Gneiszug nach VÖLGER 1956/58 und ANDRITZKY 1962, Traschinger Gneiszug nach FISCHER 1959 und der Wörth—Falkensteiner Gneiszug nach HERGET 1963) und Granitsätteln. Die von der Anatexis geschonten Gneise sind Cordierit-Sillimanit-Gneise und amphibolitführende Bändergneise, die z. T. in scharfem, kaltem Kontakt zum Kristallgranit I stehen (KRAUS 1962), zum anderen in diesen übergehen, wie es ANDRITZKY (1962) zeigt.

Nach Abklingen der Anatexis sind Quarzglimmerdiorite in N- bis NNE-gerichteten Fugen aufgestiegen. Die Mächtigkeit der Gangzüge oder auch nur kurzen Gänge schwankt stark. Ihre schmelzflüssig-intrusive Platznahme ist belegt durch das Abschneiden der Gneisschieferung und der Fluidalregelung des älteren Kristallgranits I, durch die Aufnahme von Gneisschollen, durch feinerkörnige Erstarrungsstruktur am Salband und durch mikroskopische Gefügemerkmale (Zonarbau der Plagioklase etc.).

Die Quarzglimmerdiorite werden wieder von einer jüngeren Granitgeneration, die kontaktnah als feinkörniger porphyrischer Granit, kontaktferner als grobkörnig-porphyrischer „Kristallgranit II“ erstarrt ist, durchschlagen und dabei intensiv korrodiert, z. T. sogar schlierig aufgelöst (vgl. FISCHER 1959, Abb. 2—4 und Taf. 2 und 3). Diese Granitgeneration folgt in ihrer Verbreitung weitgehend den Dioritzügen, indem sie diese aus ihrem Verband herauschält. Die feinkörnigen Abarten des Kristallgranit II leiten stellenweise über zu den Porphyren (Pinit- und Quarzporphyre, die sog. „Regenporphyre“ C. W. VON GÜMBEL's), die in hundert Meter- bis mehrere Kilometer-langen, nahezu NS-streichenden Gängen vorwiegend am W-Rand des Regensburger Waldes auftreten (LEHNER 1915, BAUBERGER 1960) und damit auf ein frühes, vielleicht bereits spät-variszisches Aufleben der Naabtal-Störungslinie (Keilberg-Bruchlinie) deuten. Ebenfalls in den Ausklang der variszischen Orogenese dürfte in Verbindung mit einer starken Hebung des Regensburger Waldes die erste Anlage verquarzter Mylonit- und Brekzien-Zonen (vor allem am Donaurandbruch) und vielleicht auch der ersten Flußspatgänge fallen, die zum größten Teil jedoch in Analogie zu den Wösendorfer Gängen im Nabburger Gangbezirk in die Post-Unterrotliegend-Zeit eingestuft werden (RIEDEL 1954, S. 314—317). Im Rotliegenden scheint nur am Südrand der Scholle, im Bereich des heutigen

Donaustauer Rotliegend-Grabens, sedimentiert worden zu sein. In der Permotrias und Trias wurden klastische Sedimente (Arkosen und Sande) auf der Nordabdachung der Kristallinscholle abgelagert. Von da ab blieb der Raum des Regensburger Waldes im wesentlichen ein Hochgebiet, wenn auch zur Jura- und Kreidezeit zumindest Teile von ihm vom Meer überflutet wurden (v. AMMON 1975, POMPECKJ 1901, WANDERER 1906, PUTZER 1939, HÖRAUF 1959, TROLL 1960, SCHRÖDER 1962 befaßten sich mit den Juraablagerungen, TRUSHEIM 1936 und TILLMANN 1964, S. 141—161 mit der Kreide).

Die Ostgrenze des Regensburger Waldes ist durch die Stallwanger Furche (FISCHER 1939) gegeben, die durch eine von S eingreifende Tertiärbucht (Obermiozän von Hundersdorf) gekennzeichnet ist (heutige Talläufe der Kinsach und der Mehnach).

Der Passauer Wald<sup>4)</sup> umfaßt die Berge nördlich der Donau zwischen der Hengersberger Tertiärbucht im W, der österreichischen Landesgrenze im E und dem Pfahl im N<sup>5)</sup>.

Geologisch sind es einmal die Graphitgneise des Kropfmühler Bezirks (TEUSCHER 1965 u. a.), zum andern die Plutone (CLOOS, H. 1927 u. a.), welche den Passauer Wald bekannt gemacht haben. Die moldanubischen Gneise sind im Passauer Wald lithologisch vielfältiger, was die „bunte Serie“ (Kropfmühler Serie) im SE anzeigt, aber auch die nördlich und nordwestlich anschließende Serie (Gebiet zwischen den beiden großen Massiven des Saldenburger und Hauzenberger Granits im Ilzgebirge) ist reich an basischen Einlagerungen von Amphiboliten und Serpentiniten (ehemalige Ophiolitserie?). Die Metamorphose dieser Gneise ist höher als die der Kropfmühler Serie. Sie hat vor allem migmatische Gesteine von phlebitischer und stromatitischer Textur geschaffen. Außerdem sind größere Teile von einer Alkalisierung betroffen worden, die aufgrund einer diffusiven Lösungsfront von unten her die Diatexite und Migmatite ergriffen hat, so daß die Perlgnese (Metablastite) alle Übergänge bis zu palingenen Graniten (Migmagranit s. SCHREYER 1962, S. 35—38) durchlaufen. Ferner bildeten sich „Körnelgnese“ wie im Regensburger Wald aus, die ohne scharfe Grenze in die Palite südlich des Pfahls übergehen. Die Palite (FRENTZEL 1911) führen als Zeichen gemeinsamer Herkunft die zahlreichen amphibolitischen Einschlüsse. Durch die starke Magmatisierung im Sinne WEGMANN's (1936) mit einem regelrechten Hof abnehmender Intensität und die gleichzeitige Alkalisierung während der variszischen Gebirgsbildung sind die älteren Strukturen z. T. verwischt. Immerhin lassen sich N- bis NE-streichende und -tauchende Faltenachsen erkennen, die von den jüngeren SE-Achsen (meist schwach SE-tauchend) überprägt werden. Die SE-Tektonik mag mit der Migmatisierung parallel laufen. Das Alter der N- und NE-Strukturen ist noch strittig. Die Vergenz der herzynischen Achsen ist vorwiegend S bis SW.

<sup>4)</sup> vgl. die Beiträge von DOLLINGER, S. 145 und S. 169; SCHREYER, S. 114 und TROLL, S. 108 und S. 133.

<sup>5)</sup> Dabei wird das Gneisgebirge längs der Donau auch als Donaugebirge (bei GÜMBEL auch Gaissagruppe, 1868, S. 575—581) bezeichnet. Die tertiärbedeckten Höhen S und SW Passau mit Kristallinaufschlüssen in den Talfurchen (STADLER 1926) werden Neuburger Wald genannt (WINEBERGER 1851, GÜMBEL 1868, S. 581—583).

Der mittlere Vordere Wald<sup>6)</sup> ist der Raum zwischen Regensburger Wald und Passauer Wald (von C. W. v. GÜMBEL 1868, S. 569—575) erstmals als Hirschensteingruppe beschrieben. Im S berührt er die Donau zwischen Stallwanger Furche und Hengersberger Tertiärbucht, im E umfaßt er noch die Höhen des Sonnenwaldes und im N reicht er bis zum Pfahl. Das Gebiet wird fast ausschließlich von katazonalen Gneisen eingenommen. Vorwiegend sind sog. Perlgneise, d. h. Plagioklas-Biotit-Metablastite vertreten, die aber meist noch eine deutliche herzynische Schieferung erkennen lassen. Die eintönige Serie mit untergeordneten amphibolitischen und kalksilikatischen, z. T. auch quarzitischen und Biotit-Plagioklas-Gneis-Einlagerungen hat reinen Paragesteinscharakter. Aus ihr entwickeln sich NW—SE-gestreckte, bis mehrere Kilometer breite Zonen von Paragranodioriten (1961 von LIST als ‚Granodiorite‘ bezeichnet), die von LIST als transformistisch granitisierte Metablastite gedeutet werden. Es sind damit nicht die „Ödwieser Granite“ GÜMBEL's (1968, S. 283—286 und S. 573) gemeint, welche eigene Körper bilden. Inwieweit die Paragranodiorite genetische Analoga der Körnelgneise sind, bleibt dahingestellt. Reliktisch treten in den Perlgneisen noch Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneise auf. Diskordante Granite sind im wesentlichen auf drei Gebiete beschränkt: Mettener Granitmassiv (SCHREYER, dieses Heft, Aufschluß Nr. 20—24), Kaußinger Granitmassiv (DÜRR, dieses Heft, Aufschluß Nr. 38) und Patersdorfer Granitgänge (LIST, dieses Heft, Aufschluß Nr. 29).

Der Hintere Wald<sup>7)</sup> besitzt natürliche Grenzen im bayerisch-böhmischen Grenzkamm, in der Pfahllinie und in der Cham-Further Senke. Seine Morphologie ist deutlich vom Vorderen Wald verschieden. Einheitliche NW—SE-gerichtete Bergketten wechseln mit breiten Paralleltälern. Es sind dies in Pfahlnähe das Tal des Schwarzen Regen, zwischen Grenzkamm und Arber-Kaitersberg-Zug das Tal des Weißen Regen und zwischen beiden die „Rundinger Zone“ FISCHER's (1939, S. 292), die im Kaitersbach- und Zeller Tal von Bodenmais nach Kötzing verläuft. Diese großen Einschnitte sind zweifelsohne tektonischen Ursprungs und jünger als die ältere NS-Entwässerung. FISCHER wies nach, daß sie wechselnd mächtigen, bis zu 1 km breiten blastomylonitischen Gneisen folgen, oftmals Pfahlquarzgänge führen oder als Förderzone für granitische Magmen gedient haben, die dann durch spätere Bewegungen meist zu Flasergraniten umgeformt wurden (FISCHER 1939, S. 300).

Die Gebirgskämme sind vorwiegend aus metatektischen Paragneisen aufgebaut, die nach N in Glimmergneise und Glimmerschiefer übergehen, denen quarzitisches Züge (Osserquarzite) eingeschaltet sind. Das Glimmerschiefergebiet (vgl. Karte) wird allgemein als das Dach der metatektischen Gneise (Arbergneise und Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneise) aufgefaßt. Nur der Gebirgsstock des Hohen Bogen besteht nicht aus Gneisen und Schiefen, sondern gehört zum Gabbroamphibolitmassiv von Neukirchen b. Hl. Blut (FISCHER 1930).

Das Gabbromassiv (vgl. Geol. Karte 1 : 500 000 von Bayern), das von der variszischen Gebirgsbildung wechselnd stark, vor allem längs den Rändern deformiert wurde, besitzt wohl frühvariszisches Alter (FISCHER 1930, S. 336 und 375),

<sup>6)</sup> vgl. die Beiträge von DÜRR, S. 94; LIST, S. 86 und SCHREYER, S. 77.

<sup>7)</sup> vgl. die Beiträge von MADEL, S. 67 und TROLL, S. 53 in diesem Heft.

da aus regional vergleichenden Gesichtspunkten ein höheres Alter sehr unwahrscheinlich ist. Die Grabbroamphibolitmasse hat sich bei der variszischen Tektonik relativ starr verhalten und ist nach SW auf die Rahmengesteine aufgeschoben worden (tektonischer Kontakt, vgl. FISCHER 1930, S. 333—337). In den Gneisen des Hinteren Waldes sind euxinische Sedimente eingeschaltet, die u. a. den Silberberg bei Bodenmais aufbauen. Es hat sich dort eine metamorphe Magnetkieslagerstätte herausgebildet, die während der letzten fünf Jahrhunderte wechselweise auf Eisen und Silber abgebaut wurde.

HEGEMANN & MAUCHER (1933 und 1934) untersuchten die Lagerstätten erzmikroskopisch, SCHRÖCKE (1955 und 1958) gefügekundlich. SCHREYER, KULLERUD & RAMDOHR (1964) fanden mit Hilfe von verschiedenen geologischen Thermometern, daß das Wärmemaximum der Metamorphose der Lagerstätte Bodenmais  $730^{\circ}\text{C}$  bei 3000 atm. betragen habe, was einer Tiefe von ca. 11 km entspreche. Leider ist der gesamte Bergbau im Hinteren Wald (einschließlich des Flußspatgangvorkommens von Buchet bei Lahm) stillgelegt, so daß geologische Exkursionen nur noch die Halden aufsuchen können.

Ein paar Worte über den Pfahl: Er bildet die stärkste morphologische und geologische Grenze zwischen den NW—SE-gestreckten Gebirgseinheiten, die starr wie große Bretter germanotyp gegeneinander bewegt wurden (im Gegensatz zu den bruchärmeren Aufwölbungen des Passauer Waldes, des Mühlviertels und vor allem des Sauwaldes). Der Pfahl ist eher eine Zone als eine schmale Trennlinie, da seine mylonitischen und blastokataklastischen Begleitsteine eine morphologische Senke geschaffen haben. Das berücksichtigen C. W. v. GÜMBEL, indem er von der „Pfahlgruppe“ (1868, S. 504—513) spricht, und PRIEHÄUSSER, der die Senke zwischen Vorderem Bayerischen Wald und dem Hauptgebirgszug als „Inneren Wald“ bezeichnet. Zu Beginn dieses Jahrhunderts bürgerte sich auch der Name „Pfahlgebirge“ ein. Der Pfahlquarz kann als bloßgelegte Wurzel eines hydrothermalen Gangs verstanden werden, dessen ehemals reichere Mineralführung sich in einem höheren, heute bereits abgetragenen Stockwerk befand. Der Pfahl hat unter den europäischen Gebirgen nicht seinesgleichen und wird daher markantes und einzigartiges Ziel jeder Exkursion in den Bayerischen Wald sein.

## Die blastokataklastischen Kristallingesteine der Stallwanger Furche, Bayerischer Wald

VON GEORG TROLL<sup>1)</sup>

Mit 8 Abbildungen und 1 Tabelle

Der Regensburger Wald, morphologisch eine jungtertiäre Rumpffläche, ist vom mittleren Vorderen Bayerischen Wald, dem Teil südlich der Pfahllinie, durch eine Schar von mehr oder weniger parallel verlaufenden (N 160 E) Störungen geschieden, die als sog. Nebenpfähle den Pfahlbewegungen zugeordnet sind. FISCHER (1939, S. 73) nannte den von diesen Störungen zerstückelten Grundgebirgssstreifen von wechselnder, maximal 12 km Breite zwischen Straubing im Süden und dem Pfahl im Norden nach dem Ort Stallwang am Kinsachflüßchen aufgrund seiner morphologischen Erscheinung „Stallwanger Furche“. Die Breite ist durch die Luftlinienentfernung der beiden randlichen Hauptlinien gegeben: a) die Zone von Rattenberg im E und b) die Bewegungszone von Pilgramsberg im W. Es besteht keine klar ersichtliche Beziehung zwischen Tektonik und Morphologie. Die tektonischen Linien der Stallwanger Furche sind gegenüber der Pfahlerstreckung von N 120 E alle mehr oder minder N 160 E gerichtet, während die Entwässerung des Gebirges und die gegen die Donau zunehmende Sedimentbedeckung in NS-gerichteten Rinnen verlaufen, was FISCHER (1939, S. 57) als Folge einer morphologischen NS-Abdachung des Vorderen Waldes während des Oligozäns erklärt. Die Ausbildung der Störungszonen ist wechselnd. Breiter angelegte Zonen zeichnen sich stets durch stärkere Blastese und Rekristallisation anstelle einer Diaphthorese aus. Das weist auf eine Umformung des Kristallins in früherer Zeit (Ausgang der Variszischen Ära) und auf ein tieferes Niveau dieser Vorgänge hin. Nun sind die jeweils älteren Vorgänge gerne von den jüngeren, wie Kataklastik und Mylonitisierung, überprägt und diese wieder von Pfahlquarzgangfüllungen, Kluft- und Harnischbildungen. Doch aufgrund der Tatsache, daß die Bewegungszone so breit angelegte (bis km-Breite) Wurzelzonen besitzen, sind wir heute in der Lage, die verwickelten, teleskopartig ineinandersteckenden, zeitlich jedoch oft deutlich getrennten Vorgänge weitgehend zu entwickeln und sie trotz des in diesen Schwächezonen besonders häufigen Magmenaufstiegs mit Hilfe des regionalen Vergleichs in ein Zeitschema einzupassen. Das gelingt, wie gesagt, nur dadurch, daß die Zeugen jüngeren Geschehens räumlich wesentlich geringere, vor allem schmalere Ausmaße haben, so daß die altverformten Gesteine von den jeweils jüngeren Bewegungen teilweise verschont wurden. Ein weiteres schwieriges Problem ist das des Stoffhaushalts in solchen Tiefenzonen. Wir sind vor allem in pfahlnahen Gneisgebieten zu der Auffassung gelangt, daß Stoffwanderungs- und Stoffaustauschvorgänge hier eine entschieden größere Rolle gespielt haben als in den Gneisen, die dem Pfahl ferner liegen. Besonders wechselvoll ist naturgemäß die Verbreitung von Alkalien und Kieselsäure.

<sup>1)</sup> Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe Dr. GEORG TROLL, Institut für Gesteinskunde der Universität, 8 München 2, Luisenstraße 37.

Eine Gliederung der Vorgänge ergibt etwa folgendes schematische Bild:

Zeit	Vorgänge	Gesteine
präkambrisch	Sedimentation	Grauwacken, Tone etc.
assyntisch	Tektonik I (Faltung) (? Anatexis I)	Schiefer (? Glimmerschiefer)
kaledonisch	?	?
variszisch	(? Anatexis I)	(? Glimmerschiefer)
variszisch	Anatexis (? II) (Metablastesis, Metatexis)	Biotit-Plagioklas-Paragneise <sup>2)</sup>
variszisch	Diatexis (Alkalisierung)  Palingenesis	Körneltgneise, homogene Diatexite Kristallgranit I, Palite, Granodiorite nach LIST (1961)
Hiatus mit Tiefenblastomylonitisierung (Anlage bzw. Ausformung der herzynischen Störungszonen wie Pfahl etc.)		
variszisch (bretonisch bis sudetisch)	Plutonismus	Quarzglimmerdiorite Granodiorite Granite (incl. Ganggefölgenschaft)
(saalisch bis pfälzisch)	Blastokataklase und Blastomylonitisierung	Ortho- und Para- blastomylonite etc.
Hiatus mit hydrothermalen Bildungen		Quarzgänge (z. T. auch Flußspat und Schwerspat)
bis mesozoisch und tertiär	diaphthoritische Katakla- se und Mylonitisierung  Pfahlquarzzufuhr	Winzergneise, Winzerg Granite und Mylonite Bayerischer Pfahl und Nebenpfähle

## 1 Der große Steinbruch von Rattenberg

Firmenbezeichnung „Steinindustrie Rattenberg Mösö & Raab“, Werk N Bahnhof Rattenberg/Bl. Englmär Nr. 6942. Er liegt genau auf der Blattgrenze zu Blatt Miltach Nr. 6842, Zugang zum Bruch von Blatt Miltach (R 45 55,15; H 54 40,40):

Der Steinbruch hat seine Haupterstreckung in NS-Richtung und mißt darin über 200 m. Nach E und SE gegen den Hochberg (P. 555,6 m) bildet er eine 40 bis 60 m hohe Wand, die talwärts nach den anderen Seiten hin bis auf 10 m über der Bruchsohle sinkt. An den niedrigsten Stellen im NNW (Bruchzugang) und im W ist sie unterbrochen. Seit 1964 wird eine tiefere Bruchsohle aufgeföhren.

Da die Schieferungsflächen, die von mehrmaligen Bewegungen ziemlich einheitlich geschaffen wurden, N 160 E streichen und mit 70° nach ENE einfallen, geben die N- und S-Wand des Bruches, die das Gestein senkrecht zum Streichen schneiden, den besten Einblick in den Bau der tektonischen Serie. Abb. 1 zeigt

<sup>2)</sup> Lagen-, Bänder- und Zeilengneise als Altbestand in metatektischen Cordieritgneisen und Biotit-Plagioklas-Gneisen.

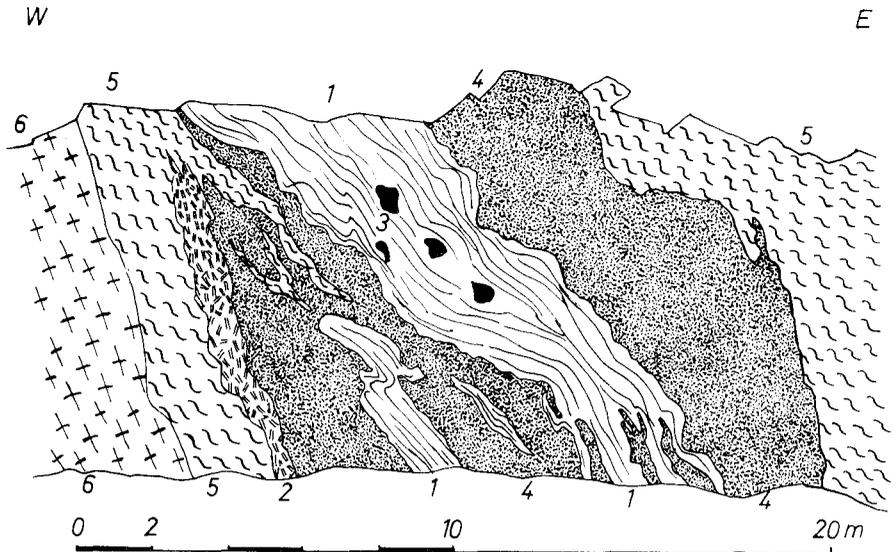


Abb. 1. Steinbruchwand im Norden des Rattenberger Bruches (Stand von 1962): 1) heller Orthogneis (strichliert), 2) Palit (Doppelstriche), 3) Amphibolitschollen (schwarz), 4) Quarzglimmerdiorit (punktiert), 5) blastokataklastischer Granit oder Flasergranit (Schlängellinien), 6) durchbewegter Granit (mit Kreuzen signiert), genauere Erläuterung siehe im Text. B-Achse im blastokataklastischen Orthogneis 10/5 S.

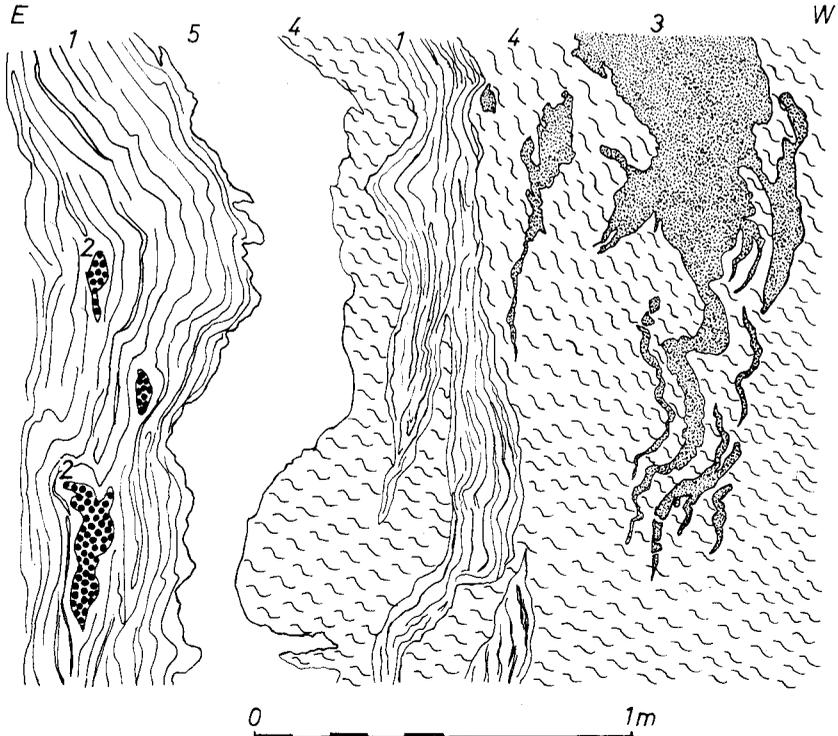


Abb. 2. Ausschnitt aus der Steinbruchwand im Süden des Rattenberger Bruches (Stand von 1964): 1) palitischer dunkler Körnelgneis (strichliert), 2) Kalksilikatschollen (mit fetten Punkten bezeichnet), 3) Quarzglimmerdiorit (fein punktiert), 4) blastokataklastischer Mischgranit oder Flasergranit (mit Schlängellinien), 5) durchbewegter Aplitgranit (weiß).

einen Bereich der Wand im N des Bruches östlich des Brucheinganges (Stand 1962), Abb. 2 einen vergrößerten Teilbereich aus dem S des Bruches (Stand 1964). Beide Partien können keine restlose Klärung der relativen Altersfolge herbeiführen, da die Kontakte tektonisch überprägt sind. Immerhin kann man beobachten, daß alte sedimentäre Relikte wie Kalksilikatschollen und Amphibolite neben neuerdings hier erstmals gefundenen Serpentiniknödeln, oft in Form von „Dürnsteiner Kugeln“ (FISCHER 1930, S. 323), vorliegen, jeweils als Einschaltungen in einem blastokataklastischen Material, welches aus dem regionalen Vergleich heraus zur frühvariszischen Palingenese zu stellen ist.

Ich habe vorsorglich die hornblendeführenden Gesteine mit Syenittendenz wie bisher als Palite (seit FRENTZEL 1911) und die granitischen als Orthogneise bezeichnet, um der noch ausstehenden stofflichen Gliederung und Einordnung in die regionalen Zusammenhänge nicht vorzugreifen. Der Rattenberger Steinbruch liegt nämlich etwa an der Nahtstelle des Regensburger Waldes mit seinen ausgedehnten Kristallgranit I-Arealen (FISCHER 1959, KRAUS 1962, ANDRITZKY 1962) und dem mittleren Vorderen Bayerischen Wald, der durch genetisch und altersmäßig verwandte Gesteine wie die nach NW auskeilenden Palite FRENTZEL (1911) und die dafür einsetzenden „Granodiorite“ nach LIST (1960) und den noch nicht neu bearbeiteten „Ödwieser Granit“ v. GÜMBELS (1868) ausgezeichnet ist.

Sicherlich gehören sowohl palitische wie helle Orthogesteine, die ja beide sehr viel Kalifeldspat (bis maximal 80 bzw. 40 Vol%) führen, genetisch und

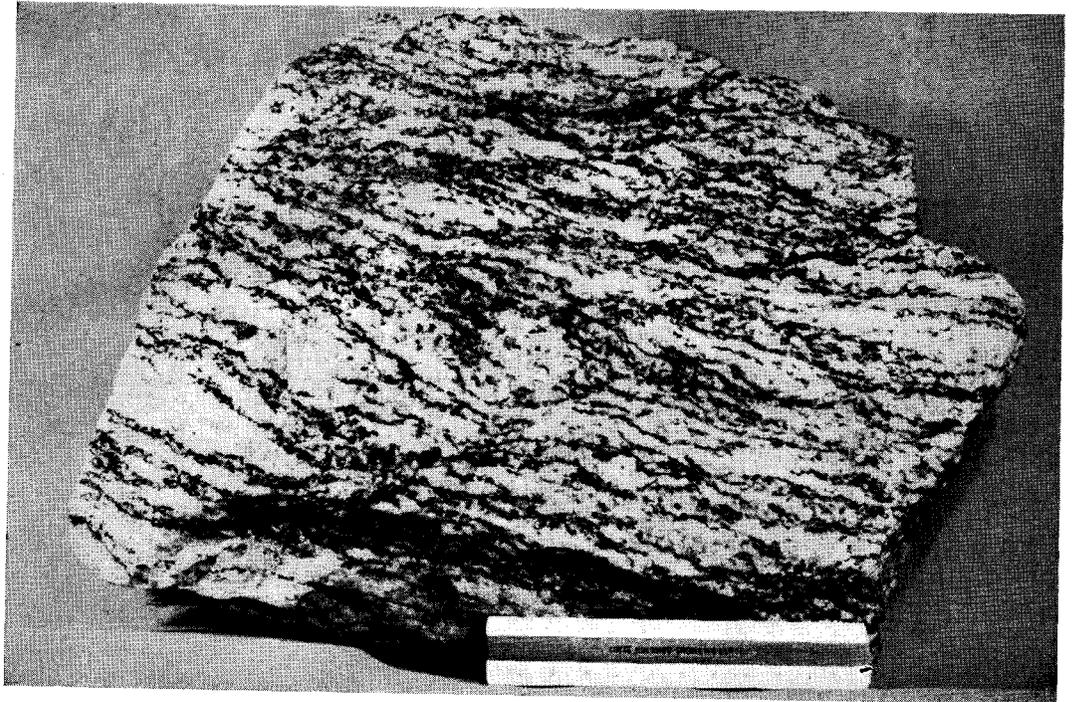


Abb. 3. Blastokataklastischer Orthogneis, ehemaliger Kristallgranit I (Maßstab 10 cm), Rattenberger Bruch.

in ihrer zeitlichen Bildung eng zusammen. Im großräumigen geologischen Verband stehen sie mit Kristallgranit I (nicht kataklastisch beansprucht) in Berührung. Abb. 3 zeigt ein Typusstück hellen blastokataklastischen Orthogneises (wohl ehemals ein Kristallgranit I).

Kristallgranit I, Palit und „Granodiorit“ (nach LIST) sind entweder palingen aus der näheren Umgebung mobilisiert worden oder doch aus größerer Tiefe als Magmen mit warmen Kontakten aufgestiegen und haben in der Paraserie Platz

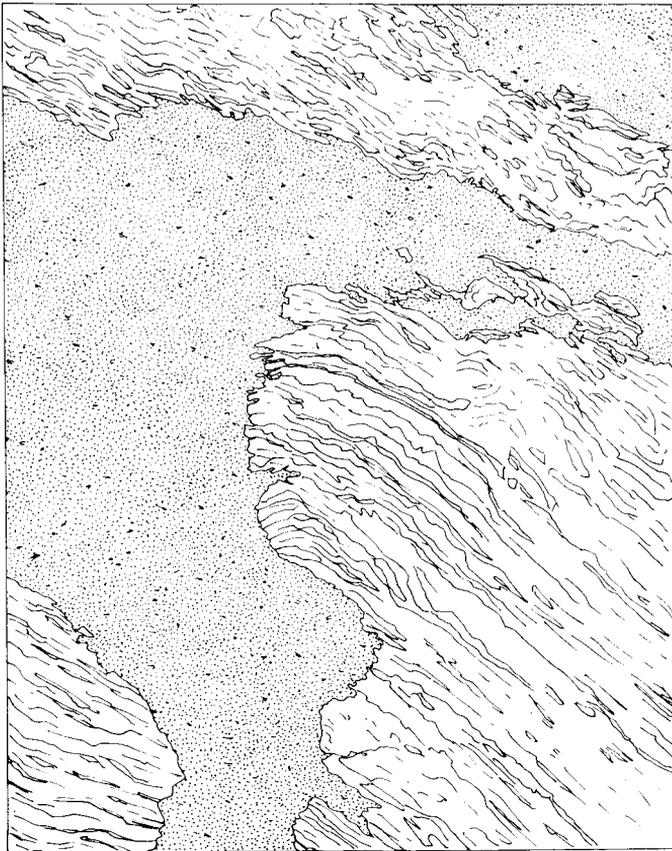


Abb. 4. Quarzlimmerdiorit mit Granitgängen, die gemeinsam blastokataklastisch verformt sind, Sibr. Rattenberg. (Maßstab 10 cm)

genommen, die kurz vorher oder währenddessen in anatektische Gneise umgeformt wurde. Sie liegen als Biotit-Plagioklas-Gneise oder Cordierit-Gneise vor, die in der Umgebung des Rattenberger Bruches, also südlich des Pfahls, meist als Plagioklasmetablastite („Perlgneise“ v. GÜMBELS 1868 und FISCHERS 1959, S. 11) ausgebildet sind. Solche Perlgneise treten am Brucheingang auch in blastokataklastischer Überprägung auf und erscheinen dadurch wesentlich dunkler als im unverformten Zustande. Wechselnd ist der Gehalt an Kalifeldspat in den Gneisen, je nach der Stärke der Kaliumdiffusion während der Anatexis (Körnelgneis).

Paraserie und frühvariszische Orthogesteine wurden dann entlang mehrerer schmaler Züge der Stallwanger Furche wie denen von Rattenberg tiefenblastomylonitisch bzw. blastokataklastisch umgewandelt, ehe nach Abklingen der anatektischen PTX-Bedingungen der diskordante Plutonismus (s. Abb. 5) der reinen Intrusivmassive einsetzte.

Vorläufer der Granite bildeten regional im gesamten Vorderen Bayerischen Wald Quarzglimmerdiorite (s. FISCHER 1959 und TROLL 1964). Im Gebiet der



50 cm

Abb. 5. Blastokataklastischer Kristallgranit I, der diskordant von Quarzglimmerdiorit (punktiert) mit Plagioklas-Einsprenglingen (angedeutet) durchschlagen und dann einer weiteren Durchbewegung unterworfen wurde. Stbr. Rattenberg. Vgl. Abb. 4 und 5!

Stallwanger Furche waren ihre Intrusionen entlang den Schwächezonen begünstigt. EL-GABY (1962) beschreibt N 120—160 E-streichende Quarzglimmerdiorit-Gänge von Blatt Roding (Nr. 6841) zwischen Michelsneukirchen und Schorndorf, die aber nicht durch Steinbrüche aufgeschlossen sind. Im Rattenberger Bruch nehmen sie trotz mengenmäßig untergeordneter Verbreitung eine beherrschende Rolle ein, da sie, als vormals einige Meter breite Gänge, vielfach zerschert sind und so alle Gneise und Granite begleiten.

Sie werden wieder von jüngeren granitischen Gängen mit verschieden starker Durchbewegung (Flasergranite etc.) durchbrochen, die in oft noch schmalere Bahnen eingedrungen sein müssen. FISCHER (1939, S. 295) beschrieb solche tektonisch beanspruchten und durchbewegten Flasergranite erstmals im Chamer Raum und nannte die dort nach dem Vorkommen am Katzberg „Katzberggranite“. Das innige Kontakt- und Verformungsbild der Intrusions- und anschließenden Bewegungsphase zeigt Abb. 4 (Quarzglimmerdiorit, der mit jüngeren Granitgängen zerschert wurde). Im Vergleich zum primären Kontakt von Graniten zu älteren Quarzglimmerdioriten (FISCHER 1959, Taf. 2; TROLL 1964, Abb. 8 und 9) haben hier die tektonischen Kontakte anstatt runder, schaliger Kontaktgrenzen länglich ausgezogene und ausgespitzte Formen von Dioritkörpern (s. Abb. 2) geschaffen. An diese Magmenförderungen schließen dann nur noch Nachphasen von Aplitgraniten (vgl. Abb. 2), von Apliten und seltener Pegmatiten an, die im Steinbruch als scharfe, meist weniger scharf beanspruchte Gänge von cm- bis m-Dimension mit herzynischem sowie variszischem Gangstreichen durchsetzen. An den variszischen Gängen ist die geringere Durchbewegung gegenüber Diorit und Flasergranit deutlich. Der in Abb. 1 beobachtete durchbewegte Granit im W ist möglicherweise nur eine etwas geschonte Partie des Flasergranites.

## Zur mikroskopischen Kennzeichnung der Rattenberger Gesteine

### 1. Blastokataklastische Kristallgranite I (incl. Palite und helle Orthogneise):

Diese Gesteinsgesellschaft fällt durch ihre für Orthogneise erstaunliche stoffliche Variationsbreite auf, die aber infolge des durch die Palingeneese vereinheitlichten Habitus sehr zurücktritt. Der Habitus wird durch das Wachsen von Großfeldspäten (bis 12 cm Länge der Tafeln) hervorgerufen, wie sie KRAUS (1962) von Bl. Donaustauf (Nr. 6939) untersucht hat. Ein zweites Mal wurde der stoffliche Unterschied während der Durchbewegungen verwischt, wobei fast ausschließlich aus Hornblenden Biotit oder Chlorit neu kristallisierten. Im Dünnschliff zeigt sich, daß die Großfeldspäte nicht immer zum überwiegenden Teil Kalifeldspäte sind, sondern daß oft über cm-große Plagioklase am Gefüge beteiligt sind. Der Anorthitgehalt der optisch ziemlich einheitlichen, gut albitverzwillingten großen Plagioklaskörner beträgt um  $An_{27-23}$ , was sich mit den Angaben von KRAUS (1962, S. 369) deckt. Die Schwankung des Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnisses in den Kristallgranit I-Palit-Gesteinen rührt vor allem von der starken Schwankung des modalen Kalifeldspatanteils her. Der ältere Plagioklas besitzt oft hypidiomorphe Grenzen, der Kalifeldspat dagegen verzahnende Grenzflächen (vgl. dazu auch KRAUS 1962, Abb. 2). In stark zerscherten Partien liegen die großen Plagioklase und Kalifeldspäte (mit beginnender Mikroklingitterung) in einem rekristallisierten Quarz-Pflastergefüge. Die Quarze löschen darin oft nur schwach undulös aus und sind oft nur mäßig geregelt, was dafür spricht, daß die Beanspruchung in den früh- bis mittelvariszischen Magmatiten schon sehr früh bei gesteigerten PTX-Bedingungen stattfand und von der Rekristallisation im wesentlichen überdauert wurde. Das deckt sich im Geländebefund mit der Beobachtung, daß sie im

Vergleich zu den Dioriten und postdioritischen Graniten stärker, d. h. bei den innigen Kontakten (s. Abb. 2) auch schon früher tektonisch verformt wurden. Der Biotit mit einem Pleochroismus von Rostrot ( $n_z$ ) zu Hellockergelb ( $n_x$ ) beherbergt reichlich kurzprismatische, idiomorphe Zirkone und meist xenomorphe Erzausscheidungen. Gegenüber den Zirkonen sind die Apatite meist mechanisch deformiert.

Tabelle 1: Stoffbestand der blastokataklastischen Intrusivgesteine

Anal. Nr. . . . . .	1	2	3	4
Schliffnr. . . . .	4275	Sta 1	Sta 6	Milt. 1
Quarz . . . . .	27,8	27,9	28,6	36,6
Plagioklas . . . . .	31,9	43,8	39,0	22,5
Kalifeldspat . . . . .	3,5	1,0	12,2	31,8
Biotit . . . . .	33,6	23,3	19,0	8,2
Erz . . . . .	1,7	1,6	0,4	0,6
Apatit . . . . .	1,3	2,1	0,8	0,2
Zirkon, Orthit . . . . .	0,2	Zirkon < 0,1	Zirkon < 0,1	0,1
Titanit . . . . .	—	0,3	—	—
Punkte . . . . .	4500	3390	2234	3558

Anal. Nr. 1: Quarzglimmerdiorit, großer Steinbruch von Rattenberg

Anal. Nr. 2: Mikrodioritische Scholle in durchbewegtem Granodiorit, Steinbruch Kirchenberg

Anal. Nr. 3: Durchbewegter Granodiorit, Stbr. Kirchenberg

Anal. Nr. 4: Durchbewegter Granit (Flasergranit), Stbr. Rattenberg

## 2. Die Quarzglimmerdiorite:

Sie sind wie die meisten Quarzglimmerdiorite des Vorderen Waldes durch dunkle Flecken ausgezeichnet, die aber unter dem Mikroskop nicht mehr als die primäre Hornblende, sondern als sekundäre Biotit-Aggregate erscheinen. Aus Tab. 1, Anal.Nr. 1 ist ihr Mineralbestand ersichtlich, nach dem sie, verglichen mit Fürstensteiner Vorkommen (TROLL 1964) am ehesten mit dem Typ des Steininger Quarzglimmerdiorits parallelisiert werden könnten, der den Prototyp für die Vorkommen im Passauer Wald darstellt. Es fällt auf, daß der Rattenberger Diorit gegenüber der allgemeinen modalen Zusammensetzung der bekannten Quarzglimmerdiorite ein Ungleichgewicht des Mineralbestands fixiert hat: sein hoher Biotitanteil gegenüber der geringen Kalifeldspatmenge einerseits und sein reichlicher Quarzgehalt andererseits legen nahe, daß folgende Verschiebungen vom ursprünglichen Gefüge stattfanden:

- a) Hornblendeauflösung bzw. -verdrängung
- b) Biotitanreicherung auf Kosten von Hornblende und evtl. auch auf Kosten von Kalifeldspat
- c) Quarzzufuhr bei der tektonischen Tiefenumwandlung (und vielleicht auch auf Kosten von Kalifeldspat)
- d) Umlösung und Neuausscheidung von Titanit oder von Erz
- e) Zersetzung von Orthit, Biotit etc.

Im großen und ganzen jedoch ist die primäre Magmenzusammensetzung erhalten geblieben und noch ablesbar.

Die hypidiomorphen Plagioklas-Einsprenglinge in der noch feineren Grundmasse bilden gedrungene, dicke Tafeln von ca. 1 mm Länge, 0,5 mm Breite und 0,5 mm Dicke. Sie sind in Abb. 5 angedeutet, da sie partienweise megaskopisch sichtbar sind. Ihr Chemismus wurde optisch an vier Einsprenglingen geprüft:

- 1) großer einheitlicher Kern  $An_{40}$ , schmaler Rand  $An_{26}$
- 2) großer einheitlicher Kern  $An_{42}$ , schmaler Rand  $An_{29}$
- 3) großer einheitlicher Kern  $An_{40}$ , schmaler Rand und Entkalkungen  $An_{27}$
- 4) großer einheitlicher Kern  $An_{30}$ , schmaler Rand und Entkalkungen  $An_{23}$

Es handelt sich um echte Einsprenglinge, deren Anorthitgehalt schon vor der Platznahme festgelegt war.

Der Kalifeldspat liegt nur in der Grundmasse als xenomorphe Körner bis 0,3 mm  $\phi$  vor. Die Biotite zeigen wechselnde Absorption je nach ihrer Erhaltung: kastanienbraun ( $n_z$ ), hellocker ( $n_x$ ), braun ohne Rotstich ( $n_z$ ), grünlich gelb ( $n_x$ ). Apatit tritt als rundliche Körner oder als feine Nadelchen auf. Orthit ist stets zersetzt, Zirkon als Säulchen (kürzer als 0,1 cm) oder hypidiomorph ausgebildet.

### 3. Die Flasergranite:

Anal.Nr. 4 auf Tab. 1 zeigt in der Zusammensetzung einen normalen moldanubischen Granit wie z. B. der Granit des Oberviechtacher Massivs (DÜSING 1959, S. 57). Allein der hohe Quarzgehalt fällt dabei etwas auf. Die gegitterten Kalifeldspäte sind kleine Porphyroklasten in einer quarzbetonten, nur gering feinerkörnigen Grundmasse. Die Plagioklase sind häufiger als Einschlüsse in Kalifeldspat, wobei sie Anorthitgehalte bis  $An_{28}$  haben können, während die Kristalle der Grundmasse nur ca.  $An_{20}$  aufweisen. Der Pleochroismus der Biotite geht von Kastanienbraun ( $n_z$ ) nach Grünlichgelb ( $n_x$ ). Zirkon ist auffallend an oder in Erz gelagert. Die Quarzkörner sind nach der alpha-Regel, die Kalifeldspat-Porphyroklasten mit kristallographisch c in die Schieferung eingeregelt, wobei eine Faserrichtung vorerst nicht bestimmt wurde.

## 2 Der Steinbruch vom Kirchenberg

Genau 1 km N Pilgramsberg (Blatt Stallwang Nr. 6941) zweigt bei Erreichen der Anhöhe hinter einem einzelnen Haus von der Straße Ascha—Roding ein ungeteertes Fahrweg nach E ab, der durch ein Waldstück zum Steinbruch am E-Hang des Kirchenberges führt (R 45 44,80; H 54 33,60):

Der Steinbruch ist in einem mittelkörnigen Granodiorit angelegt, welcher auf der Störungzone aufgedrungen ist, die von Michelsneukirchen auf Blatt Roding (Vorkommen von Quarzglomerdioriten) über Zinzenzell (Pfahlquarzgang) nach S zieht. Der Granodiorit ist in der Spätphase seiner Erstarrung oder, was unwahrscheinlicher ist, bereits während der Intrusion durchbewegt worden, so daß eine leichte, aber deutliche flächige Kornregelung angezeigt ist. Sie beträgt N 135 über E und fällt sehr steil NE. Besonders augenfällig ausgebildet ist eine Klüftung mit 135/65 SE-streichenden, parallelen Kluftscharen. Doch was den Steinbruch besuchenswert macht, sind vor allem die Einschlüsse des Granodiorits, die viererlei Art sind:

- 1) Biotit-Plagioklas-Bändergneis (dm bis 3 m  $\phi$ )
- 2) heller Orthogneis (cm bis m  $\phi$ )
- 3) Großkalifeldspäte (2 bis 8 cm lang)
- 4) Quarzglomerdiorit

Es seien kurz die Einschlüsse im Einzelnen gekennzeichnet:

1) In Abb. 6, einer Skizze der Schollen im Anstehenden, erscheint eine Biotit-Plagioklas-Bändergneis-Scholle mit deutlicher Textur. Der Kontakt ist äußerst scharf und kalt, was auch Abb. 7 zeigt. Das spricht dafür, daß die Anatexis, welche diese Gneise geschaffen hat, bereits abgeklungen sein muß, bevor der Granodiorit intrudierte.

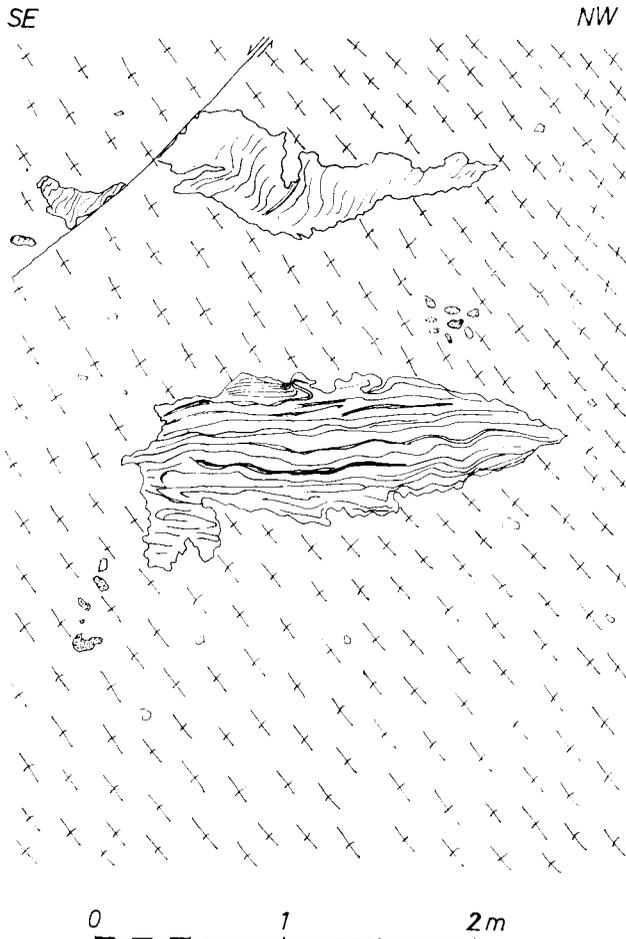


Abb. 6. Rotierte Gneisschollen im durchbewegten Granodiorit des Stbr. vom Kirchenberg. Die obere, durch eine junge, kleine Störung zerlegte Scholle besteht aus Orthogneis, die untere aus anatektischem Para-Bändergneis. Außerdem führt der Granodiorit (Kreuze) noch Quarzglimmerdioriteinschlüsse (punktiert) und Einschlüsse von Großkalifeldspäten, die er aus tieferem Niveau vom Kristallgranit I (Weinsberger Granit Niederösterreichs) übernommen hat.

2) Die Schollen von hellem Orthogneis (s. ebenfalls Abb. 6) verhalten sich ebenso. Das Material ähnelt fast völlig dem der Orthogneise des Rattenberger Bruches (s. o.). Bändergneis wie Orthogneis sind auffällig rotiert.

3) Man könnte versucht sein, die Großfeldspäte im Granodiorit als Holoblasten aufzufassen, doch dagegen spricht folgendes: a) ihre abgerundete Form, b) ihre wirre Regelung gegenüber den Mineralkörnern des Granodiorits, die geregelt erscheinen, und c) ihre Anreicherung im S-Teil des Steinbruches. Ferner ist zu beachten: Wären die Kalifeldspatgroßkristalle Holoblasten, müßte entweder eine allgemeine Kaliumzufuhr von unten angenommen werden, wogegen Argument c) spricht, oder es müßte ein Granit in der Nähe sein, wogegen die Einschaltung des Granodiorites in Anatexiten spricht. Zudem fehlen im Steinbruch Granitgänge, so daß ein Granit in geringer Tiefe sehr unwahrscheinlich wäre.

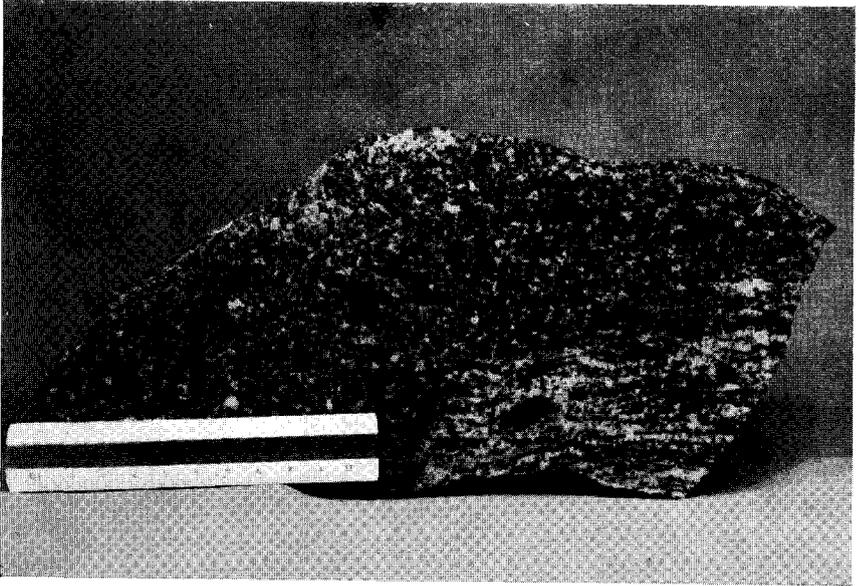


Abb. 7. Bändergneis-Scholle in Granodiorit (gesägtes Stück). Stbr. Kirchenberg. (Maßstab in cm)

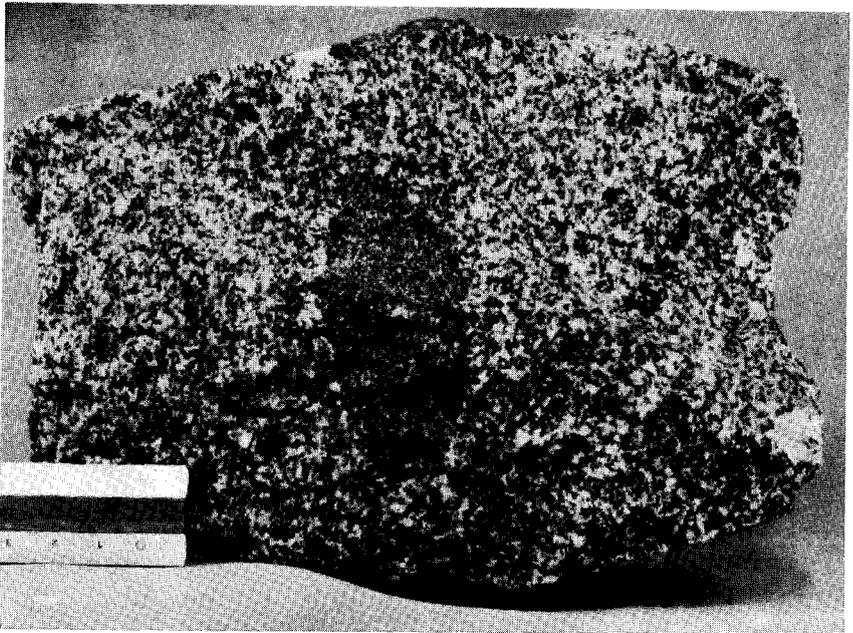


Abb. 8. Quarzglimmerdioritschöllchen im Granodiorit des Stbr. Kirchenberg. (Maßstab in cm)

4) Die Quarzglimmerdioritschollen werden nur selten über faustgroß, sind stets ellipsoidisch und entsprechen damit genau den mikrodioritischen Putzen vieler Granitmassive. Austauschvorgänge zwischen den Schollen und dem umgebenden Granodiorit (Abb. 8) haben, zumal bei kleinen Einschlüssen (s. u.) wohl stattgefunden.

## Zum Gefüge und Stoffbestand des Granodiorits und seiner Einschlüsse

Der Granodiorit hatte primär ein deutliches hypidiomorph-granitische Gefüge, in dem die Plagioklase einen hervorragenden Platz einnehmen. An verschiedenen Tafeln wurde mit der Zonenmethode ihr Anorthitgehalt bestimmt, der ziemlich einheitlich innerhalb  $An_{26-22}$  pendelt. Diese Werte für die großen, gering serizitisierten Kerne werden randlich zu  $An_{21-19}$  erniedrigt. Mit diesen randlichen Anorthitgehalten korrespondiert eine jüngere, ebenfalls albitverzwillingte Plagioklasgeneration, die die älteren, etwas basischeren Körner verdrängt. Auch wird die erste Plagioklasgeneration von Kalifeldspat und Quarz korrodiert, so daß ihr hypidiomorpher Habitus weitgehend verloren geht. Die Kalifeldspäte sind perthitarm. Die Modalanal.Nr. 3 der Tab. 1 regt einen Vergleich mit verwandten Gesteinen des Regensburger Waldes (Vorkommen im Regental zwischen Reichenbach und Nittenau nach FISCHER 1959 und Vorkommen in den Steinbrüchen des Pfaffenberges S Steinberg/Bl. Bruck i. d. Opf.) und Passauer Waldes an. Im Passauer Wald entsprechen dem Kirchenberger Granodiorit etwa die gleichfalls postdioritischen granodioritischen Hornblende-Biotit-Fleckengranite (TROLL 1964, S. 44—49), was die modale Übereinstimmung unterstreicht.

Aus den Dünnschliffen von Gneiseinschlüssen kann nicht viel geschlossen werden. Allein die Akzessorien sind von einigem Interesse. So ist in einem gebänderten Gneis, dessen Parao- oder Orthonatur fraglich ist, auffällig, daß die Zirkone häufig Längen-Breiten-Verhältnisse bis 25 (0,5/0,02 mm) besitzen, daneben aber auch abgerundete „Gneiszirkone“ vorkommen.

Die mikrodioritischen Einschlüsse sind Zeugen typischer feinkörniger Quarzglimmerdiorite in der Tiefe, wie man sie regional an der Oberfläche verbreitet findet. Abb. 8 zeigt eine im Schnitt elliptische Scholle mit Halbachsen von 6 und 3 cm. Ihre modale Zusammensetzung gibt Anal.Nr. 2 der Tab. 1 an. Im Vergleich mit dem Rattenberger Quarzglimmerdiorit (Anal.Nr. 1) liegt eine Verschiebung von vermehrtem Plagioklasgehalt auf Kosten von Biotit vor. Der Titanit ist ebenfalls vererzt bis auf 0,3 Volumenprozent, die sich auf eine im Schliff schnurartig geschnittene Neubildung entlang einer Ruptur beziehen. Diese junge  $TiO_2$ -Mobilisierung ist auch aus anderen Vorkommen bekannt. Der hohe Apatitanteil ist schwierig zu deuten. Ich neige dazu, eine Abfuhr von leukokraten Bestandteilen anzunehmen, wogegen allerdings der gegenüber Rattenberg um 10 Vol% geringere Biotitgehalt spricht. Erst eine eingehende Bearbeitung der mikrodioritischen Gefüge- und Stoffprobleme wird in diesem Punkte weiterhelfen. Noch folgende mikroskopischen Beobachtungen können zu dieser Frage beitragen. Die Biotite (Pleochroismus:  $n_z$  kastanienbraun,  $n_x$  sehr hell ockergelb) sind vorzugsweise skelettartig entwickelt, so daß gut an einen Abbau von Biotit gedacht werden kann (evtl. zugunsten von Erz, Plagioklas und Kalifeldspat). Die hohen Anorthitgehalte der Plagioklase (gemessen wurden die Kerne von  $An_{57-36}$ ) zeigen nach der Erfahrung einen ehemals höheren Biotitanteil (oder allgemein Mafitanteil) an. Ferner ist interessant, mit welchem starkem Intervall die saueren Randsäume der Plagioklase ( $An_{20-18}$ ) an die großen basischen Kerne angrenzen. Die Verheilung zerbrochener Großkristalle mit jüngerem Plagioklas der Zusammensetzung der Randsäume zeigt an, daß die Bewegungen in einem noch hochgetemperten Gesteinskörper stattfanden.

## Die Pfahlzone in der Umgebung von Regen

VON BORWIN GRAUERT<sup>1)</sup>

Mit 8 Abbildungen

### 3 Fußwanderung von Regen (Stadtplatz) über Rinchnachmündt—Kreuzerhof—Poschetsried—Riedham—über den Rücken des Riedberges zurück nach Regen (Bahnhof oder Stadtplatz); etwa 8,5 km

Die Aufschlüsse Nr. 3, 4, 6, 7, 8 (Abb. 1) sind auch mit dem Auto gut zu erreichen.

Blatt Regen (7044) der Topographischen Karte 1:25 000, Wegskizze (Abb. 1).

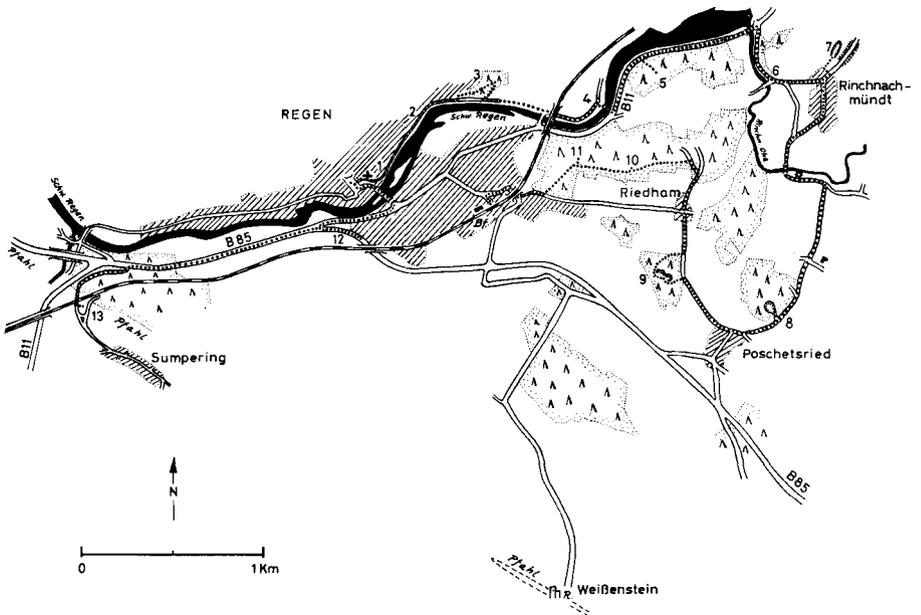


Abb. 1. Wegskizze zu den Aufschlüssen in der Umgebung von Regen.

Vom Stadtplatz in Regen nach E durch den Brechgarten (Gasse) bis zu den Häusern am Fuße des mächtigen Kirchturmes der Pfarrkirche St. Michael. (Der Turm ist wahrscheinlich im 12. Jh. als Wehrturm errichtet worden, doch werden auch das 11. Jh. und das Jahr 1473 als Zeit seiner Entstehung genannt. Interessante Einzelheiten über die Besiedelung des Gebietes und die Geschichte der Stadt findet man bei OSWALD, Gotthard: Die Geschichte der Stadt Regen. Verlag Wilhelm Dirmaier, Regen 1952.) Wir gehen jetzt nach rechts durch die Mühleite und folgen dem Wegweiser zum Waldschmidtpark. Gleich hinter Haus Nr. 1 und auch bei Haus Nr. 9 sind auf dem Weg anstehende Gesteine zu erkennen.

(1) Die Gesteine sind von grauer Farbe und zeigen eine deutliche Paralleltexur. In der dunkleren Grundmasse sehen wir helle Augen, Linsen und Streifen. Die Gesteine sind *Blastomylonite*. Was das ist und wie sie entstehen, wollen

<sup>1)</sup> Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe BORWIN GRAUERT, Institut für Gesteinskunde der Universität, 8 München 2, Luisenstraße 37.

wir etwas näher untersuchen, da sie für einen 2—3 km breiten Bereich, der sich nördlich an den Bayerischen Pfahl anschließt, sehr bezeichnend sind. Wir haben es hier mit einer groß angelegten Störungszone zu tun, in der Schieferungsflächen und Faltenachsen annähernd pfahlparallel, also etwa N 110—120° E (= herzynisch) streichen. Natürlich lassen sich im Randbereich und beim Auftreten größerer Inhomogenitäten Abweichungen beobachten.

Die Bezeichnung „Mylonit“ soll besagen, daß hier ein Ausgangsgestein zerbrochen und zerrieben wurde, ein Vorgang, wie er durch tektonische Bewegungen der Erdkruste verursacht wird. Je nachdem wie stark diese Bewegungen waren, wurden nur einzelne Mineralkörner des Gesteins deformiert und zerbrochen, in anderen, gesteigerten Fällen aber auch das gesamte Gestein zu feinstem Gesteinsmehl bis zur Unkenntlichkeit zermahlen. Nach dem Grad der Deformation lassen sich unterscheiden: Mylonitische Gneise, mylonitische Granite usw. (das Ausgangsmaterial ist gut zu erkennen); Mylonite (das Ausgangsgefüge ist völlig ausgelöscht, doch sind noch reliktsche Mineralkörner des Ausgangsgesteins erkennbar); Ultramylonite (weder Gefüge noch Reliktminerale des Ausgangsgesteins sind mehr vorhanden).

Die Vorsilbe „blasto-“, die von *βλασταν* — wachsen, keimen, hervorsprossen abgeleitet ist, gibt an, daß der zerbrochene Mineralbestand später rekristallisiert ist. Bei höheren Temperaturen erfolgen jedoch Mylonitisierung und Rekristallisation meist gleichzeitig, so daß es wohl kaum bis zur Bildung von Gesteinsmehl kommt.

Die Rekristallisation beginnt im allgemeinen mit der Beseitigung von Spannungen in den Mineralkörnern und kann über Umkristallisation und Sammelkristallisation so weit voranschreiten, daß am Ende das ehemals mylonitische Gefüge nicht mehr zu erkennen ist.

Als Ausgangsmaterial für Blastomylonite können alle kristallinen Gesteine, wie Granite, Diorite, Gneise, Anatexite usw. in Betracht kommen. Bei der Rekristallisation müssen jedoch keineswegs die gleichen Mineralarten wie im Ausgangsgestein auftreten. Welche Mineralparagenesen gebildet werden, hängt ganz von den vorherrschenden Druck-, Temperatur- und Konzentrationsbedingungen ab. Auch ist die Geschwindigkeit der Rekristallisation eine Funktion der Temperatur, die mit fallenden Werten stark zurückgeht.

Wie läßt sich nun ein blastomylonitisches Gestein als solches erkennen und welches sind seine charakteristischen Merkmale? Gesteine sind, was Stoffbestand und dessen Verteilung anbelangt, nie im strengen Sinne homogen. Das bedingt ein unterschiedliches Festigkeitsverhalten der einzelnen Teilgefüge, wie sie etwa aus einzelnen Mineralkörnern oder stofflich voneinander abweichenden Lagen bestehen. Bei tektonischer Beanspruchung werden sich folglich bestimmte Teilbereiche als widerstandsfähiger erweisen und als Relikte erhalten bleiben und uns einen Hinweis auf den Ausgangsbestand liefern. Da eine Mylonitisierung eine Zerkleinerung bedeutet, werden sich die Relikte meist als größere Einschlüsse in einer kleinerkörnigen Umgebung befinden. Sehen wir uns die Abb. 2 an, die einen mit dem Mikroskop vergrößerten Ausschnitt vom dunkleren Teilbereich unseres Aufschlusses zeigt. Wir erkennen in dem typischen Gefügebild größere etwa elliptische Körner, die von einer Glimmerfaser aus dunklem Biotit und einem feinkörnigen „Mörtel“ umflossen werden. Die großen Körner, in diesem Fall Feldspäte und manchmal auch Quarze, sind die Relikte. Sie sind bei der Deformation abgerundet worden, gegeneinander verschoben und manchmal auch auseinandergebrochen. Die in sich gleitfähigeren Glimmer und das zerkleinerte Material lassen die Bewegungsbahnen, die sich um die Relikte schmiegen, erkennen. Ist ein Ausgangsgestein hinreichend grobkörnig gewesen, so läßt sich

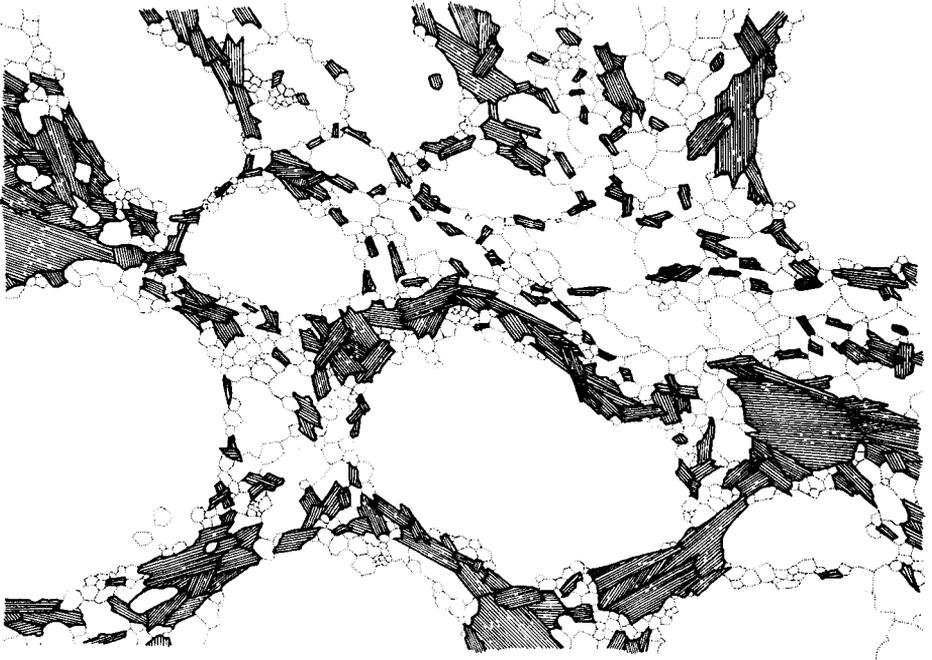


Abb. 2. Blastomylonitisches Gefüge (Biotit-Plagioklas-Gneis aus der nördlichen Pfaflzone bei Regen): Größere, gerundete Reliktminerale (meist Feldspäte) werden von einer Glimmerfaser (eng liniert) und einem feinkörnigen Mörtel aus Quarz und Feldspat „umflossen“. Die Glimmerfaser und der Mörtel sind rekristallisiert. Eine S-Fläche ist statistisch durch die Regelung der Glimmer gegeben. Vergleiche hierzu Abb. 3. Vergr. 50 X.

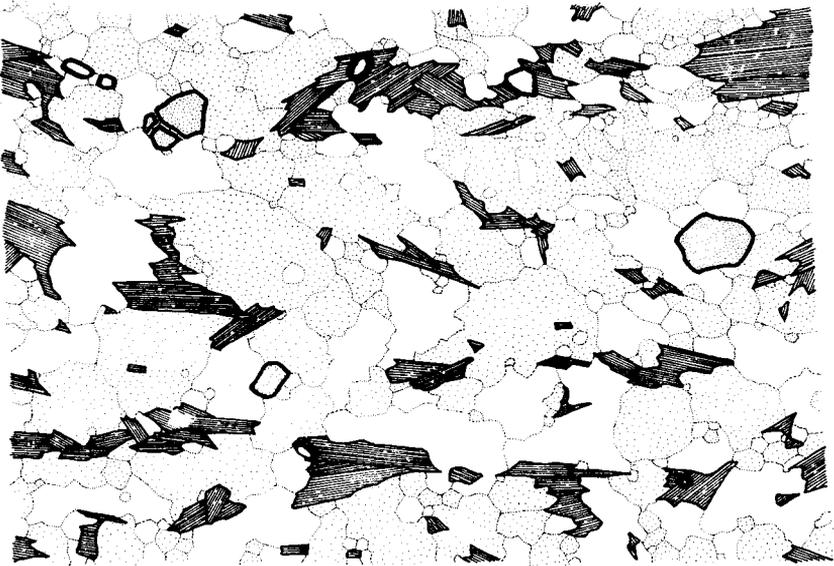


Abb. 3. Biotit-Plagioklas-Gneis von der Bundesstraße 11 zwischen Km 105 und 106, nordöstlich von Regen. Die S-Fläche, in dem nicht blastomylonitischen Gestein, wird durch die Orientierung der Glimmer deutlich. Biotit (eng liniert), Feldspat (weit gepunktet), Quarz (weiß, eng gepunktet). Vergr. 20 X.

das gleiche Bild auch schon mit bloßem Auge wahrnehmen. Daß keine verbogenen und zerknickten Glimmer mehr vorliegen, ist die Folge der Rekrystallisation. Auch der feinkörnige „Mörtel“ aus Feldspäten und Quarz läßt durch die Ausbildung der mosaikartigen Struktur die Rekrystallisation erkennen. Unter entsprechenden Bedingungen können Mörtel und auch Relikte weiterwachsen, so daß auf diese Weise das blastomylonitische Gefüge wieder verloren gehen kann. Die hellen Augen und Streifen, die wir im anstehenden Gestein sehen, sind ebenfalls Relikte, wenngleich diese Bezeichnung eigentlich nur noch auf ihren Stoffbestand und kaum mehr auf ihre Form anwendbar ist. Während die dunklere Grundmasse Plagioklas, Biotit, Quarz mit etwas Mikroklin und Hornblende enthält, bestehen sie fast nur aus Mikroklin und Quarz, falls nicht überhaupt nur Augen aus einzelnen Feldspäten vorliegen. Durch die gemeinsame Durchbewegung mit dem gesamten Gestein sind sie deformiert und auseinandergezogen worden. Es waren ursprünglich Leukosome eines metatektischen Gesteins, von dem wir in kommenden Aufschlüssen noch besser erhaltene Beispiele sehen werden.

Wir gehen jetzt auf dem Weg weiter, der sich nach Haus Nr. 9 zu einem schmalen Fußweg verengt. Kurz vor der ersten höchsten Stelle sind im Weg und an der Böschungsmauer der linken Seite nochmals ähnliche Blastomylonite mit ausgezogenen Leukosomen und Quarzgängchen aufgeschlossen (S-Flächen: N 110—120° E/75—85° NN $\bar{E}$ ). Nach wenigen Minuten sehen wir rechts unterhalb des Weges, kurz bevor der Schwarze Regen nach E umbiegt, eine Felsklippe, die bis in den Fluß hineinreicht.

(2) Es sind ebenfalls blastomylonitische dunkle Biotit-Plagioklasgneise, die zum Teil einen etwas höheren Hornblendegehalt aufweisen. Auch sind einzelne feinkörnige amphibolitische Einschaltungen zu beobachten. Geringmächtige Scherbahnen setzen diskordant durch das Gestein.

Wenn wir 20 m entlang nach NE gehen, gelangen wir an einen weiteren, vom oberen Weg aus nicht sichtbaren Aufschluß.

Eine quer zum Streichen der Blastomylonite aufgeschlossene Klufffläche zeigt unter anderem eine südvergente, isoklinale Faltung.

Wir gehen jetzt zurück auf den Weg und weiter, bis wir auf die Straße stoßen — jetzt nach rechts und am Regenerufer entlang bis zur Fußgängerbrücke über den Fluß. Hier führt nach links ein kleiner Pfad bergauf. Auf ihm gelangen wir zu dem höher gelegenen Waldschmidtpark, in dem ein Gedenkstein für den Dichter Maximilian Schmidt, genannt Waldschmidt, aufgestellt ist. Von den Felsklippen, die steil zum Regen abfallen, haben wir eine gute Aussicht auf den Fluß und die Stadt (Malerwinkel). Vom Gedenkstein gehen wir nach rechts. Ein Holzsteg führt unmittelbar an den Felsen vorbei.

(3) Wir befinden uns jetzt in einem Bereich, in dem die Pfahltektonik nachläßt. Es stehen helle Biotit-Plagioklas-Gneise an, die stellenweise von kleineren Bewegungsbahnen mit Flexuren durchsetzt sind. Diese Bewegungsbahnen zeigen aber meist keine sehr ausgeprägte Paralleltexur, wie sie z. B. auf Abb. 5 gezeichnet ist. Das Gefüge erscheint manchmal richtungslos körnig und ähnelt eher dem eines fein- bis feinkörnigen Granits. Scharfe Kontakte und Salbandbildungen fehlen jedoch; eine Intrusion von granitischem Material in ein kühleres Nebengestein ist somit recht unwahrscheinlich. Folgende Möglichkeiten könnten für die Entstehung in Frage kommen: 1. Durch langzeitige Temperung erfolgte eine gesteigerte Rekrystallisation der Scherbahnen, wodurch das blastomylonitische Parallelgefüge ausgelöscht wurde. 2. Anatektische Schmelzen sind in die Bewegungsbahnen der erwärmten Gneise eingedrungen oder auch dort direkt

gebildet worden. 3. Die beiden obigen Vorgänge sind gemeinsam beteiligt. Wenn in diesem Aufschluß anscheinend die 1. Möglichkeit zutrifft, so lassen sich andernorts auch Beispiele für die anderen Entstehungsbedingungen beobachten.

Ferner kann man, im Gegensatz zu den ersten Aufschlüssen, die wir sahen, ein auffallendes Schwanken der tektonischen Daten feststellen. Die Streichrichtung der Glimmerfaser bzw. der S-Flächen pendelt, selbst wenn man die obigen Bewegungsbahnen außer acht läßt, schon auf kleinem Raum merklich hin und her. Deutlich sichtbare Inhomogenitäten im Gestein, die dafür verantwortlich sein könnten, lassen sich nicht erkennen. Obwohl das Gestein nur an wenigen Stellen erste Anzeichen einer Aufschmelzung zeigt, so möchte man doch eine Verformung im „aufgeweichten“ Zustand annehmen.

Wir gehen jetzt den Fußweg weiter bis zur Weggabel und schlagen den rechten unteren Weg ein. Nach wenigen Schritten stoßen wir auf blastomylonitisch überprägte metatektische Biotit-Plagioklas-Gneise. Nach weiteren 10 m kommen in ähnlichem Gestein auch feinkörnige quarzitisches Gneislagen mit vereinzelt splitterig spaltenden kalksilikatischen Einschaltungen vor. Sie gehen auf den ursprünglichen stofflichen Wechsel des sedimentären Ausgangsbestandes zurück. Unter dem Mikroskop würde man sehen, daß in den Gneisen auch geringe Mengen von Cordierit vorhanden sind.

Jetzt noch einige Schritte auf dem Weg weiter, bis uns ein Pfad im spitzen Winkel nach rechts den Berg hinunter führt, worauf wir an den Fuß der zuerst schon oben besichtigten Felsen gelangen.

Wir sehen nochmals die von schmalen Bewegungsbahnen durchzogenen Biotit-Plagioklas-Gneise. An einigen Stellen sind granitartige und sehr grobkörnige, pegmatitartige, durch die Anatexis bedingte Nester zu beobachten.

Weiter nach links auf dem Wiesenweg am Ufer des Regens entlang — dann auf der Straße unter der Eisenbahnbrücke durch bis zur Höhe des Kraftwerkes.

(4) Auf der höchsten Stelle der Straße und an dem Fußweg, der nach rechts zur Staustufe hinunterführt, sind metatektische Biotit-Sillimanit-Cordierit-Gneise aufgeschlossen, wie sie im Gebiet nördlich von Regen weit verbreitet sind. Die Melanosome sind im frischen Bruch dunkelgrau bis schwarz, bei höherem Cordieritgehalt auch blauschwarz; angewittert zeigen sie ein rostiges Braun. Die zum Teil sehr grobkörnigen Leukosome sind im frischen Zustand weiß bis grünlich.

Das Gestein ist an einigen Stellen eng gefaltet (B: N 90—100° E/20—45° E).

Vereinzelt lassen sich brotlaibförmige oder ellipsoidische, splitterig brechende kalksilikatische Schollen beobachten. Solche Schollen sind häufig Reste ehemals größerer Einheiten. Wegen ihrer höheren Festigkeit wurden sie bei gemeinsamer Verformung mit dem Nebengestein kaum plastisch deformiert und zerrissen zu einzelnen Bruchstücken, die dann etwas auseinandergerückt im Nebengestein parallel zur tektonischen B-Achse aufgereiht vorliegen, ganz ähnlich wie der Granit in Abb. 8. Diese typischen Abschnürungen und Zerreißen werden auch als Boudinagen bezeichnet. Leider ist in obigem Aufschluß ein solches Gefüge nicht zu sehen. Einen ersten Eindruck, wie die metatektischen Biotit-Sillimanit-Cordierit-Gneise unter dem Mikroskop aussehen, soll uns Abb. 4 vermitteln.

Wir gehen jetzt auf dem Stauwehr über den Fluß und dann auf der Bundesstraße 11 nach links in Richtung Zwiesel. Gleich nach der Rechtskurve steigen wir im Wald, ohne einem Weg zu folgen, bergauf. Wenn wir etwas Umschau halten, werden wir auf einen größeren, 3—4 m hohen Felsblock stoßen.



Abb. 4. Metatektischer Biotit-Sillimanit-Cordierit-Gneis vom Riedberg bei Regen. Links unten ein gefaltetes Leukosom aus Quarz und Kalifeldspat (beide weiß). Der übrige Teil gehört zum Melanosom, das hier aus Biotit (eng liniert), Sillimanit (feine Nadeln und helle Strähnen), Cordierit (weit gepunktet), Plagioklas (weiß), Erz (schwarz) und Granat (eng gepunktet) besteht. Die hellen Körnchen mit den dicken dunklen Rändern im Biotit sind Zirkone mit radiogenen Höfen. Das Melanosom läßt eine gefaltete Biotit-Sillimanit-Flaser mit zwei Granatporphyroblasten erkennen. An den eingeschlossenen Relikten sieht man, daß die Granate während ihres Wachstums leicht gedreht worden sind. Große Teile von Biotit, Sillimanit, Granat und Plagioklas sind von Cordierit verdrängt und aufgezehrt worden. Die ehemalige Größe des Granats wird besonders an dem Korn in der Mitte deutlich. Vergr. 40 X.

(5) In dem aus hellen Biotit-Plagioklas-Gneisen hervorgegangenen Metatexit lassen sich sowohl lagenartige als auch quergreifende aplit- und granitartige Leukosome beobachten. Man kann erkennen, wie Ausschmelzungsprodukte gewandert sind und an einigen Stellen das Parallelgefüge quer durchbrochen haben. Gleich oberhalb von dem Felsblock finden sich wieder Metatexite aus Biotit-Sillimanit-Cordierit-Gneisen.

Gehen wir von hier ein Stück durch den Wald nach NE, so gelangen wir zu einzelnen, lose verstreuten kleineren Blöcken, die durchaus einem Granit ähnlich sehen. Lediglich in vereinzelt Schlieren sind noch Relikte eines Parallelgefüges erkennbar. Es handelt sich um Diatexite, die aus Biotit-Plagioklas-Gneisen hervorgegangen sind und sich als Schmelze wohl kaum sehr weit vom Ort ihrer Entstehung entfernt haben. Es ist natürlich nicht unmittelbar einzusehen, weshalb hier nicht Intrusivgesteine anzunehmen sind, denn die Schlieren könnten genau so gut Reste aufgelöster Nebengesteinsschollen sein. Dann sollten sich aber auch gleiche Granite in den Biotit-Sillimanit-Cordierit-Gneisen und deren Metatexiten finden lassen. Das ist nicht der Fall. Granitgämgchen, die sich an anderer Stelle fanden, sind deutlich jünger und zeigen nicht die Absicht Nebengesteinsschollen zu verdauen. Sie durchschlagen mit scharfem Kontakt die Gneise und Anatexite

von verschiedenstem Stoffbestand. Ferner sind sie durch ihre Turmalin- und Muscovitführung von obigen Diatexiten gut zu unterscheiden.

Zurück auf die Bundesstraße 11 und weiter nach ENE — hinter der Brücke über die Rinchnacher Ohe nach rechts auf die Straße nach Rinchnachmündt. Nach 250 m befindet sich links hinter einer kleinen Wiese ein Aufschluß.

(6) Die Felswand zeigt einen gefalteten Verband aus metatektischen Biotit-Sillimanit-Cordierit-Gneisen, Biotit-Plagioklas-Gneisen, quarzitischen Gneisen (Quarzgehalt 50—60 %), Quarziten und Kalksilikatfelsen. Das Auftreten der verschiedenen Gneise auf vergleichsweise kleinem Raum läßt auf einen raschen stofflichen Wechsel der sedimentären Ausgangsgesteine schließen. Die quarzitischen Gneise, Quarzite und Kalksilikatfelse erwiesen sich bei tektonischer Verformung stets als widerstandsfähiger (kompetenter). Während die anschließenden Biotit-Sillimanit-Cordierit-Gneise und Biotit-Plagioklas-Gneise zum Teil eng gefaltet wurden, machten jene nur plump eine um zwei bis drei Zehnerdimensionen größere Faltung mit. Ebenso erweisen sich Quarzite und Kalksilikatfelse gegenüber den anatektischen Vorgängen weit träger als die übrigen Gneise.

Wir verlassen jetzt die Talstraße und gehen nach links etwas bergauf nach Rinchnachmündt — im Ort halblinks in Richtung NE.

(7) Kurz vor dem letzten Haus führt links ein Weg zu einer Grube, in der ein vergruster klein- bis mittelkörniger Granit ansteht, der als „Sand“ für den Wege- und Hausbau verwendet wird. Je nach Stand des Abbaues mag es möglich sein, den scharfen Kontakt zu ebenfalls stark verwitterten metatektischen Biotit-Sillimanit-Cordierit-Gneisen und größeren Schollen von diesen zu beobachten. Die tiefgreifende Zersetzung ist eine Folge des warmen Klimas im Tertiär. Dabei kam es auch zur Ausbildung größerer Verebnungsflächen, als deren Relikt z. B. die Flur nordöstlich und östlich Rinchnachmündt anzusehen ist. Etwas östlich von der Grube befindet sich ein auffallend tief eingeschnittener Hohlweg. Er gehörte zu einer alten, möglicherweise schon im 6. Jh. bestehenden Verbindungsstraße zwischen Bayern und Böhmen.

Wir gehen nun zurück nach Rinchnachmündt — im Ort nach S und dann nach SW, bis wir wieder in das Tal der Rinchnacher Ohe gelangen — auf der Talstraße weiter über die Brücke — jetzt nach links an der Pfistermühle (Sägewerk) vorbei — nach den letzten Häusern nach rechts auf dem Feldweg bergauf. Kurz vor dem links liegenden Kreuzerhof stehen im Weg angewitterte Biotit-Plagioklas-Gneise an. Am Kreuzweg gehen wir geradeaus weiter bis zum Kühberg. Etwa an der höchsten Stelle des Weges liegt linker Hand im Wald ein Steinbruch.

(8) Die hintere Steinbruchwand, die ungefähr quer zum Streichen der Gneise orientiert ist, zeigt rechts zum Teil fein gefaltete Biotit-Plagioklas-Gneise. Im mittleren Teil werden diese von zahlreichen Bewegungsbahnen durchzogen und überprägt (Abb. 5). Je stärker die Überprägung, um so feinkörniger und dunkler erscheinen die Blastomylonite, was durch die feinere Verteilung des dunklen Glimmers bedingt ist. In der Mitte ist außerdem ein nach NE einfallendes, etwa 40 cm mächtiges Paket eines sehr biotitreichen Gesteins aufgeschlossen. Es mag ein feinkörniger Amphibolit oder Biotitamphibolit gewesen sein. Wegen der leichteren Translatierbarkeit der Glimmer hat dieses Gestein anscheinend die Bewegungen stärker auf sich vereinigen können. In der linken Hälfte der Wand sind auch Leukosome mit überprägt und zu Streifen und Schlieren ausgezogen worden. Außerdem sind noch Turmalin führende Aplite und Quarzgängchen zu erkennen, die zum Teil ebenfalls der Verformung unterlagen.

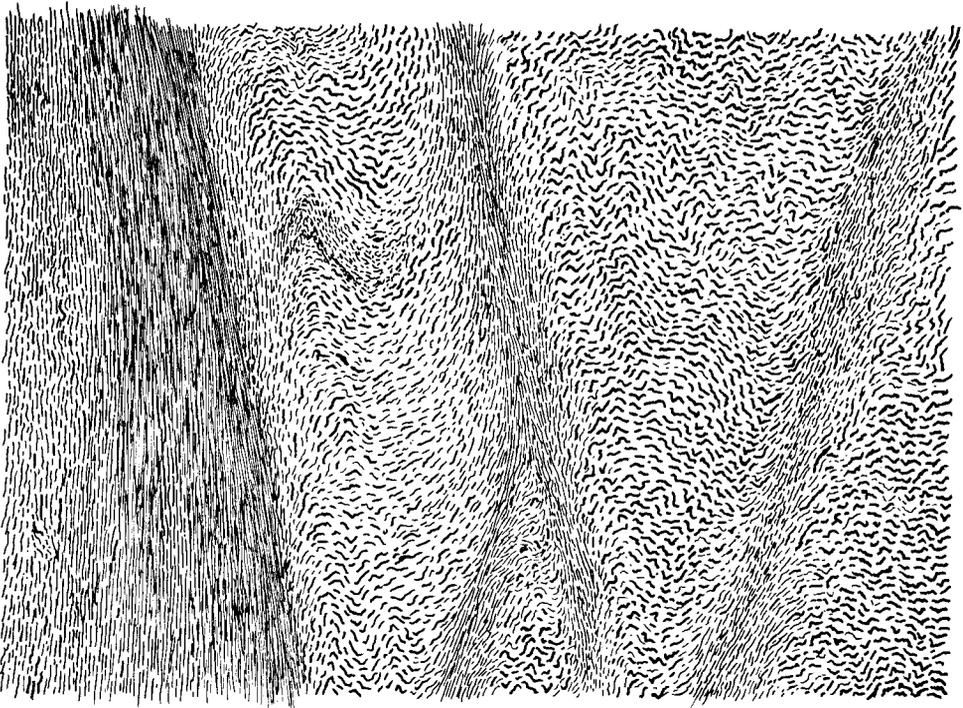


Abb. 5. Jüngere Scherbahnen überprägen einen gefältelten Gneis. Je stärker die Bewegungen waren, um so feiner und dunkler erscheint das neue Gestein. Steinbruch am Kühberg bei Poschetsried, Blatt Regen. Etwa  $\frac{1}{5}$  d. nat. Größe.

Jetzt wieder zurück auf den Weg und weiter nach Poschetsried. Wir biegen jedoch nach dem ersten Gehöft nicht nach links in die Dorfstraße ein, sondern gehen geradeaus weiter in Richtung NW. Wir erreichen so das kleine Wäldchen am Regenbühl, in dem sich ein weiterer Steinbruch befindet.

(9) Die mit ihren S-Flächen nach NE einfallenden Blastomylonite der Pfahlzone sind ähnlich wie am Kühberg von Turmalin führenden Apliten, Pegmatiten und Quarzgängchen durchsetzt. Besonders gut ist im westlichen oder unteren Teil des Bruches, wenn man in den Aufschluß hineinsieht, links ein stark beanspruchter Turmalin und auch Granat führender Pegmatit zu beobachten.

Die zum Teil sehr enge Fältelung des übrigen Gesteins ist selbst im Aufschluß und am Handstück nicht immer leicht zu erkennen. Isoklinal zusammengefaltete alte Quarzgängchen, die man bei aufmerksamer Suche finden kann, sind jedoch ein deutlicher Hinweis. S:  $N 110^\circ E/50-70^\circ NNE$ .

Wir gehen zurück auf den Weg, dann nach N über Riedham, bis der Weg den Wald erreicht. Jetzt biegen wir nach links und gehen im Wald etwa parallel zum Waldrand nach W. An der höchsten Stelle befinden sich nach N abfallende Felsen, von denen wir einen schönen Ausblick auf den hinteren Bayerischen Wald genießen können.

(10) Die Felsen selbst bestehen aus recht granatreichen metatektischen Biotit-Sillimanit-Cordierit-Gneisen, die uns auch auf dem weiteren Weg bis nahe an den Westhang des Riedberges begleiten. An einigen Stellen läßt sich eine SSW-vergente isoklinale Faltung feststellen. Die Faltenachsen tauchen  $20-40^\circ SE$ .

(11) Wenn wir etwa dort, wo an der Südseite des Riedberges der Wald bis ins Tal hinabreicht, ein kleines Stück den Nordhang hinunter gehen, so treffen wir auf anstehende und in losen Blöcken herumliegende schwarze, gut parallel geregelte Amphibolite, die als schmaler Streifen parallel zum Nordhang des Riedberges auftreten. Sie bestehen etwa je zur Hälfte aus Plagioklas und olivgrüner Hornblende, die jedoch in bestimmten Lagen mehr oder weniger durch diopsidischen Pyroxen ersetzt sein kann.

Nördlich und westlich schließen an die Amphibolite Biotit-Plagioklas-Gneise an.

Wir gehen zurück auf den Rücken und durch den Wald nach SW bergab, bis wir auf den Talweg gelangen — jetzt nach rechts bis zur Straße und unter der Eisenbahnbrücke hindurch und nach links zum Bahnhof oder weiter in die Stadt.

#### **4 Fußwanderung oder Autofahrt von Regen (Stadtplatz) zum Bahneinschnitt am Pfahl: hin und zurück etwa 4,5 km**

Blatt Regen (7044) der Topographischen Karte 1 : 25 000, Wegskizze (Abb. 1).

Vom Stadtplatz in Regen nach SE über die Regenbrücke, dann nach rechts und weiter bis die Straße nach kurzem Anstieg die Bundesstraße 85 (Ostmarkstraße) erreicht. Wenn wir auf der B 85 ein Stück nach E bis zur Eisenbahnbrücke gehen, so lassen sich an der südlichen Straßenböschung verschiedene durch die „Pfalhtektonik“ überprägte Gesteine beobachten. Etwas größere Aufschlüsse befinden sich in dem gleich südlich anschließenden Bahneinschnitt.

(12) Es handelt sich fast ausschließlich um mylonitische Gesteine, die wiederum zum größten Teil aus blastomylonitischen Gesteinen hervorgegangen sind. S-Flächen: N 110—120° E/ ± saiger (im Bahneinschnitt 110—130° E/60° NNE — saiger). Vor dem Einsetzen der Pfalhtektonik mag ein Teil, soweit sich das noch beurteilen läßt, als homogenisierte Anatexite und kristallgranitartige Gesteine vorgelegen haben. Auf Kristallgranite oder auch Palite weisen einige Stellen mit bis zu 3 cm großen Mikroklinporphyroklasten, die in einer feinkörnigen biotitreichen Grundmasse eingeregelt sind. Granitmylonite und Aplitmylonite gehen auf Intrusionen zurück, die zwischen oder vielleicht auch während pfalhtektonischer Phasen erfolgten.

Bei den anstehenden Gesteinen überwiegen Deformationserscheinungen die der Rekristallisation. Die Glimmer sind größtenteils verbogen; Quarze und auch Feldspäte löschen unter dem Mikroskop undulös aus. Quarz neigt noch am ehesten zur Rekristallisation und verheilt auch zerbrochene Feldspatporphyroklasten.

Zum Teil erfolgte die Durchbewegung bei niedrigeren Druck/Temperatur-Bedingungen, als sie für die Bildung der Ausgangsgesteine bestimmend waren, so daß die Umwandlung von nun instabilen Mineralien beschleunigt wurde. Wir bezeichnen einen solchen Vorgang, der zu Gesteinen niedrigerer Metamorphosegrade zurückführt, auch als Diaphthorose — die hervorgehenden Gesteine werden Diaphthorite genannt. Äußerlich läßt sich das am Verschwinden von Biotit, Plagioklas und später auch von Kalifeldspat erkennen. Für sie treten jetzt Chlorit und Muscovit bzw. Serizit in Erscheinung, so daß die Gesteine das Aussehen von Glimmerschiefern oder Serizitschiefern annehmen. Diese Gesteine der Pfahlzone werden deshalb auch als „Pfahlschiefer“ bezeichnet.

Weiter auf der Bundesstraße 85 nach W bis kurz nach Erreichen des Waldes links die Fahrstraße nach Sumpering abzweigt. Auf dieser gelangen wir direkt zum Bahneinschnitt am Pfahl, der linkerhand hinter dem Bahnübergang aufgeschlossen ist (Abb. 6).

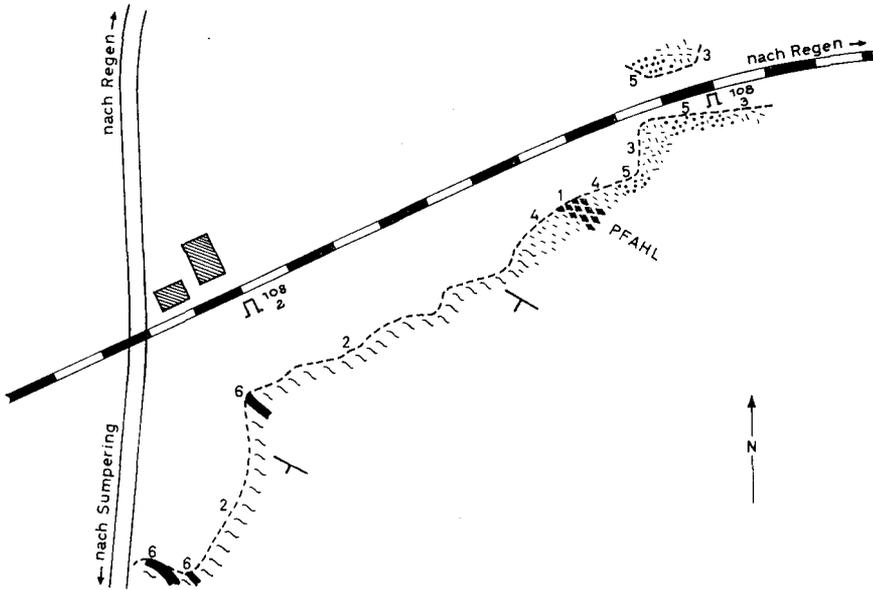


Abb. 6. Bahneinschnitt am Pfahl westlich von Regen (Blatt Regen). 1 = Pfahlquarz, 2 = vergrüner Granitmylonit mit ausgeprägter Paralleltexur (Flasergranit), 3 = Granitmylonit ohne oder nur mit schwacher Paralleltexur, 4 = Mylonite bis Ultramylonite mit Paralleltexur, 5 = Ultramylonit ohne Paralleltexur, 6 = Lamprophyrgänge.

(13) Der weiße Quarz, der wegen seines auffallenden morphologischen Auftretens in der Landschaft (z. B. Felsen an der Burgruine Weißenstein) als „Pfahl“ bezeichnet wird, ist hier vergleichsweise nur geringmächtig und durch mylonitisierendes Nebengestein stark verunreinigt. Als hydrothermale Bildung ist er in eine durch vielfach wiederholte tektonische Beanspruchung stark deformierte Gesteinszone eingedrungen und dann später selbst mehrfach mitverformt worden. Im vorliegenden Aufschluß kommt, soweit sich das aus Relikten feststellen läßt, nur ein klein- bis mittelkörniger Granit als Ausgangsmaterial für das Nebengestein in Frage. In anderen Aufschlüssen konnte jedoch festgestellt werden, daß auch dieser bei seinem Eindringen schon durch die pfahlparallele Tektonik überprägte Anatexite und Quarzglimmerdiorite angetroffen hat (Abb. 7).

Durch die hydrothermale Beeinflussung erfolgte in den Pfahlnebangesteinen eine starke Vergrünung. Grüner Chlorit wurde neben Muscovit vorherrschend. Der reichlich auftretende, häufig idiomorphe Pyrit und der hier nur sehr selten zu findende violette Flußspat sind ebenfalls hydrothermale Zuführen. In verwitterten Gesteinsproben sind die ehemaligen Pyrite an den mit Rost gefüllten, meist würfelförmigen Hohlräumen zu erkennen.

Wenn wir von den Bahngleisen aus in den Aufschluß blicken, so sehen wir rechts den vergrünten Flasergranit, der im ganzen gesehen nach links bis zu dem quarzdurchsetzten Bereich immer stärker deformiert wurde, dabei jedoch im

allgemeinen ein straffes Parallelgefüge aufgeprägt erhielt. Beim Quarz und vor allem bei dem links anschließenden Teil des Aufschlusses fehlt ein solches Parallelgefüge oder tritt stark zurück, obwohl die Gesteine zum Teil bis zur völligen Unkenntlichkeit deformiert wurden. Im ersten Fall haben gleichgerichtete wiederholte Scherbeanspruchungen zu weitgehend gleichgerichteten Differentialbewegungen im Gestein geführt. Die Mineralrelikte und die aus der Zertrümmerung hervorgegangene Zwischenmasse sowie rekristallisierte Mineralien wurden nach ihrer Form eingeregelt. Das feinzerteilte Material ehemals größerer Körner oder stofflich abweichender Teilbereiche wurde zu langen Streifen ausinandergeschmiert und baut so, zusammen mit den formgeregelten Mineralkörnern das sichtbare Parallelgefüge auf.

Im zweiten Fall wurde das Gestein, ähnlich wie zwischen zwei zusammengepressten Backen, unter hohem Druck zerquetscht, ohne daß es zur Ausbildung von durchhaltenden Bewegungsbahnen kam. Wir sehen feinste bis cm-mächtige Scherbahnen nach allen möglichen Richtungen kleinere und größere geschonte Teilbereiche umfließen, mal enger mal breiter werden oder sich so fein verästeln, daß sie sich zwischen den Mineralkörnern verlieren. Mit fortschreitender Zerstörung werden ältere Mylonitbahnen wieder von jüngeren diskordant durchkreuzt oder erweitert bis am Ende ein dichter, verfilzter, splitterig spaltender, von vielen scharfen Kluffflächen durchsetzter, grünlicher Ultramylonit entstanden ist. Aber nicht genug, auch dieser ist häufig wieder zerbrochen und von feinen Quarzgängen durchsetzt.

Ebenso können natürlich auch ehemals deutlich parallel geregelte Mylonite und Ultramylonite von der zweiten Deformationsart erfaßt sein. Die Folgeprodukte sehen dann manchmal aus, als ob ein breccierter Schiefer von einem dichten Bindemittel verkittet sei.

Der Quarz weist gleichermaßen eine starke, bis ins feinste gehende Katakklase auf, wodurch auch seine Trübung und der fehlende Fettglanz bedingt sind. Farbvarietäten werden durch feine Verteilung von Chlorit, Hämatit, Brauneisen und Verunreinigung durch Pfahlschiefer verursacht. Wir können feststellen, daß die anschließenden Mylonite, sowie der Quarz selbst von zahlreichen größeren und kleineren Quarzadern durchsetzt sind. Diese Adern können sich sowohl gegenseitig abschneiden als auch versetzen. Sie weisen im allgemeinen keine Färbung auf und stellen aufgerissene, durch mobilisierten Quarz verheilte Klüfte dar. Gleich gegenüber der Bahnschranke und im äußersten rechten Ende des Aufschlusses sind drei anstehende Lamprophyrgänge zu beobachten, welche die Granitmylonite mit schwacher Diskordanz durchsetzen. Sie sind von der Pfahltektonik anscheinend nicht erfaßt worden. Die graugrünen Gesteine treten in zwei Varietäten auf. Der äußerste rechte Gang ist ein sogenannter Nadeldiorit. Schwarze (mikroskopisch braune) Hornblendenadeln bis zu 1 cm Länge schwimmen in einer dichten Grundmasse, die unter dem Mikroskop eine Fließtextur aus feinsten Plagioklasleistchen erkennen läßt. Im Gang gegenüber der Schranke treten keine Hornblendeinsprenglinge in Erscheinung; dafür sind in geringer Zahl mit Calcit, Quarz und Chlorit gefüllte kleine Mandeln zu beobachten.

Wir können nun auf dem selben Weg, den wir gekommen sind oder nach Überquerung des Schwarzen Regens bei der Oleumhütte auf der alten Deggendorfer Landstraße zurück nach Regen gelangen.

## 5 Steinbruch am Hieselberg bei Hochbruck (der Steinbruch war 1963 nicht in Betrieb)

Blatt Regen (7044) der Topographischen Karte 1 : 25 000.

Hochbruck gehört zur Gemeinde Hochdorf und liegt an der Bundesstraße 11 zwischen Deggendorf und Regen.

An der großen Kehre der B 11 in Hochbruck biege man in die Straße nach Bischofsmais ein. Nach 250 m führt nach rechts rückwärts eine Seitenstraße bergauf. Dieser folge man bis zum Hotel, wo man nach links unmittelbar in den Steinbruch gelangt.

Der dunkelgraue, zum Teil splitterig spaltende Quarzglimmerdiorit zeigt deutliche Paralleltextur. Ein Faltenbau ist nicht zu beobachten. In dem fein- bis sehr feinkörnigen Quarzglimmerdiorit werden S-Flächen durch ausgeschmierte, meist nicht zusammenhängende Biotitbutzen augenscheinlich. Ein Lineargefüge ist durch eine Biotitstriemung auf den S-Flächen sichtbar. Tektonische Daten sind: S-Flächen: N 70—90° E/25—45° N, Striemung: N 100—110° E/8—20° NNE. Gemeinsam mit dem Quarzglimmerdiorit deformierte Schollen des Nebengesteins (Anatexite) sind in diesem Aufschluß äußerst selten und nur von geringer Größe.

Der modale Stoffbestand ist:

Plagioklas	30,8 ‰	Apatit	3,3 ‰
Kalifeldspat	13,4 ‰	Titanit	1,0 ‰
Quarz	16,9 ‰	Erz	3,6 ‰
Biotit	30,2 ‰	Orthit, Calcit	0,8 ‰
		Zirkon	

An der oberen Steinbruchwand sind mehrere helle Granitgänge zu erkennen. Wenn man rechts des Bruches den Berg hinaufsteigt, kann man an der oberen Steinbruchkante, die mehrere abgesetzte Stufen aufweist (Vorsicht!), den Kontakt zum Nebengestein bzw. zum Granit besichtigen. Wie in zahlreichen anderen Fällen hat sich auch hier der jüngere Granit am Kontakt zwischen die anatektischen Nebengesteine und den Diorit gezwängt. An einer Stelle, die auch in Abb. 7 skizziert ist, läßt sich ersehen, daß der Diorit schon deutlich deformiert war, bevor der Granit intrudierte. Es handelt sich hier um Granit II, der, im Gegensatz zu einem anderorts auftretenden Granit I, den Diorit nicht angreift und assimiliert. Bei der späteren gemeinsamen Verformung erwies sich der Granit stets als kompetenter, was an den sehr schön ausgebildeten Boudinagen zu sehen ist (Abb. 8).

An der Oberkante des Bruches weicht das Streichen der S-Flächen von den im inneren Bruch gemessenen Werten ab, was anscheinend durch die Granitgänge und Kontaktnähe zu den anatektischen Nebengesteinen bedingt ist.

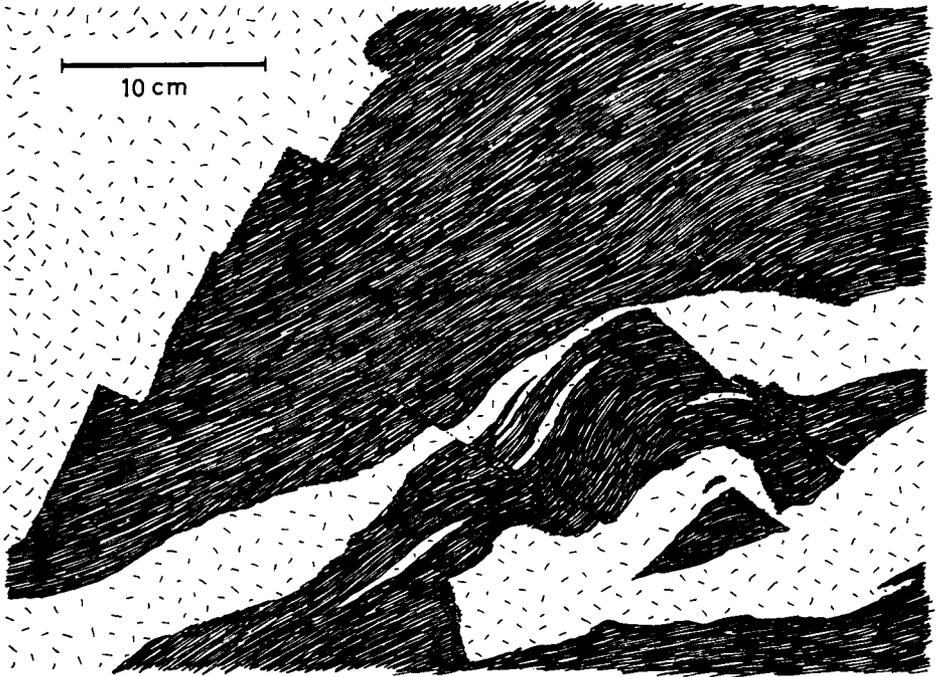


Abb. 7. Blastomylonitisch überprägter Quarzglimmerdiorit (dunkel) mit jüngerem Granit (hell). Steinbr. am Hieselberg bei Hochbruck (Blatt Regen).

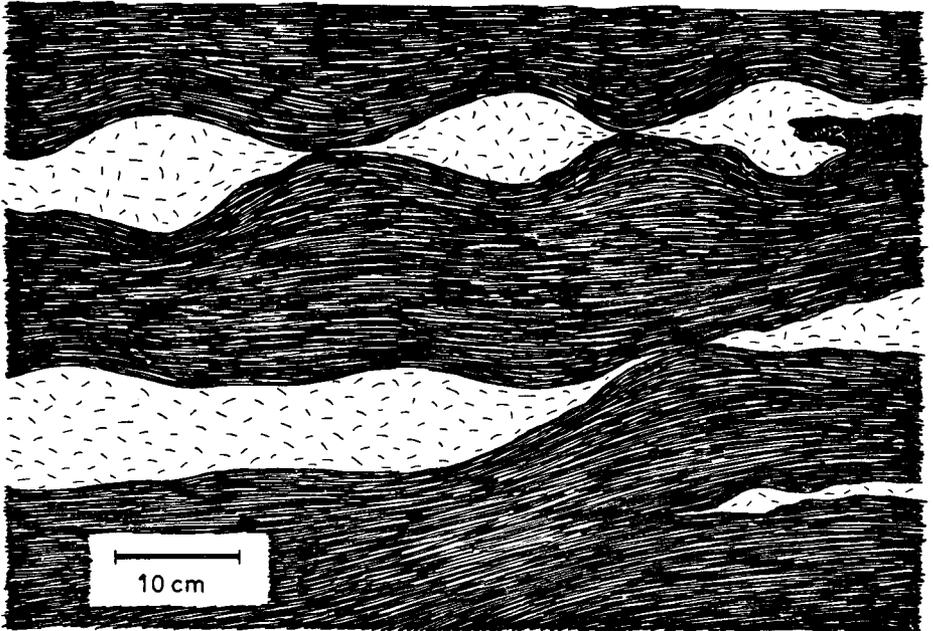


Abb. 8. Gemeinsam mit dem Quarzglimmerdiorit (dunkel) deformierte Granitgänge (hell). Der Granit erwies sich als kompetenter und wurde boudiniert. Steinbr. am Hieselberg bei Hochbruck (Blatt Regen).

## Geologische Exkursion nach Triefenried und zum Bayerischen Pfahl bei Weißenstein

VON HELMUT WINTER <sup>1)</sup>

Mit 2 Abbildungen

### 6 Sandgrube bei Triefenried (Bl. Regen Nr. 7044)

Wir verlassen die Stadt Regen in westlicher Richtung (Viechtach, Cham), stoßen kurz nach dem Ortsende in spitzem Winkel auf die Ostmarkstraße und verfolgen diese weiter in Richtung Cham. Nach Überfahren der Schlossauer-Ohe-Brücke beginnt bald eine etwa 2 km lange Straßensteigung. An ihrem Ende nun scharf nach links auf asphaltierter Straße zu dem Orte March, den wir durchfahren. Auf der ersten Straßengabel hinter March auf dem linken Wege (Naturstraße) nach Triefenried, in Triefenried gleich scharf rechts und über die kleine Bahnbrücke. Bei der kurz darauf folgenden Weggabel begeben wir uns auf dem linken Wege bis fast zum Ende seiner leichten Steigung; hier finden wir auf der linken (nördl.) Wegseite den Eingang zu einer Sandgrube (R 45 77,35; H 54 25,27).

In dieser Grube finden wir festes Gestein, von dem man Handstücke entnehmen könnte, nur in einzelnen Wollsackblöcken vor; das übrige Material ist, da wir uns hier etwa auf dem Niveau der ehemaligen tertiären Landoberfläche befinden, tiefgründig zersetzt und vergrust. Die Grube erlaubt es uns aber, je nach dem Abbaustand an ihren Wänden recht interessante Gefügebilder des Anstehenden zu studieren. Schon beim ersten Hinschauen sehen wir, daß hier ein helles Gestein vorliegt, das dunkle Schollen enthält.

Das helle Gestein, dessen Korngefüge wir zunächst an einigen von den Wollsäcken geschlagenen Proben betrachten wollen, ist grau, mittelkörnig, und führt Kalifeldspateinsprenglinge bis zu einer Länge von 3 cm. Wir stellen eine gewisse Korneinregelung infolge tektonischer Überprägung fest, die ja fast keinem Gestein in dieser verhältnismäßig pfahlnahen Zone fehlt. Unter dem Mikroskop bietet sich uns das Bild eines hypidiomorph-körnigen Gefüges, in dem deutlich idiomorph begrenzte Plagioklasleisten auffallen. Insgesamt sind dies alles Beobachtungen, wie wir sie an einem echten Tiefengestein machen könnten — z. B. an einem groben Granit. Noch verstärkt wird dieser Eindruck eines Eruptivgesteins, wenn wir uns an der Grubenwand — nunmehr im vergrusten Anstehenden — die Lagerungsverhältnisse der dunklen Schollen einmal vornehmen (Abb. 1). Es ist an verschiedenen Stellen recht deutlich zu erkennen, wie sie zu mehreren Bruchstücken auseinandergeplatzt sind, zwischen die sich dann das helle Gestein gedrängt hat. Die einzelnen Bruchstücke sind dabei meist nicht nur auseinandergewichen, sondern obendrein noch gegeneinander verdreht worden. Wenn man sie aus dem hellen Material herausnehmen könnte, ließen sie sich oft wieder lückenlos zu der ursprünglichen Scholle zusammenlegen. Wir dürfen also die Folgerung ziehen, daß die Schollen in einem Gestein auseinanderbrachen, das eine gewisse Plastizität und Mobilität besessen haben muß, um den Bruchstücken Verschiebungen und Rotationen gestatten zu können.

<sup>1)</sup> Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe HELMUT WINTER, Institut für Gesteinskunde der Universität, 8 München 2, Luisenstraße 37.

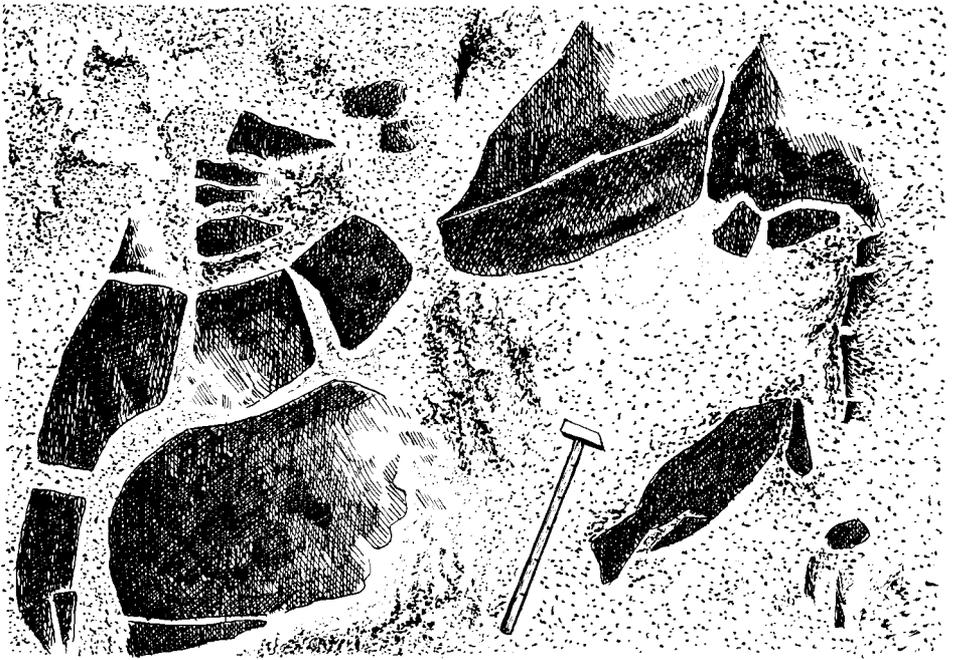


Abb. 1. Sandgrube am Gaisruck bei Triefenried: Granodioritischer Anatexit mit dunklen basischen Schollen (vgl. Text).

Hieraus aber gleich den Schluß zu ziehen, ein echtes Eruptivgestein vor uns zu haben, wäre jedoch voreilig; es läßt sich nämlich an vielen anderen Stellen zeigen, daß dieses so eruptivähnliche, recht homogene Material ganz kontinuierlich in anatektische Gneise übergeht, also in Gesteine, deren leichter schmelzbare (helle) Mineralphasen unter den hohen Druck-Temperatur-(pt)-Bedingungen der tiefen Grundgebirgsniveaus in schmelzartigen, möglicherweise sogar schmelzflüssigen mobilen Zustand übertreten. Es liegt hier in der Sandgrube mit größter Wahrscheinlichkeit ebenfalls ein anatektisches Gestein vor, das jedoch durch eine sehr tiefgreifende Anatexis, die auch schon die dunklen Gemengteile erfaßte (Diatexis) sein früheres Gefüge praktisch völlig verlor, weitgehend homogenisiert wurde, und damit in seinem Aussehen und Verhalten Eruptivcharakter annahm<sup>2)</sup>.

Allerdings finden wir schon noch Überreste des früheren (voranatektischen) Gneiszustandes in unserem Anatexit, und zwar gerade in Gestalt der dunklen Schollen, die — nunmehr völlig chloritisierte — amphibolitische Gesteinspartien waren, und nicht irgendwelche losgerissenen und mitgeführten Nebengesteinsbrocken, wie sie gerne in randlichen Partien echter Intrusiva auftreten.

Solche amphibolitischen Gneispartien vermögen anatektischen Vorgängen infolge ihrer Dichte, Feinkörnigkeit und höheren Temperaturbeständigkeit bedeutend länger zu widerstehen als der übrige Gneisverband, und bleiben daher

<sup>2)</sup> sein Chemismus ist im wesentlichen granodioritisch; es entspricht dem von LIST (1961 und 1966) auskartierten und bearbeiteten Paragranodiorit.

als Relikte oft erhalten. Nur randlich werden sie angegriffen und geringfügig aufgelöst.

Hangend wird der schollenführende Anatexit von einem Granitgang überlagert, dessen Streichen und Fallen ca. 160/50 WSW beträgt.

## 7 Die Steinbrüche am Gaisruck (Bl. Regen Nr. 7044)

Halblinks vor uns in südöstl. Richtung erhebt sich die bewaldete Kuppe des Gaisrucks. Wir fahren nun auf der Straße weiter und biegen nach etwa 200 m bei einem Gehöft nach links in einen engen, schlechten Weg ein, der durch Wald nach weiteren 200 m zu den Auffahrten der beiden Gaisruck-Steinbrüche führt. (Straßenmäßig etwas bessere, aber schwieriger zu findende Anfahrt über Furth oder die Hausermühle.) (R 45 77,55; H 54 25,30)

Hier wenden wir uns zunächst dem mehr südöstlich gelegenen unteren Steinbruch zu, der noch in Betrieb ist. In ihm interessiert uns nun besonders das westliche Drittel seiner nördlichen Wand, wo der Abbau nicht mehr weiter vorangetrieben wird, da hier die steil nach NE einfallende Kontaktfläche des Granites mit dem für Werksteine ungeeigneten Anatexit austreicht. Es ist der gleiche Anatexit, der uns vorhin in der Sandgrube begegnet ist, nur finden wir ihn diesmal ganz frisch vor. In dem etwas stärker verschliffenen, paralleltexturierten Material (125—135/80—90 NE) fallen viele entweder schön gerundete, ausgeschwänzte oder zerbrochene Kalifeldspateinsprenglinge von max. 5 cm Größe auf; der Anatexit, der in der Sandgrube noch vereinzelt Feldspat-Einsprenglinge enthielt, ist hier schon in einen *Palit* übergegangen. Auch in ihm finden wir Amphibolitschollen, die in spindeligen Formen auftreten, deren längste Achsen immer rund 130/10 SE verlaufen.

In dem Anatexit fallen nun mehrere 20—30 cm breite Bänder eines dunklen, leicht porphyrischen Granites auf, die ihn diskordant durchsetzen. Dieser Granit verhält sich dem Anatexit gegenüber recht aggressiv, denn er vermag von ihm aufgenommene Schollen aufzublättern und aufzulösen; aus bereits verdauten Schollen dürften auch wohl zum größten Teile die mittelkörnigen Feldspat-Einsprenglinge stammen.

Der dunkle Granit tritt aber mengenmäßig vollständig hinter den hellen Granit zurück, zu dessen Gewinnung der Steinbruch dient. Dieser helle Granit schneidet mehrfach Anatexit und dunklen Granit gemeinsam diskordant ab und erweist sich damit eindeutig jünger als beide. Beide Granite sind zeitlich aber nicht durch einen großen Hiatus getrennt, sondern stellen lediglich 2 nacheinanderfolgende Intrusionsphasen der varistischen Magmenförderung dar. Auffallend ist, daß der jüngere helle Granit (= Granit II) an Kontakten zum Nebengestein und auch an Schollen von aufgenommenem Nebengesteinsmaterial häufig helle aplitische Bänder ausbildet, die aber besonders bei Schollen fehlen können oder nur einseitig vorhanden sind. An einer Stelle können wir sehr schön beobachten, wie senkrecht zur Kontaktfläche aus dem Salband kräftige Kalifeldspat-Leisten nach Art einer sog. Stockscheiderbildung in den Granit II hineinwachsen (Abb. 2). Das Salband wird nicht selten zum Ausgangsort von aplitischen Apophysen, die in das Nebengestein, jedoch nicht in den Granit II hineinsetzen. Sie weiten sich in einzelnen Fällen zu kugeligen Nestern auf, von denen netzartig weitere Adern abzweigen. In einem Falle scheint es allerdings eher so zu sein, daß

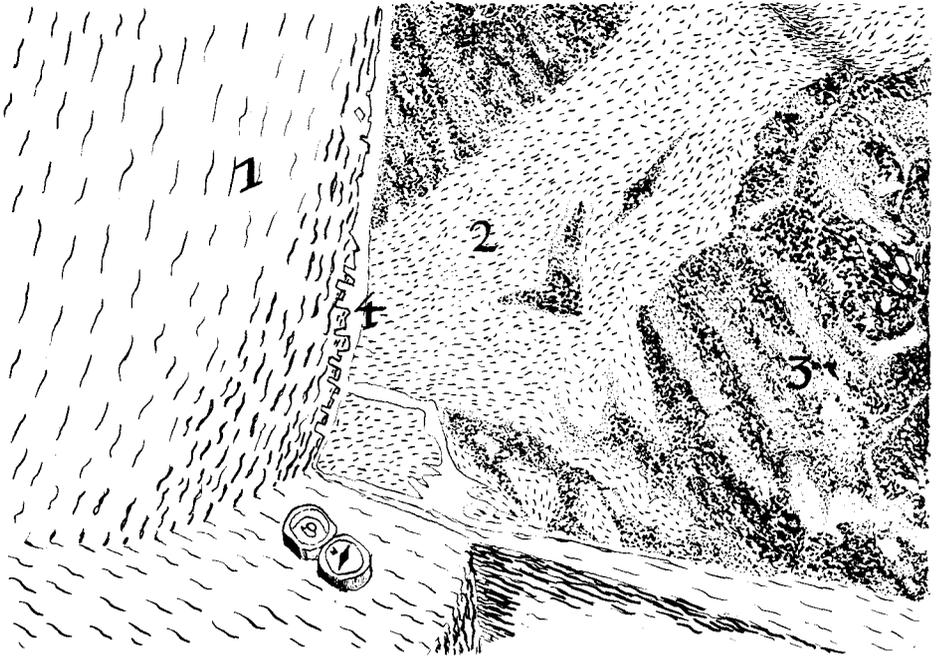


Abb. 2. Südöstlicher unterer Steinbruch am Gaisruck: 1) Heller jüngerer Granit (Granit II). 2) Älterer porphyrischer Granit. 3) Palitartiger Anatexit. 4) Aplitisches Band am Granit II-Kontakt mit Stockscheiderbildung. Siehe auch Text.

ein bereits im Anatexit entsandenes aplitisches Nest nur vom Granit angeschnitten wurde.

Da die Granite nirgends tektonisch völlig unbeanspruchert sind, ist ihre Ausbildung nie richtungslos körnig; sondern läßt stets ein Richtungsgefüge erkennen: entweder eine b-Lineare in Form einer leichten Flaserung, oder auch s-Flächen mit b-Linearen darauf.

Wir verlassen nun den unteren Granitbruch und begeben uns in den oberen aufgelassenen, der sich unmittelbar nordwestlich anschließt. An seiner Wand können wir einen Kontakt zwischen Granit und Quarzglimmerdiorit untersuchen, der von einem hellen aplitischem Salband eingenommen wird. Von ihm aus setzt sich an einer Stelle eine aplitische Apophyse nach oben fort, die fast pegmatitische Körnigkeit annimmt und Biotitpaketchen von  $> 1$  cm Durchmesser führt.

Mehrfach finden sich im Granit II größere Schollen von Quarzglimmerdiorit und palitischem Anatexit, der bis zu 5 cm lange, kantengerundete Kalifeldspat-Porphyroblasten führt.

## 8 Der Bayerische Pfahl an der Ruine Weißenstein (Bl. Regen Nr. 7044)

In Regen zunächst in Richtung des Bahnhofs; an diesem vorüber in südl. Richtung empor zur Ostmarkstraße. Wir überqueren diese und folgen unserer Straße bis unmittelbar zur Burgruine Weißenstein. Hier zweigen wir auf nordwestlich führenden Pfaden (entweder südl. oder nördl. der Burgruine) von der Straße ab und treten an die Quarzfelsen heran.

Der Pfahl erhebt sich in Gestalt einer gezackten Felsmauer, auf deren höchstem und mächtigstem Turme (ca. 30 m hoch) die Ruine aufragt. Weiter nach NW erheben sich weitere, nicht mehr so hohe Klippen, von denen eine auffallend schroffe mit einem Kreuz geschmückt ist.

Morphologisch ist der Pfahl ein Härtling. Das Quarzgestein hebt sich aufgrund seiner schwereren Verwitterbarkeit über seine leichter zersetzbaren Nachbargesteine heraus: Der Quarz wird von atmosphärischen Einflüssen viel weniger angegriffen als die angrenzenden Pfahlschiefer. Seine Widerstandskraft gegenüber fließendem Wasser ist aber infolge seiner sehr starken und engmaschigen Zerklüftung verhältnismäßig gering.

Die starke Zerklüftung erlitt der Quarz durch die Pfahltektonik. Er war ihr während und auch nach seiner Abscheidung ausgesetzt und ist infolgedessen kein ungestörtes, massiges Gestein, sondern eine *tektonische Brekzie*.

Der Quarz ist am Handstück als derbes Material von milchig-trüber Farbe ausgebildet, dem jedoch der Fettglanz, wie man ihn etwa von derbem Pegmatitquarz gewohnt ist, fehlt. Es kommen auch verschiedentlich mehr bräunlichviolett oder rosa gefärbte Spielarten vor. Er wird von einem dichten Netz von scharfen Brüchen und Sprüngen durchsetzt, die von jüngeren, meist helleren Quarzausscheidungen verheilt sind und älter sind als die nicht mehr durch  $\text{SiO}_2$ -Nachschübe verheilten Klüfte.

Unter dem Mikroskop bestätigt sich der makroskopisch gewonnene Eindruck eines tektonisch stark beanspruchten Materials: Im wesentlichen liegt ein außerordentlich feines, dichtes Quarzgeriesel vor, das stellenweise von feinstem Hellglimmer und Brauneisen durchstäubt wird. Gelegentlich sind auch feiner- bis mittelkörnige Pflastergefüge nesterartig eingestreut, die geringere tektonische Beanspruchung erkennen lassen.

Die Quarzgrundmasse erscheint überall von zahlreichen Quarzadern durchzogen, die einerseits durch beträchtlich größeres Korn und Pflasterstruktur das Fehlen stärkerer tektonischer Überformung anzeigen, andererseits aber auch genau so gut starke kataklastische Strukturen aufweisen können. Man kann also darauf schließen, daß die Kieselsäurezufuhr sowohl prä- als auch para- und posttektonisch erfolgt sein muß. Diese Annahme wird noch durch die Beobachtung unterstützt, daß jüngere Adern offensichtlich ältere, schon vorhandene durchschneiden. Es muß also mehrfach hintereinander Zerbrechung des Quarzes und anschließende Verheilung durch erneute  $\text{SiO}_2$ -Zufuhr stattgefunden haben.

Mit der Frage nach der Entstehung des Pfahlquarzes befaßte sich als erster v. GÜMBEL (1868). Er erkannte den innigen Verband und die häufigen kontinuierlichen Übergänge zwischen Pfahlquarz und den begleitenden Pfahlschiefern, die er aufgrund ihres lang durchhaltenden schichtigen Baus für sedimentäre Bildungen ansah. So mußte er zwangsläufig zur gleichen Annahme für den Pfahlquarz gelangen.

LEHMANN (1884) erkennt dagegen schon, daß die Pfahlschiefer Produkte regionaler Metamorphose sind. Er deutet den Pfahlquarz als Kieselsäure, die ursprünglich aus den Pfahlschiefern stammt; sie wurde nach seiner Meinung durch Serizitisierung der Feldspäte infolge der Dynamometamorphose freigesetzt, konnte auswandern und schied sich (als Lateralsekretion) wieder ab.

WEBER (1910) sieht im Pfahlquarz eine schmelzflüssige Kieselsäureinjektion aus der Tiefe.

Der erste Beweis für die hydrothermale Entstehung des Pfahlquarzes wird von OCHOTZKY und SANDKÜHLER (1914) und OCHOTZKY (1915) geliefert, die die hydrothermalen Einwirkungen auf die Nebengesteine erkennen.

HEGEMANN (1936) gelingt es, im Quarz Spuren von Bleiglanz, Pyrit, Kupferkies, Baryt und Flußspat nachzuweisen, so daß damit seine hydrothermale Deutung als gesichert erscheint. Nach seiner Ansicht ist der Quarz die Ausfüllung einer großen Verwerfungsspalte.

Dies darf jedoch nach neuesten Arbeiten (HOFMANN 1962) nicht mehr als überall zutreffend gelten. Nach seinen Untersuchungen füllt der Quarz keine alte Verwerfungsspalte, sondern in der Hauptsache ein Fieder-, z. T. Scherspaltensystem. Mit dieser Annahme findet auch die Beobachtung eine befriedigende Erklärung, daß der Pfahl nicht ein lang durchhaltendes, zusammenhängendes Quarzreef bildet (wie häufig noch in Karten dargestellt), sondern vielmehr eine Folge absetzender und fiederartig gegeneinander verstellter Gänge, zwischen die viel weichere Gesteine eingeschaltet sind. Die Weißensteiner Felsgruppe würde als Rest einer solchen quarzgefüllten Fieder anzusprechen sein.

Nach HOFMANN war die Ausbildung der blastomylonitischen Pfahlschiefergesteine (vgl. GRAUERT, ds. Heft, Abb. 1, P. 12 und 13) eine Voraussetzung für das Zustandekommen der Quarzfiedern und damit bereits vor diesen abgeschlossen. Er unterscheidet nämlich zwei Phasen in der Pfahltektonik, die zur Entstehung der Quarzfiedern führen: zuerst die Anlage der Pfahlzone als eine Zone besonders starker Durchscherung und Mylonitisierung der Gesteine; dann, in einer späteren (vielleicht sudetischen) Phase der variszischen Orogenese die Bewegungen, die zum Aufreißen der Quarzfiedern in den schon vorgeprägten Schwächezonen führten. Die Hauptförderung, die dann die Fiedern ausfüllte, erfolgte erst nachträglich im Oberperm.

### 8a) Pfahlfelsen bei Viechtach (Bl. Viechtach Nr. 6943)

Es sei hier noch auf die bekannte Pfahlmauer 2 km westlich von Viechtach an der großen Straßenbrücke hingewiesen; sie grenzt unmittelbar an die Bundesstraße Cham—Passau.

Die unter Naturschutz stehende Stelle ist auch als Ausblick auf die durch die Pfahlzone geformte Landschaft zu empfehlen.

## Der Arber-Kaitersberg-Zug

VON GEORG TROLL <sup>1)</sup>

Mit 5 Abbildungen und 2 Tabellen

Der Arber-Kaitersberg-Zug ist das Kernstück des Bayerischen Waldes. Seine ESE—WNW-Erstreckung parallel zum Bayerischen Pfahl verdankt er vor allem der gleichgerichteten Rundinger Störungszone (FISCHER 1938, S. 293), die vom Kaitersbach- und Zeller Tal im Süden der Bergkette nachgezeichnet wird. Im Norden trennt der Weiße Regen den Gebirgszug von der Neukirchener Gabbro-amphibolitmasse des Hohen Bogen, der Lamer Winkel vom Osser des Bayerisch-böhmischen Grenzkammes, über die Paßhöhe Brennes (1030 m) miteinander verbunden. Gegen Osten fällt der Bergstock des Großen Arber zum Oberlauf des Großen Regen ab.

Geologisch gesehen ist die Anlage der Gipfelkette tertiären (Oligozän/Miozän) Ursprungs. G. FISCHER (1939, S. 57 ff.) konnte wahrscheinlich machen, daß in alttertiärer Zeit die Entwässerung noch von Nord nach Süd verlief (z. B. mit dem Verlauf einer Rinne von Paß Eck aus, jetzt 844 m über NN., über Arnbruck, Drachselried und das Aßbachtal nach Süden).

Erst junge Hebungen und Verbiegungen mit gleichzeitigem Tiefschalten der Talsohlen längs den oben genannten pfahlparallelen Linien zusammen mit einer Klimaänderung von Semiarid bis zu Humid während Pliozän bis Pleistozän schufen das heutige Bild einer vom Arber im Osten (Großer Arber 1455 m, Kleiner Arber 1384 m) zum Kaitersberg (Großer Riedelstein 1133 m, Mittagstein 1034 m) leicht abfallenden Bergkette. Doch sicher unterstützte der innere Bau des Gebirges die äußere Formgebung nachhaltig mit.

Im wesentlichen sind es faziell verhältnismäßig eintönige Paragneise, aus denen der Arber-Kaitersbergzug aufgebaut ist. Sie sind mehrmals gefaltet und zeigen trotz ihrer katazonalen Prägung ein mehr oder minder einheitliches tektonisches Gefüge. Eine jüngste Faltung mit NW-streichenden Achsen ist an den meisten Aufschlüssen meßbar. Um sie sind oft NE-streichende ältere Achsen herumgewickelt. Sie spielen manchmal die beherrschende Rolle an Felsausbissen, die nicht gerade häufig an Gehängen <sup>2)</sup>, dafür um so mehr im Gipfelbereich auftreten.

Die NE-gerichteten Faltenachsen tauchen fast ausschließlich nach NE und z. T. recht kräftig mit Winkeln über 45°. Die Kristallisation zeichnete die Wegsamkeitsflächen der letzten Faltung in Metatekten und im Sinne einer Abbildungskristallisation nach (s. Abb. 1).

Die Glimmerschiefer, die das Dach des nördlich anschließenden Ossergebietes und Künischen Gebirges aufbauen, gehen nach S zu im Arber-Kaiters-

<sup>1)</sup> Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe Dr. GEORG TROLL, Institut für Gesteinskunde der Universität, 8 München 2, Luisenstraße 37.

<sup>2)</sup> Die Hangaufschlüsse haben zudem den Nachteil, daß schwierig festzustellen ist, ob der betreffende Gesteinsblock nicht infolge der Eiszeiteinwirkungen gekippt oder gar gerutscht ist.

berg-Raum in Metatexite über (vgl. FISCHER 1930, S. 259—271). Das sind Gesteine, deren helle Gemengteile unter thermischer Einwirkung verflüssigt und mobil wurden und dann als Bänder und Schnüre auf Flächen bester Wegsamkeit akkordant und diskordant zur Schieferung das Gestein flammenförmig durchsetzen. Metatexit als genetischer Gefügebegriff sagt noch nichts über den Stoffbestand aus. Schwach bis stark sandige Grauwacken und Tonschiefer verwandelten sich bei dieser Metamorphose über Glimmerschiefer und Glimmergneise zu Biotit-Plagioklas-Gneisen, die nach der jeweiligen Stoffzusammensetzung des Ausgangsgesteines und den örtlichen Druck-Temperatur-Bedingungen noch Granat, Cordierit und Sillimanit führen.

Alle drei Mineralien weisen auf einen hohen Tonerdegehalt hin, der wegen der geringen Wanderungsfähigkeit des  $Al_2O_3$  im Gestein und aufgrund primärer Bildung von Granat im Glimmerschieferstadium (FISCHER 1939, S. 306 f.) aus den ehemaligen Sedimenten stammt. Leichter erklärlich wäre eine Abfuhr von Kieselsäure, Alkalien etc. Derartige Vorgänge sind noch nicht streng nachweisbar. Sicher ist nur, daß Stoffwanderungen stattfanden, worauf besonders FISCHER (1959, S. 9) im Falle der Cordierit-Sillimanit-Gneise hinweist. FISCHER kann eine Ca-Zufuhr und Mg-Abwanderung aufgrund von Cordieritverdrängung durch Plagioklas zeigen. Granat ist aus epi- bis mesozonalem Metamorphosestadium übernommen worden, Cordierit bei gesteigerter Temperatur dazugetreten und hat teilweise die Granate verdrängt, und der Sillimanit hat den Tonerdeüberschuß in alkaliarmen Räumen abgefangen. Diese charakteristischen Mineralien, zu denen noch untergeordnet Spinell kommt, haben ihre eigene Geschichte und die ihrer Wechselwirkung miteinander und zu Feldspat, Glimmer und Quarz je nach der örtlichen Beanspruchung durch Druck und Temperatur. Aufgrund dieser vielseitigen Ausbildungsmöglichkeiten erklären sich die im Folgenden beschriebenen Gneistypen und Gneisvarietäten.

## 9 Der „Steinbruch am Eck“ (Bl. Kötzing Nr. 6843)

700 m SE Paßhöhe an der Straße nach Arnbruck (R 45 72,72; H 54 47,16)

Der Paß Eck (844 m) trennt den Kaitersberg- vom Arberzug. Von Arnbruck im Zellertal nach Norden reicht ein kleines Granitmassiv von ca. 3 km Durchmesser. Der mittelkörnige, öfters turmalinführende und von einer pegmatitischen Gangfolge durchsetzte und umgebene Granit hat den Namen „Arnbrucker Granit“ und ist in die Reihe verwandter Vorkommen bei Sattelpfeilstein (Bl. Roding und Bl. Miltach), vom Blauberg bei Kothmaißling (Bl. Cham-Ost), vom Kohlberg N Miltach (Bl. Miltach) und von Teisnach (Bl. Viechtach) zu stellen. Seine Kontakte zum Gneisrahmen sind kalt und scharf. Ich bin geneigt, seine Platznahme frühestens in die sudetische Phase der variszischen Gebirgsbildung einzureihen, bis absolute Altersanalysen ein genaues Bild ergeben.

Nördlich an den Arnbrucker Granit schließen Granat-Cordierit-Sillimanitgneise an, die der von 1957 bis 1960 betriebene Steinbruch am Eck in selten frischer und schöner Weise zeigt. Die metatektischen Gneise mit ihren ins Grünliche spielenden hellen Feldspatflammen (Leukosome, Aploide) sind mehrmals gefaltet. Ältere Faltenachsen ( $B_1$ ) verlaufen N 50—60 E, liegen söhlig oder tauchen flach nach NE. Sie werden von jüngeren Falten mit N 110—120 E-

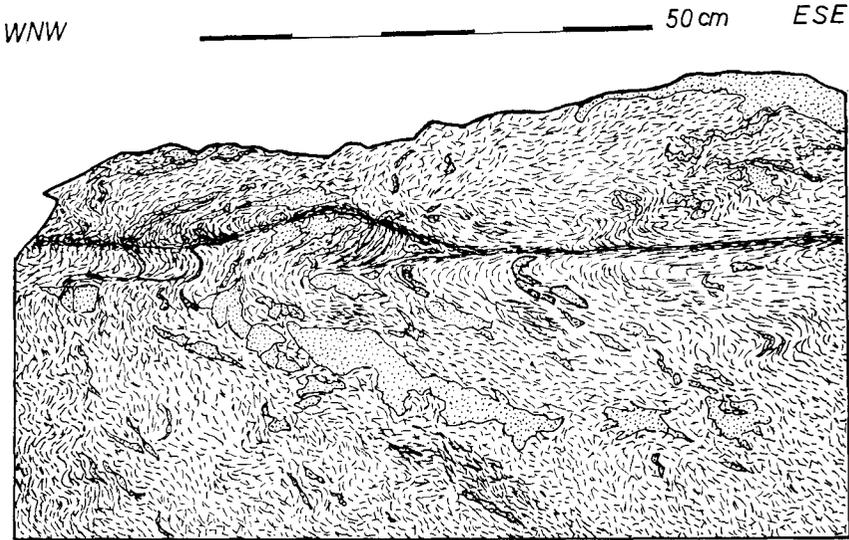


Abb. 1. Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis zeigt SE-gerichtete flache B-Achsen, die von Cordierit-führenden Metatekten (punktiert) deutlich nachgezeichnet werden. Eine horizontale Bewegungsbahn ist Zeuge, daß während der Anatexis die Tektonik noch nicht abgeschlossen war. Stbr. am Eck an der Straße Arnbruck—Paßhöhe Eck (E 45 72,72; H 54 47,16).

Tabelle 1: Modaler Stoffbestand von Cordieritgneisen, Varietät der Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneise

Schliffrn.	3434	94	3962	3963	3949	4290	
Nr.	1	2	3	4	5	6	Mittel
Quarz	1,4	16,8	30,0	16,7	6,3	29,7	16,8
Kalifeldspat	0,2	10,6	1,4	20,0	14,2	10,8	9,5
Plagioklas	1,3	11,5	0,8	6,2	3,1	7,6	5,1
Biotit	9,7	19,0	7,0	13,5	27,6	28,0	17,5
Cordierit	49,5	28,4	45,0	22,1	21,3	9,4	29,3
Sillimanit	26,9	5,0	9,0	11,2	23,6	13,5	14,9
Spinell	0,4	1,0	—	—	—	—	0,2
Granat	6,7	4,1	—	—	1,4	0,2	2,1
Erz	2,0	0,6	1,2	0,7	1,2	0,5	1,0
Zirkon + Apatit	—	—	0,4	0,3	0,2	0,1	0,1
Hellglimmer	2,1	3,2	5,2	9,3	1,1	0,2	3,5
Punkte	5700	5881	5841	6587	5129	4147	33285

Nr. 1: Gipfelpartie des Hennenkobel/Bl. Zwiesel Nr. 6945  
(Felsen ca. 10 m W Gipfel)

Nr. 2: Hennenkobel, anstehendes Gestein der „Straßlhäng“

Nr. 3: Stbr. am Eck/Bl. Kötzing Nr. 6843

Nr. 4: ibid.

Nr. 5: ibid.

Nr. 6: ibid.

Modalanalysen Nr. 1—5 J. MADEL, Nr. 6 G. TROLL.

Streichen überschritten, die mit Winkeln von  $40^\circ$  nach WNW abtauchen. Abb. 1 stellt eine Partie aus dem Steinbruch dar, die im Verlauf der jungen Faltenachsen ( $B_2$ ) angeschnitten ist. Aploide und Biotit-Sillimanit-Häute zeigen die flache junge Faltung an. Man erkennt deutlich, daß sie mitgefaltet sind. Noch jünger ist eine mehr oder minder horizontale Bewegungsbahn, welche aber auch wie alle tektonischen Elemente von der Kristallisation überdauert und ausgeheilt wurde. FISCHER (1959, S. 19) betont, „daß die Cordierit-Sillimanit-Gneise des Moldanubikums nicht nur statische Rekristallite sind, sondern wesentliche Züge einer parakristallinen Deformation verdanken“.

Die Granatführung der Gneise wechselt von völligem Fehlen bis zu mehreren Volumenprozent im Meterbereich, während Cordierit und Sillimanit immer als Hauptgemengteile am Aufbau beteiligt sind. Tab. 1 gibt einen Querschnitt der markanten Serie, die sich über den Hennenkobel bei Bodenmais südlich an Zwiesel vorbei nach Osten verfolgen läßt. Die vier Modalanalysen aus dem Steinbruch am Eck (s. Tab. 1) schwanken in der Zusammensetzung infolge der ungleichen Verteilung der Komponenten auf Altbestand (Paläosom, Melanosom) und Mobilisat (Neosom, Leukosom). Je nachdem nimmt der Feldspatgehalt auf Kosten des Cordierits zu. Analyse Nr. 6 einer sillimanitreichen Partie fällt dabei etwas aus der Reihe. Die Mittelwerte unterstreichen die Vormacht des Cordierits vor Biotit, Quarz und Sillimanit. Cordierit tritt nicht nur in den schmalen Melanosomlagen mit Biotit zusammen auf, sondern springt vor allem in den hellen Leukosomen (Metatekten) in hellblauen Körnern bis max. 1 cm Durchmesser ins Auge. Sillimanit ist ebenfalls makroskopisch gut sichtbar, besonders auf den s-Flächen des Gesteins als seidiger Filz, der sich vom schwarzen Biotit gut abhebt.

Die Gneise lassen sich fast immer unter dem Mikroskop wie auch mit bloßem Auge in mm-breite Melanosom- und Leukosomlagen trennen, die jeweils für sich ein typisches Mineralgefüge aufweisen. Die dunklen Lagen sind durch s-geregelte Biotitscheiter (Pleochroismus von  $n_z = \text{Rotbraun}$  nach  $n_x = \text{Hellerock}$ ) gekennzeichnet, von Sillimanitsträhnen durchsetzt oder begleitet, welche bevorzugt in xenomorphen Cordieriten liegen (Abb. 2), und führen im wesentlichen die Apatite und Zirkone.

Die Leukosome zeichnen sich dagegen durch z. T. hypidiomorphe Cordierite aus und vor allem dadurch, daß eine Alkali-Kieselsäure-Zufuhr das Gleichgewicht der Hauptkristallisation erheblich stört. So kann man immer wieder beobachten, wie Symplektitgefüge nicht nur an Feldspatgrenzen auftreten, sondern auch an Cordierit ansetzen. Biotit und Cordierit werden von Quarz korrodiert. Dabei werden nicht selten die Sillimanite aus ihren alten Wirtsmineralien geschält und in Quarz eingeschlossen. Metasomatisch verdrängender Kalifeldspat macht sich überall breit, wo er in xenoblastischer Ausbildung Fuß fassen kann. Es fällt überhaupt auf, daß die großen, gut verzwilligten (nach dem Albitgesetz) Plagioklase kaum einheitlich erhalten sind. Vielmehr durchlöchert der Kalifeldspat die Plagioklase und bildet so gern große, zusammenhängende Kristalle an deren Stelle.

Diese Beobachtungen gelten für die Gneise des gesamten Kammes des Arber-Kaitersberg-Zuges und lassen sich in allen Varietäten mehr oder weniger ausgeprägt finden.

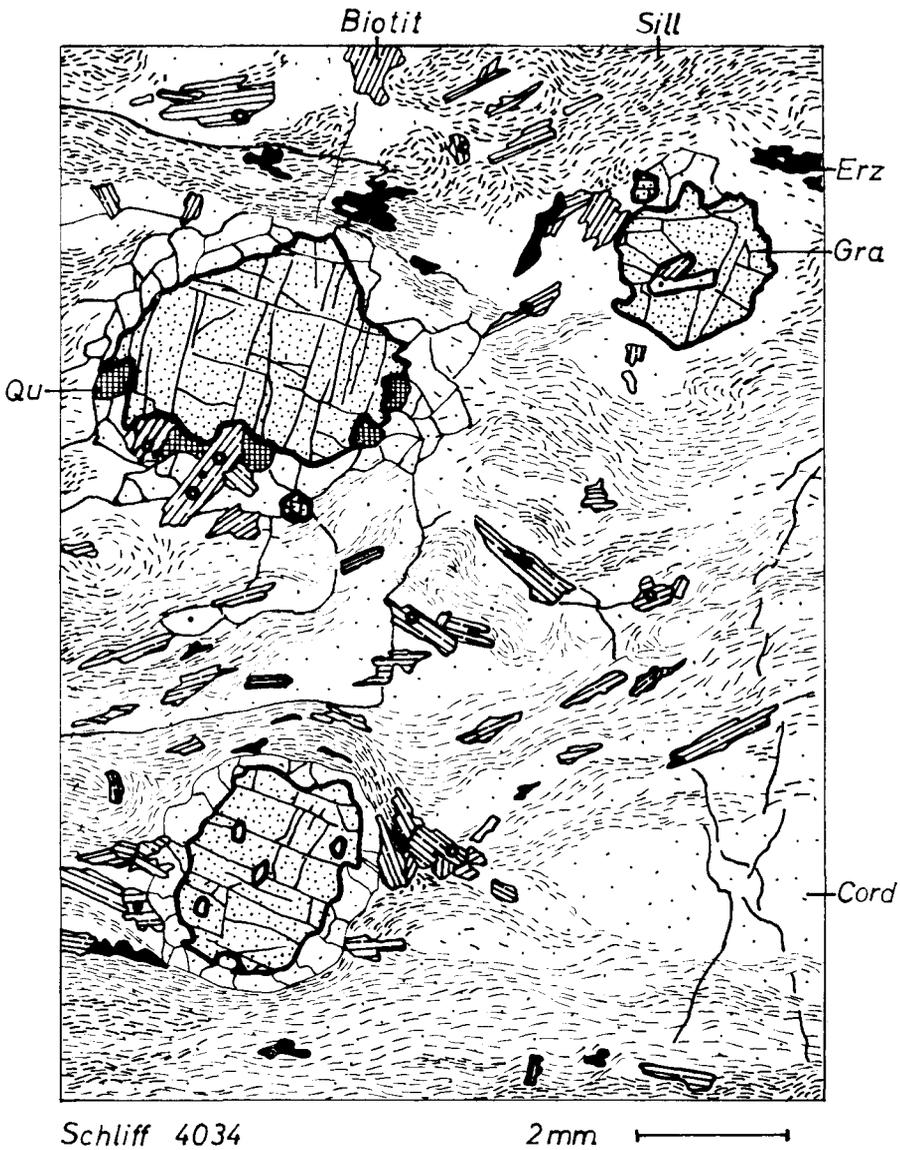


Abb. 2. Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis (Schliffnr. 4034), Gipfel des Hennenkobel (R 45 86,44; H 54 34,88). Nähere Erläuterung s. Text. Gezeichnet von J. MADEL

### Die Gneise des Großen Arber

C. W. v. GÜMBEL faßt in seiner „Geognostischen Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges“ 1868 die Gneise des Arber-Kaitersberg-Zuges im Hinteren Wald unter dem Begriff der herzynischen Gneissbildung zusammen (S. 545—559) und unterscheidet dann in liegende Dichroit- und hangende Schuppengneise (S. 547). Dichroit ist der alte Name für Cordierit (aufgrund seiner optischen Absorption).

E. WEINSCHENK deutet in seiner Studie über den Contactmetamorphismus 1902 (S. 473 ff.) die „typische herzynische Gneissformation GÜMBELS in einem Profil zwischen Regen und Eisenstein als eine Gesteinsserie von gleichmäßiger Beschaffenheit, welche „mehr oder minder mächtige Lager von echtem, intrusiven Granit“ durchschneiden. Diese Einlagerungen (ein Drittel des ganzen Profils) beweisen, „daß es sich dabei nur um die Ausläufer mächtiger vulcanischer Massen handeln kann, die in der Tiefe schlummern. . . Die körnig-streifigen Cordieritgneise GÜMBELS sind nichts weiter als von granitischem Material injizierte Hornfelse. . . An das nördliche Ende des Profils schließt sich dann der Glimmerschiefer und die Phyllitformation an. . . Die Schiefer sind in allen Teilen normale contactmetamorphische Gebilde; ursprünglich kristallinische Schiefer oder auch Producte irgend einer Art von Regionalmetamorphose haben in diesem Profil keinen Platz.“

WEINSCHENK begründet diese Anschauung mit den „massenhaften stock- und gangförmigen Massen von Granit und anderen Intrusivmassen, welche allenthalben innerhalb dieser Schiefer und oft mit auch hier recht typischen Injektionserscheinungen auftreten“ und „dadurch, daß das ganze Glimmerschiefergebiet von mächtigen granitischen Massiven rings umschlossen wird“.

Was damals als Injizierung bezeichnet wurde, würde heute Metatexis genannt und streng davon die Intrusion von Graniten, Pegmatiten und Apliten geschieden.

Die liegenden Dichroitgneise GÜMBELS entsprechen den heutigen Cordieritgneisen (so seit WEINSCHENK), incl. den Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneisen der Bodenmaiser Serie FISCHERS. Bei SCHRÖCKE 1955 (S. 467—476) werden sie allgemein Cordieritgneise genannt, aber davon sog. „Arbergneise“ geschieden (aufgrund von Textur und Mineralbestand, s. a. unten). Die Cordieritgneise bilden das Rahmengestein der Sulfiderze von Bodenmais und bauen hervorstechende Berge wie Bischofshaube, Hennenkobel (s. S. 72) und Roter Kot nördlich Zwiesel auf. GÜMBEL (S. 549) trennt von ihnen die „Schuppengneise“ des Lamer Winkels ab, die man heute als Glimmergneise mit Übergängen zu Glimmerschiefern und Quarziten bezeichnen würde. G. VOLL (1960, S. 62—67) beschreibt eine analoge moldanubische Serie in ihrem Kristallisationsablauf aus der Oberpfalz und zeigt anschaulich die Parallelen bei der Formung katazonaler cordieritführender Gneise auf.

## 10 Hindenburgkanzel (Aussichtsturm) (Bl. Lam Nr. 6844)

1043 m ü. NN., bei Straßenkilometer 32 zwischen Brennes und Lam, etwa 2 km N Brennes (R 45 84,50; H 54 46,20).

Der Felsturm bietet eine wunderbare Aussicht über den Lamer Winkel und die umstehenden Berge. Er besteht aus sillimanitreichen Glimmerschiefern bis Glimmergneisen (Plagioklas, Biotit, Sillimanit als Hauptgemengteile), die kräftig um ältere N 55—65 E-streichende, flach NE-tauchende und jüngere N 90—100 E-streichende, flach E-tauchende Achsen gefaltet sind. Die enge Faltung zeigt eine S-Vergenz. Die ac-Klüftung ist besonders gut ausgeprägt. In die Faltung einbezogen sind die ersten beginnenden Mobilisate in Form von kleinen Metatekten und vor allem alte Quarzgänge, die stark zerschert sind (vgl. z. B. Abb. 3).

Die nach S zunehmende Metamorphose führt zu regelrechten Biotit-Plagioklasgneisen, die in den Felspartien auf dem Arbergipfel besonders schön zu sehen sind. Auf der Übersichtskarte des Arberggebietes von SCHRÖCKE (1955, Abb. 2) und STRUNZ (1962, Beilageblatt II) sind die Gneise als „Arbergneise“ gekennzeichnet. Sie werden von SCHRÖCKE 1955 (S. 480—481) als Gesteine beschrieben, „denen ein scharfer Lagen- und Linsenbau fehlt. Es herrschen dünnplattige und ebenplattige Texturen. Hellere und dunklere Anteile liegen weitstreichend mit gleicher Mächtigkeit eben aufeinander.“

Wenn man auch im Gelände keine Grenze zwischen Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis (Cordieritgneis) und Biotit-Plagioklas-Gneis (Arbergneis) ziehen kann, da beide Arten fließend ineinander übergehen und auf engem Raum wechselgelagert sind, so lassen sich doch in der Überschau des Gebietes Unterschiede feststellen, die bedeutend genug sein können, eine Gliederung zu recht-

Tabelle 2: Stoffbestand von Cordieritgneisen, Varietät der Arbergneise

Schliffnr.	—	—	—	4007	135	136	
Nr.	7	8	9	10	11	12	Mittel
Quarz	14,0	26,8	44,8	8,7	30,0	30,4	25,8
Kalifeldspat	14,6	3,9	0,4	3,3	6,8	0,8	5,0
Plagioklas	23,8	36,1	39,5	39,3	20,3	31,6	31,8
Biotit	33,6	32,9	13,8	11,0	22,8	24,0	22,7
Cordierit	13,6	—	—	37,2	18,9	9,3	13,2
Sillimanit	0,4	—	—	0,1	0,3	—	0,1
Granat	—	—	—	0,4	—	0,4	0,1
Erz	—	0,3	1,5	—	0,3	0,9	0,5
Zirkon + Apatit	—	—	—	0,06	0,2	0,4	0,1
Muskovit	—	—	—	—	0,4	2,2	0,4
Punkte				5093	2588	3315	

Nr. 7: NW Kleiner Arber (R 79,57; H 43,27)/Bl. Lam Nr. 6844

Nr. 8: Großer Arber (R 49,50; H 42,31)/Bl. Lam 6844

Nr. 9: Bei Schönbach (R 79,20; H 41,72)/Bl. Lam 6844

Nr. 10: Großer Arber, Fußweg 500 m NW Arbergasthof/Bl. Lam

Nr. 11: Arbergipfel (Sammlung J. Nothhaft)

Nr. 12: Arbergipfel (Sammlung J. Nothhaft)

Modalanalysen Nr. 7—9 aus SCHRÖCKE 1955, S. 487 (Tab. 2), Nr. 10—12 G. TROLL 1964.

fertigen. Aus diesem Grunde habe ich verschiedene Modalanalysen vom Gipfel des Großen und Kleinen Arber in Tab. 2 zusammengefaßt, die, mit Tab. 1 verglichen, aussagen können, daß zumindest der  $Al_2O_3$ -Gehalt wesentlich geringer ist als in den südlich anschließenden reinen Cordieritgneisen. Daß Granat, Sillimanit und Spinell, die für den Cordieritgneis kennzeichnend sind, ganz fehlen, wie SCHRÖCKE (1955, S. 481) feststellte, stimmt nur für den Spinell. Eine deutliche mengenmäßige Abnahme trifft für Granat, Sillimanit, Erz und Cordierit zugunsten eines erhöhten Quarz-Plagioklas-Gehaltes zu.

Im weiteren regionalen Vergleich mit anderen moldanubischen Gneisen fällt auf, daß die beginnende Anatexis in der südlichen Oberpfalz stofflich verwandte Gneise geschaffen hat, die BADER (1963, S. 239) als Cordierit-Plagioklasmetablastit-Gneise beschreibt. Es handelt sich bei diesem Vergleich wohl nicht nur um ähnliche Bildungsvorgänge beider Gneisgebiete, sondern auch noch um analoge Ausgangssedimente, vielleicht der gleichen stratigraphischen Serie. Nur ein etwas höherer Quarzgehalt und dafür verminderter Plagioklasgehalt zeichnen sich bei den Oberpfälzer Gneisen gegenüber denen des Arberzuges ab. Der Cordieritgehalt schwankt beidesmal beträchtlich, wofür auch BADER keine Erklärung hat (S. 238). Die von SCHRÖCKE (1955, S. 480) angegebenen An-Gehalte der Plagioklasse von 27 bis 46 Mol% liegen höher als die der oberpfälzer Metablastitgneise (BADER, S. 245), doch würde meines Erachtens eine statistische Auswertung bei den Arbergneisen das Bild noch differenzieren und verdeutlichen. Ob aus diesen breit pendelnden Werten von  $An_{27-46}$  analog dem Schluß BADERS inconstante Bedingungen während der Temperung für die Arbergneise abgeleitet werden können, ist fraglich. Bemerkenswert bleibt der Befund des Vergleichs insoweit, als er einen verwandten Metamorphosegrad beider Gneiskomplexe in einer ca. 60 km langen Zone herzynischer Erstreckung nördlich des Bayerischen Pfahles nahelegt. Es ist ratsam, die Cordieritgneise nicht so scharf von den Arbergneisen zu trennen, da die Konvergenzen in Genese, Mineralbestand und besonders im Gefüge (Verknüpfung von Blastesis mit Metatexis) sehr groß sind. Ich schlage daher vor, unter dem Oberbegriff Cordieritgneise die Varietäten Arbergneis und Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis auszuhalten (vgl. Tab. 2 und 1). Das entspricht auch der historischen und regional vergleichenden Betrachtungsweise.

## 11 Gipfel des Großen Arber (Bl. Lam Nr. 6844)

Höchster Punkt (1455 m)

Der Gipfelfelsen des Großen Arber zeigt cordieritführende Biotit-Plagioklas-Gneise mit einem Streichen der Schieferungsflächen von N 120 E und einem NNE-Fallen von 70—80°. Die Faltenachse läuft N 120 E/flach SE. Die dünnlagigen Biotit-Plagioklas-Gneise zeigen zuweilen Homogenisierungserscheinungen in Form von blastischen Plagioklasen und Biotiten, auf die bereits GÜMBEL (1868, S. 231) hingewiesen hat, indem er von „Körnelgneiss“ spricht, eines „körnig-streifigen“ Gestein, in welchem meist abwechselnde Schichtenlagen von fein- und grobkörnigen Gemengen, letztere oft granitähnlich, sich bemerkbar machen“. Der Felsenkomplex wird oft von bevorzugt in ac-Klüften aufgestiegenen Quarz-, Aplit- und Pegmatitgängen durchsetzt, die unmittelbar keinem Granitkörper zugeordnet werden können. Doch liegt die bereits von WEINSCHENK (s. o.) ausgesprochene Vermutung nahe, daß die jungen (post)sudetischen Granitmassive vom Dreissessel-Pleckensteinzug im SE über Zwiesel, Teisnach bis Cham im SW ihre Ausläufer (auch großräumigen Ausmaßes unter einer Gneisdecke) in das Arbergebiet aussenden. Zeugen dafür sind NS-gerichtete Granitzüge westlich von Zwiesel und die Pegmatite vom Hühnerkobel (Bl. Zwiesel, Nr. 6945) und Frath (Bl. Bodenmais Nr. 6944). Darüber s. a. S. 67.

Der Anstieg zum Arber kann a) von Norden, d. h. vom Brennessattel aus (ca. 1,5 Stunden), b) von E durch die Seewand (Naturschutzgebiet) vom Großen Arbersee aus, c) von S durch

die Rieslochschlucht (Naturschutzgebiet) und über die Bodenmaiser Mulde (Hochmoor) oder d) von W über den Kleinen Arber (Unterkunftshaus Chamer Hütte) unternommen werden. Für die Route c) von S aus ist neben Bl. Lam Bl. Bodenmais notwendig. Die Wege sind markiert.

a) Der Anstieg vom Brennessattel aus erfolgt parallel steigenden Metamorphosegrades. Die Glimmergneise am Sattel gehen in cordieritführende Biotit-Plagioklasgneise über, die durch mannigfache Einlagerungen unterbrochen sind, räumlich meist kleine Gebilde von dm- bis m-Dimensionen. Leider sind sie infolge des Firneisgrundschuttes (G. PRIEHÄUSSER 1930, 1951) nicht anstehend, sondern nur in Blöcken und Schuttmaterial aufgeschlossen. An erster Stelle müssen akkordante quarzitische Lagen genannt werden, gefeldspatete Quarzite, die mehr oder minder scharf gegen den Biotit-Plagioklas-Gneis (Grauwackengneis) absetzen. Daneben treten die für das moldanubische Grundgebirge typischen Kalksilikatlinsen und feinkörnige Biotitamphibolite auf. Seltener sind Funde von mittelkörnigen bis grobkörnigen gabbroiden Gesteinen, deren geologische Körper in ihrem Verband noch nicht näher bekannt sind. Sie müssen wohl derselben Intrusionsphase wie die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen b. Heilig Blut (FISCHER 1930) angehören. Erst einige hundert Meter unter dem Arbergipfel treten dem Beobachter anstehende Felspartien entgegen. Die Wanderung erschließt vor allem einen Übergang von den Lamer Glimmerschiefern und Osserquarziten zu den katazonalen Gneisen des Bayerischen Waldes.

b) Wählt man den Weg zum Arbergipfel vom Großen Arbersee aus durch die Seewand, so sollte man es nicht versäumen, die Kar-, Moränen- und Toteisbildungen des Großen Arbersees anzusehen, die G. PRIEHÄUSSER eingehend beschrieben hat (1927). Der jüngste Moränenwall wird von der großen Autostraße Bodenmais—Brennes in der Höhe des Sees markiert. Er ist seitlich an den Parkplätzen angeschnitten. Die unsortierten Gerölle zeigen einen guten Querschnitt der Ausbildung der Gneise. Die unter a) genannten Einlagerungen sind hier ebenfalls zu finden, daneben Blöcke von jüngeren Gängen wie Aplite, Pegmatite und besonders Hornblendenadel-Dioritporphyrite („Nadeldiorite“ GÜMBELS). Nach PRIEHÄUSSER (mündliche Mitteilung) sollen sie in der Seewand aufgeschlossen sein, doch ist die Fundstelle verschollen. Besonders eindrucksvoll zeigen gesprengte Blöcke aus frischem Cordieritgneis den Mechanismus der Metatexis, den Wechsel von Altbestand (Paläosom) und Mobilisat (Neosom), auf den die Beschreibung als geflammte Cordieritgneise am besten zutrifft.

Anstehend, aber weniger frisch sind die Cordieritgneise am Südufer des Sees, an einem Felssporn, der in den See hineinragt und nicht übersehen werden kann, zu beobachten. Der hiermit empfohlene Rundweg um den Großen Arbersee führt etwas oberhalb vorbei. Hier (Bl. Bodenmais Nr. 6944, R 45 84,42; H 54 40,74) ist ein granatarmer Cordieritgneis von sehr groben Metatekten durchzogen. Das s des Gneises verläuft N 110 E/50 S, die B-Achse N 90 E/flach E. Er führt Kalksilikatschollen.

Der Steig durch die Seewand führt fortwährend an Felsen von Cordieritgneisen vorbei (Arbergneisen), die allerdings infolge der hohen Luftfeuchtigkeit während der längsten Zeit des Jahres stark mit Flechten und Moosen bewachsen sind, so daß bloß bei eingehender Betrachtung und erst nach reichlichem Gebrauch des Hammers die Strukturen der Gneise studiert werden können.

c) Will man von Süden, von Bodenmais zum Arbergipfel, muß man mit einem mindestens zweistündigen Fußmarsch rechnen. Diese Mühe wird allerdings durch die besonders reizvolle Waldlandschaft doppelt belohnt. Am Südhang reichen von den Laubbäumen die Buchen weiter hinauf, die Bergahorne und Ebereschen sogar bis zum Gipfel. Die Wegstrecke läßt sich klar dreiteilen.

Der erste Abschnitt reicht von Bodenmais durch die Rieslochschlucht (Wasserfälle) bis zur Querung der Arberhochstraße (nicht freigegebene geteerte Forststraße), die etwa in 1000 m Höhe am Hang entlangläuft. In der Rieslochklamm (eh. Risslochklamm), in der nach C. W. v. GÜMBEL (1868, S. 548) der Sage nach ein erzeiches Kupferbergwerk gewesen sein soll, stehen die Cordieritgneise in typischer Ausbildung an, während weiter oberhalb in größerem Ausmaße diluvialer Firneisgrundschutt und Fließerden einsetzen, die selbst größere Felsmassen verlagert haben, so daß an ihnen keine tektonischen Messungen mehr gewonnen werden können. Als Ersatz mögen motorisierten Exkursionen die Aufschlüsse an der Arberhochstraße bei ihrer Einmündung in die Arberseestraße Bodenmais—Brennes (s. u. Aufschluß Nr. 12) dienen.

Der zweite Abschnitt des Riesloch-Arber-Weges von der Kreuzung mit der Arberhochstraße (1050 m) längs des Arberbaches bis zur Bodenmaiser Mulde, die eine Bergschulter in 1200 bis 1300 m Höhe darstellt, ist ein Anstieg in diluvialem Hangschutt, in dem wie auf der Nordseite des Berges alle Gneisvarietäten und -einschaltungen zusammengetragen sind. In 1170 m Höhe gabelt sich der Weg (Bl. Lam Nr. 6844, R 45 82,74; H 54 40,82) in Arber- und Seesteig. Der linke Arbersteig zeigt von hier ab einige erwähnenswerte Einschaltungen der Gneise, die Cordieritflecknaploide und redwitzitähnliche, hornblendeführende Anatexite, bei denen es sich vielleicht um palingenes Material handelt. Anstehende Cordierit-Flecknaploide konnte ich bislang nicht finden, doch messen die Felsblöcke bis mehrere Meter im Durchmesser. Daneben kommen auch cordieritfreie Pegmatoide vor. Ein großer Felsblock an der besagten Weggabelung führt einen 2 m messenden Einschluf von lagigem Biotit-Plagioklasgneis (Grauwackengneis). Gleichzeitig läßt sich beobachten, wie wechselhaft die Granat-, Cordierit- und Sillimanitführung der Cordieritgneise ist. Bei der stofflichen Schwankungsbreite bleibt aber stets der metatektische Bau der Gneise gewahrt. Nur feinlagige Biotit-Plagioklasgneise, die sich in ihrer Textur gut von Cordieritgneisen abheben, sind von Leukosomen weitgehend verschont. Die redwitzitähnlichen Hornblendegesteine finden sich als abgerundete Blöcke auf der Verebnungsfläche westlich der Hirtenhütte (400 m SSE P. 1236,4 m) verstreut. Bis cm-große, sperrige Biotite stecken in dem mehr feinkörnigen als mittelkörnigen, an blasser Hornblende reichen Grundgewebe und geben dem Gestein das redwitzitähnliche Aussehen. Eine eingehende Untersuchung der Gesteine ist im Gange.

Der dritte und letzte Abschnitt zum Arbergipfel setzt am Fuß der 150 m hohen Kuppe dort an, wo der Hochwald schütterter und die Steigung merklich größer wird. Die Gipfelfelsen des Bodenmaiser Riegels sind mit denen des Hauptgipfels (s. S. 60) zu vergleichen. Die ebenfalls N 110—120 E streichenden B-Achsen tauchen nach meinen Messungen nicht flach SE wie dort, sondern mit 20° NW. Die Vergenz ist SSW gerichtet.

d) Von Westen führen auf den Arber ein Höhensteig vom Kleinen Arber über das Chamer Haus (Unterkunftshaus, Jugendherberge) und ein Aufstieg vom Kleinen Arbersee aus, ebenfalls über das Chamer Haus, die aber nichts wesentlich Neues zeigen. Ergiebiger, aber auch schwieriger, da weglos und schroff, ist eine Durchquerung der Seewand südlich des Kleinen Arbersees. Die Felswände zeigen besonders schön die quarzitischen Einschaltungen im Arbergneis, die wundervoll mitgefaltet sind, was häufig infolge ihrer größeren Widerstandsfähigkeit gegenüber der Verwitterung recht plastisch erscheint. Es sind cm- bis dm-breite Bänder, in denen man noch selten einen Sedimentationsrhythmus (graded bedding) angedeutet finden kann. Hier steht noch eine genauere Untersuchung aus.

## 12 Felsen an der Arberseestraße (Bl. Bodenmais Nr. 6944)

- a) Felsen an der Abzweigung der Arberhochstraße von der Arberseestraße Bodenmais—Brennes bei km 6 (Flur „Nördliche Plätz“ zwischen P. 966,5 und P. 1030,8 m, R 45 82,70; H 54 37,57)

Die Felsen reichen von der großen Straße aus etwa 500 m in nordwestlicher Richtung entlang der Arberhochstraße (Forststraße). Sie zeigen Cordieritgneise in der Ausbildung von Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneisen mit dem in der Einleitung beschriebenen Gefüge, wie es Abb. 3 darstellt. Neben dem großen Teil, den das metatekte Neosom im Gestein einnimmt, fallen zerscherte ehemalige Quarzgänge auf, die mitverfaltet sind und nun oft plumpe Knauern bilden. Auch Abb. 4 (vom Rachelgipfel Bl. Spiegelau) zeigt zum Vergleich solche alten Quarzgänge, diesmal noch im Zusammenhang, woraus erhellt, daß es sich wirklich um Gang Quarze handelt.

Der flache Faltenbau ist dem am Arbergipfel mit einem B von N 125—130 E und flachem Tauchen fast gleich, doch tritt hier noch eine großwellige Verbiegung von B = 155/30 NNW hinzu. Quarzitische lagige Tekturen und granatreiche Zonen wechseln mit unregelmäßigen quergreifenden Mobilisaten, darunter auch cordieritführenden Metatekten, welche den Gneisen ein unruhiges Bild (Abb. 3) verleihen. Auch kalksilikatführende Partien sind beteiligt; die alten sedimentären Bänder von Quarziten zeigen noch alte NE-streichende und SW-tauchende Falten.

- b) Felsen (Versuchsabbaue und Schürfe auf Kieslagerstätten) an der Arberseestraße Bodenmais—Brennes zwischen km 4 und 5 (Bl. Bodenmais Nr. 6944, N P. 1026 m, R 45 83,83; H 54 37,60)

Das Bild hier ist nicht viel anders. Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneise stehen im Verband mit granitischen Gesteinen, deren Einstufung nur durch vergleichende Studien gesichert werden kann. Von SCHRÖCKE (1955, Abb. 2, s. Legende!) werden diese hellen Gneise Granitgneise genannt. Felsaufschlüsse in der Umgebung von Rabenstein (s. S. 75) legen indes nahe, sie als Diatexite oder synorogene Palingenmagmen anzusehen, deren Platznahme nicht weit von ihrem Bildungsraum erfolgte. Darauf verweisen Relikte in ihnen und ihr Chemismus). Sie seien zur genauen Abgrenzung erst einmal mit dem Lokalnamen „Rabensteiner Gneise“ belegt (vgl. Abb. 5). Eine genetische Verwandtschaft zu den Körnelgneisen des Regensburger Waldes (ANDRITZKY 1962) und zu den „Granodioriten“ von LIST (1961) ist nicht auszuschließen. Allein ihr basischer Stoff-



————— 50 cm

Abb. 3. Verteilung von zur Schieferung akkordanten und diskordanten Metatekten (gestrichelt) in Cordieritgneis (weiß). Dazwischen treten zu Knauern zerscherzte Quarzknauern (punktiert) auf. Felsen an der Arberhochstraße unweit der Straße Bodenmais—Brennes/Bl. Bodenmais Nr. 6944.

bestand und vielleicht ihre Bindung an WNW—ESE-gerichtete Verbreitungszonen, die als tiefenmylonitische oder zumindest als Migrationsbahnen für Alkalien gedient haben müssen, lassen es verantworten, sie als eigene Gruppe zu fassen, zumal sie ja von den westlichen Vorkommen durch die Pfahlverwerfung geschieden sind. Der „gangförmige“ Körper der Rabensteiner Gneise liegt im Aufschluß unterhalb der Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneise und weist das gleiche s-Flächenstreichen von 125/45 NE auf. Schlierige Einschlüsse von Granat-Cor-

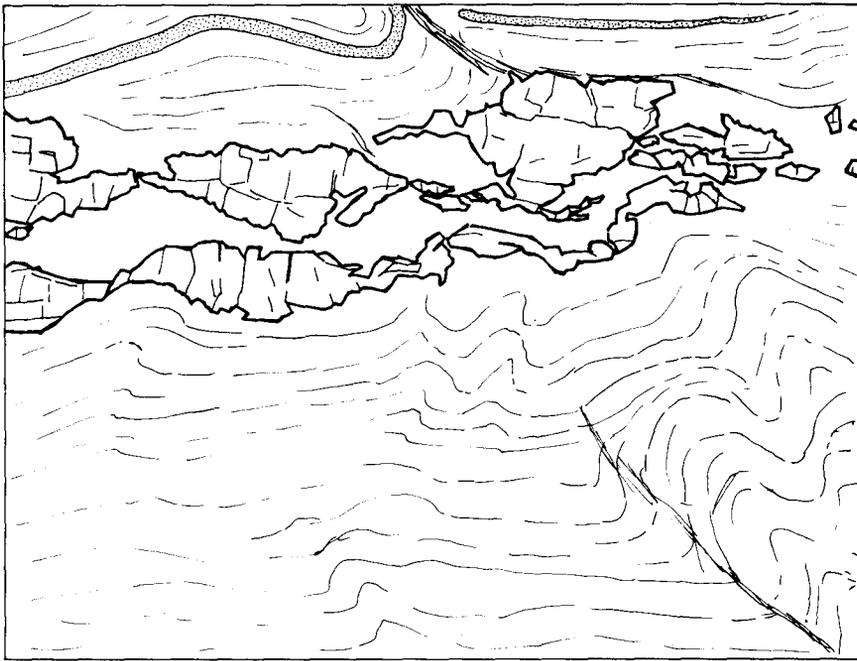


Abb. 4. Biotit-Plagioklas-Gneis mit quarzitischen Lagen (punktiert) und verfalteten und zu Knauern zersetzten alten Quarzgängen (fett umrandet). Gipffelsen des Großen Rachel/Bl. Spiegelau Nr. 6944.

dierit-Sillimanit-Gneis konnten in ihm gefunden werden, was für seine hohe Beweglichkeit spricht. Auffällig ist ferner eine B-Achse von 25/18 NNE-tauchend. Das helle granitische Material führt schlanke Kalifeldspattafeln von ca. 1 cm (max. 2 cm) Länge, doch führt es stets auch reichlich Biotit (vgl. Aufschluß Nr. 15).

Zum Vergleich mit dem Arber-Gebirgsstock sei noch kurz der Rachel erwähnt, der von annähernd gleicher Höhe (1453 m) ist und auch im Streichen der kristallinen Schiefer tektonisch an den Arber anschließt (Luftlinienabstand 24 km). Auf diesen Tatbestand wies bereits C. W. v. GÜMBEL (1868, S. 559) deutlich hin, indem er Versuchsbaue auf Schwefelkieserz am Großen Rachel (Bl. Spiegelau Nr. 7046) und zwar an den steilen Gehängen gegen den Rachelsee (vgl. dazu S. 249) erwähnt. Innerhalb der Serie treten im Rachelgebiet die Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneise etwas zurück; dafür herrschen Biotit-Plagioklas-Gneise (s. Abb. 4) mit quarzitischen, amphibolitischen und kalksilikatischen Einschaltungen vor. Die Felsabstürze zwischen Rachelgipfel und Rachelsee werden fast ausschließlich von diesen Paragneisen aufgebaut, während nach Süden und Osten verschiedene granitische Gesteine folgen. Auch G. FISCHER (mündliche Mitteilung) hält das Rachelgebiet vom geologischen Gesichtspunkt aus für eine Fortsetzung seiner „Bodenmaiser Serie“.

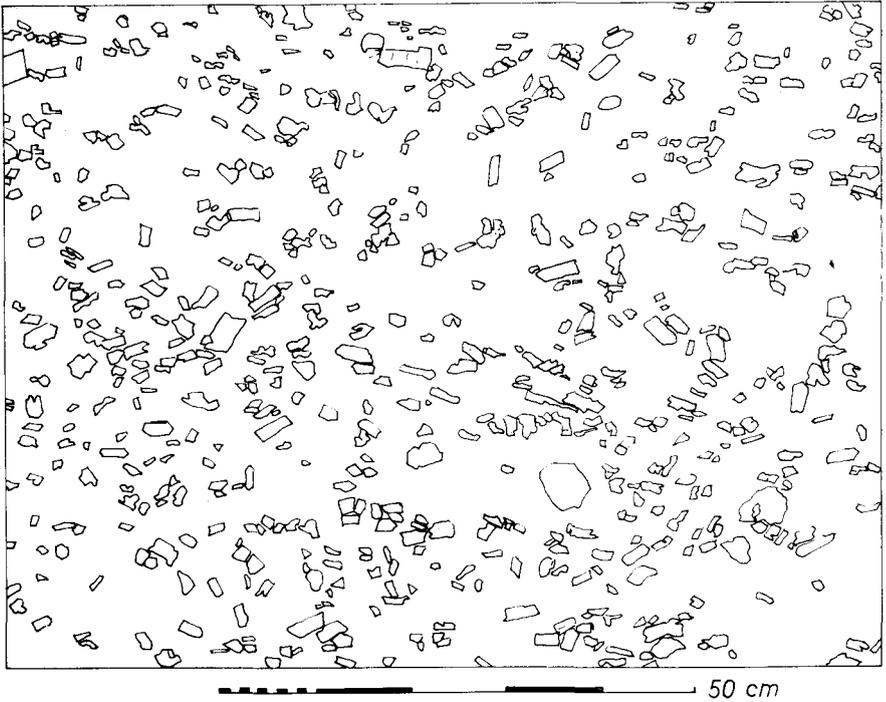


Abb. 5. „Rabensteiner Gneis“ mit hohem Anteil an Großfeldspäten (24,2% der Fläche; max. Länge 7 cm in c, Breite 2,5 cm in b). Aufschluß bei Bauaushub in Lindberg/Bl. Zwiesel Nr. 6945 (R 45 33,90; H 54 91,56).

## Die Umgebung von Rabenstein bei Zwiesel

Von JOACHIM MADEL <sup>1)</sup>

Mit 1 Abbildung

### 13 Zum Pegmatitbruch am Hühnerkobel (Bl. Zwiesel Nr. 6945)

Exkursionsroute:

Ausgangspunkt: Rabenstein

Endpunkt: bei Rabenstein

Wegstrecke: ca. 7 km (siehe beiliegende geologische Kartenskizze)

Kurze Beschreibung der Wegstrecke: Vom Ortsausgang Rabenstein auf der Forststraße Richtung Bodenmais ungefähr 3 km bis zum verlassenen Pegmatitbruch am Hühnerkobel. Vom Pegmatitbruch wieder 500 m auf der gleichen Forststraße zurück, bis ein Waldweg nach rechts zum Gipfel des Hennenkobels abzweigt (ca. 20 Minuten). Vom Gipfel des Hennenkobels (großes Holzkreuz) in südöstlicher Richtung hinab zum „Taferlweg“ (Wegmarkierung: rotes Rechteck), der am Südhang des Hennenkobels nach Osten verläuft und oberhalb des Rabensteiner Schlosses auf eine Forststraße trifft. Auf dieser Forststraße 300 m in nordöstlicher Richtung, bis wieder die asphaltierte Forststraße nach Rabenstein erreicht ist. Drei Aufschlüsse in unmittelbarer Nähe des Ortes.

Die Aufschlüsse bzw. auch Fundpunkte der beschriebenen Gesteine sind in der Reihenfolge numeriert in der Kartenskizze (Abb. 1) eingezeichnet.

### Von Rabenstein zum Pegmatit am Hühnerkobel

Am nördlichen Ausgang von Rabenstein gabelt sich die Straße in zwei Forstwege auf. Der ansteigende, asphaltierte Weg führt zum Pegmatit am Hühnerkobel und nach Bodenmais.

Wenige Meter nach der Gabelung fällt im angeschnittenen Zersatzboden eine kräftig englischrote Farbe eines fossilen Rotlehmrestes auf, der von braunem Waldboden überlagert ist.

Die Rotlehme entstanden unter den Bedingungen des semihumiden und subtropischen Klimas während des Miozäns. Gleichzeitig erfolgte eine tiefe Zersatzbildung der anstehenden Gesteine durch im Boden zirkulierende Wässer. In den „Sandgruben“ östlich und südöstlich von Zwiesel ist Granitzersatz bis zu 15 m Tiefe aufgeschlossen.

Die fossilen Rotlehme finden sich bei Rabenstein recht häufig bis zu einer Höhe von 750 m NN (oberhalb des Rabensteiner Schlosses). Das ist ein Hinweis, daß die jungtertiäre Landoberfläche in der Zwieseler Umgebung zwischen 600 m NN (Lage der „Sandgruben“) und 750 m NN ausgebildet ist. Wie schon im Jungtertiär so beherrschen auch noch heute die Höhenzüge und Bergkuppen des „Hennenkobel“, der „Roten Höhe“ und des „Ableg-Walds“ das Landschaftsbild.

Auf dem Wege bis zum Hühnerkobelpegmatit verläuft die Forststraße am südlichen Hang des breit ausgeräumten Mühlbachtals durch eine sehr zur Zersatzbildung neigenden Gesteinsserie, die im Folgenden kurz beschrieben wird.

<sup>1)</sup> Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe JOACHIM MADEL, Institut für Gesteinskunde der Universität, 8 München 2, Luisenstraße 37.

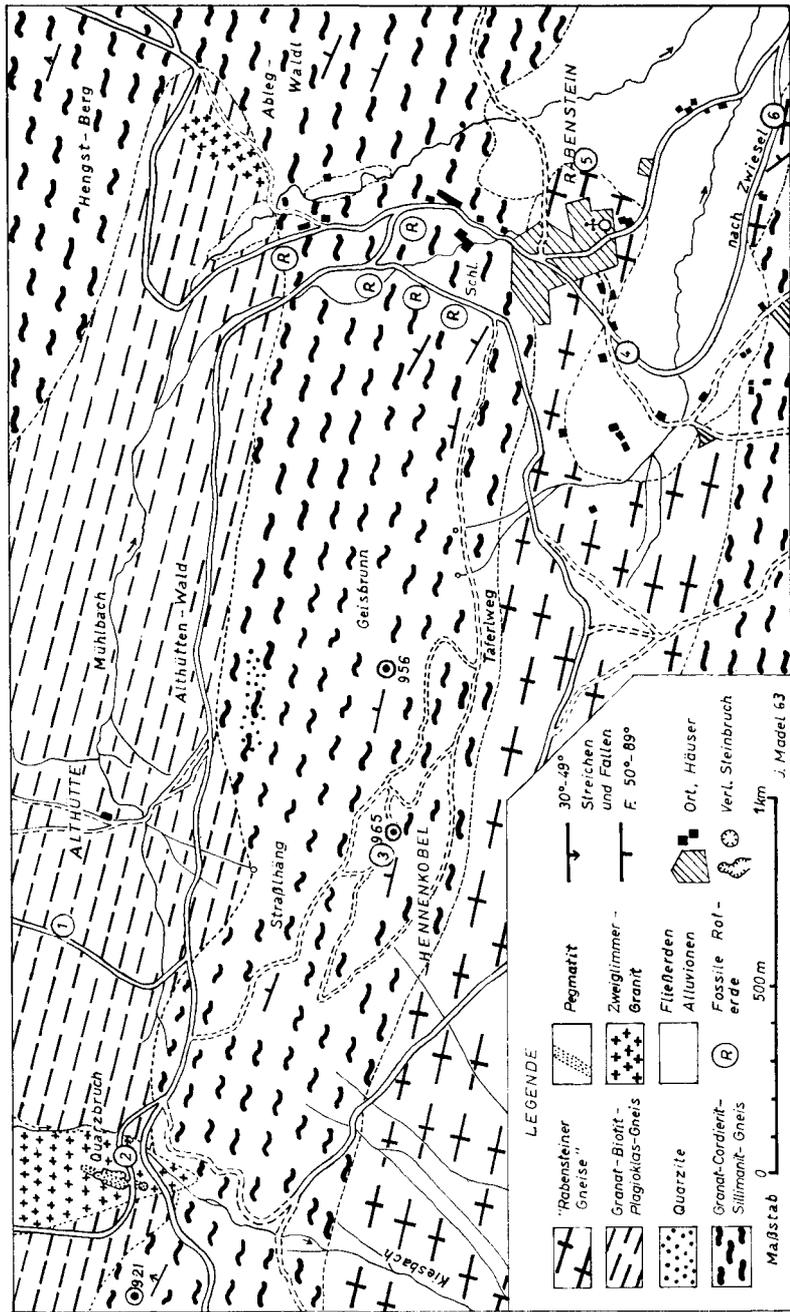


Abb. 1. Geologische Karte von Rabenstein und Umgebung. Bl. Zwiesel Nr. 6945.

Dieses leicht verwitternde Gestein ist ein Zeilengneis, der bei Rabenstein nicht aufgeschlossen ist. In den Anschnitten der Forststraße am „Totenschädel“ und auf Blockhaufen (Pkt. 1 der Kartenskizze) finden sich rundlich angewitterte Stücke des im frischen Zustand hellgrauen Granat-Biotit-Plagioklas-Zeilengneises. Seine s-Flächen werden durch flaserige Biotitzilien gut abgebildet, die mit ca. 2 mm Zeilenabstand durch das Gestein ziehen. Mit der Lupe sind Feldspat, Quarz, Biotit und zuweilen kleine Granatkörnchen zu erkennen. Die Korngrößen schwanken zwischen 0,5 und 1 mm.

Bei der mikroskopischen Untersuchung ergeben sich als Hauptgemengteile Plagioklas (sauerer Andesin), Quarz und Biotit. Der Gehalt an Kalifeldspat variiert zwischen den Handstücken, oft fehlt er ganz. Kalifeldspat als Antiperthit im Plagioklas ist jedoch häufig. Die Granate sind porphyroblastisch ausgebildet, sie erreichen kaum die Größe der Plagioklase. Die mit rundlichen Kornformen ausgestatteten Zirkone und Apatite sind an die Biotitfaser gebunden. Der größere Apatit kann Zirkon umschließen. Der Gneis zeigt ein heteroblastisches Gefüge der vornehmlich xenomorphen Gemengteile.

Dieser Granat-Biotit-Plagioklas-Zeilengneis unterscheidet sich in Stoffbestand und Gefüge deutlich von den ihn im N und S begleitenden Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneisen. Zwischen den beiden sind keine Grenzen aufgeschlossen. Der hier beschriebene Zeilengneis wurde auf früheren geologischen Skizzen als Orthogneis aufgeführt. Dafür mag vor allem seine gleichförmige Ausbildung über weite Bereiche, sowie auch das Fehlen der Quarzite, Kalksilikatgneise und anderer sedimentärer Relikte gesprochen haben. Wahrscheinlicher, auf Grund des Stoffbestandes, sind Arkosen oder Grauwacken als Ausgangsgesteine vor der Metamorphose anzunehmen.

#### 4 Modalanalysen dieses Gneises:

Schliffnummer:	4042	4612	112	100A	Mittelwert
Quarz . . . . .	35,0	32,1	34,3	31,1	33,1
Kalifeldspat . . . . .	—	1,6	0,2	5,7	1,9
Plagioklas . . . . .	48,7	47,8	50,3	50,1	49,2
Biotit . . . . .	14,6	14,7	11,1	11,0	12,9
Granat . . . . .	0,9	0,9	3,8	1,0	1,6
Akzessorien . . . . .	0,7	0,6	0,3	0,3	0,5
Hellglimmer . . . . .	—	2,3	—	—	0,6

Schliffnr. 4042: R 45 86,42; H 54 35,22

4612: R 45 86,24; H 54 35,70

112: R 45 85,46; H 54 36,62

100A: R 45 87,20; H 54 35,28

#### Der Granit in der Umgebung des Pegmatites am Hühnerkobel

Ein heller Zweiglimmergranit mit einer N—S Längserstreckung von 800 m und einer max. Breite von 250 m durchtrennt die herzynisch streichende Gesteinsserie der Granat-Biotit-Plagioklas-Zeilengneise und der südlich anschließenden Granat-Sillimanit-Cordierit-Gneise.

Der Granit ist im Pegmatitbruch selbst und südlich davon in alten Schürfstellen aufgeschlossen.

Der frische Granit zeigt eine weißgraue Farbe, verwitterte Handstücke sind leicht gelblich. Die Struktur ist holokristallin gleichkörnig, die Gemengteile haben kleines bis mittleres Korn und sind unregelmäßig. Eine Modalanalyse des leicht vergreisten Granites ergibt:

Quarz	37,8 %	Hellglimmer	16,9 %
Kalifeldspat	33,0 %	Biotit	1,5 %
Plagioklas	11,8 %	Akzessorien	1,0 %

(Akzessorien = Zirkon, Apatit, Turmalin, Erz)

Die Kalifeldspäte sind gegitterte und stellenweise schwach zonar gebaute Mikrokline. Die Winkel ihrer optischen Achsen  $2 V_x$  schwanken von  $76^\circ$ — $80^\circ$ — $84^\circ$ . Sie sind nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, weithin sericitisiert und kaolinisiert.

Die idiomorphen Plagioklase sind saure Oligoklase ( $An_{10}$ — $An_{18}$ ), vorwiegend nach dem Albitgesetz verzwillingt und auch weitgehend sericitisiert.

Muscovit bildet große, primär auskristallisierte Scheite. Neben ihnen finden sich Hellglimmer, die sich sekundär durch ein Ausbleichen der Biotite unter Abscheidung von Eisenoxiden gebildet haben. Eine dritte Art sind die Sericite in den Feldspäten. Der hohe Anteil von Muscovit relativ zu Biotit erklärt sich durch die Vergreisung in der Nähe des Pegmatitstocks, so auch die Durchstäubung des Gesteines mit mikroskopisch kleinen, farblosen Turmalinnädelchen und einzelnen Topasen.

Neben idiomorphen Apatiten sind winzige Zirkone stets anwesend, die pleochroitische Strahlungshöfe in Biotit verursachen. In Muscovit haben diese Höfe eine schwach gelblich-braune Farbe.

### Der Pegmatitbruch am Hühnerkobel

Dieses Pegmatitvorkommen ist das größte seiner Art im Pegmatitgebiet von Bodenmais—Lam—Zwiesel und im Gebiet des Bayerischen Waldes.

Von der einheimischen Bevölkerung wird diese Stelle „Quarzbruch“ oder „Kiesbruch“ genannt.

Der Aufschluß befindet sich nördlich der Forststraße nach Bodenmais am „Kiesriegel“ (Punkt 2 der Kartenskizze). Ein verwachsener Durchgang führt in den ehemaligen Tagebau, an dessen nördlichen Ende ein fast verschütteter und durch herabgestürzten Fels gefährdeter Eingang liegt, durch den man steil abwärts in den Untertagebau gelangen kann. Wenige Meter vom Einstieg entfernt befindet man sich schon am Rande eines unterirdischen Sees, der es leider verwehrt, an die westlichen und nördlichen Stöße zu kommen. (Es wird empfohlen, eine stärkere Taschenlampe für die Besichtigung des Untertagebaues mitzuführen. Andernfalls sollte man die Augen sich in etwa fünf Minuten an die Dunkelheit gewöhnen lassen, um die metergroßen Kalifeldspatkristalle an der Westwand über den See hinweg wahrnehmen zu können.)

Der Pegmatitstock hat eine Gesamtlänge von ca. 90 m und eine maximale Mächtigkeit von 15—20 m. Er ist ausschließlich in Granit ausgebildet. Der Stock

streicht mit seiner Längsachse NNE—SSW. Ein E—W-Querschnitt desselben ergäbe das ungefähre Bild eines tropfenförmigen Körpers, dessen Symmetrieebene steil nach ESE fällt.

Nach H. SCHMID (1955) ist dieser Pegmatit zonar aufgebaut in eine Randzone, eine Zwischenzone und eine Kernzone.

Der Übergang vom Granit in die Pegmatitrandzone ist ein allmählicher. Die Randzone ist 1—2 m mächtig. Sie ist am östlichen Stoß im Untertagebau aufgeschlossen (nach dem Einstieg ca. 10 m nach halbrechts). Albit, von cm-großen Rauchquarzen schriffgranitisch oder mit Milchquarzpartien durchwachsen, ist der Hauptgemengteil dieser Zone. Ältere idiomorphe Kalifeldspatkristalle mit dm-Kantenlänge werden vom jüngeren Albit randlich korrodiert und teilweise auch verdrängt. Ein feinkörniges Quarz-Feldspat-Muskovit-Gemenge durchsetzt Kalifeldspat und Albit entlang den Korngrenzen und in Spaltrissen. Überkritische Lösungen einer pneumatolytischen Phase während der Pegmatitkristallisation zersetzten dieses bereits auskristallisierte Quarz-Feldspat-Gemenge und bildeten Muskovit neu. Ebenfalls in dieser Randzone befinden sich bis zu 10 cm große Nester von stark verwitterten Phosphatmineralien. Im oben erwähnten Rauchquarz können auch Berylle vorkommen.

Die Zwischenzone ist 4—5 m mächtig und besonders deutlich am unzulänglichen Weststoß des Untertagebaues aufgeschlossen. Hier fallen, auch vom entfernten Standpunkt, große idiomorphe Kalifeldspatkristalle mit Kantenlängen bis zu einem Meter auf. Sie kommen zusammen mit Milch- und Rosenquarz vor. Die Kalifeldspäte sind deformiert. Teilweise sind Karlsbader Zwillinge ausgebildet. Perthitische Entmischungen im Kalifeldspat sind makroskopisch wahrnehmbar.

Die Kernzone des Pegmatites ist eine ca. 7 m mächtige Milch- und Rosenquarzmasse. Ein kleiner Teil davon ist noch an der Einmündung des sog. „Wißgerstollens“ in den Untertagebau aufgeschlossen (gleich rechts neben dem Einstieg).

### Die Mineralführung des Pegmatites

Der Hühnerkobelpegmatit wurde durch seinen Mineralreichtum schon früh sehr weit über Deutschlands Grenzen bekannt. Seit MATHIAS FLURL im Jahre 1792 in seiner „Beschreibung der Gebirge von Bayern und der oberen Pfalz“ diesen Aufschluß erwähnte, ist die Reihe der Autoren bis heute auf mehr als 30 angewachsen.

Neben den Hauptmasse stellenden Mineralien wie Quarz, Kalifeldspat, Albit, Muscovit und Biotit befinden sich nach H. SCHMID (1955) noch die Silikate Beryll, Turmalin, Sericit, Kaolinit, Oxyde und Hydroxyde sind Columbit, Uraninit, Limonit und Pyrolusit.

F. PFAFFL (1961), H. STRUNZ und C. TENNYSON (1961) erwähnen zwanzig Phosphatmineralien: Apatit, Triphylin, Zwieselit (Triplit), Vivianit, Dufrenit, Phosphosiderit, Strengit, Beraunit, Sicklerit, Heterosit, Kakoxen, Xanthoxen, Hureaulith, Eosphorit, Alluaudit, Autunit, Laueit, Strunzit, Hühnerkobelit, Fairfieldit.

Sehr selten sind Sulfide: Pyrit, Magnetkies, Kupferkies.

Einige Minerale machten die Fundstätte am Hühnerkobel besonders bekannt:

Rosenquarz wurde früher in stark hellrot leuchtenden Exemplaren gefunden und ist heute in vielen Museen zu bewundern, doch oft mit der ungenügenden Ortsangabe „Zwiesel“ oder „Bodenmais“ versehen. Auf der Halde im Tagebau finden sich heute nur noch Quarze mit einem blaßrosa Farbton.

Dunkel gefärbten Rauchquarz von der Randzone kann man noch auf der Halde finden. Sogar dunkelbraun-schwarzer Rauchquarz wurde kürzlich noch dort entdeckt. In trübem grauen

Rauchquarz können Berylle eingewachsen sein. Im frischen Zustand haben sie eine blaßgelbliche Farbe. Nach H. LAUBMANN u. H. STEINMETZ (1920) fand man Berylle früher recht häufig, sogar als armdicke hexagonale Prismen.

Columbitkristalle wurden von M. FLURL (1792) als Braunstein gedeutet. Später hielt man das Mineral für Pechblende auf Grund des Vorkommens von Uranglimmern. Nach H. STRUNZ und C. TENNYSON (1961) enthält der Columbit vom Hühnerkobel mehr  $Nb_2O_5$  als  $Ta_2O_5$  und besitzt kleinste Einlagerungskörperchen von Zinnstein und Wolframit. Die Columbitkristalle finden sich jedoch sehr selten am Hühnerkobel. Es sind halbmatt glänzende, bis cm-große, gestreift tafelige Kristalle, die vorwiegend in einem grobkörnigen Gemenge von Feldspat, Rauchquarz und cm-dicken Muskovitpaketen beobachtet wurden. Ein besonders schönes verzwilligtes Exemplar (7 cm lang) befindet sich in der Sammlung SCHOLZ in Regensburg.

In der Vielfalt der Phosphatminerale ist Triphylin das am meisten vertretene. H. LAUBMANN und H. STEINMETZ (1920) beschreiben Triphylin in Nestern von blaugrauer Farbe im Quarz und Feldspat als auch in pneumatolytisch zersetztem und stark vergrustem Gestein. In der oben beschriebenen Randzone gelingt es manchmal heute noch, wenige unverwitterte Phosphate von weißlich-gelber, braun-dunkelbrauner (Zwieselit) oder grünlich-schwarzer Farbe anzutreffen. Meist handelt es sich jedoch um Funde von faustgroßen Pseudomorphosen nach Phosphaten von Brauneisen und Manganoxyd.

Das primäre Uranmineral Uraninit wurde schon recht früh, um das Jahr 1800, im Pegmatit vermutet, doch erst A. SCHOLZ (1924) konnte den Fund kleiner Kriställchen, die hier im Feldspat, Quarz und Zwieselit vorkommen, melden. H. STRUNZ und C. TENNYSON (1961) wiesen als Pseudomorphosen nach Uraninit ein Gemenge von Uranophan und Meta-Aunit nach, einem leuchtend gelben Uranglimmer.

## Geschichte des Bergbaues am Hühnerkobel

Die Lagerstätte wurde im Jahre 1756 von dem Mannheimer Laboranten und Kupferstecher JOHANN GEORG WISSGER entdeckt. Anfangs wurde ausschließlich der Quarz abgebaut, denn seit der Erfindung des Kreidenglases benötigte die einheimische Glasindustrie, darunter die Rabensteiner Glashütte, reinen und eisenfreien Quarz.

Nach 1831 wurde auch unter Tage gearbeitet. Vom „Wißgerstollen“ aus baute man den Quarz im Querbau unter Stehenlassen von Quarzpfählern ab. Um diese Zeit betrug die geförderte Quarzmenge 100—650 Tonnen jährlich. Doch schon 1842 erreichte der vorgetriebene „Wißgerstollen“ den Granit. Ein 214 m langer, tiefer gelegener Unterbaustollen erschloß auch nur Granit.

Seit 1842 wurde der Kalifeldspat der äußeren Quarzpartien mitabgebaut. Die Förderung schwankte zwischen 2 und 24 Tonnen jährlich.

Die Lagerstätte war schon weitgehend abgebaut, als im Jahr 1877 die Quarzgewinnung eingestellt werden mußte, da mit der neuen Bahnverbindung von Deggendorf nach Zwiesel billigere und reinere Quarzsande aus den sächsischen Braunkohlengebieten zur Verarbeitung in die umliegenden Glashütten gelangten.

1899 und 1924 wurde noch einmal der Versuch unternommen, den Feldspat der Lagerstätte auszubeuten. Dies schlug jedoch fehl durch die Verunreinigung durch Manganoxyside und Brauneisen.

### 14 Zum Hennenkobel (Bl. Zwiesel Nr. 6945)

Der Hennenkobel liegt 965 m ü. d. M. (Punkt 3 der Kartenskizze). Von seinem Gipfel erkennt man ESE den Rachel, im SE liegt die Stadt Zwiesel. Die weichen Landschaftsformen der tertiären Landoberfläche werden gut sichtbar.

Der Bergzug des Hennenkobels wird aufgebaut durch die harten und verwitterungsbeständigen **Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneise**, die am weitesten verbreiteten Gesteine des Bayerwaldes nördlich der Pfahlzone. Diese anatektischen Gesteine sind in ein dunkles und ein helles Teilgefüge unter-

teilt. Beide Gefüge bilden zusammen einen Lagenbau, der auch stark verfaltet sein kann. Bei sehr durchbewegtem Gneis kann das helle Gefüge auch unregelmäßig begrenzt und diskordant das Gestein durchweben.

Das dunkle Teilgefüge (auch Melanosom, Paläosom) stellt ein Restgefüge des Gesteines dar. Sein Mineralbestand und chemische Zusammensetzung leiten sich von dessen Ausgangsgestein vor der Anatexis ab. Folgende Gemengteile sind hier makroskopisch auszumachen: Fettig glänzender, muschelrig brechender bläulicher Cordierit, zeilig oder flaserig verteilter Biotit, oft Granat in porphyroblastischer Ausbildung (bis 5 mm Durchmesser). Mit der Lupe auf den s-Flächen sind seidig-glänzende, filzige Aggregate von Sillimanit auszumachen.

Das helle Teilgefüge (auch Leukosom, Neosom, Metatekt) setzt sich aus Feldspäten und Quarz zusammen. Seine Mächtigkeit kann selbst in kleinem Umkreis außerordentlich schwanken von mehreren Dezimetern bis hinab zu Lagen der Mächtigkeit eines Bruchteiles eines Millimeters. So wechseln auch die Korngrößen seiner Gemengteile schnell und ändern das Gefüge von pegmatoid bis aploid. Viele Neosome ziehen nicht gleichmäßig durch das Gestein, sondern keilen aus, verdicken sich zu Knoten oder erscheinen als Linsen.

Das Metatekt ist ein Mobilisat, durch Teilverflüssigung des Gesteines bei der Anatexis und dabei durch die Aufschmelzung der hellen Gemengteile desselben entstanden (Ektexis). In der Nähe von Granit können Metatekte auch Injektionen vom Granit in sein Nebengestein darstellen (Entexis). Doch an der Grenze zum Hühnerkobelgranit zeigen unsere Metatexite keine Änderung in Mineralbestand und Gefüge, so daß der Granit nach der Anatexis, die den Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis hervorbrachte, intrudiert sein muß. Noch klarer sprechen dafür die klaren kalten Kontakte zwischen Gneis und Granit.

Der Gesamtmineralbestand der Gneise: Quarz, Mikroklin, Plagioklas, Biotit, Cordierit, Sillimanit, Granat, Spinell, Apatit, Zirkon, Graphit, Erz, Muskovit, Chlorit.

Über den quantitativen Modalbestand siehe Modalanalysen Nr. 1—2 in Tab. 1, S. 55.

Eine mikroskopische Untersuchung ergibt ein porphyroblastisches Gefüge mit stark ausgeprägter paralleler Textur. Das „s“ wird durch die Sillimanitsträhnen und die Biotitscheiter sichtbar. Die Grenzen zwischen den feinsten biotit- und cordieritfreien Neosomlagen und dem Paläosom sind verschwommen.

Die Biotite sind kräftig pleochroitisch von dunkel-rotbraun bis schwach hellgelb. Sie sind meist eng vergesellschaftet mit den Sillimaniten.

Die feinen Sillimanitnadeln sind fast ausschließlich in Cordierit eingeschlossen. Wenige der Nadeln finden sich auch in Quarz und Feldspat. Die Sillimanite können einzeln auftreten oder in lose zusammenhängenden Haufwolken vieler Nadelchen. Zuweilen verdichten sie sich zu Schnüren, in denen die einzelnen Individuen nicht mehr abzugrenzen sind. Die Haufwolken, meist in sich selbst verfaltet, stellen die häufigste Erscheinung dar (s. Abb. 2, S. 57). In den Faltenscheiteln zerbrechen oft die Sillimanitnadeln und liegen nur noch als kurzprismatische Säulen vor.

Die Granate sind Porphyroblasten mit gelegentlicher Siebstruktur. Sie beherbergen Biotit, Zirkon, Apatit und häufig Quarz als Einschlüsse, doch niemals

Cordierit. Eine Regelung der Einschlüsse zu einem helicitischen Interngefüge läßt sich nicht erkennen. Beim Wachstum der Granate wurden die Biotite und Sillimanite gebogen und auch rotiert. Auffallend ist, daß die im Cordierit eingeschlossenen Sillimanite sich zwar um die Granatporphyroblasten herumbiegen, doch an diese niemals angrenzen. Der Granat ist stets von sillimanitfreiem Cordierit ummantelt. In der Abb. 2 (S. 57) sind es um zwei Granate mehrere kleine Cordieritkristalle, die den Mantel bilden, während zwei riesige Cordierite den Rest des Bildes ausfüllen. Die kleinen Cordierite haben sich auf Kosten der Granate gebildet. Ursprünglich reichte der Granat bis zu den Sillimanitsträhnen.

Die Cordierite, wie schon erwähnt, sind Neubildungen. Sie haben ein altes Gefüge durch den Einbau der Biotite und Sillimanite bewahrt. Sie sind stets xenomorph und häufig polysynthetisch verzwillingt. Von den Korngrenzen und Spaltrissen aus erfolgt eine Zersetzung in die zitronengelbe und optisch isotrope GAREISS'sche Zwischensubstanz. Die Pseudomorphose von Muskovit nach Cordierit, die sog. Pinitisierung, tritt nicht häufig auf.

Kalifeldspat ist der wesentliche Gemengteil der Metatekte. Es ist ein nicht immer deutlich gegitterter Mikroklin. An seinen Grenzen mit Plagioklas und gelegentlich auch mit Cordierit entwickelten sich Quarzmyrmekite.

Die hypidiomorphen Plagioklase sind saure Andesine ( $An_{32-37}$ ). Sie verzwilligten nach dem Albit- und Periklingesetz. Fast stets sind in ihnen auch mehrere, kristallographisch gleichorientierte, rechteckige Plättchen von Antiperthit eingewachsen.

Grüner Spinell (Herzynit) liegt in kleinen isolierten Kriställchen nur in Cordierit eingewachsen vor. Sehr wenig Graphit zeigt sich in lappigen Aggregaten.

Zirkon und Apatit haben vornehmlich runde Korngestalt, aber Apatit kann auch als idiomorphe Prismen vorliegen. Schwarze Strahlungshöfe in Biotiten und solche von blaßgelber Farbe in Cordieriten umgeben die Zirkone.

In den Verband der Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneise sind konkordant Quarzlinsen (am Hennenkobel bis 80 cm lang, dann auskeilend), helle kompakte Quarzite und dichte, splittrige, grünlich-graue silifizierte Kalksilikatgesteine als schnell auskeilende, geringmächtige Lagen oder auch nur kleinere Linsen eingeschaltet. Die beiden letzteren Gesteine erhärten zusammen mit der Graphitführung die Annahme von ehemals sedimentären Ausgangsgesteinen dieser hochmetamorphen Serie. Den Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneisen entsprächen tonige Sedimente, den Quarziten und Kalksilikatgneisen sandige und mergelige Einschaltungen.

Die Gesteinsserie des Hennenkobel streicht fast herzynisch WNW—ESE und fällt sehr steil nach NNE ein. Die Formen der Landschaft entsprechen sehr genau diesem Streichen.

Die Gneise sind sehr in sich verfaltete im cm- bis dm-Bereich. Eine junge WNW—ESE-streichende Faltenachse taucht flach mit etwa  $20^\circ$  nach ESE ein. Eine ausgesprochene Südvergenz der Falten herrscht vor.

**15 Aufschlüsse in der Nachbarschaft von Rabenstein** (Bl. Zwiesel Nr. 6845)

Südlich des Höhenzuges des Hennenkobels, noch etwas unterhalb des „Taferlweges“, fallen dem Beobachter Lesesteine eines meist grobkörnigen kristallgranitischen Gesteines auf. Aufschlüsse desselben finden sich nur in unmittelbarer Nachbarschaft von Rabenstein, so

- a) ein kleines Vorkommen 100 m vom Ortsausgang an der Straße nach Klautzenbach,
- b) östlich des Ortes am Hang des Mühlbachtals (nur zu Fuß zu erreichen und ziemlich zugewachsen),
- c) ein Straßenaufschluß nach 1 km an der Straße nach Klautzenbach.

Für die nachstehend beschriebenen Gesteine gebrauchte C. W. v. GÜMBEL (1868) die Bezeichnung „...merkwürdiges granitisches Lagergestein, welches durch die Ausscheidung großer Orthoklaskristalle das Aussehen des Krystallgranites erhält“. Doch was im Folgenden hier als „Rabensteiner Gneis“ bezeichnet wird, unterscheidet sich durch seine mannigfaltigen Varietäten von dem mehr homogen ausgebildeten Kristallgranit I des Vorderen Bayerischen Waldes. Beiden gemeinsam ist das variszische Alter. Unser Gestein ist aber noch älter als die ebenfalls variszisch intrudierten posttektonischen Zweiglimmergranite.

Die „Rabensteiner Gneise“ bauen im Zwieseler Raum drei zusammenhängende NW—SE-streichende Gesteinszüge auf, von denen der hier erwähnte mittlere Zug das Liegende der Bodenmair Kieslagerstätte bildet und mit ca. 500 m Ausstrichbreite über das ganze Meßtischblatt Zwiesel zu verfolgen ist.

Innerhalb dieses Zuges lassen sich in der Fülle der Varietäten Gesteine mit nebulitisch-anatektischen und metatektischen Mobilisatgefügen von solchen mit porphygranitischen bis granitischen Gefügen unterscheiden. Das zeigen die drei oben angeführten Aufschlüsse.

Bei der Kartierung erwies es sich, daß die anatektischen Varietäten vorwiegend im Liegenden zu finden sind. In der hangenden Hälfte der „Rabensteiner Gneise“ erscheinen in einer manchmal schwach schiefrigen, mittelkörnigen Grundmasse allmählich einsprenglingsartige Kalifeldspatleisten mit Kantenlängen bis zu 10 cm. Diese Kalifeldspäte sind statistisch mit ihrer (010) Fläche in das herzynische Streichen eingeregelt. In den hangendsten Bereichen steigert sich der Anteil der Kalifeldspäte bis etwa 50 Vol%, verbunden mit einer Größenabnahme der Kristalle bis schließlich ein helles, porphyartiges und granitisches Gestein vorliegt. Hier intrudierte auch das kristallgranitische Gestein lit-par-lit in das Gneisdach der Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneise. Zudem nimmt der Granatgehalt im Hangenden zu. Die rostroten Granate messen dann bis zu 25 mm im Durchmesser.

a) Der Aufschluß am südwestlichen Ortsausgang von Rabenstein besteht aus mehreren schalig verwitternden kleinen Felsblöcken, die unter einer mächtigen Schicht von Wanderschutt und Fließerden anstehen.

In einer mittelkörnigen, parallel struierten und biotitreichen Grundmasse sind plattige Großkalifeldspäte eingewachsen. Ihre Karlsbader Zwillinge messen mit den längsten Kanten 5 cm. Die Kalifeldspatleisten sind statistisch in das „s“ der Grundmasse (100/65 N), das durch die Anordnung der kleineren Plagioklase bestimmt wird, eingeregelt. Die einsprenglingsartigen Kalifeldspäte umschließen viele Biotite. An anderer Stelle konnte eine Anlagerung der Biotitschüppchen an die Wachstumsflächen des Wirtsminerals beobachtet werden.

Für die „Rabensteiner Gneise“ charakteristisch erscheinen Einschlüsse von dunkelgraugrünlichen und aphanitischen Kalksilikatlinsen, kaum größer als 5—10 mm und im Handstücksbereich schon in großer Zahl auftretend.

Unter dem Mikroskop lassen sich folgende Gemengteile bestimmen: Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Pyroxen, Amphibol, Orthit, Zirkon, Apatit, Chlorit, Titanit, Erz. Im Dünnschliffbereich erscheint das Gestein richtungslos. Eine Regelung der Biotite fehlt.

Den hypidiomorphen Plagioklasen (Andesine mit  $An_{35-40}$ ) ist ein schwacher Zonarbau mit basischem Kern eigen. In ihnen nehmen antiperthitische Kalifeldspattäfelchen bei größerer Verbreitung unregelmäßige Formen an. Kleinere Plagioklase sind nach dem Albit- und dem Periklingesetz verzwillingt. Die größeren Plagioklasleisten haben mit diesen konjugierte Karlsbader Zwillinge, deren Zwillingsflächen gestuft verlaufen. Kleine Biotittäfelchen sind mit ihrer Basis parallel den Spaltrissen des Plagioklaswirtes eingewachsen. Ebenso Apatitnadeln, die offenbar während des Wachstums der Plagioklase in einer Teilschmelze an die Kristallflächen des Wirtes rotiert werden konnten. Der Anteil der Plagioklase am Gesteinsaufbau beträgt etwa 45—50 Vol%, derjenige der xenomorphen Kalifeldspäte der Grundmasse übersteigt kaum 5 Vol%.

Ein nicht gleichmäßig verteilter, doch immer auftretender Gemengteil ist Pyroxen (bis ca. 8 Vol%). Seine nach (100) verzwillingten, xenomorph-amöboiden Individuen erreichen die Größe der mittleren Plagioklase. Die optischen Daten  $2V_z = 46^\circ$  und  $\chi_{AC} = 44-48^\circ$  entsprechen denen des Augites. Eine Umwandlung der Augite in Biotit unter Erzbildung ist häufig. Das Erz scheidet sich in den Spaltrissen des Augites ab und isoliert dann sogar einige Bruchstücke desselben. Seltener Umwandlungen des Augites führen zu grasgrünem Uralit.

Um die Augite häufen sich die Biotite zu Butzen. Die neu kristallisierten Biotite können dann den Augit durchwachsen. Einzelne Biotitscheiter werden durch kleinstkörnige Quarzaggregate dergestalt verdrängt, daß nur noch unzusammenhängende Schüppchen zwischen den Quarzen bleiben. Biotit ist im Mittel mit 30 Vol%, Quarz mit 15 Vol% am Gesteinsaufbau beteiligt.

Unter den akzessorischen Gemengteilen sind die zonar gebauten, isotropisierten Orthite, die idiomorphen Apatite mit Flüssigkeitseinschlüssen und die reichlich vorkommenden Zirkone zu nennen. Titanit und Chlorit entstehen aus den Biotiten.

Die porphyrischen, einsprenglingsartigen Kalifeldspäte sind vollkommen lamellengegitterte Mikrokline. Ihre Karlsbader Zwillingebenen verlaufen wellig oder stufig. Quarzschläuche tasten sich an ihnen entlang vor. Auch umschlossene Pyroxene und Plagioklase können zuweilen von einer schmalen Quarzhülle ummantelt sein. Randlich bilden die Mikrokline gegen angrenzende Plagioklase nur einen albitischen Reaktionssaum aus.

b) Die kristallgranitische Varietät der „Rabensteiner Gneise“ steht unweit östlich von Rabenstein an. Der Aufschluß ist nach 100 m Fußweg über eine abschüssige Wiese unterhalb des Ortes am Hang des Mühlbachtals zu erreichen.

Die Felsen sind 4 m hoch aus mehreren „Wollsäcken“ aufgebaut. In einer grobkörnigen Grundmasse verteilen sich große Kalifeldspatleisten bis max. 8 cm Kantenlänge, die wiederum in das herzynisch streichende „s“ der Grundmasse eingeregelt erscheinen.

c) Der von Rabenstein 1 km entfernte Aufschluß an der Straße nach Klautzenbach gehört in die Liegendfazies der „Rabensteiner Gneise“.

Das Gestein ist anatektisch, mittelkörnig und biotitreich. Nur wenige helle, bis 10 mm breite Feldspatschnüre deuten ein schwaches „s“ in einem ungleichkörnigen Gemenge perlinger bis idiomorpher Plagioklase, kleinkörniger Quarze und Biotite an. Die größten idioblastischen Plagioklase messen  $10 \times 6$  mm und sind mit ihren Tafeln ca. 140/60 NE eingeregelt. Großkalifeldspäte mit einer max. Kantenlänge von 3,5 cm sind ganz vereinzelt dem Gestein eingesprengt.

Im Dünnschliff wird eine Paralleltextur durch die Plagioklasleisten und die offenen Zeilen der Biotitscheiter gebildet. Sonst gleicht das mikroskopische Bild dem weiter oben bei a) beschriebenen.

# Das Grundgebirge in der Umgebung von Deggendorf an der Donau

Von WERNER SCHREYER <sup>1)</sup>

Mit 3 Abbildungen

## Einleitung

Der aus moldanubischen Gesteinen bestehende Kristallinanteil des Gradabteilungsblattes (1 : 25 000) Deggendorf a. d. Donau wurde in den Sommermonaten der Jahre 1956—57 vom Verf. im Zuge einer von Prof. FISCHER geleiteten Durchforschung des Vorderen Bayerischen Waldes geologisch-petrographisch kartiert. Die detaillierte mikroskopische Bearbeitung der aufgesammelten Handstücke steht jedoch meistens noch aus, so daß in der vorliegenden Arbeit nur eine erste Gliederung und Charakterisierung des aufgefundenen Gesteinsbestandes gegeben werden kann. Dazu kommen Hinweise auf einige lohnenswerte Ziele für geologisch-petrographische Exkursionen.

## Geologisch-petrographische Gliederung

Das Moldanubikum um Deggendorf besteht aus einer Folge hochmetamorpher Gesteine, die von jüngeren, meist granitischen Eruptivgesteinen durchschlagen wird. Das bei weitem verbreitetste metamorphe Gestein ist ein mehr oder weniger einheitlicher Perlgneis, der im wesentlichen aus den Mineralien Biotit, Plagioklas und Quarz besteht. Seine Bildung markiert das letzte Stadium tiefgreifender Regionalmetamorphose. In den Perlgneisen eingeschlossen finden sich linsige Körper von andersartigen Metamorphiten, welche sich in zwei Gruppen aufteilen lassen:

1. Metamorphite mit anderer mineralogischer und chemischer Zusammensetzung als derjenigen der Perlgneise.
2. Metamorphite mit sehr ähnlicher oder gleicher Zusammensetzung wie die Perlgneise, aber abweichender Gefügeprägung.

An Metamorphiten mit abweichendem Chemismus sind zu nennen: Plagioklas-Amphibolite, Epidotamphibolite und Eklogitamphibolite in der Umgebung von Paussing südlich Albetting, ferner östlich von Berg sowie bei Simmling-Leoprechtstein östlich Deggendorf; Granat-Metaaplite in der nordöstlichen Ecke des Blattes nordöstlich der Buchenhöhe; aplitgranitische Orthogneise nordöstlich Paussing. Petrogenetisch vielleicht am interessantesten sind Granat-Cordierit-Biotit-Sillimanit-Gneise, die sich zu schmalen aber oft kilometerlangen, NW-streichenden Zügen zusammenschließen und unter Abnahme der Mineralien Granat, Cordierit und Sillimanit allmählich in die Perlgneise übergehen. Solche Züge finden sich am Rabenstein nördlich Berg, auf der Buchenhöhe östlich Graflling, östlich und südlich von Ulrichsberg und am Breitenberg östlich Deggendorf. Besonders bemerkenswert ist, daß diese Gneise von den aus der Oberpfalz (z. B. VOLL 1960; SCHREYER 1965) oder dem Schwarzwald (WIMMENAUER 1950) bekannten typischen moldanubischen Cordierit-Sillimanit-Gneisen gefügemäßig deutlich abweichen. Sie zeigen im allgemeinen keinen Zeilenbau; die Cordierite sind meist frei von Sillimaniteinschlüssen und können dementsprechend auch keine sillimanitfreien Höfe gegen Biotit entwickeln; Sillimanit ist mit Biotit eng verwachsen und es fehlt der Kalifeldspat. Es ist daher nicht die für die Oberpfälzer Gesteine kritische Koexistenzbedingung Cordierit-Kalifeldspat gegeben, was auf abweichende PT-Verhältnisse während der Bildung zurückzugehen scheint. Nach den phasenpetrologischen Überlegungen

<sup>1)</sup> Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. WERNER SCHREYER, Institut für Mineralogie der Ruhr-Universität Bochum, Lehrstuhl für Petrologie, z. Z. 23 Kiel, Mineralogisches Institut der Universität, Olshausenstraße 40/60.

SCHREYERS (1965, Abb. 2) dürfte es sich hier um die niedrigere Subfazies der moldanubischen Cordierit-Sillimanit-Gneise handeln.

Metamorphite mit ähnlichem Chemismus wie die Perlgneise, aber abweichendem Gefüge sind Bänder- oder Lagengneise (Abb. 1) und Migmatite sowie sehr feinkörnige, dichte Gneise. Der Mineralbestand ist im wesentlichen Biotit, Plagioklas, Quarz und untergeordnet Kalifeldspat. Die Bänder- und Lagengneise, welche häufig eng gefältelt sind (Abb. 1), können auch größere Körper von einigen Hundert Meter Erstreckung bilden. Solche Vorkommen gibt es nördlich Reinprechtling südöstlich Deggendorf, am Eisenbahntunnel bei Untergrub sowie im Raum südöstlich Berg. Häufiger, ja nahezu allgegenwärtig sind hingegen die kleinen Einschlüsse in Zentimeter- oder Dezimetergrößen von den aufgeführten Gesteinstypen innerhalb der Perlgneise. Die Gefügeelemente der Einschlüsse verlaufen vorwiegend diskordant zu denen der Perlgneise, doch ist im Grenzbereich beider Gesteine oft ein allmähliches Umbiegen zu beobachten. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß diese Einschlüsse einem älteren Stadium in der Geschichte des polymetamorphen Deggendorfer Grundgebirges entsprechen als die Perlgneise. Sie gehen sehr wahrscheinlich auf die in weiten Teilen des Vorderen Bayerischen Waldes erkannte Metamorphose I mit NNE-Tektonik zurück (SCHREYER 1957, FISCHER 1959), deren Gefügerelikte um Vilshofen besonders gut zu studieren sind (SCHREYER, dieses Heft, S. 114).

Die Entstehung der fast den ganzen Ostteil des Blattes einnehmenden Perlgneise während der Metamorphose II mit ihrer WNW-Tektonik kann nach den petrographischen Beobachtungen nur als vorwiegend tektonische Umprägung der älteren Gesteine unter weitgehender Auslöschung des alten Gefüges verstanden werden. Nach FISCHER (1959) beruht die Homogenisierung der Perlgneise in erster Linie auf mechanischer Durchmischung während mylonitischer Beanspruchung. Hohe Temperaturen zur Zeit dieser Beanspruchung oder auch im Anschluß daran führten zur Bildung der Mineralparagenese Biotit, Plagioklas, Quarz und untergeordnet Kalifeldspat. Auch Cordierit war unter diesen Bedingungen stabil, wie sein Vorkommen in den die Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneislinsen umhüllenden Perlgneisen beweist. Im Gegensatz zu FISCHER (1959) möchte Verf. jedoch die in den Deggendorfer Perlgneisen auftretenden Muscovite als retrograde Bildungen ansehen. Der Grad der Homogenität der Perlgneise variiert zwischen relativ inhomogenen Typen mit vielen Einschlüssen und biotitreichen



Abb. 1. Lagengneise, stark zerschert und gefältelt um vorwiegend flach herzynische Achsen. Ältere steile Achsen sind im linken Teil des Bildes undeutlich erkennbar. — Kloster Halbmeile SE Deggendorf (Bl. Plattling Nr. 7243).

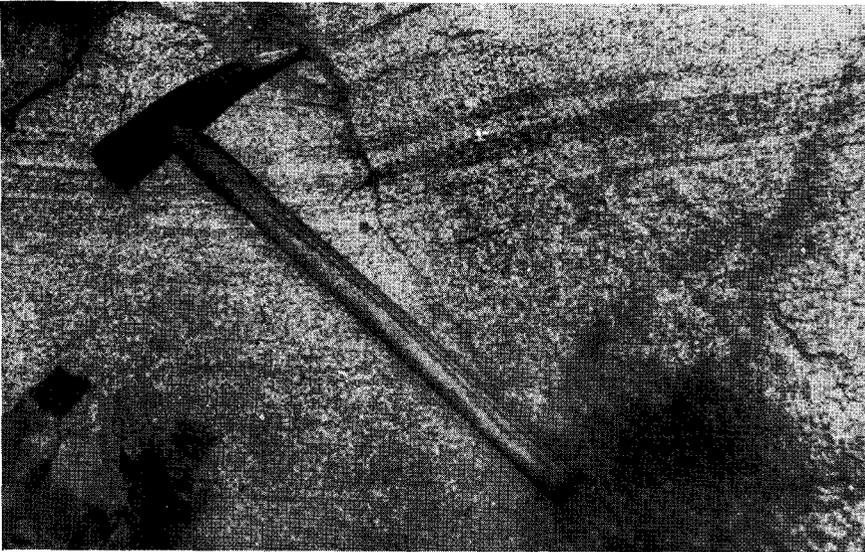


Abb. 2. Weitgehend homogener Perlgneis mit biotitreicherer, dem tektonischen S folgenden Schlieren. — Garten am nordwestlichen Ortsausgang von Deggenau (Bl. Deggendorf Nr. 7143).

Butzen und solchen, die sich nur durch S-parallele Schlieren und die granoblastische Natur der Plagioklase von dem homogenen Gefüge eines Eruptivgesteins unterscheiden (Abb. 2). Der tektonische Bau der Perlgneise ist mit seinen flachen, WNW-streichenden B-Achsen und den konstant nach NNE einfallenden S-Flächen über das ganze Kartenblatt sehr einheitlich. Das Alter dieser Tektonik ist nach einer Rb/Sr-Bestimmung am Biotit eines Perlgneises von Blatt Ruhmannsfelden (DAVIS und SCHREYER 1962) mit 335 Mill. Jahren wahrscheinlich frühvaristisch.

Der Nordostteil von Blatt Deggendorf wird durch einen mehr oder weniger homogenen groben Granodiorit charakterisiert (vgl. Abb. 3), der hier im großen und ganzen konkordant zu den WNW-streichenden Perlgneisen verläuft. Auf den angrenzenden Blättern Ruhmannsfelden im Norden und Lalling im Osten zeigt sich allerdings, daß die Form des Granodioritkörpers sehr unregelmäßig ist und daß auch diskordante Kontakte zum Perlgneis auftreten (LIST 1961). Der Mineralbestand des Gesteins ist Biotit, Plagioklas, Quarz und Kalifeldspat, also, abgesehen vom häufigeren Auftreten des Kalifeldspats, ähnlich demjenigen des Perlgneises, mit dem er gefügemäßig durch eine bis zu mehrere hundert Meter betragende Übergangszone verbunden ist. Es besteht daher die Möglichkeit, daß der Granodiorit keine echte Intrusion verkörpert, sondern einen unter besonders hohen Temperaturen weitergehend homogenisierten und mobilisierten, vielleicht primär schon kalireicheren Perlgneis. Es ist in diesem Zusammenhang wichtig, daß die Plagioklase des Granodiorits im Gegensatz zu denen der Perlgneise einen, wenn auch schwachen Zonarbau zeigen. Diese Tatsache scheint Verf. darauf hinzudeuten, daß die Kristallisation des Granodiorits nicht gleichzeitig mit der des Perlgneises erfolgte, sondern erst später einsetzte. Ähnliche Verhältnisse beschreibt MEHNERT (1963) für die Diatexite des Schwarzwaldes im Gegensatz zu den dortigen, durch homogene Plagioklase ausgezeichneten Metatexiten und Merablastiten ( $\approx$  Perlgneisen). Man ist geneigt, hieraus wie aus dem durchaus eruptivgesteinsartigen Gefüge des Granodiorits seine Bildung aus einem weitgehend flüssigen Zustand abzuleiten. LIST (1961) schreibt den Granodiorit einer im wesentlichen im festen Zustand verlaufenden „Granitisation“ des Perlgneises zu.

Der Bau der Perlgneise wird besonders im Gebiet östlich und südöstlich von Deggendorf diskordant von jüngeren Ganggraniten durchsetzt, die meist NNE streichen und steil einfallen, also der Q-Richtung zum regionalen Faltenbau der jüngeren Tektonik folgen. Der Chemismus dieser Ganggranite (Biotit, Muscovit, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz) ist meist normalgranitisch, doch kommen auch etwas basischere, biotitreiche sowie jüngere saurere, aplitische Typen vor. Sie scheinen der gleichen Granitgeneration anzugehören wie die Ganggranite um

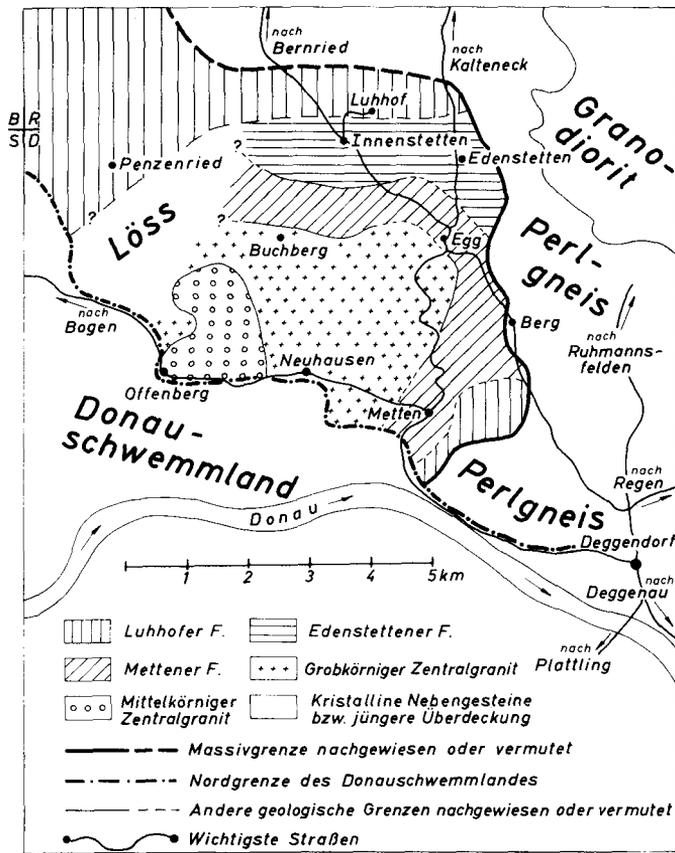


Abb. 3. Geologische Schemakarte des Mettner Granitmassivs mit seinen im großen und ganzen etwa konzentrisch verteilten verschiedenen Granittypen. Die Nordwestecke des Blattes Deggenendorf (D) gegen die Blätter Ruhmannsfelden (R), Bogen (B) und Straßkirchen (S) ist am westlichen Kartenrand angegeben. Die übrigen Begrenzungen dieser Schemakarte verlaufen willkürlich innerhalb der Blätter Ruhmannsfelden und Deggenendorf. Der Darstellung der intrusiven Nordgrenze des Massivs auf Blatt Ruhmannsfelden liegt die Übersichtskarte Lists (1961) zugrunde. Die intrusive Südgrenze ist vom Donauschwemmland überdeckt.

Vilshofen (dieses Heft, S. 130), unterscheiden sich von diesen aber durch größeren Reichtum an pegmatitischen Gängen und Miarolen mit Turmalin (z. B. am Steilhang entlang der Straße nach Deggenau noch innerhalb Deggendorfs). Diese Tatsache läßt auf seichteres Intrusionsniveau mit höherer Anreicherung leichtflüchtiger Gemengteile schließen. Die Ganggranite sind jünger als der Granodiorit, denn sie durchsetzen ihn NE Wühh in Form eines schmalen diskordanten Ganges. Von besonderem Interesse ist, daß die Ganggranite, besonders in den donauahen Gebieten, häufig blastomylonitisch verschliffen sind unter Ausbildung von Glimmerregelungsgefügen, die in ihrer Lage denen der Perlgneise entsprechen. Diese Ganggranit-Blastomylonite sind Ausdruck postgranitischer tektonischer Bewegungen, welche den Südtteil des Kristallins erfaßten und sich auch in den dortigen Perlgneisen durch stellenweise feinerkörnige Rekristallisation der Biotite und insbesondere durch häufige Muscovitbildung zu erkennen geben. Verf. betonte bereits 1957 die Wahrscheinlichkeit relativ geringer Altersunterschiede zwischen der prägranitischen und der wesentlich weniger intensiven und auf schmalere Zonen beschränkten postgranitischen Tektonik.

Der gesamte Westteil des Deggendorfer Kristallins nördlich der Donau wird von einem großen Granitmassiv eingenommen, das nach dem wichtigsten Ort hier als das Mettner

Massiv bezeichnet wird (Abb. 3). Es bildet auf der Karte einen mehr oder minder ovalen Körper, dessen Nordgrenze im südlichsten Teil des Blattes Ruhmannsfelden verläuft (LIST 1961) und der im Osten die Perlgneise von Blatt Deggendorf diskordant abschneidet. Mit dem Granodiorit kommt das Granitmassiv nirgends in Kontakt, doch ist es wegen dessen Konkordanz zum Perlgneis wahrscheinlich, daß er älter ist als der Massivgranit. Nach Südwesten zu taucht das Massiv unter die Donauniederung ab; seine Intrusivgrenze ist dort nirgends erschlossen. Auch in seinen zentraleren Teilen wird es vielerorts von Tertiär und insbesondere von mächtigen Lößdecken verhüllt, welche eine genauere petrographische Aufgliederung des Massivgranits erschweren.

Das Mettener Granitmassiv ist nicht einheitlich aufgebaut. Bei der Kartierung konnten mehrere Faziestypen auseinandergelassen werden, die sich im wesentlichen hinsichtlich der Korngröße ihrer Mineralgemengteile unterscheiden. Dagegen scheint der Mineralbestand (Biotit, Muscovit, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz), nach den wenigen Dünnschliffbeobachtungen zu schließen, im großen und ganzen auch mengenmäßig einheitlich zu sein und — bis auf wenige Ausnahmen — einem normalgranitischen Chemismus zu entsprechen. Hinsichtlich der Korngrößen gilt im allgemeinen, daß die feinkörnigen Typen in peripheren Teilen, die gröberen mehr im Zentrum des Massivs auftreten. Doch gibt es auch mannigfache Ausnahmen von dieser Regel. Wichtig ist, daß die unterschiedenen Typen nicht durch allmähliche Korngrößenänderung ineinander übergehen, sondern meist durch scharfe Grenzen voneinander getrennt sind. Dies läßt darauf schließen, daß die Intrusion in mehreren einzelnen Akten erfolgte, welche voneinander durch Ruheperioden getrennt waren, in denen das vorher intrudierte Magma kristallisieren konnte. Dennoch muß — nach der Korngrößenverteilung zu schließen — eine ± einheitliche räumlich-zeitliche Temperaturverteilung im Gesamtpluton bestanden haben, welche zu einer rascheren Kristallisation der Peripherie gegenüber dem Zentrum führte.

In Abb. 3 ist nach Feldbeobachtungen eine Aufgliederung des Massivs dargestellt, die die einfachste der möglichen Lösungen bildet, aber wohl im Prinzip zutrifft. Im Detail sind die Verhältnisse, besonders in den Randzonen, noch wesentlich komplizierter. Hauptsächlich basierend auf der Maximalgröße der Feldspäte wurden folgende Faziestypen unterschieden:

1. die feinstkörnige Luhhofer Fazies mit größten Feldspäten zwischen 1 und 2 mm.
2. Die feinkörnige Edenstettener Fazies mit größten Feldspäten zwischen 3 und 6 mm.
3. Die mittelkörnige Mettener Fazies, welche größte, möglicherweise porphyroblastische Feldspäte zwischen 7 und 14 mm, dagegen wesentlich kleinere Glimmer führt.
4. Der grobkörnige Zentralgranit mit Feldspäten ähnlicher Größe, wie sie in der Mettener Fazies auftreten (7—14 mm), jedoch — im Gegensatz zu dieser — mit Glimmern, die in ihrer Größe an die der Feldspäte heranreichen.
5. Ein mittelkörniger Zentralgranit, bei dem ebenfalls Feldspäte und Glimmer einander ähnliche Größen aufweisen, im Gegensatz zu 4. aber insgesamt feinkörniger (um 6 mm) bleiben.

Auftreten und gegenseitige Beziehungen dieser Typen können wie folgt charakterisiert werden: Die Luhhofer Fazies tritt besonders im Norden des Massivs auf, wo sie mehr oder weniger deutliche Schollen der Edenstettener Fazies enthält, also wahrscheinlich jünger ist als diese. Stellenweise finden sich in der Luhhofer Fazies auch noch feinerkörnige und wohl etwas basischere Schlieren (Abb. 4). Im NW-Teil des Gebietes um Penzenried ähnelt die Luhhofer Fazies manchen Ganggraniten der Gegend südöstlich von Deggendorf. Insbesondere lassen sich wie dort eine ältere biotitreiche Generation von einer jüngeren aplitischen unterscheiden. Diese Verhältnisse sind auch ähnlich den am Nordrand des Neustifter Massivs südlich Vilshofen (dieses Heft, S. 130) aufgefundenen. Nach Südosten zu nimmt die Korngröße dieser nordwestlichen Luhhofer Fazies allmählich zu. Die lückenlose Verbindung zur Typuslokalität bei Luhhof ist hypothetisch. Unbekannt ist auch die Fortsetzung dieser nordwestlichen Granite auf die Blätter Ruhmannsfelden und Bogen. LIST (1961, Abb. 1) gibt für Blatt Ruhmannsfelden ein Umbiegen der nördlichen Massivgrenze in die NW-Richtung an, doch scheint es, als ob das Massiv sich dort bereits in einzelne Gänge aufgelöst habe. Nach der Kartierung BAUBERGERS (1956) reichen die Granite nicht auf das westliche Anschlußblatt Straßkirchen, dessen Kristallinanteil im wesentlichen aus Perlgneisen bestehen soll. Im Südostteil des Mettener Massivs durchschwärmt Luhhofer Fazies in sehr komplizierter Weise auf Gängen die dortige Mettener Fazies,

die vielleicht etwas feinkörniger als normal ist. — Die *Edenstettener Fazies* ist auf den Norden und Nordosten des Massivs beschränkt. Ihre Grenze gegen die *Mettener Fazies* ist sehr scharf (siehe spätere Aufschlußhinweise). Wahrscheinlich ist die *Edenstettener Fazies* jünger als die *Mettener*. Aus dem Verlauf ihrer gegenseitigen Grenze in Abb. 3 scheint zu folgen, daß sie diskordant von der noch jüngeren Intrusion der *Luhhofer Fazies* abgeschnitten wird. — Die *Mettener Fazies* findet sich im zentraleren Nord- sowie im Ostteil des Massivs, wo sie stellenweise direkt mit dem *Perlgneisrahmen* in Kontakt tritt. Dieser ist in Granitnähe noch weitergehend metablastisch verändert als dies für die östlicheren Gebiete zutrifft. Es scheint hier ein stark durchwärmter metasomatischer Kontakt vorzuliegen, ganz im Gegensatz zu den scharfen Kontakten der feinkörnigen Faziestypen der *Massivgranite* gegen diese Gneise. — Der *grobkörnige Zentralgranit* bildet den eigentlichen Kern des Massivs, das allerdings im Süden von der *Donauniederung* abgeschnitten wird. Die Grenze des *Zentralgranits* gegen die *Mettener Fazies* ist recht scharf. Da sich Schlieren des *Zentralgranits* in diese fortzusetzen scheinen, nimmt Verf. an, daß der *Zentralgranit* jünger ist als die *Mettener Fazies*. Es erscheint sogar möglich, daß die porphyroblastischen Feldspäte der *Mettener Fazies* der Aufheizung während der *Zentralgranitintrusion* zuzuschreiben sind. Die Grenze des *Zentralgranits* gegen die *Luhhofer Fazies* des Nordostens ist im Untergrund eines großen Lößgebietes zu suchen. Es ist nicht unmöglich, daß sich noch Faziestypen mittlerer Korngröße dazwischenschalten. — Im Raum nordöstlich *Offenberg* liegt, wie es scheint innerhalb des grobkörnigen *Zentralgranits*, ein kleinerer Körper, der im Norden aus *mittelkörnigem Zentralgranit*, im Süden meist aus einer innigen Durchmischung dieser beiden Gesteinstypen besteht. Die relativen Altersbeziehungen von mittel- und grobkörnigem *Zentralgranit* kehren sich von Ort zu Ort um, so daß man beide Typen wohl im wesentlichen als gleich alt ansehen kann.

Insgesamt ergibt sich also ein recht kompliziertes Bild der relativen Altersbeziehungen der verschiedenen Granittypen zueinander. Es scheint, daß sowohl die zentralen wie auch die peripher liegenden Faziestypen jünger sind als der *Granit der Mettener Fazies*.

Regelungsgefüge und *Granittektonik* der einzelnen Intrusionen des *Mettener Massivs* sind noch weitgehend unerforscht. Nur in den feinkörnigen Gesteinstypen sind flächenhafte Regelungen, in erster Linie der *Biotite*, makroskopisch eindeutig erkennbar. Sie streichen häufig etwa EW und stehen steil; eine Lineare auf den Flächen liegt ungefähr horizontal. Die quer dazu, also etwa Nordsüd, verlaufende Kluftcharakter entspricht somit Q. Auch in den mehr zentraler gelegenen Partien des Massivs tritt diese Kluftrichtung häufig auf, jedoch ist ihre *granittektonische* Bedeutung dort nicht so klar festzulegen. Die Klüfte der *Granite* sind häufig mit feinkörnigem *Turmalin* besetzt. Außerdem kommt dieses Mineral in den vielerorts die *Granite* durchsetzenden *Pegmatiten* vor; zu einer besonderen *Turmalin-Anreicherung* scheint es in den *Zentralgraniten* gekommen zu sein.

Einziges Vorkommen von *Lamprophyre* (*Hornblende*, *Epidot*, *Chlorit*, *Plagioklas*, *Quarz*) wurde *ESE Arzting* aufgrund von *Lesesteinen* bekannt. Es scheint sich um einen den *Granodiorit* durchsetzenden Gang zu handeln.

Südlich der *Donau* tritt das *Grundgebirge* innerhalb des *Donauschwemmlandes* nur noch in dem 70 m hoch aus der Ebene herausragenden *Natternberg* zutage. Das *Kristallin* (SCHREYER 1961) besteht aus sehr feinschiefrigen und stark verquälten *Grünschiefer-Blastomyloniten* (*Chlorit*, *Hellglimmer*, *saurer Plagioklas*, *Quarz*) nach *Perlgneisen* und *Ganggraniten*. Die Koordinaten dieser in seichtem Niveau erfolgten und mit dem *Donaurandbruch* zusammenhängenden *Tektonik* entsprechen denjenigen der hochtemperierten *Perlgneistektonik* (*Metamorphose II*). THIELE (1961) hat für die *Bildung der Mylonite* entlang der im Inneren des oberösterreichischen *Mühlviertel-Kristallins* verlaufenden *Donaustörung* bei *Jochenstein* spätvaristisches Alter nachweisen können. In diesem Gebiet, welches in der streichenden Fortsetzung des *Donaurandbruchs* etwa 80 km südöstlich des *Natternberges* liegt, werden die *Mylonite* von *Quarzdioritporphyritgängen* durchschlagen, die wohl noch zum varistischen *Magmatismus* zu rechnen sind. Es ist somit wahrscheinlich, daß auch die *Anlage* des *Donaurandbruchs* in *Bayern* bereits im ausgehenden *Varistikum* erfolgte, während ja die zur heutigen geologisch-morphologischen *Begrenzung* des *Bayerischen Waldes* führenden *Bewegungen* nach WURM (1938) erst im *Oligozän* stattfanden. Hieraus ist zu schließen, daß die *Bildung der Natternberger Grünschiefer-Blastomylonite* nicht erst oligozänen Alters zu sein braucht, wie Verf. 1961 angenommen hatte, sondern daß sie, wie am *Jochenstein*, auch schon im späten *Varistikum* erfolgt sein kann.

## Hinweise für Exkursionen

Um einen Überblick über die wesentlichsten Einheiten des Deggendorfer Grundgebirges zu erhalten, wird der Besuch der im folgenden benannten Aufschlüsse empfohlen, deren Reihenfolge einer möglichen Exkursionsroute entspricht. Sie sind per Wagen, z. T. verbunden mit kurzen Fußmärschen von wenigen hundert Metern leicht erreichbar. Schwieriger zugänglich und deshalb nicht aufgeführt sind z. B. die Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneise. Für das Aufsuchen solcher Lokalitäten ist auf die kurzen Ortsangaben des vorangegangenen Abschnittes verwiesen.

**16 Straßenaufschluß bei Kloster Halbmeile (Bl. Plattling Nr. 7243)**

SE Deggendorf an der nach Hengersberg führenden nördlichen Donauuferstraße (kurz außerhalb des Bl. Deggendorf Nr. 7143 (R 45 73,38; H 54 07,00)

Hier ist die mehr oder weniger weit fortgeschrittene Überwältigung der älteren migmatischen *Lagengneise* (Abb. 1) während der Metamorphose II gut zu studieren. Sie liegen teilweise als *diskordante* fischförmige Einschlüsse im *Perlgneis*, teilweise bilden sie in diesem auch *konkordante* Lagen. Die enge Verfäلتelung innerhalb dieser konkordanten Lagen um etwa WNW-streichende flache Achsen, also entsprechend dem B der *Perlgneise*, ist wahrscheinlich erst im Zuge der tektonischen Umprägung während der Metamorphose II erfolgt. Die S-Flächen in den *Perlgneisen* liegen hier nahezu horizontal. *Diskordante* Ganggranite von maximal 1 m Mächtigkeit treten auf.

**17 Aufschluß Hintertausch (Bl. Deggendorf Nr. 7143)**

Etwa 1 km NW Halbmeile (s. Aufschluß Nr. 16 befindet sich rund 250 m SW Hintertausch an der gleichen Donaustraße ein kleinerer Aufschluß (R 45 72,82; H 54 07,64)

Älterer *basischer Ganggranit* durchsetzt mit NE-Streichen steil und *diskordant* die *Perlgneise*, wird aber selbst in seinem Inneren durchdrungen von einem nahezu EW-streichenden und nach Norden einfallenden *jüngeren sauren Ganggranit* von 40–60 cm Mächtigkeit. Beide *Ganggranite* zeigen infolge *Glimmerregelung* eine deutliche Schieferung, welche *diskordant* zu den *Intrusionskontakten* verläuft, also noch jünger ist. Die B-Achsen liegen jeweils flach und streichen N 120° E wie auch die in den durchschlagenden *Perlgneisen*.

**18 Großer Steinbruch Deggenau (Bl. Deggendorf Nr. 7143)**

500 m NW Aufschluß Nr. 17 SE Deggenau an derselben Straße (R 45 72,02; H 54 08,20)

Es steht ein frischer, recht einheitlicher NW-streichender *Perlgneis* an, doch finden sich in ihm bei genauerem Suchen immer wieder auch scharf umgrenzte feinkörnigere Einschlüsse von *Biotitgneisen* und *Kalksilikatfelsen*. Stellenweise ist der *Perlgneis* *metablastisch* so stark verändert, daß die S-Flächen nur noch *nebulitisch* erhalten sind und das Gestein einen *granitoiden Habitus* erhält. An den hohen Bruchwänden fallen an mehreren Stellen *diskordante* *Granitgäنگchen* ins Auge, die oft nur 30 cm mächtig sind und mitunter einen feinen *aplitischen* Rand gegen den *Perlgneis* entwickeln.

**19 Bahneinschnitte von Arzting** (Bl. Deggendorf Nr. 7143)

Die Bahneinschnitte liegen W Arzting an der alten Straße von Deggendorf nach Ruhmannsfelden, von der neuen Straße aus durch Abzweigen bei Grafing zu erreichen (R 45 71,30; H 54 17,60)

Der *Granodiorit* ist hier durch teilweise Assimilation eines im südlichen Bahneinschnitt anstehenden größeren *Perlgneiseinschlusses* verändert. Die allmählichen Übergänge beider Gesteine ineinander sind recht gut zu studieren. Eine lineare B-Achsenstriemung im Granodiorit streicht hercynisch parallel derjenigen im *Perlgneis*. Zum Kennenlernen unveränderter Granodiorite ist ein Fußmarsch von einem knappen Kilometer entlang dem Bahnkörper nach Süden in die Gegend von Wühn zu empfehlen.

**20 Steinbruch Schleifmühle** (Bl. Deggendorf Nr. 7143)

An der Straße von Metten nach Schloß Egg bei der Schleifmühle rund 1 km N Metten (Besitzer Steininger) (R 45 67,52; H 54 14,52)

Hier steht die typische *Mettener Fazies des Massivgranits* an mit größeren aus dem Gefüge hervortretenden Feldspäten. Die nach dem makroskopischen Gefüge nicht belegbare beste Teilbarkeit des Granits (sein „Gang“) verläuft nach den Erfahrungen der Arbeiter etwa EW und steht steil. Der zweitbeste „Gang“ liegt horizontal, die schlechte Teilbarkeit (Stutz) streicht Nordsüd. Im Vergleich zu anderen Brüchen ist dieser Granit schlecht teilbar, was schon an den buckeligen Flächen der Werksteine erkennbar ist. Andererseits kann er gerade deshalb sowie wegen seiner geringen Klüftung in mächtigen Blöcken gewonnen werden.

**21 Steinbruch Laufmühle** (Bl. Deggendorf Nr. 7143)

Gegenüber der Laufmühle an der Straße von Metten nach Schloß Egg, ca. 1 km SSW Egg (R 45 67,52; H 54 15,33)

*Grobkörniger, muscovitreicher Zentralgranit* mit undeutlicher Mineralregelung. Die beste Teilbarkeit steht steil und streicht ENE. Die Klüftung ist undeutlich und nicht durchhaltend. Von ihr ausgehend ist *Turmalinblastese* und *Aplitisierung* (Verschwinden der Biotite) zu beobachten.

**22 Steinbruch Würfel** (Bl. Deggendorf Nr. 7143)

250 m SW Straße von Egg nach Innenstetten, ca. 500 m W Gmeinbühl (Besitzer Würfel) (R 45 66,48; H 54 17,35)

Im Südteil des Bruches ist die scharfe Grenze der mittelkörnigen *Mettener Fazies des Massivgranits* gegen die feinkörnige *Edenstettener Fazies* im Norden erschlossen. Diese Grenze streicht etwa Ostwest und fällt unter  $50^\circ$  nach Norden ein. An den 1956 aufgeschlossenen Wänden war zu beobachten, daß basischere, S-förmig gewundene Schlieren im mittelkörnigen Granit vom feinkörnigen scharf abgeschnitten werden, und daß dieser stellenweise eine dem Kontakt parallele Biotitregelung aufweist. Demnach ist die *Edenstettener Fazies* jünger als die *Mettener*. Der Kontakt selbst wird fast immer durch einen schmalen pegmatitischen Saum markiert. Der „Gang“ des Mittelkörnigen Granits scheint EW zu verlaufen und senkrecht zu stehen. Quer dazu, also steil stehend und etwa NS-streichend, setzt die Hauptklüftung (Q) durch. Die undeutlicheren steilen EW-Klüfte sind Lagerklüfte.

In der feinkörnigen Edenstettener Fazies liegt die beste Teilbarkeit anders, nämlich NE bis ENE bei steilem Einfallen. Dementsprechend sind auch die wiederum vertikalen Q-Klüfte mehr in die NNW-Richtung rotiert.

### **23 Steinbruch Innenstetten** (Bl. Deggendorf Nr. 7143)

Abb. 3. Ca. 500 m SW Straßenkreuzung innerhalb der Ortschaft Innenstetten (R 45 65,96; H 54 17,70)

Der hier vorliegende zur Edenstettener Fazies gezogene Granit macht einen etwas feinkörnigeren, dichteren Eindruck als der vom Steinbruch Würfel (Nr. 22) her bekannte. Er ähnelt sehr dem Massivgranit von Neustift südlich Vilshofen (dieses Heft, S. 127). Es liegt hier ein besonders klares Beispiel der Granittektonik vor. Die flächenhafte Biotitregelung ist auch mit bloßem Auge gut zu erkennen. Sie streicht etwa EW und steht vertikal, während die sehr deutliche, in gleichmäßigen Abständen durchsetzende steile Q-Klüftung wieder etwa Nordsüd verläuft. Ihr folgen häufige Turmalinpegmatit- und Quarzgängchen. Harnischstriemungen auf diesen Klüftflächen zeigen ungefähr horizontalen Verlauf, und zwar ist die Bewegungstendenz so zu deuten, daß jeweils die östlichen Schollen gegenüber den westlichen nach Norden geschoben wurden.

### **24 Steinbruch Luhhof** (Bl. Ruhmannsfelden Nr. 7043)

Abb. 3. Ca. 500 m NE Straßenkreuzung in Innenstetten, gerade am S-Rand von Ruhmannsfelden gelegen (R 45 66,72; H 54 18,54)

Hier tritt die typische Luhhofer Fazies des Massivgranits in Kontakt mit der etwas gröberen Edenstettener. Da die Luhhofer Fazies Schollen der Edenstettener umschließt oder dieselbe auf Gängen mit guter kontaktparallelen Biotitregelung durchsetzt, stellt sie die jüngere Intrusion von den beiden dar. Nicht sicher ist ihr Altersverhältnis zu den noch feinkörnigeren basischeren Schlieren, die teils gangförmig, teils als Einschlüsse in der Luhhofer Fazies aufzutreten scheinen. In beiden Graniten steht die beste Teilbarkeit wieder vertikal und streicht etwa EW, die zweitbeste liegt horizontal. Die Hauptklüftung mit NS-Streichen (Q) fällt hier steil nach Westen ein. Harnischstriemungen auf diesen Klüften weisen auf dieselbe Bewegungstendenz der Schollen wie im Steinbruch Nr. 23 hin.

### **25 Steinbruch Natterenberg** (Bl. Deggendorf Nr. 7143)

Am NW-Ende des Natternerberges in der Donauebene. Der Steinbruch ist am besten über einen am NE-Rand des Berges entlanglaufenden Fußweg von der Hauptstraße aus in ca. 5 Minuten zu erreichen (R 45 66,93; H 54 10,30)

Es stehen stark verquälte, dunkelgrüngraue Grünschiefer-Blastomylonite aus der Bewegungszone des Donaurandbruches an. Die zu beobachtenden B-Achsen streichen hercynisch und tauchen unter rund 25° nach Südosten ein. Die S-Flächen fallen bei gleichem Streichen unter 70° nach Nordosten ein. Demnach wäre der Donaurandbruch eine steile Aufschiebung des moldanubischen Kristallins auf sein Vorland. Das Ausgangsmaterial dieser Mylonite sind wahrscheinlich vorwiegend Perlgnese. An mehreren Stellen entlang des Fußweges sind solche in weniger mylonitisierten Relikten erhalten. An den Felsen ganz im Südosten des Berges nahe der Straße kommen auch hellere Mylonit-typen vor, die wohl auf Ganggranite zurückgehen.

## Geologische Exkursionen im Gebiet nördlich und östlich Deggendorf an der Donau

VON FRANZ KARL LIST <sup>1)</sup>

### Der Gneiskomplex

nimmt flächenmäßig den weitaus größten Teil des Gebietes ein. Wie Gesteinschemismus und geologisches Auftreten nahelegen, handelt es sich hier um Paragneise. An erster Stelle sind die mengenmäßig vorherrschenden *Perlgneise* zu nennen. Sie bilden gewissermaßen den Rahmen für das Auftreten der übrigen Gesteine, stellen jedoch nicht die älteste Serie in diesem Raum dar.

Im Mineralbestand und Gefüge ist der *Perlgneis* recht eintönig. Es ist jedoch festzuhalten, daß er von Norden nach Süden, zum Donaurandbruch hin, in seinem Erscheinungsbild homogener wird und stellenweise eine jüngere Mikroklinblastese auftritt.

Im m- bis dm-Bereich dagegen ist er sehr uneinheitlich ausgebildet. Neben Partien mit deutlichem Lagenbau finden sich homogene, richtungslos körnige Gesteine, die kaum mehr eine Regelung der Biotite erkennen lassen. Außerdem enthält er besonders in den lagigen Varietäten, in s gelängte Quarzknauern und Einschlüsse älterer Gneise.

Im Handstück fallen in erster Linie die rundlichen, im Durchschnitt 1—2 mm großen Plagioklasblasten auf, die als weißlichtrübe „Perlen“ in dem alten Gefüge regellos aufgesproßt sind. Besonders an biotitreichen Stücken ist dies sehr schön zu sehen. Die hie und da auftretenden, annähernd idiomorphen Mikrokline dagegen können bis zu 1 cm Kantenlänge erreichen. Dazwischen liegen rundliche, leicht getrübe Quarze. Die Grundmasse wird von Biotit eingenommen, der in seiner Ausbildung von undeutlich zusammenhängenden Lagen bis zu einem gleichmäßig verteilten Gewebe wechseln kann. Ebenso ist sein Mengenanteil am Gestein großen Schwankungen unterworfen, so daß sich von hellen, hauptsächlich aus Feldspat und Quarz bestehenden Gneisen bis zu sehr dunklen Gesteinen, in denen die Feldspatperlen in einem dichten, zusammenhängenden Grundgewebe von Biotit stecken, alle Übergänge finden. In den Varietäten mit deutlich flächigem Gefüge ist meist auch ein schlieriger Lagenbau von Biotitzellen und Quarz-Feldspatlagen zu beobachten; doch hat die Plagioklasblastese, die auch die Biotitlagen ergreift, diese metamorphe Differentiation teilweise wieder rückgängig gemacht.

Unter dem Mikroskop zeigen die *Perlgneise* durchwegs ein granoblastisches Gefüge. Auch im Schliffbild lassen sich alle Übergänge von schwachem Lagenbau bis zu richtungslos körniger Ausbildung beobachten.

Der Mineralbestand setzt sich aus Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz zusammen. An jüngeren Bildungen kommen dazu Muscovit und Chlorit. Ein Teil der *Perlgneise* führt zusätzlich Cordierit; Granat, Zirkon, Monazit, Apatit und Ilmenit finden sich als Akzessorien.

<sup>1)</sup> Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe Dr. FRANZ KARL LIST, Lehrstuhl für angewandte Geologie an der Freien Universität, 1 Berlin 33, Wichernstraße 16 a.

Im Perlgneis finden sich nun als Relikte älterer Zustände eine Anzahl verschiedener Gneise in Form von Schollen oder auch größeren, auf der Karte ausscheidbaren Zügen. Sie sind als linsenförmige Scherlinge mehr oder weniger in das *s* der Perlgneise eingeschlichtet. Im Durchschnitt beträgt ihre Größe einige dm.

**Cordieritgneise** finden sich bevorzugt in den cordieritführenden Perlgneisen, in die sie ohne scharfe Grenze übergehen können. Doch sind sie im allgemeinen als dunklere, straff geregelte und verfaltete Schollen von den viel homogeneren Perlgneisen gut zu unterscheiden.

Die Cordieritgneise besitzen einen flasrigen Lagenbau von helleren Quarz-Feldspat- und dunkelgrünen Cordierit-Pinit-Biotitzeilen. An einigen Stellen werden die Gesteine von Cordierit-Fleckenaploiden durchsetzt.

Im Mikroskop sieht man, daß die in den Cordieriten eingelagerten Sillimanitsträhnen häufig in enge Falten gelegt sind. Der Cordierit selbst ist reichlich vorhanden und stets mehr oder weniger in die verschiedenen, unter dem Namen „Pinit“ zusammengefaßten Mineralaggregate umgewandelt. Soweit noch Kornformen feststellbar sind, schwanken sie von deutlich in *s* gelängten Körnern bis zu völlig idiomorphen Individuen in den Aploiden.

**Biotit-Plagioklasgneise** sind die häufigsten Einschlüsse. Es sind graue, recht feinkörnige Gesteine, die eine scharfe Paralleltextur der Biotite aufweisen. Nicht selten kann man in den Schollen alte Faltenköpfe erkennen, deren Gefüge vom Perlgneis diskordant abgeschnitten wird. Die Grenzen zum Perlgneis sind im allgemeinen scharf; die Enden der Linsen sind jedoch oft in lange Schlieren ausgezogen und gehen unscharf in den Perlgneis über.

Der Mineralbestand entspricht ungefähr dem der Perlgneise; das Gefüge ist jedoch feinerkörnig. Nicht selten ist ein schwacher Lagenbau aus gröberem und feinerem Material zu beobachten. Die gröberen Lagen führen Biotit, Plagioklas und Quarz; in den feinerkörnigen fehlt der Plagioklas.

Die sehr hellen **Lagengneise** weisen einen deutlichen Lagenbau von Quarz-Feldspatanteilen und Biotitzeilen auf. Des öfteren sind kräftige Verfaltungen mit spitzwinkligen Faltenbildern zu erkennen. Die hellen neosomatischen Mobilisate halten sich nicht immer an den vorgezeichneten *s*-Flächenbau, sondern greifen quer zu *s* durch das Gefüge und zerlegen es teilweise in Schollen. In diesem Komplex finden sich untergeordnet auch dunkle, feinkörnige Biotit-Plagioklasgneise, die verfaltet sind und nur von einigen hellen Neosomlagen durchzogen werden. Möglicherweise ist dies ein Hinweis, daß die hellen Zeilengneise aus dem Biotit-Plagioklasgneis hervorgegangen sind.

Im Dünnschliff zeigt sich, daß die dunklen Lagen neben Biotit auch etwas Granat enthalten; sie werden von den hellen Gemengteilen stark durchlöchert, so daß manchmal nur noch zusammenhängende, eingeregelt Biotitfetzen an Stelle der dunklen Zeilen zu beobachten sind. Bei dem reichlich vorhandenen Plagioklas läßt sich ein älterer Plagioklas I ausscheiden, dessen rundliche, serizitisierte Körner in undeutlichen Lagen etwa senkrecht zum jetzigen *s* angeordnet sind.

**Amphibolite** sind als Einschlüsse seltener vertreten. Es sind feinkörnige, dunkelbraune bis schwarze Gesteine, die mehr oder weniger geschiefert sind. Sie bestehen aus einer braunen gemeinen Hornblende, die randlich in blaßgrüne und farblose Hornblende übergehen kann, und Plagioklas. Gelegentlich ist ein schwacher Lagenbau im mm-Bereich vorhanden. Die Hornblendene weisen eine deutliche Regelung nach der Gestalt mit *c* parallel *B* auf.

Kalksilikatfelse treten als konkordante linsenförmige Einlagerungen bis zu 1 m Länge in den Perlgneisen auf; ihre längste Achse ist in das B der Gneise eingeregelt. Daneben finden sich Kalksilikatbänder bis zu 10 cm Mächtigkeit, die ebenfalls konkordant im s der Gneise liegen. Es sind dunkelgrüne, dichte Gesteine mit muscheligen Bruch, die auf frischen Flächen einen deutlichen Glasglanz besitzen. Gerne bedecken sie sich mit einer bezeichnenden, weißlichen Verwitterungsrinde.

In ihrem Mineralbestand entsprechen sie einem Diopsid-Plagioklas-Grossular-Hornfels nach der Einteilung von V. M. GOLDSCHMIDT (1911). Der Plagioklas ist ein Labrador und nimmt die Hauptmenge des Gesteins ein. Die untereinander unregelmäßig verschränkten Individuen werden von Quarz pflockartig durchwachsen. Der Diopsid bildet große, idiomorph begrenzte, farblose Kristalle, die von Quarz und Plagioklas so stark durchwachsen werden, daß die einzelnen Körner nur als Skelette vorliegen. Randlich sind sie oft eng mit grüner Hornblende verwachsen.

In allen diesen Gneisen finden wir die Spuren einer älteren, nicht symmetriekonstanten Verformung, auf welche die Faltung dieser Gesteine zurückgeht. Von einer jüngeren Tektonik wurden sie zu den jetzt vorliegenden Schollen zerschert. Die heutige Formung der Perlgneise läßt von dieser starken Beanspruchung nichts mehr erkennen. Die Kristallisation der Mineralien erfolgte para- bis posttektonisch unter einer wesentlich schwächeren Beanspruchung.

Die Schollen stellen also eine Gesteinsgesellschaft dar, die älter ist als die Perlgneise.

### Die jüngeren Granite

begleiten rund um Deggendorf den Abfall des Moldanubikums gegen die Donau ebene hin. Es sind dies die hellen, mittelkörnigen und feinkörnigen Granite des Kaußinger und Mettener Granitmassives. Im Nordosten der Perlgneise schaltet sich ein petrographisch ganz ähnlicher, herzynisch streichender Granitzug ein, der vom Pfahl abgeschnitten wird: der Patersdorfer Granit.

Diese Granite stellen klar von ihrem Gneisrahmen abgegrenzte Massive dar, die stets scharfe Kontakte gegen den Gneis aufweisen und dessen Gefüge stellenweise diskordant abschneiden. Hin und wieder enthalten sie auch scharf begrenzte und mitunter rotierte Gneisschollen. Wo die Dachregion aufgeschlossen ist, sieht man das Zerbrechen des Gneisdaches in Schollen und die Intrusion von geraden, deutlich abgesetzten Gängen im Gneis (z. B. bei Auerbach, Blatt Lalling Nr. 7144). Alles in allem entsprechen diese Gesteine ganz dem Typus eines spät- bis posttektonisch in schmelzflüssigem Zustand intrudierten Granits.

### Der „Granodiorit“

Innerhalb des von diesen beiden Graniten eingefassten, rund 15 km breiten Perlgneiszuges tritt nun eine weitere Gesteinsserie auf, die von C. W. GÜMBEL (1868) zu den „Waldlagergraniten“ gezählt wurde. Da sich bei der mikroskopischen Untersuchung herausstellte, daß sich dieses Gestein im Mineralbestand und Gefüge mit dem von W. E. TRÖGER (1935) definierten Granodiorit deckt, wurde es — ohne genetische Hintergedanken — als „Granodiorit“ bezeichnet. (Der ebenfalls von GÜMBEL beschriebene „Ödwieser Granit“ ist ein von unserem „Granodiorit“ deutlich verschiedenes Gestein, das auf Blatt Ruhmanns-

felden neben der Typlokalität im Ödwieser Wald auch in einem ca. 3 km langen Zug südöstlich von Böbrach auftritt.)

Der „Granodiorit“ tritt in zwei parallelen, mehrmals unterbrochenen Zügen zutage. Das im Folgenden Gesagte gilt in erster Linie für das südliche der beiden Vorkommen, das, von Südosten heranreichend, bei Gattersdorf in zwei getrennten Ästen auf Blatt Lalling übergreift. Durch das Kaussinger Granitmassiv abgeschnitten, setzt es sich bei Schaufling in zwei Zügen nach Nordosten fort. Beim Übertritt auf Blatt Deggendorf schließen sich die beiden Äste zu einem 3 km mächtigen Zug zusammen, der sich in seiner weiteren Fortsetzung auf Blatt Ruhmannsfelden wieder verästelt. Wenn die „Granodiorite“ auch in mehreren räumlich getrennten Vorkommen auftreten, so erlauben es Mineralbestand und Gefüge doch, die verschiedenen Vorkommen als eine zusammenhängende Gesteinsserie aufzufassen.

Im Handstück ist der „Granodiorit“ ein mittelkörniges Gestein, dessen Gemengteile bei einem Korndurchmesser von 2—3 mm ungefähr gleiche Größe erreichen. Der Biotit, der einen auffällig hohen Prozentsatz des Gesteins ausmacht, zeigt eine deutliche Anordnung in putzenförmigen, nicht zusammenhängenden Aggregaten; Quarz und Feldspat bilden rundliche, teils auch annähernd idiomorphe Körner. Im Ganzen ist das Gestein recht inhomogen; schlierige Biotitanreicherungen wechseln mit Partien stärkerer Mikroklinführung.

Unter dem Mikroskop erkennt man ein holokristallines hypidiomorph körniges Gefüge, das eine starke, prä- bis parakristalline Durchbewegung erlitten hat. In der Nähe von Scherflächen ist häufig Kataklyse der Quarze und Feldspäte zu beobachten, die auf gleichgerichtete postkristalline Beanspruchungen hinweist. Diese erfolgten in höherem Niveau, in dem die neugebildeten Chlorite und Muscovite kristallisieren konnten.

Der Biotit ist stets deutlich basal geregelt; die großen, randlich zerfransten Scheiter sind völlig rekristallisiert. Sie umflasern in unzusammenhängenden Strähnen die Quarze und Feldspäte. An Bewegungsbahnen sind die Biotite in Pennin umgewandelt, wobei sich Titanit entlang den Spaltrissen und in strahligen Aggregaten ausscheidet. Die Ausbildung der Biotite unterscheidet sich in charakteristischer Weise von der der Biotite im Pergneis. Im „Granodiorit“ sind die Individuen größer als im Pergneis und gleichzeitig ist ihr Habitus ein anderer. Die c-Achsen Durchmesser erreichen häufig den Durchmesser der Basis, während die Biotite im Pergneis dünntafeliger ausgebildet sind. Die einzelnen Biotitblättchen im „Granodiorit“ sind auch größer als die im Pergneis.

Die Anordnung der einzelnen Scheiter im Gestein ist ebenfalls verschieden. Im Pergneis bilden die Biotite oft streckenweise zusammenhängende, gut geregelte Lagen; im „Granodiorit“ dagegen sind sie nur zu undeutlichen, voneinander getrennten Flasern und putzenförmigen Aggregaten zusammengeschlossen.

Plagioklas ist der vorherrschende Feldspat im Gestein (35,7 Vol% Plagioklas gegenüber 16,1 Vol% Kalifeldspat). Der Anorthitgehalt schwankt von 25—35 % An; dabei liegen über 60 % der gemessenen Werte zwischen 28—30 % Anorthit. Der ziemlich frische Oligoklas-Andesin ist nicht selten im Kern kräftig serizitisiert; die anorthitreicheren zentralen Partien erwiesen sich gegenüber der Hellverglimmerung als weniger widerstandsfähig. Der Plagioklas ist annähernd idiomorph ausgebildet und gut umgrenzt; fast immer enthält er kleine rechteckige Antiperthiteinschlüsse, Biotit, der wie die Externbiotite schon durch Muscovit ersetzt sein kann, und vereinzelt rundliche Quarze.

Der Kalifeldspat liegt stets als Mikroklin vor und bildet große, lappig begrenzte Individuen mit deutlicher Gitterung. Der Achsenwinkel  $2V_x$  schwankt zwischen 66 und 78°. Er ist häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt und umschließt alle anderen Gemengteile. An der Grenze zu Plagioklas wird er häufig von großen Myrmekiten angegriffen.

Quarz füllt die Zwickelräume als unregelmäßiges Pflaster. Die Körner sind leicht verzahnt und zeigen undulöse Auslöschung. Der Quarz greift alle Gefügepartner kräftig an; insbesondere

von ehemals größeren Plagioklaskörnern findet man nicht selten nur noch eine Anzahl kleiner, gleichorientierter Überbleibsel.

Unter den Akzessorien nimmt der Apatit den Löwenanteil ein. Er kommt in gedrungenen, kurzprismatischen Körnern in merklich höherer Menge vor, als es sonst in granitischen Gesteinen der Fall ist. Radioaktive Höfe wurden bei ihm nicht beobachtet, stets jedoch beim Zirkon, der kleine, meist annähernd idiomorphe Körner bildet. Dazu tritt etwas Monazit, sowie Ilmenit in mäßiger Menge. Er kommt in größeren, zerlappten Körnern vor.

Auf Blatt Ruhmannsfelden tritt an drei Stellen ein granitähnliches Gestein auf, das bereits von GÜMBEL entdeckt und von ihm als

### Ödwieser Granit

bezeichnet wurde. Die Typlokalität liegt im Ödwieser Wald, im Norden des Untersuchungsgebietes, wo der Ödwieser Granit von der nördlichen Blattgrenze in einem herzynisch streichenden Zug südlich des Schustersteins, über die Schusterwiese und das Platzl nach Südosten streicht und im Schwedenloch ausdünt. Ein weiterer, mächtigerer Zug findet sich bei Böbrach, von wo aus er etwa 2 km nach Südosten streicht und dann aussetzt. Schließlich findet sich noch nördlich von Hirschberg ein kleineres Vorkommen dieses Gesteins.

Im Handstück zeigt es eine entfernte Ähnlichkeit mit dem „Granodiorit“; bei genauerer Betrachtung läßt sich der Ödwieser Granit durch das feinere Korn und die bezeichnende Verschränkung der dunklen Gemengteile jedoch eindeutig vom „Granodiorit“ unterscheiden.

Unter dem Mikroskop fallen in erster Linie die großen, ziemlich basischen und deutlich zonar gebauten Plagioklase ins Auge; die Biotitscheiter und Hornblenden bilden dazwischen ein grob sperriges Gefüge.

### Quarzdiorite

Die Quarzdiorite sind im nördlichen Teil von Blatt Lalling und Ruhmannsfelden recht verbreitet. Im allgemeinen kommen sie in Form von kleineren Gängen vor, die 2—20 m mächtig werden und im Streichen bis etwa 200 m aushalten können. Sie liegen akkordant in der Gneise, zu denen sie völlig scharfe Kontakte zeigen. Nordöstlich von Ruhmannsfelden liegt ein größeres Dioritmassiv von etwa 2 km Durchmesser; der Gesteinstyp ist jedoch derselbe wie in den Gängen.

Im Handstück sind es schwärzliche, sehr feinkörnige Gesteine, die keine einzelnen Mineralkörner mehr erkennen lassen. Lediglich in Kontaktnähe sind mm-große Plagioklaseinsprenglinge zu beobachten. In seltenen Fällen finden sich etwas gröberkörnige Varietäten, in denen sich Biotit und Plagioklas mit freiem Auge unterscheiden lassen.

Unter dem Mikroskop zeigen die Quarzdiorite ein holokristallines hypidiomorph-körniges Erstarrungsgefüge. An kontaktnahen Stücken ist ein deutliches Fließgefüge zu erkennen, in das auch die Plagioklaseinsprenglinge eingeregelt sind. Im Inneren der Gänge ist das Gefüge praktisch richtungslos körnig. Örtlich können die Quarzdiorite kräftig verschiefert sein.

Der Mineralbestand setzt sich aus Biotit, Plagioklas und Quarz zusammen; in untergeordnetem Maße treten daneben Apatit, Zirkon, Orthit und Ilmenit auf. Der Biotit nimmt am Aufbau des Gesteins großen Anteil; es sind kleine, scharf begrenzte Scheiter, die von Quarz

und Feldspat durchlöchert sind. Der Plagioklas nimmt die Hauptmenge des Gesteins ein. Die Oligoklase der Grundmasse sind im allgemeinen völlig frisch und nach dem Albitgesetz verzwillingt.

### Zur Genese der Gesteine

Über die Frühgeschichte unserer moldanubischen Gesteine läßt sich nichts Sicheres aussagen. Petrochemische Überlegungen machen es jedoch wahrscheinlich, daß wir als Ausgangsgesteine der verschiedenen Gneise Grauwacken, Tonschiefer und vielleicht auch vulkanische Tuffe annehmen dürfen. In einer ersten, prävaristischen Orogenese wurden diese — vermutlich präkambrischen — Sedimente durch eine alpinotype Orogenese in die typisch moldanubische Gesteinsfazies (Cordieritgneis, Biotit-Plagioklasgneis, Kalksilikatfels, Amphibolit) umgeprägt. Möglicherweise führte diese Orogenese bereits zu einer teilweisen Mobilisation der leukokraten Anteile (Zeilengneise).

In einer zweiten, varistischen Orogenese wurden diese bereits hochmetamorphen Gneise verschiedener Fazies an einer großen, herzynisch streichenden Bewegungszone verschliffen und durch eine regionale, para- bis posttektonische Plagioklasblastese in die eintönigen Perlgneise umgeprägt. Die älteren Gesteine finden sich jetzt als linsenförmige Einschlüsse in den Perlgneisen.

Manches spricht dafür, daß die sogenannten Granodiorite ebenfalls als ein Produkt dieser Metamorphose aufzufassen sind. Es scheint hier eine Granitisation in situ stattgefunden zu haben, wobei die Granodiorite ein „weiterentwickeltes“ Stadium der Perlgneisemetamorphose darstellen und aus ähnlichem Ausgangsmaterial entstanden sind. Diese Ultrametamorphose dürfte unter Ionenzufuhr, besonders von Alkalien, stattgefunden haben, ohne jedoch eine nennenswerte Verflüssigung des „Granodiorits“ hervorzurufen.

Die Stock- und Ganggranite dagegen sind spätkinematisch intrudierte echte Schmelzen ebenso wie die basischen bis intermediären Intrusiva. Ihre Platznahme fiel ebenfalls mit der ausklingenden Tektonik zusammen, von der sie in verschieden starkem Maße noch überprägt wurden.

### Vorschläge zu Exkursionen

Steinbrüche sind nur in den Stockgraniten angelegt. Bei allen anderen Gesteinen muß man sich auf Straßeneinschnitte und oft auf Lesesteine beschränken.

Steht nur wenig Zeit zur Verfügung, so ist als Route am besten die Nord-Süd verlaufende Verbindungsstraße Deggendorf—Ruhmannsfelden zu wählen.

#### **26** Straßenaufschlüsse NE Grafling (Bl. Ruhmannsfelden Nr. 7043)

Etwa 500 m NE Grafling (R 45 71,66; H 54 18,40) liegt Blockmaterial E Straße Deggendorf—Viechtach und E Diessenbach tritt anstehendes Gestein an die Straße (R 45 71,74; H 54 19,44), wo eine Brücke die Straße überquert.

Die Vorkommen zeigen typischen „Granodiorit“, wie er oben beschrieben wird, z. T. mit makroskopisch sichtbaren Granaten (Abb. 1). Kurz darauf nach Norden folgt Perlgneis in Blöcken.

#### **27** Eisenbahntunnel S Bhf. Gotteszell (Bl. Ruhmannsfelden Nr. 7043)

Dort, wo sich die Straße nach dem Überqueren der flachen Talwasserscheide nach N hinabsenkt, liegt E Straße der Eisenbahntunnel (R 45 71,82; H 54 24,00).

Hier besteht die Möglichkeit, den cordieritführenden Perlgneis im Anstehenden zu studieren.

**28 Eisenbahneinschnitte Auhof—Zachenberg** (Bl. Ruhmannsfelden Nr. 7043)

700 m E der Abzweigung nach Gotteszell bzw. zum Bhf. Gotteszell von der Straße Deggendorf—Viechtach zweigt nach E ein Sträßchen zum Auhof (R 45 72,16; H 54 25,46) ab. N Auhof, W und N Zachenberg liegen an etwa 1,5 km Bahnstrecke drei Felseinschnitte.

Die *Granodioritzüge* sind mehrfach verzweigt. Diese Aufschlüsse gehören zum Ruhmannsfeldener Ast. Der „Granodiorit“ enthält viele basische Einschlüsse und nähert sich in seinem Erscheinungsbild dem Palit (vgl. WINTER, dieses Heft, Aufschluß Nr. 6).

**29 Granitbrüche von Patersdorf** (Bl. Viechtach Nr. 6943)

Zwischen Prünst und Patersdorf N Ruhmannsfelden zweigen nach W immer wieder Sträßchen zu den verschiedenen Granitbrüchen ab, die man am Hang liegen sieht.

Sie sind im *Patersdorfer Granit* angelegt, ein spätkinematisch intrudierter Granit, der mehr oder weniger dem weiter südlich gelegenen Mettener Granit (Bl. Deggendorf Nr. 7143, vgl. SCHREYER, dieses Heft, Aufschluß Nr. 21 bis 24) oder dem Kaußinger Granit (Bl. Lalling Nr. 7144, vgl. DÜRR, dieses Heft, Aufschluß Nr. 38) entspricht.

**30 Aufschluß Mühlholz** (Bl. Ruhmannsfelden Nr. 7043)

Hinter Bhf. Ruhmannsfelden (im NE-Eck des Blattes) E Teisnachufer liegt die Flur Mühlholz (R 45 72,74; H 54 29,26).

Große Leseblöcke von *Quarzdiorit*, der hier ein größeres Massiv bildet.

Ebenfalls einen guten Einblick in die Petrographie des Gebietes vermittelt die Straße von Metten (Bl. Deggendorf Nr. 7143) nach Kalteck (Bl. Ruhmannsfelden Nr. 7043). Bei dieser Fahrt können gut die Steinbrüche im Mettener Granitmassiv (Aufschluß Nr. 21 bis 24) besucht werden.

**31 Wegabschnitt Sendbühl—Oberkanetsberg** (Bl. Ruhmannsfelden Nr. 7043)

Zwischen Weibing und Kalteck liegt der Weiler Eben. Es ist empfehlenswert, von dort aus auf dem westlichen Talhang den Weg nach Oberkanetsberg emporzusteigen. Aufschlüsse liegen am Weg oberhalb Sendbühl (R 45 67,00; H 54 20,50).

Bis Sendbühl führt der Weg durch *Perlgneise*. Oberhalb tritt er in einen ca. 600 m breiten Zug von „*Ödwieser Granit*“ ein, der sich in nordwestlicher Richtung bis nach Böbrach hinzieht. Schöner ist der „*Ödwieser Granit*“ allerdings an der Typlokalität GÜMBEL's im Ödwieser Wald (vgl. a. Aufschluß Nr. 33) zu sehen.

**32 Alter Steinbruch im Buchet** (Bl. Ruhmannsfelden Nr. 7043)

600—700 m N Eben an der Straße Metten nach Kalteck zweigt nach W ein Fahrweg ins Buchet. Von der Perlbachbrücke sind noch 100 m talaufwärts zu Fuß zurückzulegen, um den schon stark verwachsenen Steinbruch am westexponierten Hang zu erreichen (R 45 67,41; H 54 21,22).

Der „Granodiorit“ ist auf einer größeren Fläche aufgeschlossen. Er besitzt z. T. Kalifeldspat-Großkristalle.

Von Kalteck (Gasthaus im Sattel des Hirschenstein [1095 m]—Vogelsang [1022 m]—Kammes) aus führen Forststraßen in nordwestliche und nordöstliche Richtung (wegen Befahrbarkeit und Erlaubnis im Forsthaus Kalteck fragen!).

### **33 Forststraße Kalteck—Schuhfleck** (Bl. Ruhmannsfelden Nr. 7043)

Von Kalteck aus in westliche Richtung am Südhang des Rauhen Kulm und Klausenstein und schließlich des Hirschenstein entlang etwa 4—5 km Wegs bis zum Kreuzungspunkt Schuhfleck (R 45 63,73; H 54 24,79), von dort nach 1,5 km Rückfahrt bis zur Straßengabel SE Hirschenstein in nördliche Richtung über die Schwarzacher Forststraße 3 km zum Platzl (R 45 65,30; H 54 27,90). Vom Kreuzungspunkt Platzl aus kann die Fahrt über die Achaslacher Forststraße nach Gotteszell auf die Straße Ruhmannsfelden—Deggendorf fortgesetzt werden (s. Aufschlüsse Nr. 64 bis 68).

Neben der Straße finden sich schöne Anschnitte von *Perlgneis* und cordieritführendem *Perlgneis*; häufig sind auch Schollen von *Kalksilikatfels* oder *Biotit-Plagioklas-Gneis* zu sehen. Nördlich vom Platzl (am besten entlang des nach N führenden Waldweges) sind größere Leseblöcke des *Odwieser Granits*.

### **34 Schlucht des Saulochbaches** (Bl. Lalling Nr. 7144)

Von der Bundesstraße 11 im Abschnitt Deggendorf—Rusel aus ist der Eintritt in die Schlucht etwa 250 ENE Maxhofen (R 45 74,04; H 54 14,04) zu erreichen, bei der Oberglasschleife und beim Elektrizitätswerk, wo der steile Aufstieg der Ruselstraße beginnt.

Nach etwa 1,5 km verengt sich das Tal des Saulochbaches sehr stark, und auf beiden Talhängen treten ausgeprägte Blockströme hervor. Etwa hier liegt auch die Grenze vom *Perlgneis* zum „*Granodiorit*“, der in einer großen, herzynisch streichenden Zunge das Tal überquert. Wo das Tal sich bei der Rohrmünzmühle wieder weitet (etwa 3 km von der Bundesstraße entfernt), löst der *Perlgneis* abermals den „*Granodiorit*“ ab.

### **35 Kleiner Steinbruch am Ruselabsatz** (Bl. Lalling Nr. 7144)

Am höchsten Punkt der Straße Deggendorf—Regen (Bundesstraße 11), 1,5 km W Forsthaus und Hotel Rusel, steht an der Straße ein Wegkreuz (Waldrand). Von dort zu Fuß ca. 100 m in nordwestlicher Richtung erreicht man den kleinen Steinbruch am Waldrand (R 45 78,20; H 54 16,00).

Wie die Felsen an der steilen Ruselstraße zwischen Mietraching und Ruselabsatz nur ziemlich eintönigen *Perlgneis* mit mehr oder weniger Cordieritführung zeigten, so auch dieser Steinbruch mit dem einzigen Unterschied, daß in ihm ganz frisches Material auftaucht. Man beobachtet innerhalb der *Perlgneise* z. T. auch schmale Zonen stärkerer Durchbewegung und Rekrystallisation. Mitunter treten zonare *Kalksilikatlinsen* auf, deren Kern von *Granat* leicht gerötet ist.

## Exkursionsziele im Lallinger Winkel, Bayerischer Wald

Von STEFAN DÜRR<sup>1)</sup>

Mit 4 Abbildungen

Lalling, auf der Osthälfte des gleichnamigen Gradabteilungsblattes (Nr. 7144) zu finden, liegt etwa 13 km östlich Deggendorf. Es ist das Kirchdorf des zur Donauebene hin geöffneten Lallinger Winkels, den im Nordwesten, Norden und Osten die Kammhöhen des Vorderen Bayerischen Waldes schützend einfassen.

Geologisch betrachtet stellt der Lallinger Winkel einen Ausschnitt des südlichen Moldanubikums dar, etwa in der Mitte zwischen Pfahl und Donaurandbruch. Nahezu alle für diesen Bereich typischen Gesteine, von den hochmetamorphen, mehrfach überprägten Gneisen bis zu den spät-orogen eingedrungenen Graniten, sind vertreten.

### Geologischer Überblick

Den Hauptanteil des Gneisrahmens stellen die von GÜMBEL (1868) so benannten *Perl- und Körnelgneise*, deren Name ein anschauliches Bild ihres Aussehens gibt. F. K. LIST hat sie in diesem Führer (S. 86) eingehend beschrieben.

In diesen Gneisen schwimmen, zumeist in Gestalt kleinerer und größerer Linsen, stofflich abweichende Gesteine.

Zum einen sind dies *Amphibolite* und *Kalksilikatfelse*. Ihre Abmessungen überschreiten gewöhnlich nicht wenige dm. Sie sind häufig und fehlen fast nirgends. Da sie außergewöhnlich langsam anwittern, findet man sie besonders oft als Lesesteine. Ihre Abkunft und damit die Abkunft der sie umschließenden Gneise von Sedimentgesteinen ist wahrscheinlich. Nur einige auch durch ihre Größe auffallende Amphibolitkörper scheinen aus Magmatiten hervorgegangen zu sein.

Zum anderen gibt es Vorkommen von Gneisen, die durch einen hohen Anteil von Granat, Cordierit und Sillimanit ausgezeichnet sind. Die linsenförmigen Körper erreichen mehrere 100 m Länge. Sie sind, z. B. vom Ranzinger Vor-Berg bis nach Seiboldsried, zu Zügen hintereinander geschaltet, die mehrere km im Streichen aushalten.

Das dunkle Teilgefüge besteht aus Biotit-Sillimanit-Lagen, in denen Granate und Cordierite sitzen. Es wird von Quarz und Feldspat führenden Metatekten aufgelöst. Die *Cordierit-Sillimanit-Gneise* gehen randlich in die normalen Perlgneise über. Die Übergangstypen sind häufiger als die eigentlichen Cordierit-Sillimanit-Gneise. Ein Vorkommen zieht als knapp 1 km breites Band von Lalling in nordwestlicher Richtung auf die Rusel hinauf.

Der Perlgneis selber ist, besonders im nördlichen Teil des Gebietes, recht uneinheitlich aufgebaut. Über weite Strecken hin finden sich, offenbar reliktsch, Biotit-Plagioklas-Gneise mit einem mehr oder weniger engzeiligen Lagenbau aus

<sup>1)</sup> Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe Dr. STEFAN DÜRR, Geologisches Institut der Universität, 355 Marburg/Lahn, Deutschhausstraße 10.

SCHEMATISCHE  
GEOLOGISCHE KARTE  
DER OSTHÄLFTE  
DES GRADABTEILUNGS  
BLATTES LALLING  
(BAY. WALD)

-  Quartär
-  Kaußinger Granit
-  Flasergranit
-  Diorit
-  Palit
-  Granodiorit
-  Perlgneis
-  Übergangstypen  
zwischen Perlgneis  
und Cordierit -  
Sillimanit - Gneis
-  Cordierit -  
Sillimanit - Gneis
-  Lagengneis
  
- ① Durchfurter Schuß
- ② Steinbrüche nördlich  
oberhalb Padling
- ③ Steinbrüche am  
Westhang der Altretut
  
-  Forsthaus  
Straßen  
Bäche

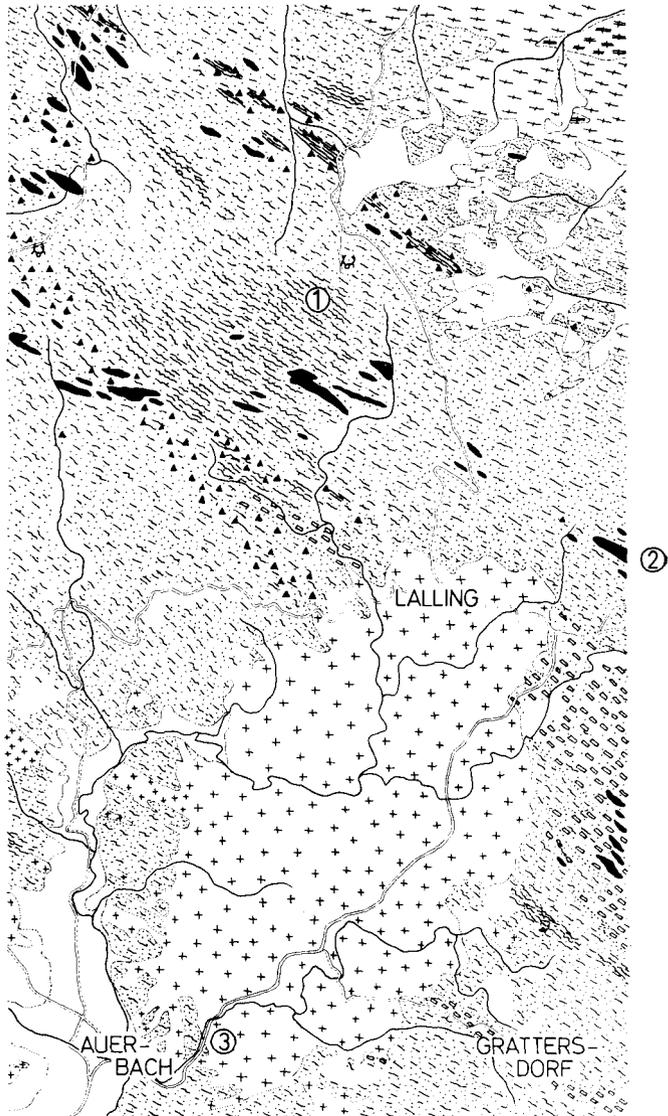


Abb. 1. Kartenskizze mit Lagenangabe der Aufschlüsse.

hellen, Quarz und Feldspat führenden Metatekten und dunklen, biotitreichen Lagen. Sie zeigen zumeist einen engen, komplizierten Faltenbau, in dem NE-streichende Achsen nachweisbar sind.

Diese Gneise können sich als Scherlinge in einer nahezu richtungslos körnigen Masse von Perlgneis finden. Häufiger als die scharfe Trennung der beiden Texturen ist ein fließender Übergang. Dabei kann durch generelle Vergrößerung der Körner der Lagenbau allmählich undeutlich werden. Oder es finden Um- und Neukristallisationen an neu angelegten Scherbahnen statt, von denen aus das alte Gefüge allmählich aufgelockert und zerstört wird. Das jüngere tektonische

Gefüge ist durch einheitlich NW—SE-streichende, steil nach NE fallende s-Flächen und flach nach ESE tauchende B-Achsen gekennzeichnet.

Ob die Bildung des Perlgneises durch eine weitgehende Zerschering und eine nachfolgende, im wesentlichen nur metablastische Überprägung des Altbestandes, eine „Blastomylonitisierung“ in der Tiefe, erfolgte, oder ob eine allgemeine Anatexis entscheidend beteiligt war, ist umstritten. FISCHER (1938 b) und LIST (1961) betonen die Blastomylonitisierung, ANDRITZKY (1962) für die von ihm untersuchten Körnelgneise des Regensburger Waldes und GRAUERT (1963) für die Perlgneise S des Pfahls auf Blatt Regen halten die Anatexis für den wichtigsten Faktor.

Die Relikte des älteren Lagenbaues sind vor allem im NE-Teil des Blattes, am Steinriegel, am Dattinger Berg und am Durchfurter Schuß ungemein häufig; sie bestimmen dort das Bild des Gneises. Aber auch im S-Teil des Blattes schimmern sie oft durch das Gefüge des Perlgneises hindurch.

Bei der Entstehung des Perlgneises war eine Kalifeldspat-Metablastesis in wechselndem Umfang beteiligt. Stellenweise führte sie (LIST 1961) bis zur Bildung homophaner, granodioritischer Gneise (Waldlagergranit GÜMBELS, „Granodiorit“ LISTS). Auf der Osthälfte des Blattes bilden sie den N-Teil des Bichlsteins und finden sich als 200 m mächtiger Lagergang zwischen Lalling und Kapfing, sowie bei Grattersdorf. Statt um eine Granitisierung durch Kalizufuhr ohne wesentliche Beteiligung einer fluiden Phase (LIST 1961), könnte es sich auch um eine echte Diatexis gehandelt haben. Für die zweite Möglichkeit (GRAUERT 1963) spricht der Übergang des Granodiorits in die offenbar diatektischen, an Amphibol und Kalifeldspat reichen Palite.

Wohl unabhängig von der eben genannten Granodioritisierung, die nur bei weiträumiger Kalizufuhr denkbar ist (LIST 1961), sind die granitischen, aplitischen und pegmatitischen Nester innerhalb des normalen Perlgneises entstanden. Sie können durch eine lokale, mehr oder weniger selektive Anatexis erklärt werden. Den hellen Schmelznestern entsprechen als Rückstandsgesteine dunkle, biotitreiche Restsäume.

Deutlich von den Gneisen und Migmatiten abzugrenzen ist eine Reihe intrusiver Magmatite: die Quarz-Glimmer-Diorite, mehrere Granite und ihre Gangfolge.

Die Diorite sind die ältesten der genannten Intrusivgesteine. Sie treten quantitativ in den Hintergrund, ihre kristallin-geologische Bedeutung ist jedoch umso größer. Die Vorkommen haben die Gestalt länglicher Linsen von oft mehreren 100 m Ausmaßen. Sie liegen häufig in Gruppen beieinander ungefähr im s des Gneises eingeschichtet.

Das Gestein ist dunkelgrau und meist sehr feinkörnig oder nahezu dicht. s und B sind deutlich ausgebildet. Einzelne, ausgedünnte Biotitansammlungen von wenigen mm Länge durchziehen parallel eingeschichtet in engem Abstand das Gestein. Dazu treten in etwas größeren Abständen etwa mm-große, säulenförmige oder kurzprismatische Plagioklase, die ebenfalls gut geregelt sind.

Dieses Aussehen wechselt öfters. Die Biotitstreifen können fehlen, die Plagioklaseinsprenglinge seltener werden; dafür wird die Grundmasse etwas gröbkörnig und erscheint durch die Plagioklase gesprenkelt. Die Regelung kann un-

deutlich sein, andererseits gibt es fast mylonitisch verschieferte Typen. Einige wenig beanspruchte Diorite führen reliktmäßig statt der Biotitlineale bis halbzentimeterlange Amphibolknollen und -knoten, die von Biotit ummantelt werden. Die Plagioklase können einen bräunlichen Kern von Titanit einschließen (Titanitfleckendiorite).

Wie am besten in den Steinbrüchen nördlich Padling, die als Exkursionsziel noch beschrieben werden, zu sehen ist, sind die Diorite kräftig durchbewegt worden. Diese Durchbewegung muß sich, wie die eingeschichteten Perlgneisschollen und die möglicherweise von ihnen abzuleitenden, durch Scherung stark verfalteten Granit- und Aplitgänge zeigen, gleichzeitig mit wenigstens den Spätphasen der Durchbewegung des Perlgneises vollzogen haben. Die Temperaturen des Rahmens erzwangen zwar eine verhältnismäßig rasche Kristallisation des Dioritmagma, müssen jedoch nahe am oder im Bereich der Anatexis gelegen haben, denn sie erlaubten eine völlige Rekristallisation von Granit und Gneis.

Randlich werden die Diorite oft von einem mehr oder weniger stark geregelten Granit eingehüllt.

Ein ähnlicher Granit ist der Flasergranit, der auf den Blättern Regen und Schöfweg ansehnliche Flächen einnimmt. Auf Blatt Lalling ist er nur im NE-Zipfel zu finden. Sein B verläuft etwas flacher als das der benachbarten Perlgneise. Bei Reichertsried schließt er große Schollen des migmatischen Palits ein.

Offensichtlich noch jünger ist der feinkörnige Kaußinger Granit, der im SE-Viertel des Blattes ein in NNE—SSW-Richtung eiförmig gestrecktes Massiv bildet und ein dichtes Netz von Gängen in die Nachbarschaft entsendet. Während er intrudierte, haben kaum mehr orogenetische Spannungen im Gebirge geherrscht. Nur die Gänge sind zuweilen deutlich beansprucht worden.

Jüngste Äußerung des Plutonismus, dem Anschein nach unabhängig von allen anderen Magmatiten, sind dm-mächtige Lamprophyr-Gänge („Nadel-diorite“), die Gneise und Granite auf NW—SE-Fugen durchschlagen haben.

Über die nachorogene Geschichte des Gebirges läßt sich wenig sagen, da post-variszische Sedimente fast gänzlich fehlen.

Das Kristallin des Bayerischen Waldes muß sich schon früh herausgehoben haben und ist lange Zeiten hindurch verwittert und abgetragen worden.

Einen wichtigen Beitrag zur Gestaltung des Geländes hat das Pleistozän geleistet (vgl. die Arbeiten von PRIEHÄUSSER). Im wesentlichen wurden die Reliefunterschiede ausgeglichen. An allen steileren Hängen setzten sich Hangschuttmäntel und Blockströme in Bewegung. Fließerden ebneten das flachere Gelände ein. Sie sind dafür verantwortlich, daß die geologische Kartierung nach Lesesteinen in weiten Bereichen ein ungenaues Bild ergibt.

### Allgemeines:

Dem am Kristallin interessierten Geologen bietet der Lallinger Winkel zwar eine Fülle reizvollen Beobachtungs- und Studienmaterials, für Leute hingegen, die nicht allzu viel Zeit haben, lassen sich nur wenige brauchbare Exkursionsziele nennen, da das Gebiet recht mäßig aufgeschlossen ist. Die lohnenden Punkte liegen relativ weit auseinander, so daß ein Fahrzeug zu benutzen sich empfiehlt.

Von größeren Bussen aus unmittelbar zugänglich ist nur einer der beiden Brüche an der Altret nordöstlich Auerbach. Mit 5 bis 15 Minuten Aufstieg von der Durchgangsstraße aus zu erreichen sind die Steinbrüche nördlich Padling. Der Durchfurter Schuß ist ebenfalls nur zu Fuß zugänglich, allerdings können Personenwagen und kleine Busse auf Waldstraßen bis in seine nächste Nachbarschaft fahren. Zur genauen Orientierung nehme man die Gradabteilungsblätter Lalling (7144) und Schöfweg (7145) zur Hand.

Sind Teilnehmerzahl und Fahrzeug klein, die Zeit nicht knapp, das Wetter gut, so lohnt es sich, über den Kamm des Waldes zu fahren und den Durchfurter Schuß zu besuchen, andernfalls wird man sich auf die Brüche an der Altret und nördlich Padling beschränken.

### Exkursionsrouten:

Im allgemeinen wird man von W oder N her auf den Lallinger Winkel stoßen. Kommt man aus dem Passauer Wald oder von Vilshofen—Winzer her, so ist der Vorschlag entsprechend umzugruppieren.

Die hier beschriebene Route führt die Aufschlüsse in der geologisch „richtigen“ Reihenfolge vor.

Von Regen her nimmt man kurz vor Hochbruck (vgl. Aufschluß Nr. 43) die in östlicher Richtung abzweigende Straße nach Kirchberg. Von Zell aus, noch vor Kirchberg, führt ein Sträßchen nach S auf die Wasserscheide. Knapp nördlich Dösingerried tritt es vom Flasergranit auf den Perlgneis über. Südlich des kleinen Dorfes liegt östlich vom Wege ein eigenartiges, kleines Waldhochmoor, die Totenau. Am Ruseler Kreuzweg läuft in genau südlicher Richtung eine Abzweigung zum Forsthaus. Von dort aus erreicht man zu Fuß den Durchfurter Schuß (Aufschluß Nr. 36: Blick auf den Lallinger Winkel, Gneis).

Vom Forsthaus fährt man zum Kreuzweg zurück und die Straße nach Lalling hinunter. In einer Biegung oberhalb Ranzingerberg, etwa auf der Höhenlinie 550 m, steht am Straßenrand ein kleiner Steinbruch in verhältnismäßig einheitlichem Perlgneis, der nur wenige, kleine Fische von Lagengneis einschließt. Einzelne größere, idiomorphe Kalifeldspäte sitzen im Gestein, manchmal schief oder quer zum s. In Lalling wendet man sich nach Osten. Zwischen Zueding und Rohrstetten liegt neben der Straße, am NW-Hang der Kuppe 463,6 m, ein unscheinbarer Aufschluß mit rundlich angewitterten Blöcken eines feinkörnigen Granits. Ist keine Zeit, nach Auerbach zu fahren, so läßt sich hier der Kaußinger Granit studieren. In Rohrstetten trifft man auf die Durchgangsstraße nach Schöfweg—Schönberg und folgt ihr etwa einen km weit. Liegt das kleine Dorf Padling genau südlich unterhalb der Straße, so sind die Diorit-Steinbrüche nördlich oberhalb im Wald zu suchen (Aufschlüsse Nr. 37: Perlgneis, Quarz-Glimmer-Diorit).

Will man nicht direkt über Schönberg in den Passauer Wald weiterfahren, so kehrt man um und wendet sich in Rohrstetten in südwestlicher Richtung nach Auerbach. Die Straße führt über die Verebnungsfläche des Kaußinger Granits hinweg, der tiefgründig zersetzt ist. Nur die Täler haben den Verwitterungsmantel durchschnitten. Beim Bau der neuen Trasse war südsüdwestlich Gottsmannsdorf (Durchstich südöstlich des Beizen-Hügels) ein 1—2 m mächtiges Lager grüner, stellenweise ziegelrot gefleckter, tertiärer Tone angeschnitten. Kurz vor Auerbach, da wo das Tal des Mapperdinger Baches sich plötzlich verengt und das Gefälle sprunghaft zunimmt, ist der Rand des Kaußinger Massivs erreicht. Hier liegen die Brüche am W-Hang der Altret (Aufschlüsse Nr. 38: Granit in verschiedenen Varietäten, Einschlüsse).

Wird Deggendorf als Ausgangspunkt für die eben beschriebene Exkursionsroute gewählt, so fährt man Richtung Regen die berühmte Ruselrennstrecke hinan; man kann (vgl. Aufschluß Nr. 34) bei Mietraching einen Abstecher ins Sauloch machen, vielleicht an der Hackermühle anhalten und ganz oben, auf der Höhe des Haussteins (Blick auf die Donau!), den kleinen Steinbruch am Ruselabsatz (vgl. Aufschluß Nr. 35) aufsuchen. Ist die Erlaubnis des Forstamtes (an der Rusel) eingeholt, so läßt sich dann der Umweg über Hochbruck und Zell sparen und auf der schmalen Forststraße von der Rusel direkt zum Ruseler Kreuzweg fahren.

Will oder muß man dagegen auf die Fahrt über die Rusel verzichten, so nehme man von Deggendorf die schmalere „Tausend-Kurven-Straße“, die sich in östlicher Richtung über Schaufling nach Lalling windet. Bereits während der Anfahrt (vgl. Lists Beitrag) bieten sich von den Höhen der Rücken bei Hainstetten und Schaufling schöne Blicke auf den Lallinger Winkel und seinen Rahmen. Der Kaußinger Granit wird erst in dem Tal unmittelbar vor Lalling erreicht.

### 36 Durchfurther Schuß (Bl. Lalling Nr. 7144)

Am Forsthaus Ruseler Kreuzstraße läßt man das Fahrzeug stehen. Ein Fußweg führt in südwestlicher Richtung, zunächst leicht ansteigend, dann hangparallel, durch den Wald. Nach wenigen Minuten erreicht man die teilweise verwachsene Lichtung am Durchfurther Schuß (R 45 82,50; H 54 15,60). Vgl. Abb. 1!

Dort öffnet sich der Blick nach S auf den Lallinger Winkel. Rechts stehen zwei aus Perlgneis aufgebaute Kulissen, der Dattinger Berg mit seinem nach S vorgeschobenen Fuße und, westlich vom Tal der Hengersberger Ohe, der breite Rücken, der den Lallinger Winkel vom Deggendorfer Tal trennt. Links sieht man die südlichen Ausläufer des Ranzinger Vor-Berges, dessen Rückgrat Cordierit-Sillimanit-Gneise bilden. Südwestlich dahinter erhebt sich am Horizont der noch nicht genau kartierte Sonnenwald. Der Brotjacklriegel trägt einen Fernsehturm. Davor lagert breit die Masse des Steinberges und des Büchl- oder Bichlsteines, dessen N-Teil aus Granodiorit besteht. Der Lallinger Winkel selbst stellt eine auffallende Verebnung dar, die sich etwa so weit ausdehnt, wie das NNE—SSW gestreckte Massiv des Kaußinger Granits. Ihre Entstehung kann damit erklärt werden, daß der Granit, wie die Beobachtung zeigt, gleichmäßiger und sehr viel rascher verwittert als die Gneise des Rahmens. Vom Südende des Bichlsteins hinter Grattersdorf zieht ein Gneisrücken als dunkle Kulisse in westlicher Richtung nach Auerbach; er begrenzt den Lallinger Winkel und das Kaußinger Massiv im S. Hinter diesem Rücken ist das Kristallin von Winzer sichtbar. In südsüdwestlicher Richtung geht der Blick bei klarem Wetter über Hengersberg in das Donautal mit der Abtei Niederaltaich und auf die Molasse, die sich dahinter bis zum Horizont, den Alpen ausdehnt.

Will man sich dem Kristallin der nächsten Umgebung zuwenden, so unternimmt man am besten einen Spaziergang zu den Felsen in der Wiese am Haus und im Walde rings um den Durchfurther Schuß, vielleicht von der Forststraße am unteren Rande der Lichtung an, auf jeden Fall aber bis zu den Felsgruppen nordwestlich und nördlich oberhalb der Lichtung nahe am Gipfel des Hoch-Berges. Das geologische Bild muß wie ein Mosaik zusammengesetzt werden.

Ein Fels an der NE-Ecke der ehemaligen Lichtung, in deren oberem Teil Buschwald wuchert, zeigt einen Teil dieses Bildes gleichsam skizzenhaft: Eine Linse von Kalksilikatfels wird von einem Gneis mit deutlichem, verhältnismäßig engzeiligen Lagerbau umgeben. Dieser seinerseits geht allseitig in einen feinkörnigen Perlgneis über, der nur andeutungsweise ein s erkennen läßt. Aus dem Perlgneis entwickelt sich infolge lokaler Anatexis ein schlierig verschwommenes Nest granitischen Gesteins. Derartige mehr oder weniger diffuse Übergänge von Lagengneis zu Perlgneis mit palimpsestartigen Zwischentypen sind auf Blatt Lalling die Regel.

Oft zeigen die Lagengneise einen engspannigen Faltenbau, in dem NE streichende Achsen nachweisbar sind. Die Falten sind normalerweise schlierig in das jüngere s-Flächen-Gefüge des Perlgneises einbezogen. Man kann jedoch auch beobachten, daß sie von diesem jüngeren, NW—SE streichenden, NE fallenden s diskordant durchsetzt und zerschert werden. In den zerscherten Teilen entwickelt sich der homophane, körnige Perlgneis bevorzugt. Die Lagengneise bleiben schließlich nur in einigen linsenförmigen, scharf begrenzt und isoliert im Perlgneis „schwimmenden“ Schollen erhalten, deren Interngefüge an den Außengrenzen unvermittelt abgeschnitten ist. Diese Schollen können rotiert sein. Solche Bilder findet man an den Felsen im Wald oberhalb der Lichtung, östlich des Hauses am Rand der Wiesenflecken, und weiter unterhalb, an der vom Forsthaus aus schräg den Hang hinabführenden Straße. Sie sprechen dafür, daß die Entstehung des typischen Perlgneises nicht notwendig eine allgemeine Diatexis voraussetzt, sondern auch als „Blastomylonitisierung“ in der Tiefe denkbar ist.

Am Durchfurter Schuß und in seiner Umgebung findet man außerdem an zahlreichen Stellen granitische, aploide und pegmatoid Metatekte. Sie sind oft nebulitisch ausgebildet und nur unscharf umgrenzt, können sich aber auch durch einen biotitreichen Saum gegen die Umgebung deutlich absetzen. Einmal gebildet, waren sie zu Wanderungen und „Intrusionen“, auch quer zum s, im cm- bis m-Bereich durchaus fähig. Sie beweisen damit, daß sie einen schmelzflüssigen Zustand durchlaufen haben, und zugleich, daß die dazugehörigen anatektischen Mobilisationen zu den Spätphasen der Bildung des Perlgneises gehören.

Daß daneben noch jüngere Granite den Gneis diskordant durchbrechen, ist gleichfalls zu beobachten. Ein solcher Gang steht in den Felsen oberhalb des Hauses im Dickicht an. Er steckt in einer Fuge von  $80^\circ$  Streichen und  $60^\circ$  nördlichem Fallen. Das Gestein ist leicht porphyrisch entwickelt. Die Regelung der Feldspäte folgt dem Streichen des Ganges. Zu welchem der jüngeren Granite der Gang gehört, bleibt offen; in Frage kommt vor allem das Flasergranitmassiv, das in die NE-Ecke des Blattes Lalling hineinreicht.

Hat man viel Zeit, so wandere man vom Durchfurter Schuß zum Dattinger Berg hinüber und folge der Forststraße, die vom Badelsbrunn aus in etwa 750 m Höhe um den S-Hang des Berges zum Steinriegel zieht und dort die Waldstraße auf dem Kamm trifft. Die zahlreichen 1963 und 1964 gesprengten Felsen zeigen das Geschilderte noch deutlicher und vielfältiger als die angewitterten Stücke am Durchfurter Schuß.

### 37 Steinbrüche nördlich Padling (Bl. Schöfweg Nr. 7145)

Zwei Steinbrüche etwa 0,8 km nördlich oberhalb Padling am Hang der Steinriegel-Lüß. Von diesen beiden ist nur der ältere, schon lange stillliegende in der Karte eingetragen (W-Rand des Blattes: R 45 85,77; H 54 13,10). Vgl. Abb. 1!

Der neuere, in dem zur Zeit Schotterstein gewonnen wird, ist der Steinbruch Laschinger etwa 750 m NNE oberhalb des Ortes (R 45 86,18; H 54 13,10). Der westlichere der beiden in nordöstlicher Richtung den Hang hinansteigenden Waldwege führt zu ihm; ein Wegweiser steht an der Straße. Wenn der Betrieb ruht, kann man mit kleinen Wagen bis an die Brech- und Verladeanlage fahren, sonst läßt man das Fahrzeug besser an der Straße unten und steigt die 50 Höhenmeter zu Fuß hinan.

Der Steinbruch Laschinger schließt einen von schmalen Granitsäumen begleiteten, etwa 10 m mächtigen Gang von Quarz-Glimmer-Diorit auf, der konkordant im Perlgneis steckt. Der Abbau wird den Gang in naher Zukunft durchquert haben, die Front steht bereits jetzt zu drei Vierteln im hangenden Gneis.

Der Diorit ist ein dunkles, außerordentlich feinkörniges, nahezu dichtes Gestein, in dem makroskopisch nur kleine, dünne Biotitlineale und langprismatische Plagioklaskriställchen zu erkennen sind.

Mikroskopisch erweisen sich diese Plagioklaseinsprenglinge meist als streng idiomorph. Sie sind zonar gebaut, die Kerne bestehen aus basischem Andesin, die schmalen Außensäume aus Oligoklas. Oft zeigen sich Korrosionserscheinungen, manchmal Zerbrechungen. An den Seitenflächen (010) können kleinste Erz- und Zirkonkörnchen angereichert sein, die der Kristall beim Wachstum vor sich her geschoben haben muß, an den Endflächen (001) wurden sie dagegen umwachsen. Als Einschlüsse trifft man auch Apatite, idiomorphe Biotite und Quarztropfen. An die Plagioklaseinsprenglinge schließen sich gelegentlich, in der Art von Streckungshöfen, langgestreckte helle Streifen, die hauptsächlich aus Quarz bestehen.

In der umgebenden Grundmasse treten die schon makroskopisch erkennbaren, langlinsigen Biotitanreicherungen deutlich hervor. Sie sind vermutlich aus Hornblenden hervorgegangen, die sich in einigen Dioritvarietäten (z. B. Vorkommen südlich unterhalb der Rusel) als gepanzerte Relikte erhalten finden.

Abgesehen von diesen Anreicherungen sind die Biotite in der Grundmasse gleichmäßig verteilt. Ihre Farbe zeigt einen leichten Stich ins schmutzig-grüne. Nur die größeren Individuen, die sich in der Nachbarschaft der größeren Feldspäte gehäuft finden, sind deutlich korrodiert. Eine Umwandlung in Pennin ist selten. Der Biotit schließt Erz, Zirkon, auch Orthit, und Apatit ein.

Zweiter Hauptbestandteil der Grundmasse sind Plagioklase (Oligoklase), deren Größe die der übrigen Bestandteile gewöhnlich ein wenig überschreitet. Die Quarze sind länglich ausgebildet und schwach miteinander verzahnt. Kalifeldspat, in xenomorphen Individuen, gelegentlich perthitisch entwickelt, beteiligt sich normalerweise in geringen Mengen; er kann jedoch in linsenförmig umschriebenen Bereichen oder Schlieren angereichert sein. An seinen Grenzen ist eine jüngere Quarz- und Albit-Blastese nachweisbar. Als Nebengemengteil ist außer Erz, Orthit, Zirkon und Apatit noch Titanit zu nennen.

Da das Gestein von Padling sehr feinkörnig ist, konnte keine Integrationsanalyse ausgeführt werden. Nach dem Vergleich mit anderen, integrierten Proben setzt es sich schätzungsweise wie folgt zusammen: 25 % Biotit, 34 % Plagioklas, 29 % Quarz, 5 % Kalifeldspat, 6 % Erz + Apatit, 1 % Zirkon + Orthit + Titanit.

Der Diorit ist außerordentlich straff geregelt. Einschlüsse von Perlgneis, die man gelegentlich findet, sind in das s und B eingeschlichtet, boudiniert und ausgeschwänzt. Das gleiche gilt für die Granitgänge, die den Diorit begleiten und ihn durchziehen. Soweit sie, wie insbesondere die aplitischen Ausläufer, schräg zum s verlaufen, zeigen sie eine auffallende, engspannige Scherverfaltung. Leider werden Bilder solcher Art infolge des Abbaues immer seltener; dafür entwickelt sich der Bruch Laschinger zu einem vorzüglichen Aufschluß eines relativ einheitlichen Perlgneises, in dem vereinzelt Schollen von Kalksilikatfelsen und metatektischen Lagengneisen schwimmen. Auch den Perlgneis durchsetzen stark verfaltete, granitisch-aplitische Gänge. Er ist demnach von der gleichen tektonischen Verformung betroffen worden wie der Diorit.

Um den Diorit studieren zu können, sollte man nach Möglichkeit den etwa 500 m entfernten, benachbarten, stillliegenden Steinbruch ebenfalls aufsuchen. Allerdings empfiehlt sich dies nur für kleinere Exkursionen, denn er liegt versteckt und ist nicht leicht zugänglich. Zur Orientierung nehme man das Gradabteilungsblatt zu Hilfe, in dem er eingetragen ist. Am sichersten erreicht man ihn von der Straße aus, wenn man über die Wiese zum Waldrand aufsteigt und dann dem ehemaligen Bremsberg folgt, der als etwas verwachsene Schneise in der Fallinie aufwärts führt. Den winzigen Bruch am oberen Ende läßt man links liegen, sehenswert ist nur der nordöstlich anschließende, größere der beiden.

Will man vom Steinbruch Laschinger direkt hinüber gehen, so nimmt man den Weg, der von der Brechanlage unterhalb des Bruches in westnordwestlicher Richtung schräg den Hang aufwärts steigt. Wo dieser Weg sich spitz nach NE kehrt, folgt man einem Nebenweg, der weiter in WNW-Richtung aufwärts führt. Kurz bevor sich dieser nach N wendet und die Höhe erreicht, findet man die Oberkante des Steinbruches etwa 100 m in südwestlicher Richtung im Wald verborgen. Man muß sich zu dem Zugang, der stark verwachsen ist, nach unten durchschlagen.

Der ganze Bruch steht im Diorit, nur seine Oberkante berührt den randlichen Granit und den Gneisrahmen. Die Stirnwand ist mit einiger Vorsicht leicht zu erklettern.

Der Diorit enthält in der NE-Ecke des Bruches, unten, eine größere Einschaltung von schlierig struiertem Perlgneis. In höheren Teilen der Wand finden sich Stellen, an denen solche Gneise palimpsestartig in granodioritisch-granitischen



Abb. 2. Stillliegender Steinbruch NNW oberhalb Padling. Quarz-Glimmer-Diorit mit Schlieren granodioritischer granitischer Materials, das anatektisch aufgeweichte Gneise enthälte. Hammer mit 10 cm-Teilung.

Schlieren schwimmen (Abb. 2). Diese Schlieren durchziehen den Diorit. Zuweilen scheinen sie sich mit ihm zu mischen; je heller, granitischer sie jedoch sind, desto deutlicher grenzen sie sich von ihm ab. Die aplitgranitischen bis aplitischen Gängchen, die sich randlich aus solchen Graniten entwickeln können, durchsetzen den Diorit oft auf schief zum s stehenden Flächen. Sie sind, wie schon im Steinbruch Laschinger, hier aber viel schöner zu sehen ist, von einer intensiven Scherfaltung betroffen.

Eine weitere merkwürdige Beobachtung läßt sich anstellen: Normalerweise ist der Diorit durch kleine, porphyrische Plagioklasprismen weiß gefleckt. Da wo die hellen Schlieren und Gänge den Diorit durchziehen, fehlen sie in der überwiegenden Zahl der Fälle. Dies fällt besonders an schmalen, verfalteten, schräg durchsetzenden Gängen auf, die etwas isoliert sind; sie werden von feldspateinsprenglingsfreien, dunklen Säumen begleitet, die sich scharf von dem umgebenden, weiß gesprenkelten Diorit abheben. Die Breite der Säume ist der Breite der Gängchen jeweils proportional (Abb. 3). Dies spricht für eine selektive Mobilisation des hellen Materials im Diorit.

Offenbar intrudierte der Diorit in einen relativ (!) kühlen Gneis, sonst wäre die Feinkörnigkeit nicht zu erklären. Mitsamt seinen Einschlüssen, den ihn durchlaufenden Gängen und dem ihn einhüllenden Granit trägt er die Spuren einer starken tektonischen Prägung. Sie ist von der Prägung, die den umgebenden Perlgnais betroffen hat, nicht zu unterscheiden. Die Beobachtungen besagen, daß dabei eine gewisse Anatexis im Diorit ebenso wie in seinem Rahmen möglich war. (Vielleicht ist sogar das ganze, den Diorit begleitende granitische und aplitische Material von aufgeschmolzenem Perlgnais abzuleiten.) Die Temperaturen müssen demzufolge noch nach der Dioritintrusion verhältnismäßig hoch gelegen haben. Mikroskopisch zeigt sich, daß nach der Durchbewegung Biotit, saurer Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz rekristallisiert sind. Die Aufheizung hat demnach die tektonische Prägung überdauert. Dies scheint für weite Teile des südlichen Moldanubikums gültig zu sein. Jüngere Bewegungen im Kristallin haben nur auf schmalen Scherzonen stattgefunden, die diaphthoritisiert sind.

Wie bereits seit langem vermutet (CLOOS 1927 u. a.), haben die Granitmassive des Moldanubikums variszisches Alter (DAVIS & SCHREYER 1962). Die Diorite des Regensburger (FISCHER 1959) und die des Passauer Waldes (TROLL 1964) müssen als magmatische Vorläufer und Begleiter dieser Granite gelten. Die Diorite des mittleren Bayerischen Waldes stehen räumlich dazwischen, sie gleichen beiden petrographisch und dürfen als ihre Äquivalente betrachtet werden. Wie sich in den Padlinger Brüchen zeigt, fällt ihre Intrusion zumindest in die Spätphasen der tektonischen und mineralfazialen Prägung des Perlgnaises. Damit läßt sich, wie bereits SCHREYER (1957) feststellte, mit rein petrographisch-geologischen Beobachtungen zeigen, daß die letzte Metamorphose im Bayerischen Wald variszisches Alter haben muß. Die Rb/Sr-Altersbestimmungen DAVIS' & SCHREYERS (1962) an den Biotiten eines Perlgnaises von Blatt Ruhmannsfelden und zweier Granite von Vilshofen und Tittling haben diese Schlüsse bestätigt.



Abb. 3. Stillgelegender Steinbruch NNW oberhalb Padling. Quarz-Glimmer-Diorit, durch längliche Plagioklasprismen weiß gefleckt, mit verfalleren apfelförmigen und granitischen Gängen, die von dunklem, einsprenglingsfreien Diorit gesäumt werden. Die Breite der Säume ist der Breite der Gänge annähernd proportional. Streichholzschnabel 5 cm lang.

### 38 Steinbrüche an der Altret (Bl. Lalling Nr. 7144)

Das Kaußinger Massiv erstreckt sich, recht genau elliptisch umgrenzt, in NNE—SSW-Richtung von Auerbach nach Lalling. Die Altret, ein Berg gut 1 km ostnordöstlich Auerbach, stellt das südliche Ende dar. An ihrer Westflanke ist der Randbereich des Massivs in zwei Steinbrüchen erschlossen: a) Steinbruch Schleifmühle (R 45 81,52; H 54 08,20); b) Steinbruch der Fa. Thiele, Werk Hötzelsberg (R 45 81,76; H 54 08,14).

Der eine, kleinere der beiden Brüche befindet sich unmittelbar neben der Straße Hengersberg—Schönberg, etwa 750 m ostnordöstlich Auerbach, 100 m oberhalb der ehemaligen Schleifmühle. Er liegt seit längerer Zeit still, deshalb sieht man auf den ersten Blick recht wenig. Im oberen Teil der rechten und in der linken Seitenwand sind große Perlgneisschollen zu erkennen, die im Granit schwimmen. Ihr s ist so orientiert wie das des benachbarten Rahmens. Eine Vielzahl kleinerer Schollen ist im linken, nordwestlichen Teil der ehemaligen Abbaufrent aufgeschlossen. Die meisten sind eckig und scharf umgrenzt. Einige der kleineren, isolierten und rotierten zeigen deutliche Resorptionserscheinungen: buchtige Korrosionsränder senkrecht zum s der Scholle, an den Grenzflächen etwa parallel zum s dagegen im cm-Bereich diffuse Übergänge. Übergangsgesteine zwischen Perlgneis und Granit in Gestalt rundlich umgrenzter, dunkler Schollen mit reliktschem s-Gefüge sind selten (Abb. 4).

Am Ende der Umwandlungsreihe steht offenbar der normale feinkörnige Granit mit zahlreichen, länglich linsenförmigen Anhäufungen dunkler Glimmer von maximal wenigen cm Größe. Die Seltenheit der Zwischentypen selbst hier am Rande des Massivs ließe sich damit erklären, daß die Aufschmelzung des Fremdgesteins im Granit und seine Assimilation, einmal an einer Scholle begonnen, sehr rasch vor sich geht. Da der Kaußinger Granit nahezu über das ganze Massiv hin reichlich Biotitputzen enthält, könnte er wohl durch Aufschmelzung des Gneises entstanden sein, bzw. sich so Platz bei der Intrusion geschaffen haben. Wie die Beobachtungen in dem hier beschriebenen Steinbruch besagen, sind die zumeist scharfen Kontakte des Granits zum Nebengestein kein Gegenargument; auch der rundliche Umriß des Massivs spricht eher dafür als dagegen. Aufstiegsweg des aufschmelzenden Agens wäre eine Querfuge (NNE—SSW) im Gneisgebirge gewesen.

Innerhalb des Bruches treten verschiedene Granitvarietäten auf. In der Richtung der Längserstreckung des Bruches, NE—SW streichend, durchzieht ein Gang besonders feinkörnigen Gesteins das normale, wie es im rechten, östlichen oberen Teil der Abbaufrent ansteht. Im Bereich der Perlgneisschollen (links, mittlerer Teil) herrscht eine aplitische Abart, die den normalkörnigen und den feinerkörnigen Granit durchsetzt.

Verläßt man den Aufschluß und fährt die Straße ein Stück weiter in nördlicher Richtung aufwärts, an einem kleinen Steinbruchsversuch vorbei, so erreicht man nach etwa 200 m, noch vor der Brücke über den Bach, einen Waldweg, der in südöstlicher Richtung abzweigt. Er ist von Lastwagen befahrbar und führt zum Steinbruch Thiele (Werk Hötzelsberg) an der Altret, der auf der Karte etwa 300 m ost-südöstlich des zuvor beschriebenen einzutragen wäre. Er ist größer, eindrucksvoller und bietet doch geologisch weniger. Zur Zeit ist an der Oberkante des Bruches eine riesige, keilförmige, flach im Granit

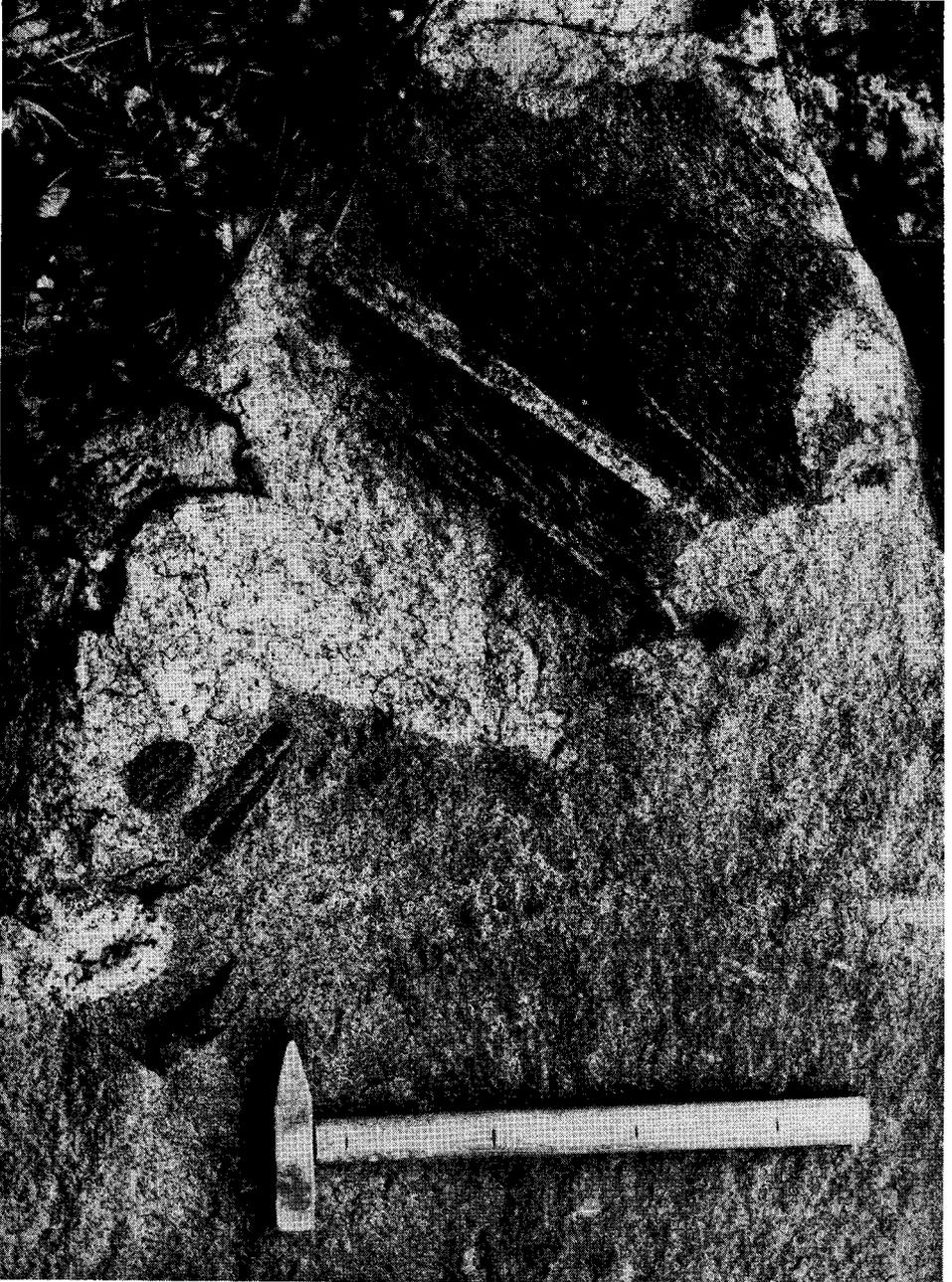


Abb. 4. Stillgelegender Steinbruch an der ehemaligen Schleitnhühle oberhalb Auerbach. Kauffinger Granit in verschiedenen Varietäten: normal feinkörnig mit kleinen Biotitputzen (Mitte rechts); ein Gang noch feinkörnigen Granits (nahe dessen linkem Rand der Hammer liegt, die Grenze ist nur im oberen Teil des Bildes deutlich zu sehen); und aplitischer Granit (Mitte unten). Als Einschlüsse Gneisschollen in verschiedenen Stadien der Resorption; eine kleine Scholle, eckig und scharf umgrenzt (Mitte rechts unten); die große mit buchtigen, deutlichen Rändern senkrecht und diffusen Übergängen parallel zum s; eine weitere kleine, rundlich angeordnete Scholle (neben der rechtredigen); und kleinste, die den Übergang zu Biotitputzen andeuten (rechts oberhalb der großen Scholle). Hammer mit 10 cm-Teilung.

schwimmende Scholle angeschnitten, die halb aus Quarz-Glimmer-Diorit und halb aus Perlgneis besteht, in dem eine dm-große Linse von Graphit gefunden worden ist.

Der Granit ist normal feinkörnig und enthält wie üblich zahllose kleine Biotitputzen. Eine Regelung ist, wenn überhaupt, dann nur andeutungsweise entwickelt.

Der am frühesten ausgeschiedene Hauptgemengteil ist der Biotit, dessen gelegentlich sperrig aneinandergelagerte Scheiter gewöhnlich nicht über 1—2 mm messen. Sein Braun hat einen charakteristischen Stich ins Olivgrüne. Er schließt Erz, Zirkon, Orthit und Apatit ein. Häufig ist der Biotit, unter Ausscheidung von Mineralen der Epidotgruppe, in Pennin umgewandelt, vereinzelt auch in Muskowit. Es scheint jedoch auch primären Muskowit zu geben.

Die Plagioklase erreichen im Durchschnitt 4 mm, selten bis zu 10 mm Länge. Außer nach dem Albitgesetz sind sie zusätzlich oft nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Viele Individuen zeigen, vor allem im äußeren Drittel, einen Zonarbau, bei dem Rekurrenzen auftreten können. Der Chemismus reicht von basischem Andesin innen zu saurem Oligoklas außen. Die Kerne sind öfters serizitisiert. Als Neubildungen finden sich darin auch Epidot, Zoisit, Klinozoisit und Karbonat. Fast alle Plagioklase besitzen eine albitische Hülle. An den Kopfflächen der Kristalle wachsen daraus gegen die Kalifeldspäte Myrmekite vor.

Die Kalifeldspäte sind relativ weitmaschig gegitterte Mikrokline, meist xenomorph oder nur unvollkommen quaderförmig entwickelt. Perthite finden sich z. T. reichlich. Die Quarze sind schwach miteinander verzahnt und löschen etwas undulös aus. Sie enthalten zuweilen ?Rutil in unzähligen, feinsten Nadelchen.

Das Mittel von 4 Integrations-Analysen

9,4 % Biotit, 0,7 % Muskowit, 19,4 % Kalifeldspat, 38 % Plagioklas, 31,1 % Quarz, 0,6 % übrige Bestandteile

zeigt, daß der Kaußinger Granit granodioritischen Charakter hat.

Im rechten, südlichen Teil des Bruches tritt eine etwas gröberkörnige Abart auf,

die Biotitblätter werden im Mittel bis 2 mm, die Feldspatleisten bis 6 mm, die Quarze bis 1,5 mm lang,

die vom normalen Granit in Gängen durchschlagen und als Schollen aufgenommen wird. Der normale Granit ist hier stellenweise schlierig feinerkörnig und etwas dunkler ausgebildet.

Mikroskopisch erweist er sich dann als auffallend reich an großen, bräunlich gelben, z. T. zonar gebauten und von Epidot und Klinozoisit ummantelten Orthiten.

Auch hellere, etwas aplitische Varietäten gibt es. Alle Anomalitäten sind im wesentlichen auf den S-Teil des Bruches beschränkt, der vom Rande des Massivs kaum 200—300 m entfernt ist. Nach N, zum Inneren hin wird der Granit rasch einheitlich.

## Die Winzergesteine am Donaurandbruch

Von GEORG TROLL<sup>1)</sup>

Mit 5 Abbildungen

C. W. v. GÜMBEL faßte die diaphthoritischen Gesteine am Donaurandbruch in seiner geognostischen Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges unter dem Namen „Winzergneiss“ (1868, S. 221) und „Winzergranit“ (1868, S. 274) zusammen und kennzeichnete sie folgendermaßen:

Winzergneis: „Das vorherrschend körnige, selten körnig-streifige Gestein besitzt eine grünliche bis grünlichgraue, selten weissliche oder röthliche Färbung und besteht aus wasserhellem, stark glänzendem Orthoklas, dessen spiegelnde Spaltungsflächen besonders in's Auge fallen, aus einem fast derben, schmutzig-weißen bis spargelgrünen feldspathartigen Mineral (Zersetzungsprodukt), dann aus meist etwas graulichem Quarz und einem weichen, glimmerartigen Mineral“ (S. 221).

Winzergranit: „Es genügt, das was dieser Granitform eigen ist, aus der Beschreibung des Winzergneisses zu entnehmen, mit Ausnahme der Beschaffenheit des Gefüges, welches bei dem Granit ein gleichmäßig sogenanntes mittelkörniges ist. Dabei ist stets eine Neigung vorhanden, daß sich die klinoklastische Feldspathsubstanz in rundlichen Particeen absondert“ (S. 274).

GÜMBEL (S. 275) stellte dann schon fest: „Es ist interessant, daß die Ähnlichkeit mancher den Pfahl an seinem nordwestlichen Ende begleitender Gneise mit dem Winzergneiss ganz unzweideutig auch bei den Graniten beider Bezirke hervortritt.“

Die besten Aufschlüsse der Winzergesteine sind seit GÜMBEL nach wie vor der Schloßberg von Winzer (Bl. Osterhofen Nr. 7244), der Natternberg südlich Deggendorf (Bl. Deggendorf Nr. 7143) und der Bogenberg bei Bogen (Bl. Bogen Nr. 7142). Es sei hier nur auf die Typlokalität Winzer eingegangen und auf den Natternberg verwiesen (vgl. dazu SCHREYER, in diesem Heft, Aufschluß Nr. 25 S. 85).

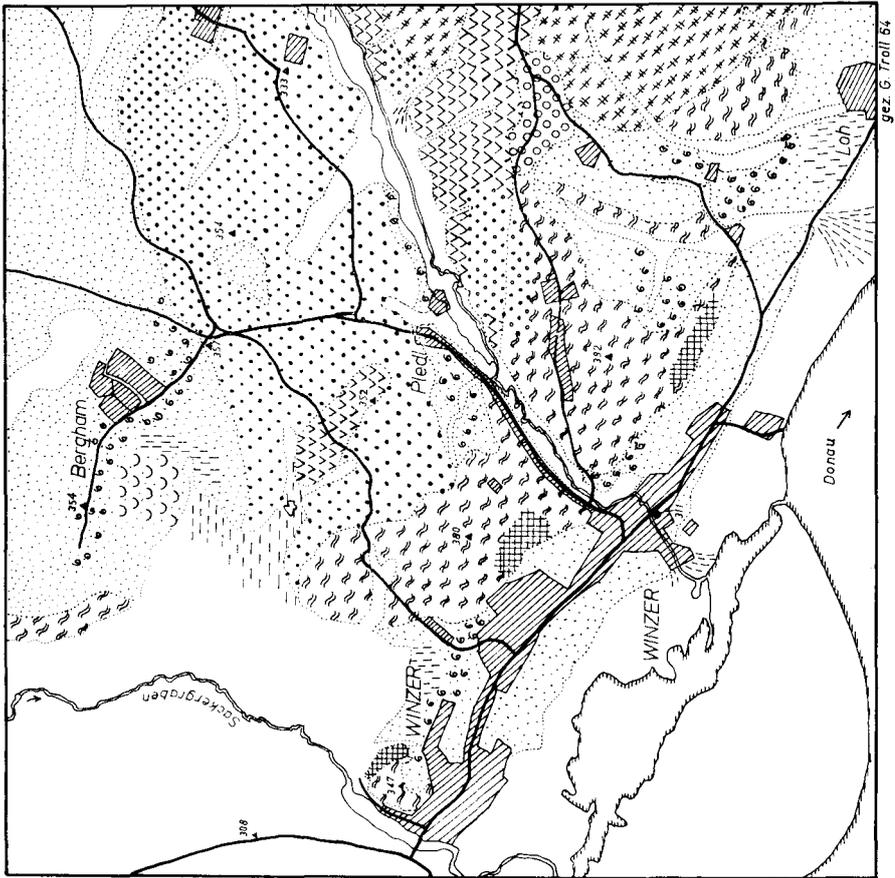
### 39 Der Winzergneis des Schloßberges von Winzer

WNW-Hang des Schloßberges (Bl. Osterhofen Nr. 7244, P. 347,6 m, mit Ruine). Die Felsen sind hinter den Gehöften am Säckergraben am NW-Ortsausgang gelegen (R 45 78,61; H 53 99,50), vgl. Abb. 1.

Der am Winzerer Schloßberg (Abb. 2) einheitlich erscheinende Winzergneis mit verhältnismäßig konstantem „s“ von 95/60 N, der dort nur von diskordanten, mitverformten Pegmatitgängen bis 50 cm Breite durchzogen ist, ist an anderen Stellen im Aufschluß wie im Handstückbereich weit weniger gleichmäßig. Am Horst des Natternberges (vgl. SCHREYER 1961, S. 179—189) südlich der Donau ist er wesentlich flaseriger und anscheinend noch etwas stärker durchbewegt (Überprägung in einem etwas höheren Stockwerk). Zudem liegt dort das „s“ 120/70 NE, gehört also einem anderen Störungssystem an, das nach SCHREYER (S. 188) und eigenen Untersuchungen auf Blatt Osterhofen sich in die Hengersberg—Außernzeller Bucht fortsetzt und bei Iggenbach in die Nebenpfahl-

<sup>1)</sup> Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe Dr. GEORG TROLL, Institut für Gesteinskunde der Universität München, 8 München 2, Luisenstraße 37.

Abb. 1. Geologische Karte der Umgebung von Winzer an der Donau/Niederbayern.



- |  |   |
|--|---|
|  | 1 = Künstliche Aufschüttung, Terrassierung (auf der Karte Schraffur über Kreuz) |
|  | 2 = Hangrutsch  |
|  | 3 = Anmoor  |
|  | 4 = Schwemmkegel  |
|  | 5 = Kolluviallehm   |
|  | 6 = Alluvium i. allg.   |
|  | 7 = Flugsand  |
|  | 8 = Löß   |
|  | 9 = autothoner Löß mit Schnecken  |
|  | 10 = jungtertiäre Sande (Sarmat oder Pont)                                      |
|  | 11 = jungtertiäre Schotterreste (Sarmat oder Pont)                              |
|  | 12 = Ultramylonite  |
|  | 13 = Winzergneis  |
|  | 14 = Winzergranit   |

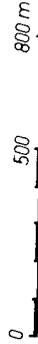




Abb. 2. Schloßberg von Winzer mit Ruine im Vordergrund. Darunter sind die Felsen des Aufschlusses Nr. 39 sichtbar. Der Blick ist nach SE donauabwärts gerichtet. Der mäandrierende Fluß tritt am Horizont bei Pleinting in sein Engtal durch Kristallingesteine ein.

linie von Aicha—Hals mündet. Das E—W-streichende „s“ am Schloßberg von Winzer spricht dafür, daß hier die Störungen angetroffen werden, welche die Hengersberg—Außernzeller Bucht gegen S vom „Kristallinkeil“ von Winzer (Dreieck Winzer—Iggensbach—Neßlbach) abgrenzen und sich mit den Bruchlinien längs der Donau vereinigen (vgl. TROLL 1960, Taf. 1). Für das komplizierte Störungnetz in diesem Raum ist eine Alterseinstufung schwierig.

Nachdem mit THIELE (1961, S. 131—133) Bewegungen am Ausgang der variszischen Orogenese längs des Donaurandbruches zu fordern sind (vgl. a. Untertotliegendes an der Walhalla SE Regensburg und die Flußspatgänge von Sulzbach nach KRAUS 1958, S. 110), ist die tektonische Anlage der Hengersberg—Außernzeller Bucht und damit der Störungen bei Winzer differenzierter und daher zeitlich schwieriger einzustufen, da hier weder Lamprophyre oder andere junge Ganggesteine noch paläozoische Sedimente vorliegen. Dennoch weisen gerade die von Regensburg bis Winzer auftretenden Winzergesteine darauf hin, daß die Donaulinie einer einheitlichen Diaphthorose vom Paläozoikum an unterworfen war. Die morphologische Ausformung war dann zweifellos kretazisch-tertiär, wie auch das Aufdringen eines Teiles der Pfahlquarzgänge (Nebepfähle), deren einer Doggersandstein durchschlägt (TROLL 1960, S. 18, Abb. 3 und Abb. 4).

Bei Ple dl (vgl. Abb. 1), ebenfalls Felsaufschlüsse hinter Häusern (R 45 79,46; H 53 99,10), treten die Winzergneise in typischer Vergesellschaftung mit pegmatoiden Neosomlagen und seltener mit kleinen amphibolitischen bzw. kalksilikatischen Schollen auf.

Junge Mylonitzonen von dm-Dimension liegen vorherrschend N 100—150 E und fallen 45—60° nach NE. Allen gemeinsam ist die Durchaderung mit Quarz- und Kalkspatgängen. Bei Ple dl wie am Schloßberg zeigen die verformten Pegmatitgängen, daß der alte Bau nicht völlig umgestaltet wurde. Die große Ähnlichkeit des alten Baues mit pegmatitdurchsetzten Plagioklas-Biotit-Perlgneisen (Metablastiten) an der Straße Deggendorf—Hengersberg legt den Schluß nahe, daß die Winzergneise sich diaphthoritisch von Perlgneisen herleiten.

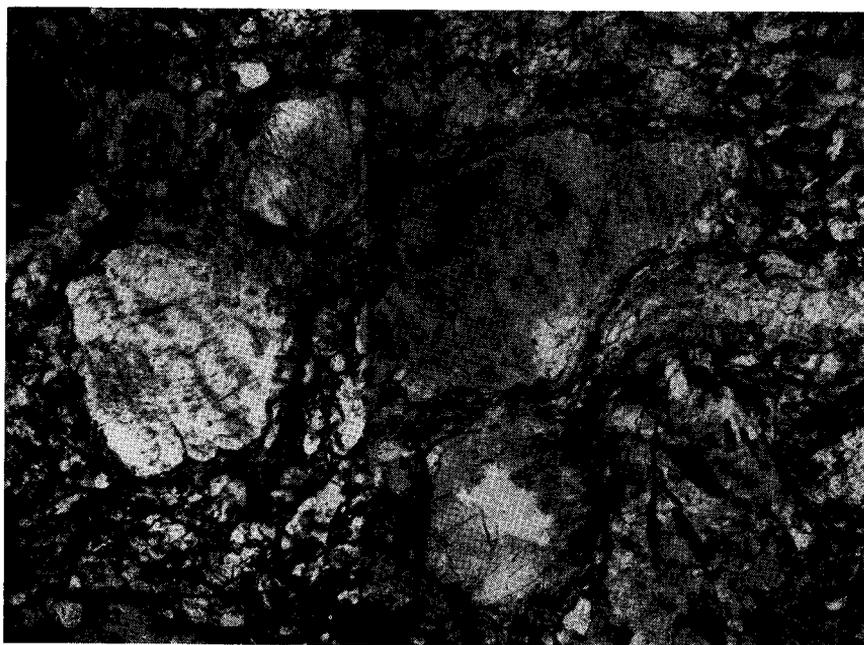


Abb. 3. Winzergneise: Kataklastische Feldspäte liegen in einer Grundmasse von verquälten Quarzen und von Chloriten. Schloßberg von Winzer. Vergr. 24 : 1; ohne Anal., Schliffnr. 3164

**Mineralbestand und Gefüge:** Der Winzergneise (Abb. 3), wie er sich heute darbietet, ist ein blastokataklastisches Gestein mit einzelnen Porphyroklasten von Plagioklas und Kalifeldspat. Der rekristallisierte Quarz füllt die Zwickel zwischen den Feldspäten. Stabile Mafiten des Ausgangsgesteins bestehen nicht mehr. Die Biotite sind restlos chloritisiert unter Ausscheidung von Muskovit, Zoisit, Calcit, Rutil, Leukoxen etc. Dabei hat sich fast ausschließlich Pennin gebildet. Die Mineralfazies der Diaphthorese entspricht dem Grünschieferstadium, so daß man die Winzergneise als Grünschieferblastomylonite ansprechen muß (vgl. auch SCHREYER 1961). Als Akzessorien treten Apatit, Zirkon und Erz, vor allem Ilmenit auf.

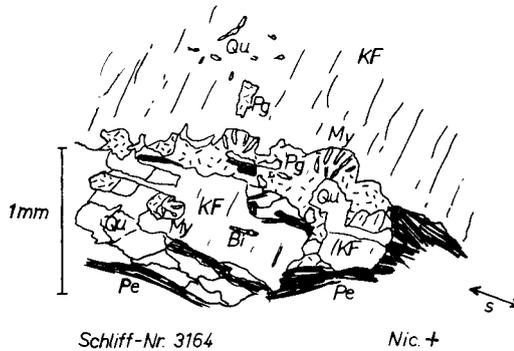
Modaler Mineralbestand des Winzergneises (aus 4 Integrationsanalysen gemittelt):

Plagioklas	Kalifeldspat	Quarz	Chlorite u. Akzessorien
33,4	15,2	41,5	9,9 Vol%

Ein Teil des Quarzes ist gegenüber den Plagioklas-Biotit-Perlgneisen zugeführt. Zum Vergleich sei hier ihr Mineralbestand angegeben (Mittel aus 4 Integrationsanalysen von Perlgneisen des SE-Teils von Blatt Osterhofen):

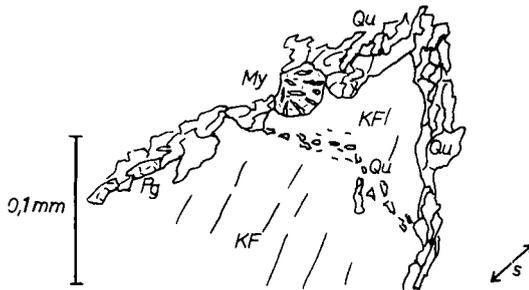
Plagioklas	Kalifeldspat	Quarz	Glimmer u. Akzessorien
37,7	11,0	30,5	20,8 Vol%

Der geringere prozentuale Anteil an Glimmern incl. Akzessorien im Winzergneis rührt größtenteils von der starken Vererzung der Biotite während ihrer Penninisierung her. Es ist nicht ausgeschlossen, daß, wie schon SCHREYER (1961, S. 186) vermutet, eine Neubildung von Kalifeldspat bei der Chloritisierung der Biotite stattgefunden hat. Eindeutige Nachweise fehlen bislang. Der Modalbestand deutet allerdings darauf hin. Eine primäre Kalifeldspatanreicherung im Winzener Gebiet ist im Hinblick auf die Alkalisierung der Gneise am Rande des Vilshofener Migmatitgebietes im Raume Hofkirchen/Donau und im Tal der Schöllnacher Ohe nicht auszuschließen. Myrmekite wachsen unbeschadet am Rande von Kalifeldspat-Porphyroklasten (Abb. 4), was ihre posttektonische Ent-



Schliff-Nr. 3164

Nic.+



Schliff-Nr. 3157

Nic.+

Abb. 4. Myrmekit verdrängt Kalifeldspat-Porphyroklasten.

stehung aufzeigt. Das bedeutet, die Kataklyse setzte bereits in größerer Tiefe ein, bevor die Gesteine herausgehoben wurden.

Die *W i n z e r g r a n i t e* (Abb. 5) sind nur im Regensburger Wald einigermaßen erschlossen. Abb. 1 zeigt wohl ihre Verbreitung SE Winzer an, doch sind sie in diesem Vorkommen vollständig vergrust. Sie sind oft rot, was ein Hinweis auf hydrothermale Zufuhr und Zersetzung sein kann, wie sie oft an Störungszonen (vgl. Pfahl, insbesondere an seinem NW-Ende) beobachtet werden.

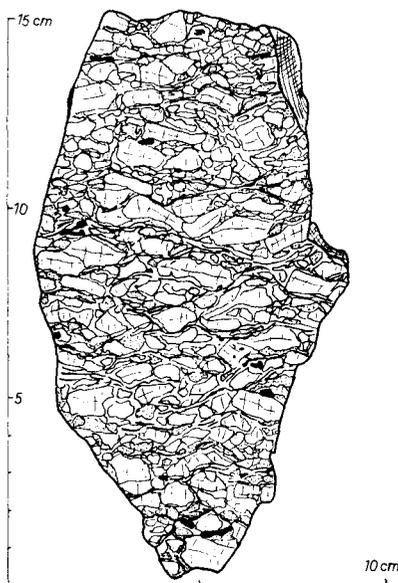


Abb. 5. Gefüge eines Winzergranites. Fundpunkt N Loh (vgl. Abb. 1).

*Z u s a m m e n f a s s e n d* kann über die Winzergesteine gesagt werden, daß ihre Mineralparagenesen Grünschieferfazies verraten, was eine durchgreifende Diaphthorese von katazonalen Gneisen bzw. Graniten her voraussetzt. Die solchermaßen geformte Zone am Donaurandbruch ist in sich vielfach gegliedert und viel breiter, als es ihr Ausstrich zutage anzeigt, da die größten, km-breiten Massen unter dem Donauquartär begraben sind. Die breiten Zonen der Diaphthorese werden örtlich von schmalen Mylonitzonen, die z. T. von Pfahlquarzgängen (Nebenspählen) markiert sind, unterteilt. Ein Beispiel dafür bietet der Iggensbach—Aicha—Halser Nebenspahl, der bis 20 m mächtig werden kann und S Aicha am Katzelstein in einem Steinbruch erschlossen ist. Im allgemeinen gilt die Regel, je schmaler eine Mylonitzone, desto jünger ist sie.

*S c h l u ß b e m e r k u n g*: 3 km SE Winzer liegt der Ort Flintsbach, dessen Name von den Hornsteinknollen der dort lagernden Malmkalke herrührt. Am E-Ortsausgang befindet sich ein noch betriebener Steinbruch, der Weißjura alpha und beta aufschließt. Außerdem finden sich dort je nach dem Stand des Abbaus Unterkreide-Schutzfelsschichten in Karstorgeln und marine Cenoman- bzw. Turonsandsteine mit Glaukonitführung. Eine genaue Beschreibung mit Bruchskizze gibt TROLL (1960).

# Geologie und Petrographie der Umgebung von Vilshofen/Niederbayern

Von WERNER SCHREYER <sup>1)</sup>

Mit 6 Abbildungen

## Einleitung:

Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Vilshofen/Ndb. und die Petrographie des dortigen Moldanubikums waren Gegenstand einer Diplom- und einer Doktorarbeit, die Verf. unter Professor FISCHERS Obhut in den Jahren 1953—57 am Institut für Gesteinskunde, München, anfertigte. Diese Arbeiten schlossen eine Kartierung 1 : 10 000 des SW-Teils des Gradabteilungsblattes (1 : 25 000) Vilshofen ein. Die Ergebnisse über die verschiedenen Gesteinseinheiten sind in einer Reihe von Einzelveröffentlichungen niedergelegt, auf die hier verwiesen sei (SCHREYER 1956, 1957, 1958, 1959, 1962). Da diese Publikationen aber für mehr außenstehende Fachkollegen und interessierte Laien zu detailliert und umfänglich erscheinen, sollen in der hier vorgelegten Arbeit eine mehr oder weniger grobe Übersicht über die unterscheidbaren geologisch-petrographischen Einheiten gegeben und im übrigen Vorschläge gemacht werden zum Besuch charakteristischer Aufschlüsse. Diese werden im Gegensatz zu früheren Arbeiten im Einzelnen näher beschrieben.

## Geologisch-petrographische Gliederung:

Die Geologie der Umgebung Vilshofens ist gekennzeichnet durch das allmähliche Abtauchen der Serien des Bayerischen Waldes unter die Sedimente des Molasselandes. Der Gesteinsbestand läßt sich gliedern in das Grundgebirge (Moldanubikum), wahrscheinlich von varistischem Alter, einen Oberbau aus marinem Jura und Kreide und schließlich die alpine Molasse von jungtertiärem Alter. Zur jüngsten Überdeckung zählen mächtige pleistozäne Lössse und Lößlehme.

1. Das Grundgebirge kann unterteilt werden in:

- a) Die Metamorphen Gesteine des Altkristallins
- b) Die Abfolge der jungen diskordanten Granite
- c) Die Diaphthorite und verwandten Gesteine.

- a) Die Metamorphite des Altkristallins sind im allgemeinen charakterisiert durch eine kräftige Migmatisation. Sie gehen auf eine wechselvolle Serie von Sedimenten und Orthogesteinen unbekanntes Alters zurück. Die von der Migmatisation verhältnismäßig wenig oder nicht beeinflussten Glieder, welche Linsen in den Migmatiten bilden, sind: Cordierit-Sillimanit-Flasergneise (z. B. N Schießstätte Windorf), Biotitgneise, Marmore, Kalksilikatlinsen, Amphibolite (nur ein spärlicher Aufschluß im Vilsbahneinschnitt W Ziegelhütte), Hornblendegneise (kommen nur in den Felsen des östlichen Talhanges SW Hattenham, NE Aichberg vor), Magnetitgneise und Granat-Metapelite. Durch die Migmatisation, d. h. durch partielle bis vollständige Wiederaufschmelzung (Anatexis), wurden besonders die Gesteine von toniger bis grauacknäherlicher Ausgangszusammensetzung erfaßt. Sie bilden heute typische Migmatite, also hell-dunkel gebänderte, aus Paläosom oder Restit und mobilisiertem Neosom aufgebaute Mischgneise (Metatexte MEHNERTS). Bei weitergehender Aufschmelzung in situ, deren Ausmaß natürlich außer von der Temperatur auch vom Ausgangschemismus abhängen kann, oder auch durch Mobilisatenauswanderung und Konzentration an anderer Stelle entstanden mehr oder weniger große Körper von massigen „Migmatgraniten“ (Diatexte

<sup>1)</sup> Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. WERNER SCHREYER, Institut für Mineralogie der Ruhr-Universität Bochum, Lehrstuhl für Petrologie, z. Zt. 23 Kiel, Mineralogisches Institut der Universität, Olshausenstraße 40/60.

MEHNERTS). Bei besonders grobkörnigen Kristalliniten spricht man von *Pegmatoiden*. Produkte einer Art Metablastesis (SCHEUMANN) unter Subsolidus-Bedingungen sind die *Plagioklas-Granoblastite* („Perlgneise“). Gesteine und Mineralparagenesen aus dem Übergangsbereich von migmatischen in nichtmigmatische Bestände lassen eine allmähliche Ersetzung basischer Mineralien durch saurere und alkalreichere erkennen (Pyroxen durch Hornblende, diese durch Biotit etc.). Neben anderen Überlegungen scheint auch diese Beobachtung darauf hinzudeuten, daß es im Zuge der Migmatisation im Vilshofener Bereich auch zu stofflichen Zufuhren (Alkalien, Kieselsäure) gekommen ist. Eindeutige Beweisführung scheidet jedoch am Fehlen eines chemischen Bezugssystems, denn der tatsächliche prä-migmatische Pauschalchemismus der Ausgangsgesteine ist ja unbekannt.

Die Metamorphite des Altkristallins haben eine zweifache Tektonik durchgemacht: Während einer älteren Faltung um NS- bis NNE-streichende Achsen war es bereits zu teilweiser Migmatisation gekommen. Diese Faltung wurde überprägt und weitgehend vermischt während einer jüngeren Phase mit EW- bis WNW-streichenden Faltenachsen, während der auch die tiefgreifende Migmatisation erfolgte. Nach den Ergebnissen physikalischer Altersbestimmungen in anderen Teilen des Moldanubikums (DAVIS und SCHREYER 1962) scheint kein großer zeitlicher Hiatus zwischen den beiden tektonischen Phasen zu bestehen, so daß wahrscheinlich beide ins frühe Varistikum zu stellen sind.

- b) Die Abfolge der jungen diskordanten Granite umfaßt feinkörnige Gesteine, welche mit scharfen Kontakten den älteren Bau durchsetzen. Sie sind, nach den Altersbestimmungen zu schließen, im direkten Anschluß an die Migmatisation des Altkristallins aufgedrungen, jedoch zu einem Zeitpunkt, als deren Schmelzanteile bereits voll kristallisiert waren, so daß sich Klüfte bilden konnten. Es ist zu betonen, daß zu dieser vollkommenen Kristallisation des Altkristallins keine drastische Temperaturerniedrigung über längere Zeit hinweg nötig ist, sondern nur geringes Unterschreiten der Temperatur des granitischen Minimums. Im Bereich dieser relativ geringen Temperaturveränderung kann aber die Mineralfazies der metamorphen Gesteine unverändert erhalten bleiben, so daß es zu keiner Kontaktmetamorphose des Altkristallins durch die jungen Granite kommt.

Südlich von Vilshofen bildet junger Granit ein ausgedehntes Massiv, das Neustifter Granitmassiv, dessen ursprüngliche Grenzen und Intrusionsform nicht genau bekannt sind, da es im Osten durch eine jüngere Störung abgeschnitten wird (Abb. 1). Nach Norden zu fiedert es auf in eine Reihe von mehr oder weniger mächtigen Granitgängen mit vorwiegend nordsüdlichem Streichen. Diese Ganggranite haben nördlich der Donau im allgemeinen normalgranitischen Chemismus wie der Massivgranit selbst. In der Nähe des Neustifter Massivs hingegen finden sich außerdem Gänge mit basischem und solche mit saurerem Chemismus. Die sauren Ganggranite sind jünger als die normalen bis basischen. Pegmatitische Kristallisation des jungen Granitmagmas ist auf seltene Miarolen in den Ganggraniten beschränkt. Ein Lamprophyrgang findet sich — schlecht aufgeschlossen — im Tälchen NE Wimhof.

- c) Die Diaphthorite sind retrograde Umwandlungsprodukte entweder aus Altkristallin oder aus jungen Graniten. Sie sind gegenüber den unveränderten Gesteinen charakterisiert durch niedrigthermale, in die Grünschieferfazies gehörige Mineralparagenesen (Chlorit, Albit, Quarz, Sericit). Außerdem ist es — chemisch gesprochen — zu einer Abfuhr von Ca und einer relativen Anreicherung von Na gekommen. Die Diaphthorose zeigt deutliche Abhängigkeit von jüngeren, das Grundgebirge randlich zerteilenden Störungslinien von spätpaläozoischem bis tertiärem Alter. Demgemäß ist sie besonders im Bruchschollenland südlich der Donau häufig zu beobachten (vorwiegend an Lesesteinen oder in schlecht zugänglichen Seitentälern, z. B. W Altfallter). Auf den Störungslinien selbst ist es außerdem zu tiefgreifender mechanischer Zermahlung der Gesteine gekommen, welche im Extremfall zu feinkörnigen dichten Ultramyloniten führt. Solche sind aufgeschlossen z. B. im Kontakt mit dem Lamprophyrgang NE Wimhof, welcher wahrscheinlich auf einer Störung, der Fortsetzung der sog. Dinkreither Linie (Abb. 1) nach SCHREYER (1957), intrudiert. Ebenfalls im Zusammenhang mit Störungslinien bildeten sich stellenweise (z. B. kleiner Straßenaufschluß gegenüber dem Haltepunkt Neustift) zentimeter- bis meterstarke feinkörnige Quarzgänge („Miniaturpfähle“), die durch eine eigenartige dreidimensionale Vergitterung von nach c gestreckten Quarzprismen charakterisiert sind.

2. Der auf dem moldanubischen Grundgebirge auflagernde Oberbau ist nur in einer südlich der Donau gelegenen, kompliziert umrahmten Grabenscholle erhalten (Abb. 1). Es handelt sich um Sedimente des Jura, auf die sich weiter südlich Oberkreide legt. Die Schichtenfolge beginnt mit dem Mittleren Dogger in sandig-dolomitischer Ausbildung, der auf tiefgründig verwittertes Kristallin transgrediert. Die Transgressionsfläche ist nirgends aufgeschlossen, wurde aber 1954 bei Oberoh von einer Bohrung durchfahren (SCHREYER 1957). Darüber folgen oolithische Kalke des Oberen Dogger (ein kleiner anstehender, von der Wolfach bespülter Block ist an der Brücke bei Zeitlarn zu sehen) und schließlich mächtige „Kieselnierenkalke“ (= Feuersteinkalke) des Weißjura bis einschließlich Malm Gamma. Die Oberkreide transgrediert hierüber mit dem Unterturon. Ihre grauen Mergel und Kalke, die bis ins Senon reichen, sind an der Straße bei Untervoglarn S Sandbach (ca. 500 m südlich Aufschluß 19 der Abb. 1) angeschnitten.

3. Zwischen der obersten Kreide und dem ältesten Horizont der alpinen Molasse, also im wesentlichen im Alttertiär, war unser Gebiet Schauplatz einer festländischen Verwitterung, durch welche insbesondere das Kristallin tiefgründig vergruste. Im Burdigal kam es von Süden her zur Transgression der Oberen Meeresmolasse, deren nördlichste Ablagerungen um Neustift gefunden werden. Hierauf folgen, durch eine Sedimentationslücke getrennt, Kiese und Sande der Oberen Süßwassermolasse bzw. noch jüngere pliozäne Terrassenschotter. Für die ältesten Süßwasserschotter sind Vorkommen bei Oberhart im Nordosten des Gebietes zu halten, welche durchwegs über 390 m hoch liegen und im Tegelholz mit den sogenannten Rathsmannsdorfer Braunkohlen vergesellschaftet sind. Blöcke von Quarzitkonglomerat, wahrscheinlich stratigraphisch vergleichbar mit demjenigen der weiter südlich gelegenen Molasse, finden sich W Vilshofen bei Pfeiferöd sowie im Tälchen W Pfdrachöd dem Kristallin aufliegend. Sie enthalten nicht selten Gerölle von Feuersteinen aus dem Malm. Vielleicht in die gleiche Zeitperiode zu stellen sind Verkieselungen des Marmors vom Wimhof (Aufschluß 2 der Abb. 1) im Wäldchen oberhalb des Bruches. Die weitaus häufigsten Schotter des Gebietes sind die pliozänen Terrassenschotter, fast reine Quarzschotter, abgelagert in von Süden nach Norden sich erweiternden Rinnen, welche alle anderen Horizonte der Oberen Süßwassermolasse durchschneiden. Sie gewinnen im Vilshofener Bereich besonders im Dreieck zwischen Wolfach und Donau flächenhafte Bedeutung. Ihre Transgressionsfläche, aufgeschlossen in der Sandgrube E Gerading über Migmatit, liegt bei etwa 350 m. Ein besonders mächtiges Vorkommen, reich an der Sandfraktion, wird östlich von Neustift abgebaut. Die Nordgrenze dieser Schotter zieht in etwa ostwestlicher Richtung südlich an Vilshofen vorbei und entspricht möglicherweise dem Aufschotterungsrand einer Urdonau.

4. Ins Pleistozän zu stellen sind neben einem periglazialen Blockmeer SW Wimberg die an den Talhängen der heutigen Flüsse bei etwa 325 m reliktsch vorhandenen Schotter der sogenannten Hochterrasse (z. B. um Hattenham und auf der Höhe der Vilshofener Altstadt) sowie die nur wenige Meter über der heutigen Erosionsbasis bei etwa 300 m liegenden Niederterrassenschotter. Letztere sind im Donautal und in der Niederung im Südteil der Stadt Vilshofen zwischen Vils und Wolfach besonders weit verbreitet. In diesem Gebiet markieren sie den Verlauf einer Urvils, welche weiter östlich in die Donau mündete als der heutige, nach Westen ins Kristallin seitenerodierende Fluß. — Sämtliche geologischen Einheiten einschließlich der Niederterrasse werden von Löß bzw. von (möglicherweise verschwemmtem) Lößlehm bedeckt. Diese Überdeckung erreicht besonders südlich der Donau erhebliche Mächtigkeiten (bis zu 15 m). Kurz südlich von Vilshofen wird Lößlehm in mehreren Gruben abgebaut und zu Ziegeln gebrannt. Nördlich der Donau ist die Lößbedeckung wesentlich geringer. Größere Lößmächtigkeiten sind dort, wie die Kartierung zeigt, mit Vorliebe an nach Süden abfallende Talhänge gebunden (z. B. in der Gegend zwischen Windorf und Oberhart), was entweder auf die vorherrschende Windrichtung während der Lößablagerung oder auf den bevorzugten Standort von Pflanzen, die den Flugstaub festhalten konnten, zurückgehen mag. E. KRAUS (1916) hat den Löß um Vilshofen genauer mikroskopisch und bodenkundlich untersucht.

### Sehenswerte Aufschlüsse:

Wegen der tiefgründigen Verwitterung der Hartgesteine sowie der mächtigen jüngeren Überdeckung finden sich gute Aufschlüsse im Vilshofener Bereich nur an den Talhängen der größeren Flüsse und hier besonders an den Stellen, wo der Mensch in alter und neuer Zeit die

Gesteine für seine Zwecke abbaute. Dennoch ist gerade in der Umgebung von Vilshofen mit Bedauern festzustellen, wie viele ehemals vorzüglicher und als klassisch in die geologische Literatur eingegangener Aufschlüsse verfallen oder überhaupt nicht mehr auffindbar sind.

Im folgenden ist eine Zusammenstellung und kurze Beschreibung gegeben von Aufschlüssen in verschiedenen Einheiten des Grundgebirges und des Oberbaues, die, wenngleich nicht immer ideal zugänglich und zum Teil verfallen, wenigstens wegen ihrer Einmaligkeit eines Besuches wert erscheinen. Da ihre Zahl aber immer noch größer ist als in ein paar Stunden oder auch in einem Tag zu bewältigen ist, werden am Ende der Arbeit, die für das Verständnis der Zusammenhänge wesentlichsten und auch mit größeren Exkursionen leicht erreichbaren Haltepunkte noch eigens herausgegriffen. Andererseits sei betont, daß die im folgenden angegebenen

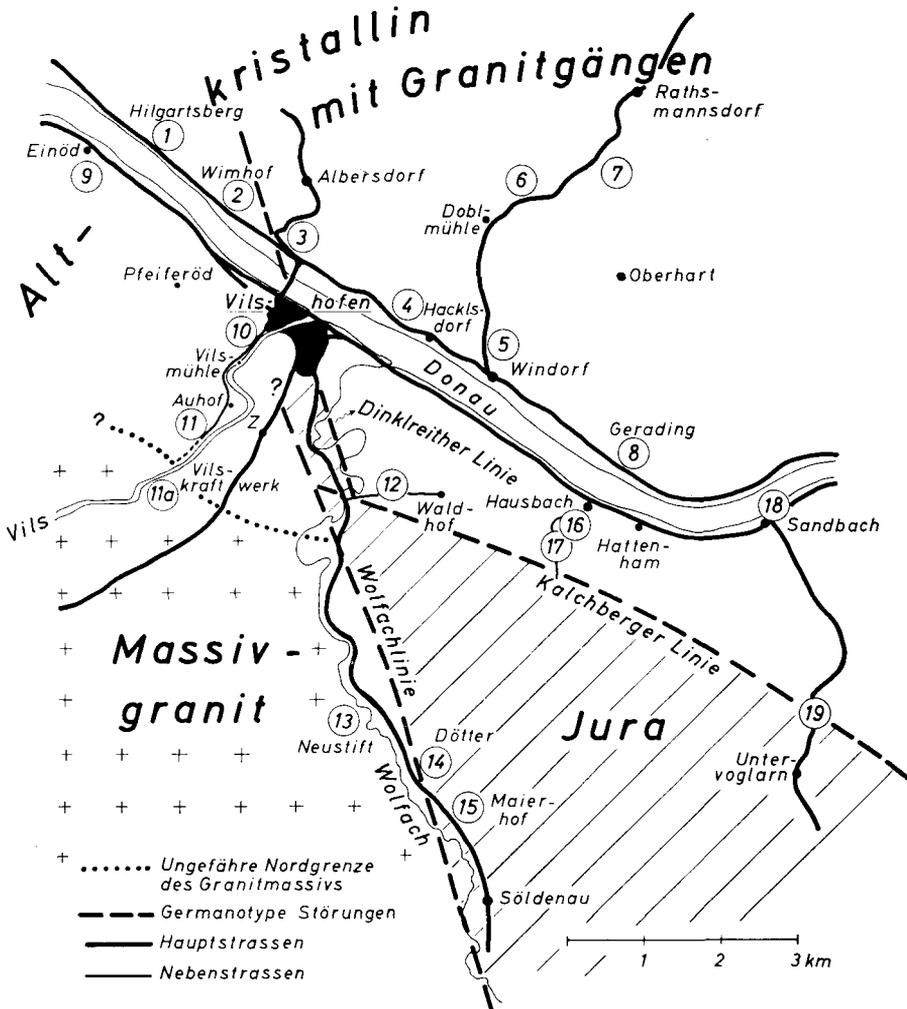


Abb. 1. Geologische Faustskizze der Umgebung von Vilshofen/Ndb. mit der Verbreitung der drei wichtigsten geologischen Einheiten Altkristallin (weiß), Massivgranit (Kreuzsignatur) und Jura (schraffiert) sowie dem ungefähren Verlauf der germanotypen Störungslinien. Tertiäre und pleistozäne Überdeckung blieb unberücksichtigt. Die Zahlen geben die ungefähre Lage der neunzehn im Text näher beschriebenen Aufschlüsse an. Außerdem sind die zum Erreichen dieser Aufschlüsse wichtigsten Straßen sowie zur Orientierung nötige Orte eingetragen. Z = Ziegelhütte.

Aufschlüsse nicht sämtliche im letzten Abschnitt genannten Gesteine bzw. Einheiten erfassen. Spezieller Interessierte sind daher außerdem auf die kurzen Ortsangaben in jenem Abschnitt hingewiesen.

Die etwaige Lage der zu beschreibenden Aufschlüsse ist in der beigegebenen Übersichtskarte (Abb. 1) durch die entsprechenden Zahlen angegeben. Die Reihenfolge der Beschreibungen entspricht so weit möglich etwa abnehmendem geologischen Alter. Demgegenüber wurde die Numerierung der Aufschlüsse zum Zwecke besseren Auffindens rein nach der geographischen Lage entlang einer möglichen Fahrtroute vorgenommen.

Die folgenden Aufschlüsse werden näher beschrieben:

**40 Steinbruch Hilgartsberg** (Bl. Pleinting Nr. 7344/Bl. Vilshofen Nr. 7345)

Abb. 1, Nr. 1; der Bruch liegt an der nördlichen Donaustraße genau auf der Blattgrenze (R 45 85,96; H 53 91,16): *Migmatit*. Siehe S. 126.

**41 Steinbruch Wimhof** (Bl. Vilshofen Nr. 7345)

Abb. 1, Nr. 2; der Steinbruch liegt 1 km SE Aufschluß Nr. 40 an der gleichen Straße (R 45 86,60; H 53 90,58): *Marmor*. Siehe S. 120.

**42 Brüche an der Straße nach Albersdorf** (Bl. Vilshofen Nr. 7345)

Abb. 1, Nr. 3; sie liegen etwa 1 km N Vilshofen (R 45 87,40; H 53 90,10 und R 45 87,56; H 53 90,20): *Ganggranit*. Siehe S. 130.

**43 Steinbruch Hacklsdorf** (Bl. Vilshofen Nr. 7345)

Abb. 1, Nr. 4; an der Straße Vilshofen—Windorf 500 m NW Hacklsdorf (R 45 88,96; H 53 88,98): *Migmatit*. Siehe S. 125.

**44 Steinbruch Schießstätte Windorf** (Bl. Vilshofen Nr. 7345)

Abb. 1, Nr. 5; etwa 500 m N Windorf am W-exponierten Hang des Perlbachtals (R 45 90,14; H 53 88,55): *Ganggranit* (z. T. *diaphthoritisch*). Siehe S. 130.

**45 Aufschluß Doblmühle** (Bl. Vilshofen Nr. 7345)

Abb. 1, Nr. 6; wie der Aufschluß Nr. 44 an der Straße Vilshofen—Rathsmannsdorf gelegen (in einem Waldstück etwas oberhalb der Straße: R 45 90,56; H 53 90,56): *Ganggranit*. Siehe S. 129.

**46 Steinbruch SSW Rathsmannsdorf** (Bl. Vilshofen Nr. 7247)

Abb. 1, Nr. 7; von der Straße Vilshofen—Rathsmannsdorf 1 km vor Rathsmannsdorf nach E über ein Brückchen abbiegen, dann liegt rechterhand der Bruch im Wald (R 45 91,36; H 53 90,86): *Marmor*. Siehe S. 122.

**47 Steinbruch Gerading** (Bl. Vilshofen Nr. 7345)

Abb. 1, Nr. 8; an der Straße, die von Vilshofen über Windorf am Nordufer der Donau entlangführt (R 45 91,67; H 53 87,03): *Migmatit*. Siehe S. 124.

**48 Alter Steinbruch bei Einöd** (Bl. Pleinting Nr. 7344)

Abb. 1, Nr. 9; etwa 300 m S Einöd (R 45 84,90; H 53 91,00), das an der Straße Vilshofen—Plattling ca. 3 km NW Vilshofen liegt: Ganggranit im Kontakt mit Altkristallin. Siehe S. 129.

**49 Aufschluß SW Vilshofen** (Bl. Vilshofen Nr. 7345)

Abb. 1, Nr. 10; am westlichen Vilsufer, an der Straße zur Vilmühle (letzte Häuser). (R 45 87,10; H 53 88,70): Biotit-Plagioklas-Gneise. Siehe S. 124.

**50 Aufschlüsse im Vilstal** (Bl. Vilshofen Nr. 7345)

Abb. 1, Nr. 11 und 11 a; 700 m S Auhof in einem alten Steinbruch (R 45 86,44; H 53 87,50): Saurer Ganggranit. Auf dem rechten Ufer der Vils SW Vilkraftwerk in alten Steinbrüchen an der Bahnlinie (z. B. R 45 86,18; H 53 87,00): Neustifter Granit (Nordrand des Massivs). Siehe S. 130.

**51 Aufschluß E Zeitlarn** (Bl. Vilshofen Nr. 7345)

Abb. 1, Nr. 12; verfallener Steinbruch 600 m E Zeitlarn an der Straße zum Waldhof (R 45 88,68; H 53 86,66): Plagioklas-Granoblastit. Siehe S. 126.

**52 Großer Steinbruch Neustift** (Bl. Ortenburg Nr. 7445)

Abb. 1, Nr. 13; Niederbayerische Schotterwerke, Werk Neustift im Wolfachtal an der Straße Vilshofen—Ortenburg (R 45 88,15; H 53 83,75): Massivgranit und Molasse. Siehe S. 127.

**53 Aufschluß am Dötter** (Bl. Ortenburg Nr. 7445)

Abb. 1, Nr. 14; S Aufschluß Nr. 52 an der gleichen Straße gelegen (kleiner Steinbruch hinter dem Haus: R 45 89,20; H 53 83,00): Weißjura. Siehe S. 131.

**54 Steinbruch am Maierhof** (Bl. Ortenburg Nr. 7445)

Abb. 1, Nr. 15; der Bruch grenzt unmittelbar an die Straße Vilshofen—Ortenburg (R 45 89,58; H 53 82,33): Weißjura und Meeresmolasse. Siehe S. 131.

**55a Steinbruch S Hausbach** (Bl. Vilshofen Nr. 7345)

Abb. 1, Nr. 16; 100 m WSW eines alleinstehenden Hauses im Seitentälchen der Donau S Hausbach (an der Straße Vilshofen—Passau), R 45 91,05; H 53 86,25: Marmor. Siehe S. 122.

**55b Aufschlüsse S Hausbach** (Bl. Vilshofen Nr. 7345)

Abb. 1, Nr. 17; noch etwa 300 m südlicher als der Marmorbruch setzen kleine Aufschlüsse am Hangfuß ein: Granat- und Magnetitgneise. Siehe S. 123.

**56 Felsen bei Sandbach** (Bl. Vilshofen Nr. 7345)

Abb. 1, Nr. 18; am Donauufer etwa N Kirche von Sandbach (R 45 93,84; H 53 86,36): Granat-Metapelite. Siehe S. 123.

**57 Kalchberger Bruch** (Bl. Ortenburg Nr. 7445)

Abb. 1, Nr. 19; an der Straße von Sandbach/Donau nach Voglarn im Sandbachtal (R 45 34,50; H 54 48,00): Weißjura und germanotype Tektonik. Siehe S. 131.

Einzelbeschreibungen (die angegebenen Aufschlußnummern beziehen sich durchwegs auf Abb. 1 dieses Beitrages).

Unter den drei größeren Marmorvorkommen der Umgebung von Vilshofen ist wegen seines Mineralreichtums am bekanntesten der Aufschluß am Wimhof NW Vilshofen (Aufschluß 2), welcher durch MÜLLBAUER (1930) eine vorwiegend mineralogische Bearbeitung fand. Es handelt sich um einen Steinbruch, der etwa seit 30 Jahren aufgelassen ist und von Jahr zu Jahr weiter verfällt. Der Marmor, der an der NE-Wand des Bruches gut erschlossen ist, wird auf komplizierte Weise konkordant und diskordant von  $\pm$  grobem granitoidem bis pegmatoiden Material durchschwärmt und wohl auch teilweise

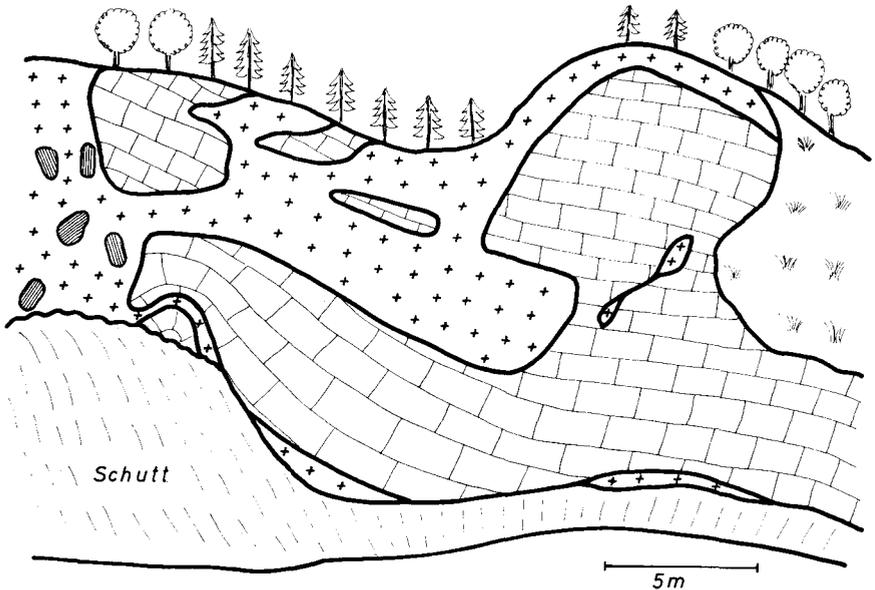


Abb. 2. Schematische Skizze der Aufschlußverhältnisse des Marmorbruches am Wimhof (Aufschluß 2) im Herbst 1963. Marmor = Bankungssignatur; Granitoiden und Pegmatoiden = Kreuze; Migmatit = enge Schraffur.

verdrängt. Abb. 2 gibt schematisch die heute noch aufgeschlossenen Partien wieder. Genauere Angaben über die früheren Aufschlußverhältnisse finden sich in der Arbeit MÜLLBAUERS (1930). Im Nordwesten und Südwesten des Bruches stehen stark verwitterte Biotitgneise, Kalksilikatgesteine, Migmatite und „Migmagranite“ an, in denen der Marmor als mächtiger linsenförmiger Einschuß ruht. Die ihn durchsetzenden Granitoiden sind als Mobilisate aus dem Nebengestein während der Migmatisation zu deuten (intrusive „Migmagranite“ und „Pegmatoiden“). In ihnen schwimmen im nördlichen oberen Teil des Bruches mehr oder weniger regellos viele Schollen unterschiedlicher Größe aus Migmatit (Abb. 2, links). Wenige Meter östlich des Bruches wird die Marmorlinse nebst Granitoiden von jungem Ganggranit diskordant abgeschnitten (dieser Kontakt ist nicht aufgeschlossen), und sie setzt sich erst jenseits des etwa 150 m mächtigen Ganges im Wald oberhalb des Punktes 314,6 wenigstens auf weitere 250 m nach Osten fort. Der im Bruch erschlossene weiße Marmor ist stellenweise recht

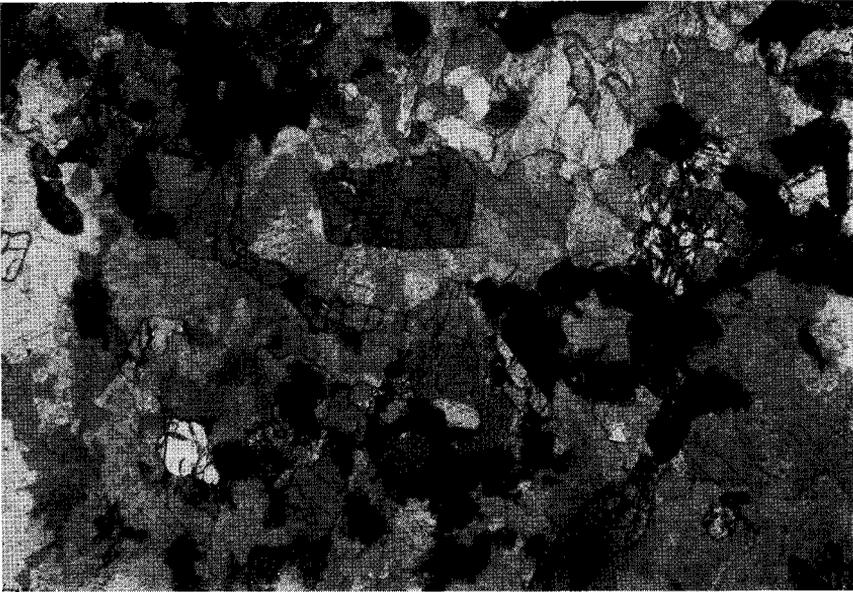


Abb. 3. Dünnschliffbild einer Chondroditlage im Marmor vom Wimhof (Aufschluß 2). Die fast xenomorphen Chondrite (hohes Relief) sind wenig oder nicht geregelt. Im Gegensatz zu Forsteriten sind sie praktisch nicht serpentinisiert. Das Korn etwa in der Mitte ist nach (100) verzwillingt. Gekreuzte Nicols. Vergrößerung 27fach.

grobkristallin und besteht sowohl aus Calcit als auch aus Dolomit. Die mengenmäßig stark zurücktretenden, nur in dünnen parallelen Lagen angereicherten nichtkarbonatischen Mineralien des Marmors sind Graphitschuppen, himmelblaue Apatite, honiggelbe Chondrite (Abb. 3) und infolge teilweiser Serpentinisierung grünliche Forsterite. Letztere sind angereichert an vielen Kontakten des Marmors gegen die Granitoide, wo sie — mit Calcit verwachsen — die sogenannten *Ophealците*, das „Eozoon bavaricum“ GÜMBELS, bilden. An anderen Kontakten entstanden hellgraue, auf den ersten Blick vom Marmor nur schwer unterscheidbare Kontaktkalksilikatfelse aus Diopsid, Plagioklas und zum Teil Aktinolith. Phasenpetrologisch besonders interessant ist ein Gestein, welches sich selten noch in Lesestücken findet: Es enthält in einer hellen Grundmasse aus Klinopyroxen dunkelgrüne, glasig erscheinende Flecken von mikroskopisch farblosem Spinell. Nach seiner Optik ist der Klinopyroxen ein normaler Diopsid, obwohl in der Paragenese mit Spinell eher der Al-reiche Fassait zu erwarten wäre. Mehr grünliche Lesestücke bestehen vorwiegend aus Amphibolen (Pargasite nach MÜLLBAUER) neben anderen, wegen ihrer Kleinheit nicht genau bestimmbar Phasen (Vesuvian?, Axinit? u. a.). An Phyllosilikaten gibt es im Marmor oft in Nestern angereichert silberweiße bis leicht grünliche (verwitterungsgebleichte?) Phlogopite sowie dunkler grüne Chlorite. — Die Granitoide bis Pegmatoide bestehen aus Albit bis Oligoklas, Kalifeldspat und Quarz (z. T. in schriftgranitischer Verwachsung), dazu selten Biotit, meist Chlorit, der aus ersterem hervorgegangen ist. Etwa in der Mitte der großen Bruchwand fand Verf. 1954 grobe Chlorite, welche entlang (001) durch Albit aufgeblättert werden. Feinerkörnige Granitoide enthalten säulige, pinitisierte Cordierite als einzigen

dunklen Gemengteil. Hinsichtlich der Mikrogefüge dieser Gesteine sei auf die Arbeiten des Verf. 1958 und 1962 verwiesen. Das ehemalige Vorkommen von Beryll in pegmatitischem Material (MÜLLBAUER 1930) konnte durch neuere Funde nicht mehr bestätigt werden. Somit ist auch keine Zuordnung dieses Minerals entweder zu den Mobilisaten der Migmatisation oder den diskordanten Ganggraniten möglich (vgl. VOLL 1960, S. 329). — *Tektonisch* gesehen sind sowohl Marmor als auch die umgebenden Silikatgesteine von der Faltung um flache ostwestliche Achsen geprägt. Das ist besonders gut erkennbar im oberen, stärker verfallenen Teil des Bruches (links in Abb. 2), wo der Marmor deutlich gefaltet ist und Granitoid s-parallel eindringt (vgl. auch SCHREYER 1962, Taf. 4, Fig. 2).

Das zweite Vorkommen von *Marmor*, ca. 1 km SSW *Rathsmannsdorf* (**Aufschluß 7**), ist in neuester Zeit durch einen Steinbruchbetrieb bestens erschlossen worden. Es handelt sich um einen grauen, grobkristallinen, gebänderten Marmor, der dem vom Wimhof sehr ähnelt, doch ist der Gehalt an Kontaktmineralien nicht so vielseitig wie in jenem Vorkommen. Die Faltenachsen im Marmor liegen horizontal und streichen  $N 130^{\circ} E$ . Eine ältere steilachsige Tektonik ist weitgehend ausgelöscht. Es treten wiederum Granitoide auf, die vorwiegend konkordant zum Marmor verlaufen und zum Kontakt hin gröber werden ( $CO_2$ -Aufnahme aus dem Marmor). An den kontaktnahen Ophicalciten dieses Vorkommens wurde eine genetisch interessante Beobachtung gemacht: Die Forsterite enthalten hier nämlich häufig Kerne aus Periklas, was für einen Abbau von Dolomit in dieses Mineral und Calcit vor der eigentlichen Reaktion mit Kieselsäure zu Forsterit spricht.

Das dritte *Marmorvorkommen* liegt in dem kleinen Seitentälchen der Donau südlich *Hausbach* SE *Vilshofen* (**Aufschluß 16**). Die etwa 500 m lange Linse aus Marmor wurde früher in mehreren Steinbrüchen abgebaut, von denen heute nur noch der direkt am Wege 100 m WSW des alleinstehenden Hauses gelegene zugänglich ist. Der Marmor dieses Aufschlusses ist stellenweise feinkörniger und von dunklerer Farbe als in den beiden anderen Vorkommen, was auf erhöhten Graphitanteil, besonders aber auch auf das häufigere Vorkommen von Silikatmineralien in bestimmten Lagen zurückgeht. Wahrscheinlich lag primär ein mergelreicheres Sediment vor. Zu den auch am Wimhof vorkommenden nichtkarbonatischen Mineralien Graphit, Apatit und Forsterit tritt hier Granat (wahrscheinlich Grossular) sowie auffallend häufig leicht bräunlicher Phlogopit und Mg-reicher Chlorit (*Leuchtenbergit*). Diese Phyllosilikate sind nicht selten in kleinen Nestern und Augen angereichert, deren Kern aus hellgrünen Serpentinpseudomorphosen nach einem höher temperierten Mineral (*Humit?*) besteht. Die Bänderung des Marmors streicht wie die Langachse der Linse selbst Ostwest und fällt unter  $50-60^{\circ}$  nach Norden ein. Obwohl keine Faltung erkennbar ist, liegt *B* wohl  $\pm$  horizontal wie in den benachbarten Migmatiten. Kontakte des Marmors gegen die ihn auch hier umhüllenden Granitoide sind nicht oder schlecht aufgeschlossen, doch stehen die letzteren wenig südlich des Aufschlusses am Wegrand an wie auch im Hohlweg etwa 50 m östlich davon.

Nur wenige hundert Meter südlich des *Hausbacher* Marmorvorkommens folgen Gesteine, die wegen ihrer besonderen Eigenart eine Sonder-

stellung im Kristallin um Vilshofen einnehmen. Es handelt sich einerseits um besonders granatreiche Biotitgneise, andererseits um magnetit-haltige Gesteine (Aufschlüsse um den Haltepunkt 17). Die Granatgneise sind in einem kleinen Steinbruch am östlichen Talhang ca. 150 m südlich des Marmorbruches aufgeschlossen. Das Gestein, welches von enormer Frische und Festigkeit ist (so daß es schwer ist, ohne schweren Hammer zu guten Handstücken zu kommen), enthält neben Biotit und großen Granaten sehr viel mikroperthitischen Kalifeldspat und relativ wenig sauren Plagioklas und Quarz. Granat, Biotit und Kalifeldspat sind stellenweise symplektisch verwachsen (SCHREYER 1962, Taf. 2, Fig. 1). In Plagioklasen kommen mitunter Sillimanit-Interngefüge vor. Das Gestein scheint selbst von der Migmatisation wenig oder nicht betroffen worden zu sein, doch geht es nach oben zu unter Abnahme des Granat- oder Biotitgehaltes und unter Kornvergrößerung der Feldspäte über in rötliche Granitoide. Pegmatoide durchsetzen den Granatgneis diskordant. Granate, die stellenweise auch in solchen Pegmatoiden auftreten, werden von grünem Chlorit umhüllt (kein pinitisierter Cordierit!). Die S-Flächen des Granatgneises fallen flach nach Norden ein, eine nicht sehr deutliche B-Achsenstriemung streicht Nordnordost und taucht ebenso flach ein. Auch diese Daten sprechen dafür, daß der Granatgneis ein nichtmigmatisches Relikt der älteren Tektonik darstellt. — Direkt gegenüber diesem Aufschluß, also etwa 50—100 m W davon im Wäldchen südlich des kleinen Seitentälchens, ferner auch an den Rändern des von hier etwa 100 m weiter im Süden folgenden nächsten Seitentälchens stehen in allerdings sehr kleinen Aufschlüssen unter der Grasnarbe die Magnetitgneise und verwandten Gesteine an. Die Magnetitgneise sind schwach paralleltexturierte, feinkörnige, relativ helle Gesteine ohne Biotit. Sie bestehen aus rund 7% Magnetit neben Quarz, Kalifeldspat und Oligoklas. Am Südrand des südlichen Seitentälchens finden sich daneben eigenartige gelbe Kalksilikategesteine mit schokoladebraunen Butzen aus Mn-reichen Granaten. Die Magnetitgneise gehen unter Kornvergrößerung über in — oder werden durchsetzt von — massigen granitoiden Gesteinen, welche die gleiche Mineralzusammensetzung wie die Magnetitgneise besitzen und offenbar Mobilisationsprodukte in toto der letzteren darstellen („Migmagranite“). Besonders diese Granitoide (bester Aufschluß am Osthang des Hauptales etwa 150 m S des Granatgneises) zeichnen sich durch leuchtend orangerote (Kalifeldspäte) und gelbe (Plagioklase) Farbtöne aus, die wohl jedermann als schön empfinden wird. Die Orangefärbung der Kalifeldspäte, die übrigens nahezu alle kristallinen Gesteine südlich der Hausbacher Marmorlinse charakterisiert, geht auf Hämatitentmischungen in diesem Mineral zurück. Daß sie gerade hier auftritt, liegt wohl einerseits an dem relativ hohen  $Fe^{+3}$ -Gehalt der Gesteine (Magnetit!), andererseits an der Nähe einer jungen, das Kristallin im Süden begrenzenden Störungslinie, der sog. Kalchberger Linie (vgl. Aufschluß 19), welche die Entmischung von  $Fe^{+3}$  aus dem Feldspatgitter fördert. Der beschriebene rote „Migmagranit“ ist der südlichste Kristallinaufschluß dieses Tales. Etwa 300 m weiter südlich wurde früher Jurakalk graben.

Die besten Aufschlüsse in Granat-Metaapliten bieten die Felsen am Donauufer bei Sandbach etwa nördlich der Kirche (Aufschluß 18). Es handelt sich um helle, leukokrate Gesteine aus Quarz, Kalifeldspat, saurem

Plagioklas und vorwiegend kleinen rötlichen Granaten. Die mehr oder weniger deutlichen S-Flächen zeigen kein konstantes Streichen, was möglicherweise auf die ältere steilachsige Faltung zurückgeht. Nicht selten ist zu beobachten, daß die S-Flächen mehr und mehr verschwinden zugunsten eines richtungslos körnigen granitoiden Gefüges, und daß im Zuge damit an die Stelle des Granats entweder Biotit oder Cordierit oder beide Mineralien treten. Diese Granitoiden oder „Migmagranite“, die wohl ähnlich denen um die Magnetitgneise (vgl. Aufschluß 17) Mobilisate des gesamten Ausgangsgesteins darstellen, waren auch wanderungsfähig, denn sie können die S-Flächen der Granat-Metaaplite diskordant durchsetzen. Es liegt also hier eine für den Vilshofener Raum bezeichnende Migmatisation der Granat-Metaaplite vor, die ja Leitgesteine des Bayerischen Moldanubikums darstellen.

Biotitgneise kommen als häufige Einlagerungen in den Migmatiten (z. B. Aufschlüsse 1, 4 und 8) vor. Ein besonders großer Körper aus diesen Gesteinen steht am westlichen Vilsufer direkt an der Straße zur Vilmühle kurz hinter den letzten Häusern der Stadt Vilshofen an (Aufschluß 10). Es sind grobfaserige Biotit-Plagioklas-Gneise mit Quarz und seltenen Spuren von Kalifeldspat (meist nur als Antiperthit). Verf. beschrieb sie 1962 als Vils-gneise. Sie zeigen einen Zeilenbau im Millimeterbereich aus Biotit bzw. Hellgemengteilen, welcher nach Süden zu übergeht in den gröberen Hell-Dunkel-Lagenbau der Migmatite. Tektonisch zeichnen sich die Vils-gneise durch sehr wechselhaftes S-Flächenstreichen aus, was auf steile B-Achsen (als Fältelungsachsen oder auch nur durch Biotitstriemung angedeutet) zurückgeht. Es handelt sich hier also um Gefügerelikte der älteren Nordsüdfaltung. Außerdem sind die Gneise während der jüngeren Tektonik in einzelne größere Schollen zerlegt worden, welche von vorwiegend Ostwest-streichenden pegmatoiden Schlieren unterschiedlicher Mächtigkeit wieder verkittet wurden. Letztere bestehen fast nur aus den Hellgemengteilen Quarz, Albit und Kalifeldspat und waren Gegenstand einer eingehenden mineralogischen Bearbeitung durch MÜLLBAUER (1929). Jüngste Bildung ist sehr feinkörniger „tektonischer Quarz“, der zentimeterstarke graugrüne Äderchen und Gängchen („Miniaturpfähle“) bildet und auf späte germanotype Bewegungen in der Nachbarschaft (Fortsetzung der Wolfachlinie, Abb. 1) hindeutet.

Migmatite (Metatexite) und damit vergesellschaftete „Migmagranite“ (Diatexite) sind die häufigsten Gesteine der Umgebung von Vilshofen überhaupt. Sie sind an vielen Stellen mehr oder weniger gut aufgeschlossen. Hier seien drei besonders eindrucksvolle Steinbrüche zum Besuch vorgeschlagen und daher erläutert sowie auf einen vierten noch zu beschreibenden (Aufschluß 9) verwiesen. Tektonisch besonders interessant ist der kleine Steinbruch am nördlichen Donauufer bei Gerading SE Windorf (Aufschluß 8). Das Hauptgestein ist ein prachtvoll gebänderter Migmatit (Biotit, 2 Feldspäte, Quarz), der schöne Faltenstrukturen mit flachen Achsen in EW- bis WNW-Richtung zeigt. Nicht selten werden die Faltenchen diskordant abgeschnitten durch „Migmagranite“, die, wie es scheint, in solche mechanisch am stärksten beanspruchte Scherzonen intrudiert sind (SCHREYER 1962, Taf. 3, Fig. 2). In anderen Fällen durchsetzen den Faltenbau diskordant Aplouide mit grünen Butzen aus pinitisiertem Cordierit (loc. cit. Taf. 3, Fig. 3). Diese Gesteine wurden sämtlich durch die



Abb. 4. Migmatit mit hohem Neosomanteil aus dem Bruch NW Hacklsdorf (Aufschluß 4; loser Block). Quer zu den S-Flächen wird der Migmatit von einer Verwerfung durchzogen, welche jünger ist als alle im oberen Bildteil auftretenden Granitoide. Andererseits schneidet das etwa horizontal verlaufende Band von „Migmagranit“ im unteren Teil des Bildes auch diese Verwerfung ab. Diese Beobachtung beweist in gleicher Weise wie auch das Auftreten von spaltenfüllendem „Migmagranit“ in diesem Aufschluß (vgl. Textbeschreibung zu Aufschluß 4), daß echte Intrusionen von „Migmagranit“ noch zu einem Zeitpunkt erfolgen, da das Gros der Migmatite und damit verknüpfter Granitoide (ältere „Migmagranite“ im oberen Bildteil) bereits kristallin und zu Bruchtektonik fähig war. — Oben rechts ein Fünfpfennigstück als Größenmaßstab.

Migmatisation während der jüngeren (EW-)Tektonik gebildet. Besonders gut sind in diesem Bruch aber auch Relikte der älteren Tektonik erhalten, nämlich Linsen von Dezimeter- bis Meterdurchmesser aus feinkörnigem Biotit-Plagioklas-Gneis mit deutlicher B-achsialer Striemung in NS- bis NNE-Richtung, welche aber in der jüngeren Phase um die Ostwestachse mehr oder weniger weitspannig verbogen wurde (loc. cit. Taf. 4, Fig. 1 und 3). Stellenweise ist eine lineare Striemung mit NS-Streichen auch noch durch die Biotitregelung der Migmatite selbst, also etwa in deren a-Richtung, angedeutet.

Ein größerer, aber stärker verfallener Bruch in Migmatiten liegt an derselben Straße nördlich der Donau, NW Windorf im Walde versteckt. Eine genauere Ortsangabe ist 500 m NW des Hauses Hacklsdorf (Aufschluß 4). Auch hier sind die mineralogisch eintönigen Migmatite (Biotit, 2 Feldspäte, Quarz, Spuren Granat) strukturell von außerordentlicher Variabilität (Abb. 4). Die Achsen der Kleinfältelung streichen wiederum EW bis WNW oder auch WSW bei flacher Lage oder Abtauchen nach W unter geringem Winkel. Etwa in der Mitte der großen Bruchwand ist eine ac-Kluft in diesem Faltenbau erfüllt von einem 2—8 cm mächtigen Gängchen aus „Migmagranit“, der sich gefügemäßig deutlich abhebt von einem Ganggranit der jungen Granitgeneration am Ostende des Bruches. Letzterer streicht ebenfalls etwa NNW, ist aber wesentlich feinkörniger und zeigt hauptsächlich im Mikroskop eine andere Mineralabfolge als der Migmagranit (SCHREYER 1962). Ebenfalls am Ostende des Bruches steht im direkten Kontakt mit diesem Ganggranit ein etwa EW-streichender Körper von einigen Metern Durchmesser aus einem leuko-

kraten Gestein mit wenig Biotit, Granat und Cordierit an, welches schemenhaft „nebulitisch“ angedeutete S-Flächen zeigt. Nach den bei der Kartierung gewonnenen Erfahrungen kann es sich nur um einen teilweise mobilisierten, migmatischen *Metaaplit* handeln (vgl. auch Aufschluß 18). In seiner Nähe wurden kleine zentimeterstarke Lagen und Linsen aus feinkörnigem, dichten *Kalksilikatgestein* gefunden.

Der größte Steinbruch in den *Migmatiten* liegt außerhalb des von Verf. kartierten Gebietes SE *Hilgartenberg* an der Straße *Vilshofen—Deggendorf (Aufschluß 1)*. Die tektonischen Beziehungen dieser *Migmatite* mit denen aus näher an *Vilshofen* gelegenen Gebieten sind daher nicht bekannt. Es fällt nämlich auf, daß die S-Flächen und B-Achsen der *Migmatite* von *Hilgartenberg* meist andere Lagen einnehmen als die von *Blatt Vilshofen*, und daß ihre Richtungen selbst innerhalb des Bruches stark variieren. So streichen die S-Flächen von  $N\ 70^{\circ}—130^{\circ}\ E$  und fallen steil nach N ein, die B-Achsen zeigen vorwiegend steile Lagen. Eine sichere Zuordnung der Tektonik zu den beiden bekannten Deformationsphasen ist daher nicht möglich. Die kräftig migmatische Natur der Gesteine würde für eine Prägung in der jüngeren Phase sprechen. Nach Gefüge und Mineralzusammensetzung lassen sich feinkörnige, linsige Relikte von dunklem Altbestand (Biotit, Plagioklas, Quarz, z. T. mit Granat oder Hornblende) und von hellem Altbestand (Biotit und Granat zurücktretend gegenüber Plagioklas und Quarz), ferner gebänderte *Migmatite*, homogenisierte massige Gesteine („*Migmagranite*“ oder *Diatexite*) aus Biotit, Plagioklas, Quarz, Kalifeldspat, wenigen *Cordieritbutzen* und Spuren Granat sowie *cordieritführende Aploide* unterscheiden. Die gegenseitigen Beziehungen dieser Gesteine sind von enormer Mannigfaltigkeit und können nicht auf einen einfachen Nenner gebracht werden. Sicher ist, daß die nahezu homogenen „*Migmagranite*“ stabile Endprodukte der als *Migmatisation* bezeichneten Gesteinsumwandlung darstellen. Es läßt sich jedoch darüber streiten, ob sie aus dem noch sichtbaren Altbestand unter Stoffzufuhr entstanden oder auf primär anders zusammengesetztes (sauerer und alkalireicheres) Ausgangsmaterial zurückgehen, welches in nichtmigmatischem Zustand überhaupt nicht mehr erhalten ist. Wahrscheinlich gilt beides: Die aus saurem Ausgangsmaterial entstandenen Schmelzen haben benachbarten basischeren Altbestand teilweise assimiliert. — Im oberen nicht zugänglichen Teil des Bruches setzt, wie es scheint, etwa horizontal junger *Ganggranit* auf. Wahrscheinlich fällt der im Streichen angeschnittene Gang in den Berg hinein ein. Selten sind schmale diskordante Gängchen aus grobem *Calcit*, z. T. mit *Albit* und *Adular*, zu finden, welche wohl hydrothermale Mobilisate der an die germanotype Tektonik gebundenen *Diaphthorese* darstellen. Es ist jedoch zu betonen, daß diese Mobilisate in *Hilgartenberg* zugewandert sein müssen, denn die angrenzenden Gesteine sind von keiner *Diaphthorese* betroffen.

Das einzige Vorkommen von *Plagioklas-Granoblastit* ist in einem verfallenen Steinbruch ca. 600 m östlich von *Zeitlarn* an der Straße zum *Waldhof* erschlossen (*Aufschluß 12*). Der Bruch liegt nördlich der Straße am Ende des Waldstückes und ist weitgehend von *Buschwerk* verhüllt. Das genannte Gestein nimmt hauptsächlich die Ostwand des Bruches ein und bildet massige Lagen in mehr oder weniger deutlich gebänderten *Gneisen* und *Migmatiten*. Seine tektonischen Daten konnten in dem anscheinend richtungslos körnigen

Gefüge nicht bestimmt werden. Dieses besteht zu rund 40 % aus Biotit, in dem Oligoklas-Andesine (etwa 56 %) wie Perlen aufgesproßt sind. Wegen dieser Eigenschaft ist das Gestein mit den „Perlgneisen“ anderer Gebiete des Moldanubikums vergleichbar (z. B. Deggendorf, dieses Heft, S. 78). An den Gesteinen dieses Aufschlusses ist nicht zu beweisen, daß es sich um rekristallisierte Tiefenmylonite handelt, wie FISCHER (1959) für die „Perlgneise“ abgeleitet hat. Es ist unwahrscheinlich, daß sie auch nur teilweise geschmolzen waren (Gegensatz zu „Migmagraniten“!). Die Sprossung der Plagioklase (Metablastesis) geht wohl auf lang anhaltende Temperung eines homogenen, möglicherweise auch hier mylonitisch vorbehandelten, festen Ausgangsmaterials zurück. Problematisch bleibt die Entstehung des eigenartigen Chemismus, der sich außerdem durch nahezu 4 % Apatit auszeichnet. — An den Aufschluß grenzen im Westen schlecht erschlossene normale und saure Ganggranite an.

Der **Massivgranit** (Neustifter Granit) kommt südlich Vilshofen entlang den Tälern der Vils und Wolfach in vielen Aufschlüssen vor. Bei weitem der größte und beste Aufschluß ist der Abbau der Niederbayerischen Schotterwerke in **Neustift (Aufschluß 13)**, welcher zu den größten Steinbrüchen Deutschlands zählt. Das Gestein und seine Lagerungsverhältnisse wurden von SCHREYER (1959) eingehend beschrieben. Sonderdrucke dieser Arbeit können, solange Vorrat reicht, im Werk erhalten werden. Es brauchen deshalb hier nur die wesentlichsten Punkte berührt zu werden. Der Granit ist feinkörnig und von einheitlicher Zusammensetzung (Biotit, Muscovit, Plagioklas, Kalifeldspat,

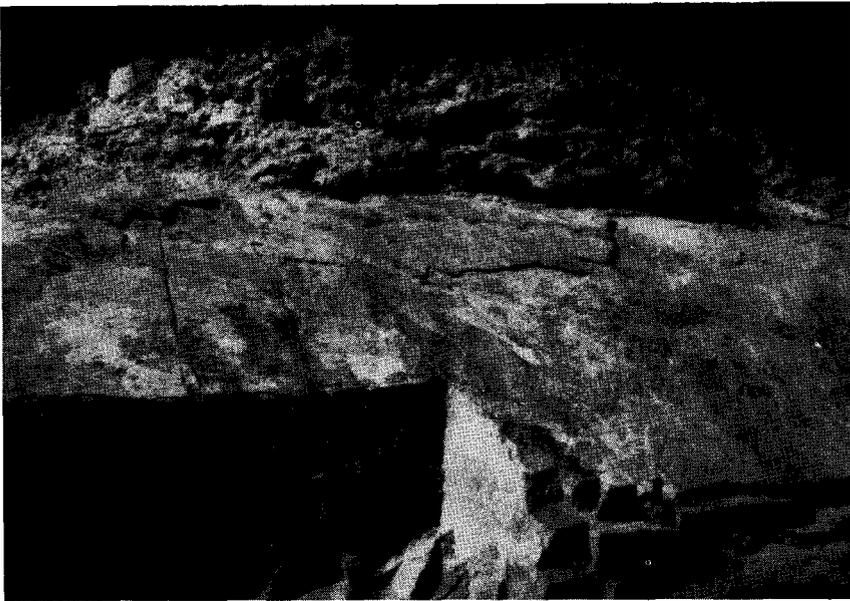


Abb. 5. Dolomitisch verkittetes Transgressionskonglomerat der burdigalen Meeresmolasse auf Massivgranit im Bruch Neustift (Aufschluß 13) nach den Aufschlußverhältnissen des Sommers 1953. Da diese Partie inzwischen abgebaut wurde, ist die Aufnahme historisch wertvoll. Der Massivgranit ist von einer auf den Beschauer hin einfallenden Q-Kluft begrenzt, auf welcher im rechten Bildteil Harnischstriemen in Fallrichtung sichtbar sind. Der feine vertikale Riß im linken Bildteil stellt eine Längskluft ( $S_2$ ) dar.

Quarz und akzessorisch Cordierit, Andalusit, Apatit, Anatas u. a.). Eine physikalische Altersbestimmung nach der Rb/Sr-Methode am Biotit dieses Granits ergab 340 Millionen Jahre, also wahrscheinlich ein frühkarbonisches Intrusionsalter (DAVIS und SCHREYER 1962). Die Hauptklüftung des Granits (Q; vgl. Abb. 5) streicht NS bis NNW und fällt unter mittlerem Winkel nach Osten ein. Bei gleichem Streichen nach Westen einfallend, also senkrecht auf Q, steht die flächenhafte Regelung der Mineralien im Granit ( $s_1$ -Flächen); das ist die Richtung seiner besten Teilbarkeit. Die Längsklüfte ( $S_2$ ) streichen EW und stehen steil (Abb. 5). Eine teilweise kräftige Zerrüttung des Gesteins geht auf germanotype Bewegungen im Zusammenhang mit einer etwa 600 m östlich des Bruches verlaufenden Störung (Wolfachlinie) zurück, die den Granit gegen Jurakalk begrenzt (Abb. 1). Letztere verläuft in Richtung der Q-Klüfte des Granits, welche auch im Steinbruch selbst häufig Harnischströmungen in ihrer Fallrichtung aufweisen (Abb. 5). Die Obergrenze des Granits, der nur im Osten des Bruches leicht gelblich verwittert ist, wird von einer mehr oder weniger horizontalen Fläche gebildet, über die im Südwesten des Bruches die burdigale Meeresmolasse transgrediert. Als dieses Sediment etwa 1951 erstmalig angefahren wurde, bestand es aus einem im frischen Zustand dunkelgrauen, dichten Dolomit (SCHREYER 1956), welcher bis faustgroße Granitgerölle verkittete (Abb. 5). Bei der weiteren Ausdehnung des Bruches in späteren Jahren machte der Dolomit einer sandig-konglomeratischen Basislage Platz, auf die nach oben zu graue Mergel folgten (SCHREYER 1959, Abb. 14). In neuerer Zeit wurden in diesen Schichten besonders häufig Haifischzähne (*Odontospis* u. a.) neben einer Anzahl verschiedener Mollusken gefunden. Eine genaue paläontologische Bearbeitung wurde — abgesehen von der Arbeit HELLERS (1954) über den Dolomit — noch nicht durchgeführt. Über der Meeresmolasse bzw. in anderen Teilen des Bruches auch direkt auf dem Granit liegen pliozäne Terrassenschotter unterschiedlicher Mächtigkeit und hierüber bis zu 15 m mächtiger brauner Lößlehm mit verwaschener horizontaler Bänderung. Das 1964 aufgeschlossene Profil der Granitüberdeckung ist in Abb. 6 wiedergegeben.

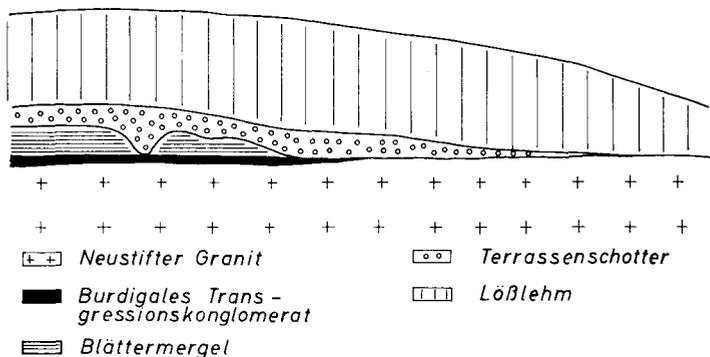


Abb. 6. Schematisches überhöhtes Profil der jungen Überdeckung des Massivgranits auf der Westseite des Neustifter Bruches nach den Aufschlüssen im Frühjahr 1964. Das bis zu 1 m mächtige Transgressionskonglomerat der burdigalen Meeresmolasse ist stellenweise dolomitisch verkittet. Die Blättermergel, wahrscheinlich Helvet, werden bis 5 m, die pliozänen Terrassenschotter in Erosionsrinnen bis 8 m mächtig. Der Lößlehm, der eine breite horizontale Bänderung zeigt, erreicht Mächtigkeiten um 15 m.

Die jungen Ganggranite sind in einer Reihe von Brüchen aufgeschlossen. Schmalere Gänge sind in den Aufschlüssen 1, 4 und 12 angeschnitten. Hier seien noch einige mächtigere Vorkommen beschrieben. Besonders wegen seiner Kontaktverhältnisse interessant ist der Steinbruch etwa 300 m südlich Einöd, das an der Straße Vilshofen—Plattling liegt (**Aufschluß 9**). Wenn man den Bruch, in dem vor einigen Jahren noch zeitweilig abgebaut wurde, von Norden her betritt, so fällt einem an der gegenüberliegenden Wand der etwa horizontal verlaufende scharfe Kontakt des Ganggranits (unten) gegen Altkristallin (oben) direkt ins Auge. Der feinkörnige, gelbgraue Granit ist zwar etwa von normalem Chemismus und Mineralbestand (2 Glimmer, 2 Feldspäte und Quarz, wie auch der Massivgranit), fällt aber auf durch relativ häufige, mehrere Millimeter erreichende Einsprenglinge von idiomorphen, grünlich pinitisierten Cordieritsäulen. Außerdem ist er besonders reich an kleinen Fremdeinschlüssen aus dem Altkristallin, welche auch nur die Größe einzelner Mineralkörner besitzen können. So sind die häufig beobachtbaren bis zu 1 cm großen, aus dem feinkörnigen Gefüge des Ganggranits hervortretenden Kalifeldspäte keine echten Einsprenglinge, d. h. Kristallite des Ganggranitmagmas selbst, sondern stellen Einschlüsse mit nicht indizierbaren, z. T. krummflächigen Begrenzungen dar. Der Granit gehört einem etwa 50 m mächtigen NNW-streichenden,  $\pm$  steil stehenden Gang an, welcher durch den früheren Abbau nahezu völlig entfernt worden war, während man die Seitenwände aus Altkristallin hatte stehen lassen. Diesem Umstande verdankt der Bruch auch seine ungewöhnliche Längenausdehnung in südlicher Richtung bergaufwärts. Der noch erhaltene horizontal verlaufende Kontakt der beiden Gesteine geht auf eine Unregelmäßigkeit des Gangverlaufs an dieser Stelle zurück. — Das Altkristallin zeigt an der genannten Bruchwand ein ausgeprägtes Brecciengefüge mit vielen kleinen und größeren, z. T. kantigen, unregelmäßigen Schollen aus dunklen Gneisen (Biotit, Diopsid, Plagioklas, Quarz), helleren Lagengneisen und gebänderten Migmatiten, welche verkittet sind durch sehr helle Aploide, gröbere Pegmatoide oder auch mafitenführende „Migmagranite“. Man ist im ersten Moment geneigt, diese Erscheinungen als Art Eruptivbreccie im Dach des Ganggranits zu deuten. Das ist jedoch sicher nicht berechtigt, erstens weil der Kontakt des Granits gegen diese Gesteine sehr scharf ist, und zweitens, weil die verkittenden Gesteine der Migmagenation und nicht den jungen Graniten angehören. Die Schollentextur oder z. T. auch die Agmatite (SEDERHOLM) waren also bereits fertig geprägt, bevor der Ganggranit intrudierte.

Sehr frisch und kompakt, so daß man ihn in größeren Blöcken und Quadern gewinnen kann, ist der Ganggranit im Steinbruch ca. 600 m NE der Doblühle an der Straße nach Rathsmannsdorf (**Aufschluß 6**). Er gehört einem ca. 40 m mächtigen, NNW-streichenden, etwa saigerem Gang an, dessen Kontakt zum Altkristallin in einem oberhalb des Bruches gelegenen alten Abbau schlecht erschlossen ist. Der Granit enthält Biotitbutzen, Einschlüsse von Altkristallin und — besonders bemerkenswert — solche von feinkörnigen, dunklen Gesteinen ohne Paralleltexur aus Biotit, Plagioklas und Quarz. Letztere stellen die einzigen dioritischen Gesteine der Umgebung Vilshofens dar, welche möglicherweise vergleichbar sind mit denen des Regensburger Waldes oder der Gegend von Fürstenstein (vgl. S. 133—144).

Starken hydrothermalen Veränderungen unterlegen ist der **G a n g g r a n i t** des Steinbruchs an der Schießstätte **N W i n d o r f** (**Aufschluß 5**). Das kräftig zerklüftete, manchmal direkt zerrüttete Gestein ist — in Abhängigkeit von bestimmten Klüften — teilweise rot gefärbt ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Durchstäubung der Kalifeldspäte). Die Biotite sind häufig chloritisiert. In einigen Fällen fehlen sogar in der Nähe von Klüften die Biotite oder aus ihnen entstandene Chlorite oder Muscovite vollkommen. Man kann diese postmagmatische Granitumwandlung als **A p l i t i s i e r u n g** bezeichnen. Der Granit ist Teil eines etwa 80 m mächtigen, NS-streichenden Ganges, dessen Ostkontakt gegen Migmatite und „Migmagranite“ am Ostende des Bruches gerade noch erschlossen ist. Dieser Kontakt wurde während der späteren germanotypen Bewegungsphasen stark tektonisch beansprucht, so daß man ihn als **M y l o n i t z o n e** ansprechen muß. Auf diese junge Tektonik gehen natürlich auch die Zerrüttung des Granits sowie wahrscheinlich die beschriebenen mineralogischen Veränderungen zurück, welche in gleicher Weise das angrenzende Altkristallin betroffen haben. Besonders auffällig sind in dieser Hinsicht fleischrot gefärbte „Migmagranite“ (Albit,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -durchstäubter Kalifeldspat, Quarz, geldrollenförmige Chlorite und Vermiculite). Die Gesteine dieses Aufschlusses sind also wenigstens zum Teil Diaphthorite.

Ähnliche diaphthoritische Veränderungen zeigen auch die **G a n g g r a n i t e**, die an der Straße Vilshofen—**A l b e r s d o r f** etwa 1 km vor dem letzteren Ort aufgeschlossen sind (**Aufschluß 3**). Es handelt sich um zwei steilstehende Gänge, beide mit NNW- bis NS-Streichen. Der schmalere (10—20 m) westliche Gang steht direkt am Straßenknick oberhalb des Weidenhofs an. Sein Ostkontakt gegen Granitoide des Altkristallins ist mylonitisch überprägt. Der etwa zentimeterstarke dichte, schwarze, vorwiegend aus Altkristallin entstandene **U l t r a m y l o n i t** ist an der Grenze der beiden Gesteine gut zu erkennen. Es sei darauf hingewiesen, daß dieser Aufschluß sich nur rund 150 m östlich der Dinklreither Störungslinie (Abb. 1) befindet, zu welcher die hier beschriebene Mylonitzone eine Parallelstörung darzustellen scheint. — Der 100 m weiter östlich folgende mächtigere (ca. 140 m) Gang ist in einem großen Steinbruch wenig oberhalb an derselben Straße abgebaut worden. Es ist hier an mehreren Stellen die flächenhafte Regelung der Biotite im Granit ( $s_1$ -Flächen) besonders gut erkennbar. Sie streicht etwa NS und steht vertikal, d. h. sie verläuft parallel den Kontakten des Granitganges.

**Saurer Ganggranit** ist am besten in einem verlassenem und teilweise verfallenen Steinbruch am westlichen Vilsufer ca. 700 m SW von Auhof zu studieren (**Aufschluß 11**). (Die Straße, die zum Bruch führt, ist für größere Fahrzeuge nur etwa bis 200 m vor diesem befahrbar). Es handelt sich hier um den **n ö r d l i c h s t e n** einer Reihe von Granitbrüchen des Vilstales, die früher von der Bayerischen Granit A.G. abgebaut wurden. Der Granit unterscheidet sich von denjenigen der bisher beschriebenen Aufschlüsse durch geringeren Biotitgehalt, was sich in einer helleren Gesteinsfarbe äußert, sowie durch gröberes Korn. Außerdem treten besonders viele und große idiomorphe Einsprenglinge von pinitisiertem Cordierit auf. Dieser Granit bildet einen unregelmäßigen, im großen und ganzen Nordsüd-verlaufenden Gang, an den kurz nordöstlich des eigentlichen Bruches normaler bis basischer Ganggranit angrenzt. In günstigen Fällen ist dort erkennbar, wie das  $s_1$ -Flächengefüge des letzteren durch die

jüngere Intrusion des sauren Granits abgeschnitten wird. — Von diesem Aufschluß aus weiter nach Südwesten gehend (Fußwanderung!) kommt man nach 300 Metern in den *Massivgranit*. Dazwischen steht (etwa bis zum Vilskraftwerk) Altkristallin an, das von einer Reihe weiterer, weniger mächtiger, saurer und normaler Ganggranite durchsetzt ist. Eine scharfe Grenze zum Massivgranit, der sich höchstens durch etwas gröberes und gleichmäßigeres Korn vom normalen Ganggranit unterscheidet, ist nicht aufgeschlossen. Sie ist etwa dort gezogen (Abb. 1), wo die Verbreitung des Altkristallins aufhört. Noch weiter südwestlich folgen am jenseitigen (südöstlichen) Vilsufer (es ist nicht sicher, ob der Fluß am Vilskraftwerk überquert werden kann) entlang der Bahnlinie eine Reihe von aufgelassenen Steinbrüchen (Aufschlüsse 11 a) in sehr frischem, grauem Massivgranit, welcher sich von demjenigen in Neustift hauptsächlich durch geringere Klüftigkeit unterscheidet. Jedoch besitzen die granittektonischen Elemente ( $s_1$ -Flächen, Q-Klüfte etc.) nahezu die gleiche Lage wie in Neustift (vgl. SCHREYER 1962, Tafel 11).

Gesteine des *Weißes Jura* sind einigermaßen gut an drei Stellen erschlossen (Aufschlüsse 14, 15 und 19). Die beiden Aufschlüsse am *Dötter* (**Aufschluß 14**; kleiner Steinbruch hinter dem Haus, neuerdings von einem Schlammteich abgesehen, von den obersten Bänken weitgehend unzugänglich gemacht) und am *Maiershof* (**Aufschluß 15**; größerer Steinbruch direkt an der Straße) SW von Neustift zeigen außerdem noch vorzüglich die diskordante Überlagerung durch die *burdigale Meeresmolasse*. In beiden Fällen handelt es sich um weiße schwammreiche Kalke mit Feuersteinknollen („Kieselnierenkalke“), deren Schichtung unter kleinem Winkel nach Osten, also von der Wolfachlinie weg, einfällt. Sie gehören stratigraphisch den sog. *Ortenburger Schichten* (Malm Beta) an. Genauere Beschreibungen, auch des Fossilinhalts, wurden von EGGER (1857), v. AMMON (1875) und E. KRAUS (1916) gegeben. Die darüberliegende burdigale Meeressande liegt in der sandigen Fazies vor (*Ortenburger Meeressande*). Dolomitische Basissedimente, wie sie in Neustift (Aufschluß 13) auf Granit und in zwei Fällen auch auf Jura gefunden wurden (SCHREYER 1956), fehlen hier. Die grauen Sande greifen z. T. in tiefen Taschen in den nach oben hin auf Klüften zunehmend rot verwitterten Jurakalk ein. Besonders im untersten Teil sind die Ortenburger Meeressande enorm fossilreich. Der seltener besuchte Aufschluß am Dötter ist in dieser Beziehung besonders ergiebig. Neben unversehrten, aus großen Austern aufgebauten Riffen, finden sich unbeschädigte Muscheln (*Aequipecten*) mit rund 15 cm Durchmesser. An einigen Stellen ist die oberste Bank des Jurakalks durch burdigale Bohrmuscheln angebohrt.

Der dritte sehenswerte *Juraaufschluß* ist der wegen seiner Tektonik berühmt gewordene *Kalchberger Bruch* an der Straße südlich von Sandbach knapp 1 km N Untervoglarn (**Aufschluß 19**). Obwohl der Bruch heute weitgehend verfallen ist, lassen sich die durch E. KRAUS (1916) gedeuteten Lagerungsverhältnisse mit einiger Geduld noch erkennen. Es handelt sich nämlich um das Ausstreichen der die Jurascholle in dieser Gegend im Norden gegen das Kristallin begrenzenden Störung, der sog. *Kalchberger Linie*, welche eine steile Aufschiebung ist. Das im Norden des Bruches erschlossene verwitterte Kristallin besteht aus *Granitoiden* der Migmagenation mit

deutlicher postkristalliner Kataklyse. Die eigentliche Störung ist überrollt. Nach Süden zu folgt am Brucheingang ein fraglicher brauner Sandstein, der möglicherweise dem Dogger angehört. Wieder an der nördlichen Bruchwand steht dann weißer, braun verwitternder Crinoidenkalk des Doggers an, auf den weiter südlich weiße Malmkalke, übergehend in „Kieselnierenkalke“, folgen. Die Schichten streichen etwa NW wie auch die Kalchberger Linie und fallen im Norden unter  $70^{\circ}$ — $80^{\circ}$  nach NE ein, sind dort also überkippt. Im Süden fallen die mächtigen Weißjurabänke bei normaler Lagerung unter etwa  $40^{\circ}$  nach SW ein. Dazwischen liegt eine anscheinend gestörte Zone, denn es ist kein kontinuierlicher Übergang vom NE-Fallen über eine Steilstellung zum SW-Fallen zu beobachten.

**Schlußbemerkung:** Um einen ersten Eindruck von den geologischen Verhältnissen um Vilshofen und zugleich einen groben Überblick über die wichtigsten Gesteine zu gewinnen, wird vorgeschlagen, von den beschriebenen neunzehn Aufschlüssen folgende fünf auszuwählen: Migmatit Hilgartsberg (1), Marmor Wimhof (2), Ganggranitkontakt Einöd (9), Massivgranit Neustift (13) und Jura mit Molasse Maierhof (15). Die Nummern in Klammern beziehen sich auf Abb. 1 dieses Beitrags.

# Steinbrüche im Intrusivgebiet von Fürstenstein

Von GEORG TROLL<sup>1)</sup>

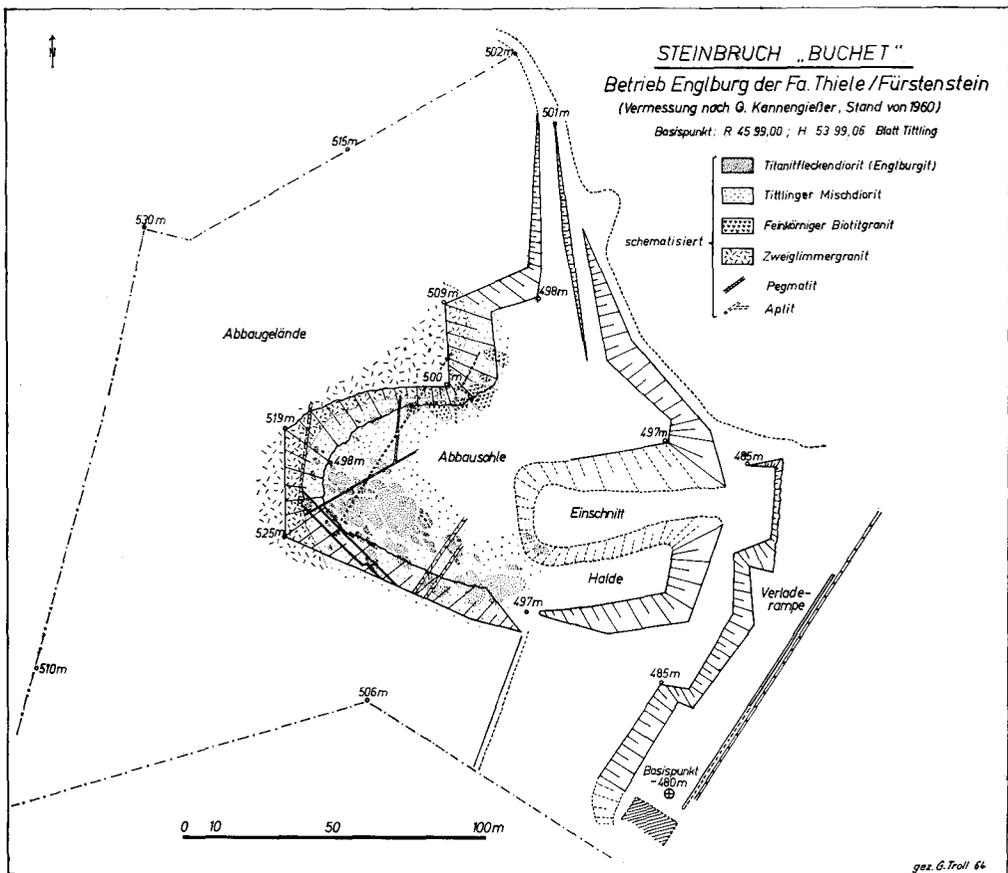
Mit 11 Abbildungen

## 58 Der Steinbruch „Buchet“ der Fa. Thiele bei Englbург

Gradabteilungsblatt Tittling Nr. 7246: R 45 98,90; H 53 99,22

Abzweigung von der Straße Tittling—Fürstenstein an der Kreuzung der Auffahrt zum Schloß Englburg, jedoch in Gegenrichtung nach SE (s. Wegweiser) auf unasphaltiertem Fahrweg (Wendemöglichkeit im Steinbruch), der den Hang des Muthberges bis zum Ostabfall entlangführt.

Auf engem Raum schneiden die Steinbruchwände (vgl. Bruchplan) den Verband von Quarzglimmerdioriten mit jüngeren Graniten und deren Gangfolge-schaft. Auf der W- und S-Seite treten die Diorite als zumeist NNW—SSE bis WNW—ESE gelängte Schollen in sog. Tittlinger Mischdiorit auf. Der Titt-



<sup>1)</sup> Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe Dr. GEORG TROLL, Institut für Gesteinskunde der Universität, 8 München 2, Luisenstraße 37.

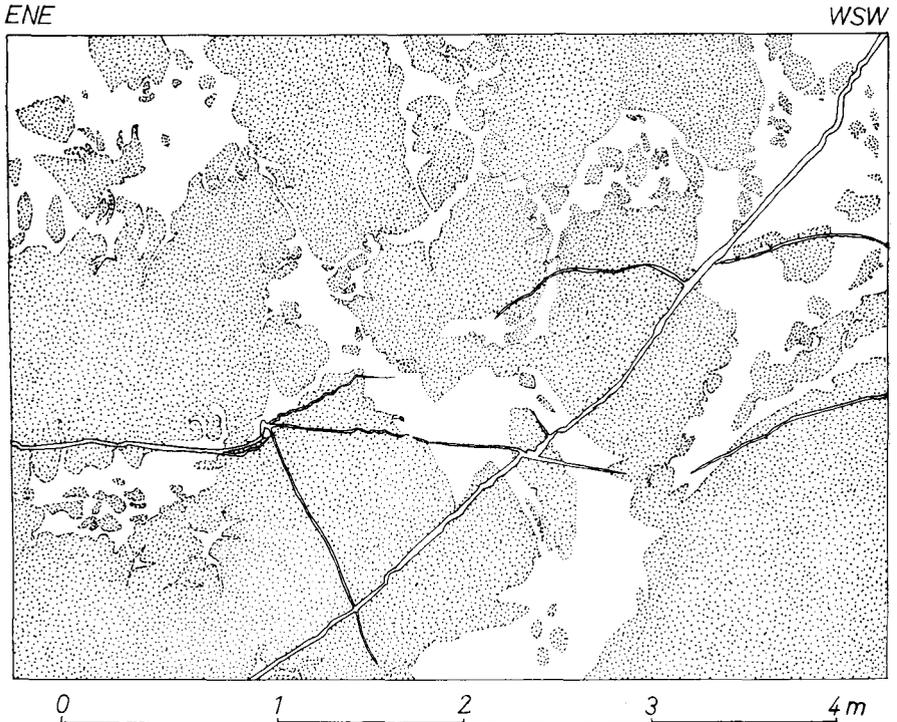


Abb. 1a u. b. Titanitfleckendiorit-Schollen (punktiert) in Tittlinger Mischdiorit (weiß) und Aplitgänge.

langer Mischdiorit ist ein granodioritisches Mischgestein, das durch Resorption von dioritischem Material vom Tittlinger Granit geschaffen wurde. Der durch intensive, stoffliche Wechselwirkungen gekennzeichnete Kontakt rief auch die Bildung der Titanitflecken im Quarzglimmerdiorit hervor, so daß sich um Titanitkristalle mafitenfreie Höfe bildeten; die Ursache hierfür konnte bisher noch nicht gefunden werden. Jedenfalls ist die Konzentration von Titanitsäure im Titanitfleckendiorit nicht höher als in den anderen Quarzglimmerdioriten des Fürstensteiner Gebietes. Näheres hierüber berichtet TROLL 1964 (S. 21—26 und Abb. 4 auf S. 22) und über den Tittlinger Mischdiorit auf S. 41—43.

Den Schollenkontakt von Titanitfleckendiorit in Tittlinger Mischdiorit gibt Abb. 1 in einem Schnitt senkrecht zu den oft fischförmigen Schollen wieder und zeigt damit gleichzeitig auch die Längserstreckung der Titanitflecken (Steinbruchmitte ca. 20 m SE P. 498 m der Grundrißskizze). Fingerartig greift der Tittlinger Granit den Quarzglimmerdiorit an, der noch keine Schwundfugen zeigt, und resorbiert teilweise das basische Gestein, während es die mafischen Minerale anlöst. Dabei kommt es zu Rekristallisationen von Biotit, Quarz etc., ohne daß heute einwandfrei entschieden werden kann, welche Mineralkörner kristalloblastisch wuchsen und welche rekristallisierten.

Abb. 2 wurde als Detailskizze von einer Bodenplatte im SE-Teil des Steinbruches gefertigt. Die Resorption des Diorites geht, wie ersichtlich, schrittweise

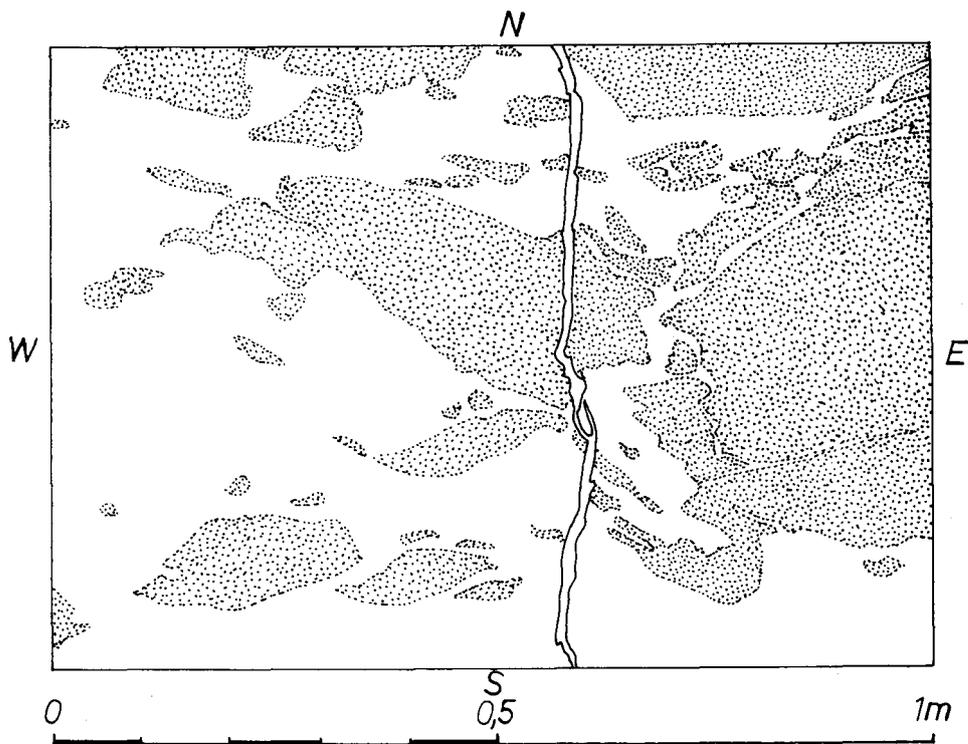


Abb. 2. Bodenplatte mit Titanitfleckendiorit-Schollen (punktiert) in Tittlinger Mischdiorit (weiß).

vor sich, indem erst große, dann kleine Schollen vom Dioritkörper abgetrennt werden, bis schließlich nur noch nußgroße basische Relikte im Mischdiorit verbleiben, die aber im Gegensatz zu den Gneisrelikten in verwandten Graniten nicht frei von hellen Gemengteilen sind. Die Titanitflecken werden vom Mischdiorit übernommen und verschwinden erst, wenn das gesamte Reliktgefüge umkristallisiert ist. Das Bild zeigt ferner, wie das primär NW—SE-gerichtete Fluidalgefüge der Quarzglimmerdiorite bei der Umformung durch den Tittlinger Granit, dessen Mineralstreckung in diesem Bereich N 60 E und steil verläuft, gegen die Umorientierung „ankämpft“. Von der linken unteren bis zur rechten oberen Ecke verlaufen Lösungsbahnen des Granits, die den Schollen z. T. gleichgerichtete Außenflächen aufzwingen konnten. Die Gefügediskrepanz beider Teile verleiht dem Korngefüge dieser Gesteine das unruhige Element. Neben den Titanitfleckendiorit-Schollen tritt im Nordteil des Bruches „Buchet“ ein dunkles, granodioritisches bis granitisches Gestein zutage, das ebenfalls als Schollen im Tittlinger Granit schwimmt oder von ihm schlierig angegriffen und teilweise verdaut wird. Es ist ein feinkörniger Biotitgranit, titanitarm und dem Habitus nach den Quarzglimmerdioriten sehr ähnlich (vgl. TROLL 1964, S. 54—56).

Abb. 3 zeigt die Stelle der Bruchwand, wo der feinkörnige Biotitgranit im Verband mit dem Tittlinger Mischdiorit in den Jahren 1959 bis 1961 besonders schön aufgeschlossen war. Dieser Bruchabschnitt, der auf dem Steinbruchgrundriß (vgl. S. 133) genau 10 m SE P. 500 m zu denken ist, fiel leider Sprengungen

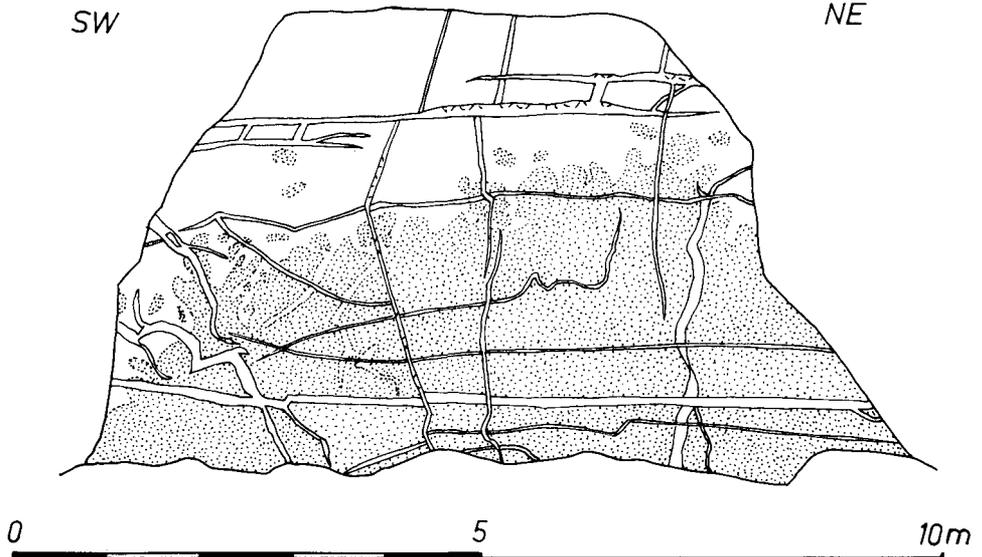


Abb. 3. Junge Gänge, oft pegmatitisch (gestrichelt) durchschlagen den älteren Verband von feinkörnigem Biotitgranit (punktiert) mit Tittlinger Mischdiorit (weiß).

zum Opfer. Das Gewirr an jungen, leukokraten Gängen verschiedenen relativen Alters, die den karfiolähnlichen Mischverband durchsetzen, wirkt besonders eindrucksvoll. Es ist deutlich, daß eine erste Phase liegender Gänge (s. unten im Bild!) von einer Phase steilstehender Gänge abgelöst wurde. Diese werden dann wieder von Flachgängen versetzt. Dabei ist eine zeitliche Anreicherung an flüchtigen Gemengteilen zu beobachten. Je jünger die Gangbildung, um so stärker ist die pegmatitische Komponente bei der Kristallisation beteiligt. Es ist oft kaum möglich, im Einzelfall zu entscheiden, ob die pegmatitische Ausbildung eines hellen Ganges (Granit- oder Aplitgang), wenn sie randlich auf den Kontaktflächen aufsitzt, älter, gleichalt oder jünger als dieser ist.

In Abb. 4 erscheint ein kreuzförmiger Gang, dessen Wände pegmatitisch und dessen Gangmitte granitisch kristallisiert sind. Bei dem granitischen Gestein handelt es sich um einen durch geringe Resorption verunreinigten Zweiglimmergranit. Wäre das pegmatitische Kristallinat am Außenrand jünger als der Granit der Gangfüllung, müßte es die Kontaktflächen zwischen Mischdiorit und Granit als Aufstiegsbahn benutzt haben; in diesem Falle wäre es erstens unwahrscheinlich, daß das pegmatitische Band das Gangkreuz nicht durchschlagen hätte, sondern lediglich entlang den Kontaktflächen erscheint, und zweitens wäre es schwer verständlich, daß der Hangendkontakt im Nordost des Ganges ein dreifach breiteres Pegmatitband aufweist als der Liegendkontakt. Ein so ungleichmäßiges Kristallwachstum in flachen Pegmatitgängen wird im ostbayerischen Grundgebirge vielfach beobachtet. G. FISCHER (1951, S. 55, Abb. 6) beschreibt ein Beispiel aus der Oberpfalz. Bei dem dort gezeigten Gang handelt es sich um einen Aplitgang mit pegmatitischer Randzone, welche beide einaktig gebildet wurden; doch das Problem der Raumbildung bleibt das gleiche. In vorliegendem Fall muß dagegen Granit- und Pegmatitphase zweiaktig mobil gewesen sein, wie Abb. 4 lehrt. Sie spricht auch für kräftige Aufweitung des Gangraumes in-

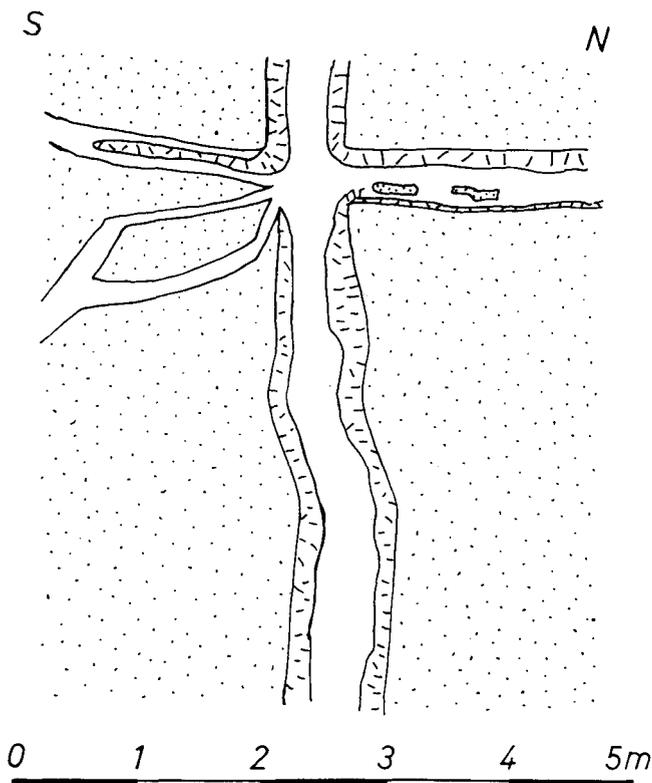


Abb. 4. Gangkreuz von Zweiglimmergranit (weiß) und Pegmatit (gestrichelt) in Tittlinger Mischdiorit (punktiert). Erläuterung im Text.

folge hoher Magmenspannung, wie es die eckigen Mischdioritschollen anzeigen. So bleibt als Entstehungsmöglichkeit nur noch die Auffassung, daß der Pegmatit älter als der Granit ist, d. h. der Gangfolge des Tittlinger Granits zugeordnet werden muß, und daß erst nach dessen Verfestigung der Gang sich nochmals aufweitete und sich mit Zweiglimmergranit-Schmelze füllte. Dieses Bild öfterer Gangbildung während der variszischen Magmenintrusionen deckt sich auch gut mit den regionalen Beobachtungen.

Abb. 5, ein Ausschnitt aus der südexponierten Bruchwand (vgl. Steinbruchplan auf S. 133 zwischen P. 519 m und P. 500 m) stellt Pegmatitgänge dar, die vom hangenden Zweiglimmergranit gekappt wurden, ohne daß es dieser vermochte, die pegmatitischen Großkristalle ganz zu absorbieren. Ein einzelner Aplitgang ist jünger als der Zweiglimmergranit. Daß es auch jüngere Pegmatitgänge gibt, zeigt Abb. 6. Ein „gewundener“ Pegmatit durchsetzt einwandfrei Zweiglimmergranitgänge (vgl. TROLL 1964, Abb. 4).

Faßt man die Beobachtungen zusammen, so ergibt sich Folgendes: Die quarzglimmerdioritischen Gesteine werden vom Tittlinger Granit bis auf Schollen aufgezehrt. Dabei entsteht das typische Titanitfleckengefüge.

Die Gangfolge des Tittlinger Granits besteht vorwiegend aus Pegmatitgängen, die durch Mineralien wie Apatit, Fluorit, Spessartin, Zeolithe,

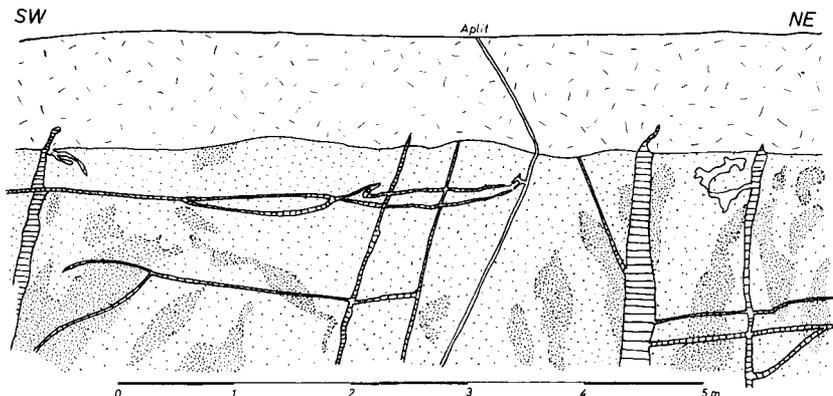


Abb. 5. Der Mischverband Diorit/Tittlinger Granit (punktiert) wird von Zweiglimmergranit (gestrichelt) abgeschnitten. Pegmatite sind schraffiert (Erläuterung im Text!).

Epidote etc. gekennzeichnet sind, während nach der Intrusion des Zweiglimmergranits nochmals Pegmatite gefördert wurden, welche aber in einem gewissen Gegensatz zu den älteren nach meinen bisherigen Beobachtungen nur reichlich Turmalin, Beryll und Glimmer führen. Zu der zweiten Kategorie zählte ein N 15 E—N 170 E-streichender und mit  $75^\circ$  nach W einfallender, unterschiedlich breiter (bis max. 2 m) Gang, der von 1959 bis 1960 die W-Wand des Steinbruches bildete (vgl. Bruchplan auf S. 133). Eine jüngere parallele Störung

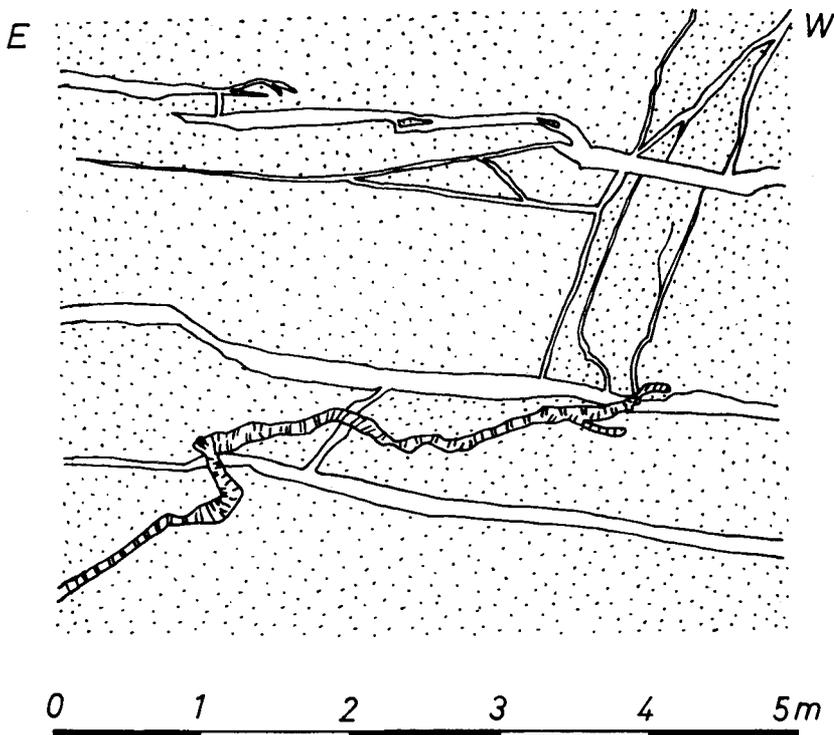


Abb. 6. Zweiglimmergranit-Gänge (weiß) und Pegmatit-Gang (gestrichelt).

bildete an ihm eine kräftige Harnischfläche aus, die sich aus Schörl, Epidot und Chlorit zusammensetzt.

Der Aufschluß des Steinbruches „Buchet“ gewinnt heute für die Erforschung der Titanitfleckendiorite („Englburgite“ FRENTZELS) auch dadurch an Bedeutung, daß der 750 m weiter nordöstlich gelegene Taubenweider Steinbruch (Bl. Tittling: R 45 99,30; H 53 99,58), von dem der Prototyp eines „Englburgits“ nach TRÖGER (1939, S. 55) stammt, völlig verfallen und verwachsen ist.

## 59 Der Bahnofsbruch Fürstenstein der Fa. Thiele

Gradabteilungsblatt Tittling Nr. 7246: R 45 98,36; H 53 98,22

Er ist vom Bhf. Fürstenstein unmittelbar zu Fuß zu erreichen. Wegen des steilen Anstiegs zum Bruch ist eine Zufahrt nicht ratsam.

Wegen seiner Analogie zum Stbr. „Buchet“ bei Englburg sei hier nur kurz auf Besonderheiten eingegangen. Das Rund der Steinbruchsohle mißt ca. 100 m im Durchmesser. Der Zugang von E bietet ein großartiges, doch leicht verwirrendes Bild. Es sei daher ein Rundgang gegen den Uhrzeigersinn an den Steinbruchswänden entlang empfohlen. Dem Beobachter begegnen zuerst an der NE-Seite Titanitfleckendiorite im Kontakt mit Tittlinger Granit (s. o.). Im N und weiter gegen W wird der Schollenkontakt intensiver, wobei sich mehr und mehr feinkörnige Granitgänge einschalten. Im W befindet sich ein 0,5 m starker Dioritporphyritgang, der allerdings längs einer parallelen

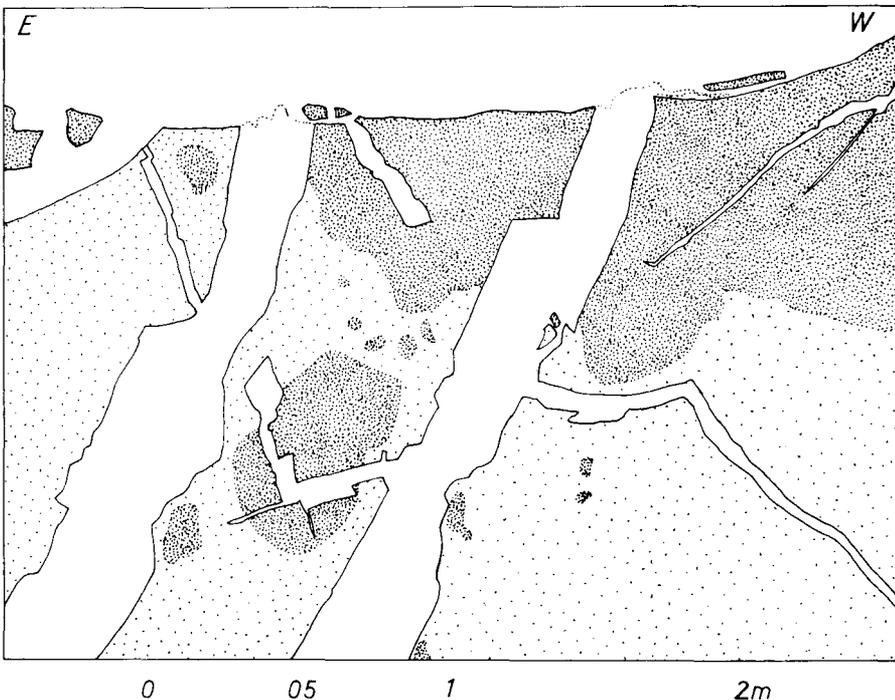


Abb. 7. Quarzglimmerdiorit (eng punktiert), Tittlinger Mischdiorit (weit punktiert) und Zweiglimmergranit (weiß).

(130/90)-streichenden Mylonitzone bis zur Unkenntlichkeit verändert ist. Der Ausschnitt in Abb. 7 vermittelt einen Eindruck von der Wand im S-Eck. Wie im Stbr. „Buchet“ liegt auf dem Diorit/Tittlinger Granit-Mischverband flach der jüngere Zweiglimmergranit auf, der im Gegensatz zum Tittlinger Granit den Quarzglimmerdiorit in kantige und eckige Schollen zerteilt. Die häufig steilen Gänge des Granits unterhalb der aufliegenden Platte sind noch etwas jünger als diese selbst, was eine Fließbewegung, die in Form einer welligen Apophyse in das Granitdach eingreift, nahelegt (s. Abb. 7).

## 60 Der Steinbruch „Merckenschlager“, Werk Fürstenstein

Gradabteilungsblatt Schöllnach Nr. 7245: R 45 97,70; H 53 97,50

Er reicht unmittelbar bis an die Straße Fürstenstein—Nammering. Auf der gegenüberliegenden Straßenseite steht eine Brecher- und Schotteranlage mit dem Firmenschild „Merckenschlager/Werk Fürstenstein“.

Der große Steinbruch wechselt infolge des raschen Abbaus jährlich sein Gesicht. Es werden hier zwei Aufnahmen von 1964 wiedergegeben (Abb. 8 und 9). Sie zeigen zwei extreme Arten des Diorit/Granitkontaktes ohne Titanitfleckenbildung: Im ersten Fall erfolgte die Schollenbildung durch schlierige oder krummschalige Granitbahnen (Abb. 8: Mitte des Steinbruchs an der Nordseite), im zweiten Fall wurde der Quarzglimmerdiorit geradlinig in kantige Fragmente zerlegt (Abb. 9: Bruchzugang im Westen). Einmal geschah dies vor-

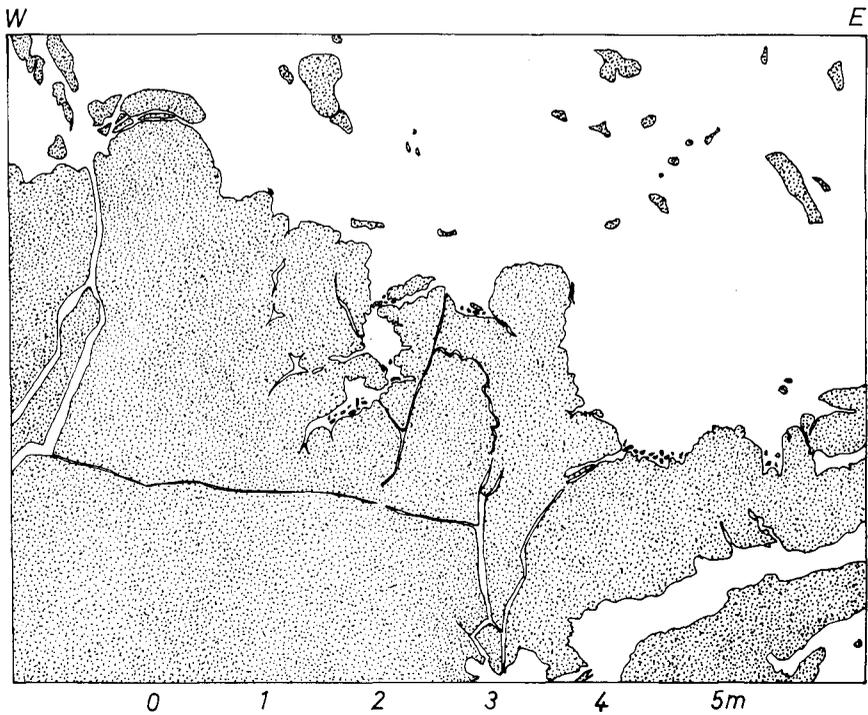


Abb. 8. Quarzglimmerdiorit (punktiert) und Biotitgranit (weiß).

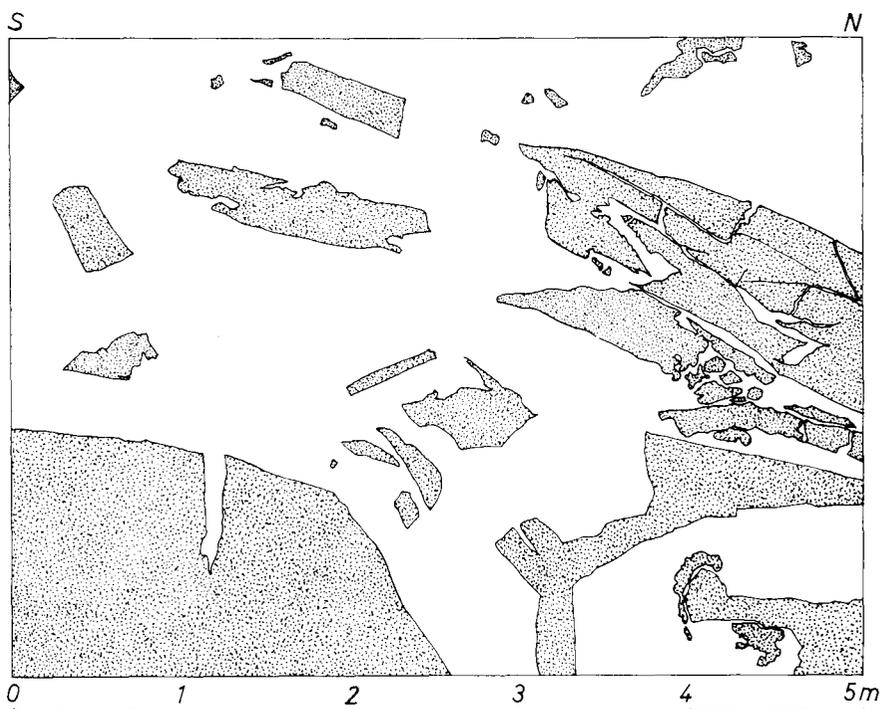


Abb. 9. Quarzglimmerdiorit (punktiert) und Zweiglimmergranit (weiß).

zugsweise durch einen älteren Biotitgranit. Er ist aufgrund seines Mineralbestandes, seiner modalen Zusammensetzung und seiner Lage (vgl. geologische Karte bei TROLL 1964) mit dem Tittlinger Granit identisch oder gehört zumindest in seine Intrusionsphase. Im andern Fall wurde die Fragmentierung vom Zweiglimmergranit bzw. Saldenburger Granit hervorgerufen, gehört also in die letzte Intrusionsphase. Konvergenzerscheinungen zur einen oder anderen Seite sind nicht ausgeschlossen, kältere Kontakte in Anwesenheit von Biotitgranit jedoch kaum beobachtet worden. Bei näherer Betrachtung der Quarzglimmerdiorite erkennt man das ausführlich als Typ Steining beschriebene feinkörnige Gefügebild, das durch mehr oder weniger runde, 2—3 mm messende Hornblende-Biotit-Flecken gekennzeichnet wird (TROLL 1964, S. 26—35, besonders S. 29—31). Die Abb. 8 der erwähnten Arbeit zeigt eine starke chemische Aktivität des Zweiglimmergranits, so daß die Säume der Quarzglimmerdiorit-Schollen eine deutliche Biotitanreicherung aufweisen. Das ist auch in anderen Steinbrüchen der Umgebung häufig zu beobachten.

Welche Vorgänge diese Erscheinung im einzelnen hervorrufen, bleibt ungeklärt. Der Quarzglimmerdiorit war bei der Intrusion der Zweiglimmergranite bzw. des Saldenburger Granits sicherlich verfestigt. Nur beim Angriff einer Schmelze auf verfestigtes Gestein konnte ich bislang die Biotit-Reaktionsäume finden.

Der Eindruck einer unübersichtlichen Vielfalt von Gängen im Diorit ordnet sich, trennt man zuerst einmal den dunklen Biotitgranit von den hellen Graniten.

Bei den hellen Graniten der letzten magmatischen Phase ist ja dann die Unterscheidung in Zweiglimmergranit (Vorphase) und Saldenburger Granit (Hauptphase) weniger bedeutungsvoll (vgl. TROLL 1964). Das einzige Merkmal, um beide auseinanderzuhalten, ist die Größe ihrer Kalifeldspäte, welche zu einem wesentlichen Teil als echte Einsprenglinge in den Gangraum mitgebracht wurden.

Im E-Teil des Steinbruchs sind neben den allgemein auftretenden nußgroßen Gneisrelikten auch faust- bis kopfgroße Gneisschollen eingeschlossen, deren scharfe Kontakte und deren Gefüge auf einen weiteren Transport aus der Tiefe schließen lassen. Zu diesen Gneisen gehören lagige Biotit-Plagioklas-Gneise, granodioritische Metablastitgneise und leukokrate, palitartige Körnelgneise (hornblendeführend und reich an Kalifeldspat), die in der näheren Umgebung des Intrusivgebietes bislang noch nicht gefunden wurden.

## 61 Der Steinbruch „Gramlet“ der Fa. Kusser am Westende des Hochberges

Gradabteilungsblatt Schöllnach Nr. 7245: R 45 95,75; H 53 97,88.

Der Steinbruch ist vom Ort Nammering aus auf einem Fahrweg zu erreichen, der vom N-Ortsausgang knapp neben dem Gasthof Feichtinger von der Straße Fürstenstein—Nammering nach W abbiegt und den Steinbruch nach einer Steigung von 1 km Länge erreicht. Der Weg führt an den aufgelassenen Steinbrüchen „Schafreuth“ links vorbei und wendet dann in die Nordrichtung.

Zur Orientierung in dem riesigen Abbau, der durch größere Sprengungen zur Schottergewinnung nach E vorgetrieben wird, sei kurz die Situation beschrieben (Näheres s. bei TROLL 1964, S. 35—39 und geologische Karte).

Geologisch ist der Steinbruch in zwei Teile unterteilt:

Im W liegt Saldenburger porphyrischer Granit in einer Fazies vor, die sich von der Zentralfazies nur geringfügig durch etwas geringere Korngrößen der Minerale unterscheidet. Auffällig ist, vor allem in der Nordwand, ihr Reichtum an Gneiseinschlüssen, die bis mehrere Meter im Durchmesser betragen können. Diese Gneise sind ganz vom Typ der migmatischen Diatextite, wie sie S Tittling auftreten, führen gerne Kaligroßfeldspäte, ohne jedoch dadurch homogen zu erscheinen. Der Wechsel von basischen mit aploiden bzw. pegmatoiden Anteilen ist nämlich sehr deutlich.

Östlich des Saldenburger Granits folgt nach einer scharfen, geradlinigen, 155/90 verlaufenden Kontaktgrenze der Quarzglimmerdiorit mit Kalifeldspatgroßkristallen (Abb. 10). Das Gestein ist ein Mischprodukt von älterem Quarzglimmerdiorit und jüngerem Saldenburger Granit. Seine Entstehung (TROLL 1964, S. 35) kann nur durch eine intensive Auflösung des ehemals dioritischen Bestandes und durch gleichzeitige Einwanderung von intergranularer Schmelze erklärt werden, da die Reliktchollen reiner Quarzglimmerdiorite sowie Reliktminerale (Hornblende etc.) das Ausgangsgestein noch klar anzeigen. Die Lösungsvorgänge, mit denen ein räumliches Anwachsen des alten Intrusivkörpers verbunden war, erfaßten auch den Titanit, der sich z. T. in xenomorphen Anhäufungen neu ausschied, besonders schön am Rand und in Spaltrissen von Kalifeldspatgroßkristallen (TROLL 1964, Taf. 3, Fig. 1).

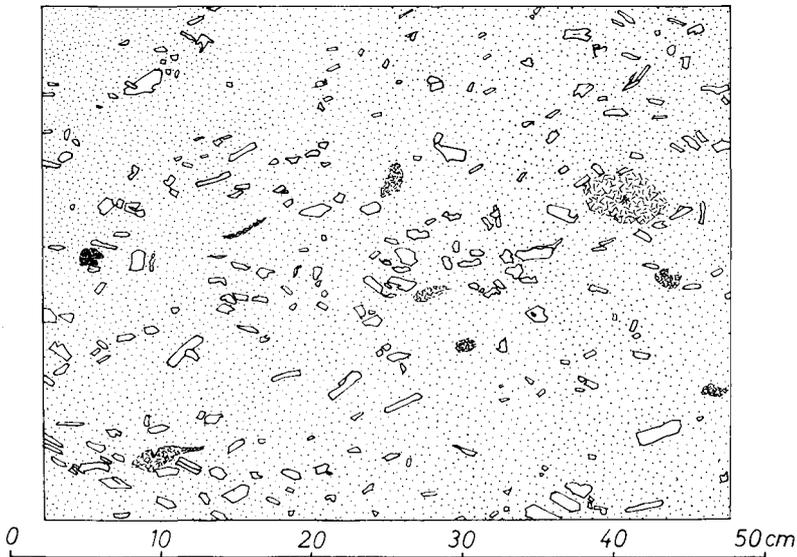


Abb. 10. Durch den Kontakt mit Saldenburger Granit hervorgerufene Kalifeldspatsprossung (weiß) in aufgeweichtem Quarzglimmerdiorit (sog. „Mischdiorit mit Kalifeldspat-Großkristallen“: punktiert) und relictische Dioritnester (gestrichelt). Stbr. Gramlet der Fa. J. Kusser am Hochberg NW Nammering, Bl. Schöllnach.

Diese einschlußarmen, bis 2 cm langen Mikrokline sind meistens von einem optisch gleichorientierten Oligoklassaum umgeben. RIEDERER (1965, S. 330) konnte nachweisen, daß es sich beim Saldenburger Granit um ausgeprägte Mikrokline mit einem optischen Achsenwinkel von mehr als  $80^\circ$  im Mittel handelt.

In der E-Wand des Bruches fallen vor allem die zahlreichen feinkörnigen Granit- und Pegmatitgänge ins Auge, die zum größten Teil der Ganggefolgschaft des Saldenburger Granites zugehören, da sie manchmal einzelne Mikrokline im Mischdiorit scharf zerschneiden. Die Gänge sind frei von pneumatolytischen Mineralien. An einer Stelle sind sie deutlich von kleinen, steilen, E—W-laufenden Störungen stufenweise verworfen. Der Mischdiorit ist dort mit Chlorit- und Epidotmineralen verheilt.

## 62 Der Steinbruch „Kerber“ am Höhenberg bei Stützersdorf

Gradabteilungsblatt Tittling Nr. 7246: R 46 00,50; H 54 01,80

Abzweigung von der Bundesstraße 85 („Ostmarkstraße“) 2 km N Tittling nach W auf schmaler Teerstraße zum Weiler Stützersdorf. S Ortschaft Parkmöglichkeit unterhalb der großen Steinbruchhalde. Von dort steiler Anstieg zum Bruch.

Abschließend sei noch dieser reine Granitsteinbruch zum Besuch empfohlen. Er zeigt klar den Altersunterschied der beiden Hauptgranite des Fürstensteiner Intrusivgebietes, des Tittlinger und des Saldenburger Granits, auf (vgl. TROLL 1964, Abb. 17 und S. 60—62). Der Tittlinger Granit grenzt von E her steil an Saldenburger Granit, der mit seinem kalten, leicht buchtigen Kontakt manchmal Schollen von Tittlinger Granit einschließt. An anderen Stellen

sieht man ein bis 1 m breites Kontaktband des Saldenburger Granits, welches vorwiegend aus großen Kalifeldspäten besteht. Sie können nur als echte Einsprenglinge verdriftet und am Kontakt gestaut sein. Weitere Anzeichen eines am Kontakt inhomogenen Schmelzbreis sind die biotitreichen Schlieren im porphyrischen Saldenburger Granit. Während er einschlußarm ist, führt der Tittlinger Granit mitunter dioritische Schollen verschiedener Basizität, die jedoch selten über 30 cm im Durchmesser aufweisen. Die Streckung des Biotits im Tittlinger Granit streicht etwa N 30—50 E und steht saiger oder doch sehr steil. In dieser Richtung oder senkrecht dazu verlaufen auch die meisten Aplit- und Pegmatitgänge von vorwiegend wenigen Zentimetern Stärke (nach SCHOLTZ 1927, S. 171 und nach eigenen Messungen). Es fällt auf, daß sie Fugen benutzen, die mit den leukokraten Gängen im Steinbruchsbereich des Steinhügels W Tittling parallel verlaufen.

Seit einigen Jahren sind die Steinbrüche um Tittling als Fundpunkte von Pegmatitmineralien bekannt geworden (TENNYSON 1960). Neben selteneren Berylliummineralien kann man mitunter bis zu 10 cm lange Berylle, Granate (Spessartin), Apatite, Fluorite u. a. finden. Neben den Steinbrüchen am Höhenberg und Steinhügel wäre in diesem Zusammenhang noch der Matzersdorfer Bruch zu erwähnen, wo Tittlinger Granit bereits über 50 Jahre lang abgebaut wird (WEINSCHENK 1914, Abb. 44).

**Schlußbemerkung:** Die fünf oben beschriebenen Steinbrüche bilden nur eine kleine Auswahl der etwa 50 Steinbrüche des Fürstensteiner Intrusivgebietes. Wer sich eingehender mit den Intrusivgesteinen befassen möchte, nehme das Steinbruchsverzeichnis (in TROLL 1964, S. 134—138) zur Hand. Nach ihm und der beiliegenden geologischen Karte (gleiche Numerierung der Steinbrüche) lassen sich leicht beliebige Exkursionsrouten zusammenstellen, da die Steinbrüche nicht weit voneinander entfernt sind. So sind auch gut Fußexkursionen möglich. Die aufgelassenen Steinbrüche werden nicht zum Besuch empfohlen.

Den besten Einblick in das Gneisgebirge zwischen Saldenburger und Hauzenberger Granitmassiv bieten der Steinbruch Richardsreut (Aufschluß Nr. 80). Sollten darüberhinaus vor allem metabasische Gesteine interessieren, so sei noch auf die alten Steinbrüche in TROLL 1966 (daselbst mit Steinbruchszeichnungen) verwiesen.

# Das Hauzenberger Granitmassiv und seine Umrahmung

Von ULRICH DOLLINGER <sup>1)</sup>

Mit 13 Abbildungen

Im Passauer Wald ist das Hauzenberger Granitmassiv neben dem Fürstensteiner Intrusivkomplex (TROLL 1964) der größte geschlossene Tiefengesteinskörper.

Er überragt die nach S, W und N vorgelagerten tertiären Rumpfflächen (um 450 m, 500 m und 560 m über NN) NE Passau und erreicht Höhen um 950 m. Von Passau aus kann man in einer halben Stunde bequem mit dem Auto nach Hauzenberg am Südennde des Massives gelangen. Von hier führt eine neue Straße etwa 13 Kilometer nach Waldkirchen, das auf dem Nordende des Massives liegt.

Das Hauzenberger Granitmassiv bedeckt etwa eine Fläche von 57 qkm und hat eine  $\pm$  ovale Form (Nord—Süd 11 km, Ost—West 8 km). Es wird in der Hauptsache von drei Granittypen aufgebaut, die wiederum in mehrere Varianten unterteilt werden können. Außerdem kommen Pegmatite, Aplite, verschiedenartige porphyritische Ganggesteine und jüngere Mineralisationen vor.

Die etwa 80 Steinbrüche bieten einen guten Einblick in die geologischen Verhältnisse des Massives. Die Granitindustrie liefert Schotter, Pflastersteine, Randsteine, Grabsteine und Wandverkleidung.

Im folgenden wird auf 20 Aufschlüsse, vorzugsweise Steinbrüche, Bezug genommen, deren Lage ihrer Beschreibung vorangestellt wird:

## 63 „Erlmeyer-Bruch“ (Blatt Hauzenberg Nr. 7347)

ca. 1 km SW Holzfreyung (an der Straße Hauzenberg—Waldkirchen) am E-Hang des Steinberges (R 53 96,15; H 53 94,68). Zwischen Bauzing und Holzfreyung zweigt die Zufahrtsstraße nach W ab: feinkörniger Hauzenberger Granit I

## 64 Steinbruch Neidlinger Berg (Bl. Hauzenberg Nr. 7347)

Im Weiler Neidlinger Berg ca. 1 km NE Holzfreyung (R 53 97,34; H 53 96,10): Hauzenberger Granit I mit „Glimmernüssen“

## 65 Steinbruch Kirchstein (Bl. Waldkirchen Nr. 7247)

Ca. 2 km S Waldkirchen auf dem Berg Kirchstein gelegen. Auffahrt 200 m S Saußmühle von der Straße Waldkirchen—Hauzenberg nach E hangaufwärts (steile Wegstrecke!), R 53 96,92; H 53 98,30: Hauzenberger Granit II.

## 66 Steinbruch Lindbüchl (Bl. Hauzenberg Nr. 7347)

Ca. 500 m S Lindbüchl am Neustifter Bach. Der Steinbruch ist aufgelassen. Die Anfahrt erfolgt am besten über Raßreuth (an der Straße Hauzenberg—Sonnen); von dort zweigt ein Fahrweg nach Lindbüchl ab. Nach 700 m liegt dann links der Steinbruch im Tal (R 53 99,40; H 53 93,70): Hauzenberger Granit II mit sichtbarem Andalusit.

<sup>1)</sup> Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe ULRICH DOLLINGER, 8 München 13, Hiltenspergerstraße 5.

**67 Lenzbruch bei Unholdenberg** (Bl. Waldkirchen Nr. 7247)

Ca. 200 m W Straße Waldkirchen—Hauzenberg, etwa 3 km SW Waldkirchen. Der Zufahrtsweg zum Steinbruch zweigt 100 m S Abzweigung zum Weiler Unholdenberg nach W ab (der Zufahrtsweg ist schmal, so daß Anmarsch zu Fuß angeraten wird; der Steinbruch ist nicht auf dem Gradabteilungsblatt Waldkirchen verzeichnet). R 53 95,34; H 53 97,74: Randfazies des Hauzenberg Granits II.

**68 Großer Steinbruch Bauzing** (Bl. Hauzenberg Nr. 7347)

In der Ortschaft Bauzing, E Straße Hauzenberg—Waldkirchen (R 53 97,10; H 53 94,20): Mischgranit I und II.

**69 Aufschluß bei Dorn** (Bl. Waldkirchen Nr. 7247)

Ca. 250 m SE Dorn am Rand eines Wäldchens. Dorn ist von Waldkirchen aus über die Straße nach Oberfrauenwald zu erreichen (3 km SE Waldkirchen) und liegt gut sichtbar links von der Straße. Blöcke von Halbgreisen (R 54 00,28; H 53 97,80).

**70 Steinbruch in der Saußbachklamm** (Bl. Waldkirchen Nr. 7247)

Der aufgelassene Steinbruch ist nur zu Fuß zugänglich und zwar von der Saußmühle aus (an der Straße Waldkirchen—Hauzenberg) ca. 500 m talaufwärts. Der verwachsene Bruch liegt am SW-exponierten Hang (R 53 97,30; H 53 98,56): Pegmatit in Hauzenberger Granit I.

**71 Tegler Bruch in Bauzing** (Bl. Hauzenberg Nr. 7347)

Hinter dem Gasthaus „Zum blauen Felsen“ an der Straße Hauzenberg—Waldkirchen (P. 701,7 m, 100 m nördlich: R 53 97,40; H 53 94,02): Pegmatitgänge und Kalkuranglimmer in Hauzenberger Granit.

**72 Schmiedbruch in Hemerau** (Bl. Hauzenberg Nr. 7347)

Hemerau liegt 1 km N Bauzing. 150 m N P. 817,3 m ist der Bruch am Waldrand zu finden (R 53 97,40; H 53 94,46). Die Zufahrt erfolgt von der Straße Hauzenberg—Neidlingerberg aus: Pegmatit.

**73 Bruch am Eitzing** (Bl. Hauzenberg Nr. 7347)

Die Zufahrt ist nur von Waldkirchen aus über Oberfrauenwald möglich (von dort gute Aussicht!), 6 km Wegs. 300 m W Oberfrauenwald liegt der Steinbruch am S-Hang des Eitzing (P. 912,6 m); R 54 00,20; H 53 98,56): Pegmatite in Hauzenberger Granit.

**74 „Albrecht-Bruch“ am Lindberg** (Bl. Waldkirchen Nr. 7247)

Ca. 2,5 bis 3 km SE Waldkirchen am N-Hang des Lindberges (R 53 98,90; H 53 97,90), zu erreichen über die Straße Waldkirchen—Jandelsbrunn, Abzweigung ca. 1 km nach Waldkirchen in südliche Richtung. Nach Überquerung des Saußbaches biegt die Straße zum Albrecht-Bruch scharf links ab: Granodiorit.

**75 Steinbruch Eckmühle** (Bl. Hauzenberg Nr. 7347)

Die Eckmühle liegt knapp 1 km E Hauzenberg, S Mühle am Staffelbach der Steinbruch (R 53 99,46; H 53 91,32): Granodiorit in Kontakt zum Gneis.

**76 „Zanklbruch“ SE Berbing** (Bl. Hauzenberg Nr. 7347)

Der Bruch liegt zwischen Berbing und Wotzdorf (R 53 97,20; H 53 91,36). Die Zufahrtsstraße biegt von der Straße Hauzenberg—Passau kurz vor Wotzdorf etwa 1,5 km hinter Hauzenberg rechts ab: Granodiorit.

**77 Südlicher „Kusserbruch“ von Wotzdorf** (Bl. Hauzenberg Nr. 7347)

In Wotzdorf E Straße Hauzenberg—Passau (R 53 97,20; H 53 90,12): Granodiorit in verschiedenen Varietäten.

**78 Grandior-Werk Steinerleinbach** (Bl. Waldkirchen Nr. 7247)

Der Steinbruch liegt im Osterbachtal N Steinerleinbach, das sowohl vom westlichen Röhrnbach aus als auch von Waldkirchen aus zu erreichen ist. Von der Straße Waldkirchen—Passau biegt nach ca. 4 km von Waldkirchen bei Ernsting nach rechts (nach N) ein Fahrweg nach Steinerleinbach. Der Steinbruch unweit S Bahnlinie liegt still (R 53 93,20; H 54 01,40): Ganggranit in Gneis und Porphyrit.

**79 Aufschluß Zwieselholz** (Bl. Waldkirchen Nr. 7247)

Das Zwieselholz liegt zwischen Ratzing und Frischeck etwa 1,5 km ESE Waldkirchen (P. 617 m). Von Frischeck an der Straße Waldkirchen—Jandelsbrunn kann man auf einem Feldweg anfahren (300 m N Straße): Lesesteine von Altitporphyrit.

**80 Steinbruch Richardsreut** (Bl. Waldkirchen Nr. 7247)

Steinbruch der Hartstein AG Nürnberg ca. 1 km NNE Richardsreut. Anfahrt von Waldkirchen auf der Straße nach Böhmzwiesel. Nach ca. 2 km liegt der Bruch links am Hang einer bewaldeten Bergkuppe (R 53 97,90; H 54 02,10): Anatexite mit verschiedenartigen Einschlüssen, Quarzglimmerdiorite und Granite.

**81 Aufschluß Sickling** (Bl. Waldkirchen Nr. 7247)

Sickling 1,2 km W Waldkirchen, doch durch das tief eingeschnittene Erlautal getrennt (steiler Weg!); daher wird als Anfahrt die Strecke über Oberleinbach empfohlen (Abzweigung von der Straße Waldkirchen—Passau): In der Umgebung von Sickling (P. 518 m) Lesesteine von Serpentiniten.

**a) Das Hauzenberger Granitmassiv**

Der Hauzenberger Granit I ist mit seinen Abarten zu etwa 18 % am Aufbau des Massives beteiligt. Er ist ein feinkörniger Biotit-Muscovit-Granit, der bevorzugt die höher gelegenen Teile des Massives bildet. Der Normaltyp

des Hauzenberger Granit I ist in einem Steinbruch der Fa. J. Erlmeyer am Osthang des Steinberges (Aufschluß Nr. 63), SW Holzfreyung, aufgeschlossen. Eine weitverbreitete Variante führt verglimmerte Cordieritflecken. Sie wird in mehreren Brüchen am Neidlinger Berg (Aufschluß Nr. 64) und in Obertiesen abgebaut.

Im Handstück ist der Hauzenberger Granit I als feinkörnig zu bezeichnen. Er hat im frischen Zustand eine bläulich-graue Färbung und sieht sehr homogen aus. Eine Abart ist charakterisiert durch die „Glimmernüsse“, die sehr untergeordnet vorkommen, aber auch das ganze Gestein übersäen können (bis etwa 450 Flecken/qm). Diese Glimmernüsse sind etwa erbsen- bis haselnußgroß und lassen Biotit, Muscovit und etwas Quarz und Feldspat erkennen. Häufig sind sie von einem hellen, schmalen Saum von Quarz und Feldspat umgeben (Abb. 1).

Eine schwache Regelung der Biotite ist meist zu erkennen: Die Basisflächen der Biotite liegen dann  $\pm$  saiger und streichen E—W.

Unter dem Mikroskop zeigt der Hauzenberger Granit I ein hypidiomorphkörniges Gefüge. Der Mineralbestand setzt sich aus Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Muscovit und akzessorisch aus Zirkon, Apatit und Erz zusammen. Dazu kommen selten, aber regelmäßig Andalusit und Sillimanit. Umwandlungsprodukte sind Pennin, Leukoxen, Hellglimmer und Hämatit.

Der stark zerlappte Biotit ist pleochroitisch von dunkel-rötlich braun bis blaß-grau gelb. Einschlüsse von Zirkon umgeben sich mit einem dunklen Hof. Eine häufige Vergrünung ist teilweise bis zur Penninbildung unter Ausscheidung von Leukoxen und Rutilnadeln fortgeschritten.



Abb. 1. Glimmernüsse (ehemalige Cordierite?) sind für den Hauzenberger Granit I charakteristisch; mitunter sind sie in pegmatitischen Zeilen angereichert. — Steinbruch Neidlinger Berg, Bl. Hauzenberg (Aufschluß Nr. 64). (Aufnahme: G. TROLL)

Die Plagioklase entwickeln idiomorphe, von Kalifeldspat und Quarz lappig korrodierte Körner von maximal 2 mm Länge. Verzwilligung mit feinen Albit- und selten mit Periklinlamellen und ebenfalls sehr selten nach dem Karlsbader Gesetz sind zu beobachten; ab und zu können angelagerte Biotite und rundliche Quarze eingeschlossen sein. In größeren Individuen ist der basischere Kern mit etwa 25 % An-Gehalt von dem saueren Rand durch einen Serizitfilz abgetrennt. Fleckige Albitisierung der Kerne kommt vor. Die albitischen Säume, die zu einer jüngeren Plagioklas-Generation gehören, wachsen nur selten als lockere Quarzfeldspat-Symplektite gegen Kalifeldspat vor.

Der xenomorphe Kalifeldspat ist immer als Mikroklin mit deutlicher Gitterung und gelegentlich als Karlsbader Zwilling ausgebildet. Selten ist der Albitanteil in kurzen, dünnen Spindeln entmischt. Ebenfalls selten sind schachbrettartige Albitflecken im Kalifeldspat. Manchmal wird er von mehreren Quarzstengeln durchspießt, die untereinander gleichorientiert sind und zu einem büschelförmigen Einkristall von Quarz gehören.

Der Quarz füllt die Zwickel aus und löscht meist etwas undulös aus. Verdrängend geht er gegen Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit vor.

Muscovit ist weniger häufig als Biotit und bildet meist große, zerfetzte Scheiter. Muscovit verdrängt Biotit und Kalifeldspat.

Die Akzessorien Zirkon, Apatit und Erz kommen in untergeordnetem Maße in kleinen Körnern, vor allem an Biotit gebunden, vor.

Ebenfalls akzessorisch sind in jedem Schliff des Hauzenberger Granites I Andalusite anzutreffen. Sie entwickeln meist nur einen schwachen Pleochroismus von zartrosa nach farblos und sind immer als kleine Körner von größeren Muscovitblättern eingerahmt. Oft sitzen in den umhüllenden Muscoviten lockere Büschel oder Strähnen von Sillimanit. Mitunter sind auch angrenzende Quarze von Sillimanitnadeln gespickt. Die Herkunft des Andalusites ist ungewiß. In einer späteren pneumatolytischen Phase wurde Andalusit von Muscovit verdrängt, wobei der Sillimanit, je nach Tonerdebedarf des Muscovites, gleichfalls verzehrt wurde.

Die Glimmernüsse in der Variante des Hauzenberger Granites I zeigen einen gleichen Mineralbestand wie das übrige Granitgewebe. Sie bestehen zu etwa je 15 % aus Biotit und Muscovit, 60 % Quarz und 10 % Feldspat. Biotit und Muscovit liegen in großen Scheitern vor, in die rundliche Quarze eingelagert sind. Biotit ist gern vergrünt. Vereinzelt, wirre, kleine Knäuel von Hellglimmer legen die Vermutung nahe, daß diese ehemals Cordierite waren.

Modalanalysen von Schliffen ergaben folgende durchschnittliche Zusammensetzungen des Hauzenberger Granites I in Volumenprozenten für:

Biotit	Plagioklas	Kalifeldspat	Quarz	Muscovit	Rest
5 %	31 %	31 %	30 %	3 %	< 1 %

Der Hauzenberger Granit I gehört in die Familie der Alkalikalkgranite.

Den Hauptteil des Massives bildet der Hauzenberger Granit II. Er ist mittel- bis grobkörnig und macht etwas mehr als die Hälfte des Massives aus. In einer großen Zahl von Steinbrüchen ist er gut aufgeschlossen: Kirchstein S Waldkirchen (**Aufschluß Nr. 65**, siehe Bruchskizze Abb. 2), Brüche an der Straße Waldkirchen—Hauzenberg, Bauzing, Tiesenhäusl, Brand, Duschelberg bei Hauzenberg, Freudensee, Lindbüchl und Eitzing.

Im Handstück ist es ein mittel- bis grobkörniger Granit, der wie der Hauzenberger Granit I helle und dunkle Glimmer führt. Im frischen Zustand ist er bläulichgrau, meist jedoch schon durch einsetzende Verwitterung der Biotite gelblich. Die durchschnittliche Größe der Quarz- und Feldspatkörner schwankt zwischen 2 und 5 mm. Einzelne Quarzindividuen schließen sich gern zu unregelmäßigen bis rundlichen grauen Aggregaten zusammen. Auffallend sind vereinzelt größere Einsprenglinge von Kalifeldspat, die bis 4,5 cm lang werden können. Ab und zu kommen auch bis 5 mm große, völlig pinitisierte Cordierite

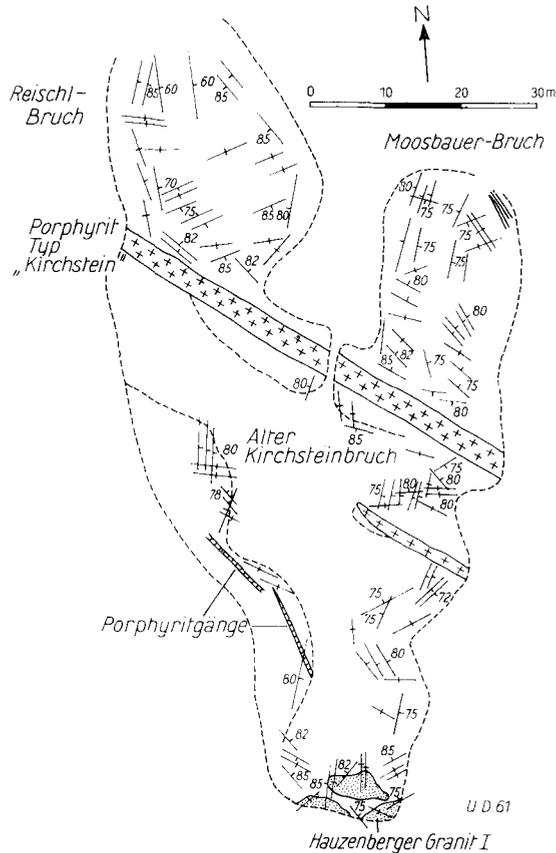


Abb. 2. Aufschluß Nr. 65.

vor. Das Gestein aus dem aufgelassenen Bruch S Lindbüchl (**Aufschluß Nr. 66**) führt winzige rosafarbene Andalusite.

Eine Regelung der Biotite ist meist nur schwer zu erkennen und liegt dann wie im Hauzenberger Granit I. Die Tafelflächen der Großfeldspäte streichen häufig EW und fallen mittelsteil nach S bis saiger ein.

Der Hauzenberger Granit II zeigt neben der Normalausbildung einige Variationen. Am W-Rand des Massives (Unholdenberg [**Aufschluß Nr. 67**], Bernhardsberg, Steinmühle) kommt eine gröberkörnige Abart vor. Diese Randfazies neigt auch etwas mehr zur Bildung von Kalifeldspateinsprenglingen.

Eine andere, weitverbreitete Variante ist im Kontakt zum Hauzenberger Granit I entstanden und stellt ein Mischprodukt mit diesem dar: Steinberg, Hemerau, Bauzing (**Aufschluß Nr. 68**), Tiesenberg. Dieser Mischtyp ist sehr uneinheitlich, fein- bis mittelkörnig und zeigt meist schlierige Durchdringung der beiden Granite I und II.

Der Mineralbestand des Hauzenberger Granites II zeigt eine Ausscheidungsfolge von Zirkon, Apatit, Erz, Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz und Muscovit. Akzessorisch kommen Andalusit, Sillimanit, Cordierit und Granat hinzu. Jüngere Umwandlungen bringen Pennin, Leukoxen, Rutil und Hellglimmer.

Es liegt also die gleiche Zusammensetzung wie im Hauzenberger Granit I vor. Deshalb sei auf die Mineralbeschreibung weiter oben verwiesen. Lediglich der Biotit-Gehalt ist im Hauzenberger Granit II etwas niedriger. Dafür ist der Muscovit-Anteil etwas höher, was auf eine stärkere pneumatolytische Durchgasung in der deuterischen Phase der Graniterstarrung zurückzuführen ist. Der Muscovit wächst in großen, zerlappten und durchlöcherten Scheitern, besonders auf Kosten von Mikroklin und von Biotit, wobei der Muscovit Zirkone und Apatite übernimmt und auf Spaltflächen Erzkörnchen aufreicht.

Die durchschnittliche modale Zusammensetzung des Hauzenberger Granites II liegt in Volumenprozenten bei:

Biotit	Plagioklas	Kalifeldspat	Quarz	Muscovit	Rest
4 %	31 %	27 %	32 %	6 %	< 1 %

Auch der Hauzenberger Granit II gehört in die Familie der zweiglimmerführenden Alkali-kalkgranite.

Eine dritte Abart des Hauzenberger Granites II ist der **Halbgreisen**. Sein Vorkommen ist auf die Umgebung von Dorn (**Aufschluß Nr. 69**), 3 km SE Waldkirchen beschränkt. Große Blöcke dieses Gesteines liegen am Rande eines Wäldchens ca. 250 m SE Dorn. Der Halbgreisen entwickelt sich kontinuierlich aus dem Hauzenberger Granit II.

Im Handstück ist in der Übergangszone zu erkennen, daß die Feldspäte und Quarze des Hauzenberger Granites II kleiner werden und nur noch Größen von etwa 1 mm erreichen. Es entsteht so ein Gestein mit einer aplitischen Grundmasse, in der große Biotit- und Muscovitpakete sitzen, die bis 1,5 cm im Durchmesser haben können. Manchmal rotten sich die Quarze zu amöbenartigen, bräunlich-gelben Flecken zusammen.

Unter dem Mikroskop offenbart sich, daß der Halbgreisen sehr einfach zusammengesetzt ist: Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat, Muscovit und Quarz.

Der **Plagioklas** bildet hypidiomorphe bis xenomorphe Körner, die fast nur nach dem Albit-Gesetz in feinsten, engständigen Lamellen verzwillingt sind. Ein Zonarbau fehlt. Der An-Gehalt steigt höchstens bis 10 %. Meist sind die Plagioklase von Serizitschüppchen durchstäubt. Auch Myrmekitwarzen fehlen. Der xenomorphe **Kalifeldspat** löscht wolkig-trüb aus und ist nur sehr wenig gegittert, oft ist er von streifigen Perthiten durchzogen. Der **Quarz** entwickelt z. T. große Flecken und geht besonders gegen Plagioklas und Kalifeldspat verdrängend vor. Die Glimmer **Biotit** und **Muscovit** finden wir meist in dicken, großen Blättern vor. Auffallend ist, daß in den Biotiten keine Frühgemengteile wie Zirkon und Apatit zu beobachten sind. Der Muscovit ist vielfach auf Kosten von Plagioklas und Kalifeldspat gewachsen und deutet eine beginnende Greisenbildung an.

Die für Greisen typischen Minerale Topas, Zinnstein und Turmalin konnten, wie überhaupt im ganzen Massiv, nicht festgestellt werden.

**Pegmatite** und **jüngere Mineralisationen** sind in den Hauzenberger Graniten I und II unterschiedlich anzutreffen. cm-dünne Pegmatitbelege („Kiese“ der Steinbrucharbeiter) auf Q-Klüften finden sich immer wieder: Brüche am Kirchstein (**Aufschluß Nr. 65**), bei Unholdenberg (**Aufschluß Nr. 67**), Bernhardsberg, in Bauzing (**Aufschluß Nr. 68**) und Hemerau. Mehrere dm-mächtige Pegmatitgänge sind bis jetzt nur an wenigen Stellen beobachtet worden. So steht in einem aufgelassenen Steinbruch (**Aufschluß Nr. 70**) in der Saußbachklamm ein Gang von etwa 50 cm Mächtigkeit an. Er setzt im Hauzenberger Granit I auf und bildet am Kontakt einen Kristallrasen aus. Die Kalifeldspatkeulen werden etwa 5 cm lang. Die Gangmitte ist sehr eintönig und besteht aus Kalifeldspat, Quarz, Biotit und Muscovit.

Ein reichhaltigerer Pegmatitgang wurde im Tegler Bruch (**Aufschluß Nr. 71**) hinter dem Gasthaus „Zum Blauen Felsen“, Bauzing, gefunden. Der Gang ist etwa 10 bis 30 cm breit und füllt eine  $\pm$  NS-streichende Kluft aus. Er führt, wie der Pegmatit in der Saußbachklamm, Quarz, Feldspat und Glimmer. An einigen Stellen zeigt er jedoch kleine Hohlräume, in denen sich grünlich-graue Kristalle (bis 1,5 cm groß) von Apatit, blaß getönte Rauchquarze und dunkelviolette Fluorite fanden. Fast überall ist der Pegmatit hier durchtränkt von Kalkuranglimmer, der sich auch auf den angrenzenden Klüften reichlich angesiedelt hat.

Im Schmied-Bruch (**Aufschluß Nr. 72**), Hemerau, N Pkt. 817,3, kreuzen sich zwei Pegmatitgänge (NS- und EW-streichend). An der Kreuzungsstelle entstand ein Pegmatit-„Kessel“ mit sehr grobkörnig ausgebildetem Quarz und Mikroklin. Als Besonderheit sind von hier mehrere mm-große Ilmenitafeln und pinitisierte Cordierite zu erwähnen.

Jüngere Mineralisationen kommen im Bereich der Hauzenberger Granite I und II überall in wechselnder Menge vor. Meist sitzen sie auf den etwas klaffenden Q-Klüften oder in den NW—SE-streichenden „Feuerwänden“ (pfahlparallele Störungs- und Ruschelzonen). Bei den Mineralen handelt es sich fast durchweg um hydrothermale Bildungen von Quarz (Rauchquarz im Bruch am Eitzing (**Aufschluß Nr. 73**), Serizit, Kalkuranglimmer (Brüche in Hemerau und Bauzing, Lenz-Bruch bei Unholdenberg, Brüche am Kirchstein u. a.), violetter Flußspat (Hemerau, Bauzing und Kirchstein), Pyrit, Kupferkies (Hemerau), Epidot, Chlorit und Hämatit.

Die Hauzenberger Granite I und II bilden einen in sich geschlossenen Körper, der im E und S von einem granodioritischen Gestein umrahmt wird. Dieser saure **Granodiorit** nimmt damit eine ähnliche Stellung ein wie der Tittlinger Granit zum Saldenburger Massiv.

Im Granodiorit ist eine Reihe interessanter Steinbrüche angelegt; besonders sind zu erwähnen die Brüche am Lindberg SE Waldkirchen (**Aufschluß Nr. 74**), der Bruch bei der Eckmühle E Hauzenberg (**Aufschluß Nr. 75**) mit Kontakt zum Gneisgebirge, ferner die großen Aufschlüsse zwischen Berbing und Wotzdorf (**Aufschluß Nr. 76**) und die Brüche bei Wotzdorf (**Aufschluß Nr. 77**) selbst.

Im Handstück ist der Granodiorit im frischen Zustand bläulichgrau, sehr homogen und fein- bis mittelkörnig. Die Biotite sind ab und zu als idiomorphe, sechsseitige Tafeln ausgebildet, die bis 5 mm im Querschnitt messen können. Die Eigengestalt einzelner bis 3 mm großer Plagioklase ist ebenfalls mit bloßem Auge wahrzunehmen. Die Kalifeldspäte geben sich manchmal als unregelmäßig begrenzte Flecken durch eine rötliche Färbung zu erkennen. Muscovit fehlt dem Gestein vollkommen.

Meist ist eine primäre Regelung der Biotite nach den Basisflächen und der Plagioklase nach den (010)-Flächen angedeutet. Die s-Flächen streichen im Granodiorit  $\pm$  EW und fallen  $\pm$  saiger ein, nur in den Brüchen am Lindberg biegen sie nach NE und SE ab.

Zur mikroskopischen Beschreibung des Granodiorites soll eine Probe aus dem Albrecht-Bruch am Lindberg (**Aufschluß Nr. 74**) dienen. Im Dünnschliff zeigt der Granodiorit ein holokristallines, hypidiomorph-körniges Gefüge, in dem die Biotite und Plagioklase mehr oder weniger deutlich geregelt sind. Der Grad der Idiomorphie ist — wie es bei Granodioriten häufig der Fall ist — größer als in den Hauzenberger Graniten I und II.

Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus Biotit, Plagioklas I und II, Kalifeldspat und Quarz. Als Akzessorien treten hinzu Zirkon, Xenotim, Monazit, Apatit, Magnetit, Pyrit und sekundär Calcit, Hellglimmer, Klinozoisit, Chlorit und Leukoxen.

Der Biotit hat einen Pleochroismus von dunkel olivbraun nach blaßgelblich. Die großen, idiomorphen Blätter werden an den Prismenendflächen von Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz buchtig angefressen. Größere Kristalle sind manchmal in kleinere Teilindividuen zerbrochen und etwas auseinandergedriftet. Einschlüsse im Biotit bilden Zirkon, Monazit und selten Xenotim, alle mit Strahlungshof. Apatitkristalle lagern sich ab und zu mit einer Prismenfläche an die Basisfläche der Biotite an. Auch kleine Plagioklaskristalle orientieren sich mitunter als Einschlüsse nach der Biotitbasis. Selten sind die Biotite chloritisiert, wobei Epidot (z. T. radioaktiv) entsteht und in Schnüren Leukoxen, Erz und Rutilnadeln ausgeschieden werden.

Der Plagioklas ist meist frisch und fällt durch seine Eigengestalt auf. Ein rhythmisch oszillierender Zonarbau mit Rekurrenzen ist ausgeprägt (Abb. 3). Im Kern haben die Plagioklase einen An-Gehalt von maximal 40%, der zum Rand hin bis auf ca. 15% absinkt. Verzwillingung kommt nach dem Karlsbader, Periklin- und besonders nach dem Albitgesetz vor. Einschlüsse bilden Biotit, lange Apatitnadeln, Zirkon und andere kleine Plagioklase. Der Altpagioklas umhüllt sich fast mit einer dünnen, albitischen Plagioklas-II-Haut, die gegen Kalifeldspat lappig begrenzt ist und nur selten dichte Quarz-Feldspat-Symplektite entwickelt. Eine Albitisierung wandert manchmal auf einem feinen Fugennetz ein und kann den Zonarbau verwischen. Umsetzungen im Kern der Plagioklase sind angedeutet durch winzige Serizitschuppen und Carbonatflecken.

Der Kalifeldspat zeigt sich meist in xenomorphen Großkörnern, in denen ohne Regelung die übrigen Gefügepartner schwimmen. Mikroklitterung ist nur selten ausgebildet. Entmischungen des Ab-Anteiles gehen häufig von eingeschlossenen Fremdmineralien radial aus als streifige Perthite, die in Spindelperthite auf langgezogenen Spaltflächen überwechseln.

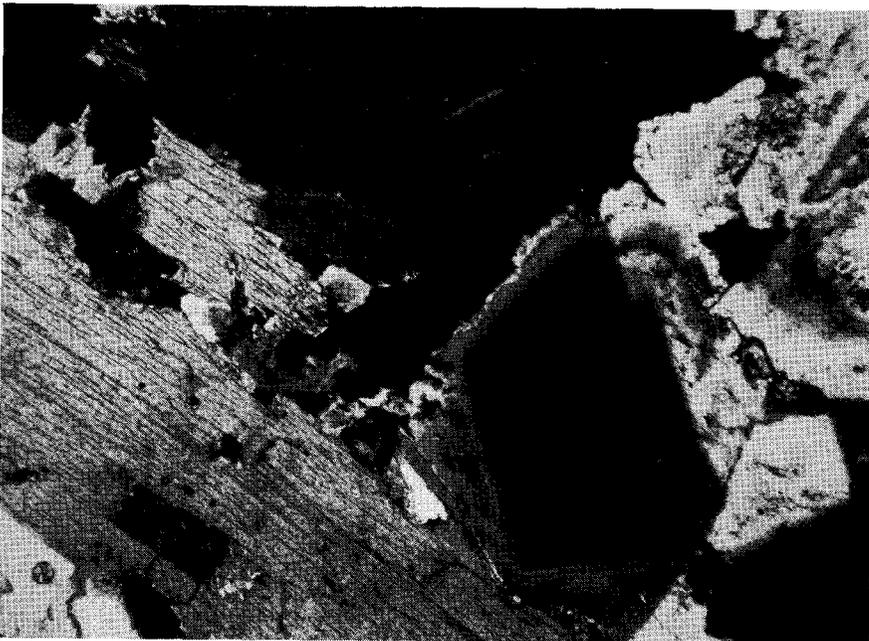


Abb. 3. Der Ausschnitt als einer langen, idiomorphen Biotitleiste im Granodiorit zeigt einen idiomorphen Plagioklas (links unten), der an die Biotitbasis angelagert ist. Rechts ein größerer, idiomorpher Plagioklas mit Rekurrenzen des Zonarbaus, dessen äußerster Saum schmal und lappig entwickelt ist.

Vergr. 54-fach; Nic. +

Der Quarz tritt wie der Kalifeldspat als Füllmasse auf. Apatit findet sich in Form rundlicher Prismenquerschnitte und feinen, langen Nadelchen, ab und zu mit bräunlicher „Seele“ Zirkon, Monazit und sehr selten Xenotim sitzen als idiomorphe Kriställchen fast immer in Biotit und verursachen Strahlungshöfe. Ebenfalls erscheinen an Biotit gebunden würfelige Körner von Magnetit (Ilmenit) und Pyrit.

Durchschnittliche Zusammensetzung am Lindberg:

Biotit	Plagioklas	Kalifeldspat	Quarz	Rest
10 %	43 %	20 %	27 %	< 1 %

Nach den Tabellen von W. E. TRÖGER ist dieser Granodiorit ein „heller Granodiorit (Farsundit)“.

Nach S zu ändert sich der Granodiorit etwas. Plagioklas und Biotit nehmen ab, Kalifeldspat und Quarz zu. Der Pleochroismus der Biotite ändert sich in rotbraun nach blaßgelb. Die Kalifeldspäte gewinnen an Eigengestalt (mit Zonarbau) und können oft schon als Einsprenglinge bezeichnet werden.

Der südlichste Bruch des Hauzenberger Granitmassives liegt im Granodiorit S Wotzdorf (Fa. Gg. Kusser) und zeigt besonders interessante Verhältnisse (Aufschluß Nr. 77, siehe Bruchskizze Abb. 4). Während in den beiden N und NE anschließenden Brüchen ein Granodiorit abgebaut wird, der dem vom Lindberg ähnlich ist, kommen im S Bruch in der Hauptsache vier verschiedene Gesteine vor:

- a) Ein normaler mittelkörniger Granodiorit.
- b) Eine feinkörnige Ausbildung des Granodiorites.

Sie unterscheidet sich vom normalen Granodiorit nur durch eine geringere Größe der einzelnen Mineralkörner. Lediglich der Biotitgehalt ist etwas

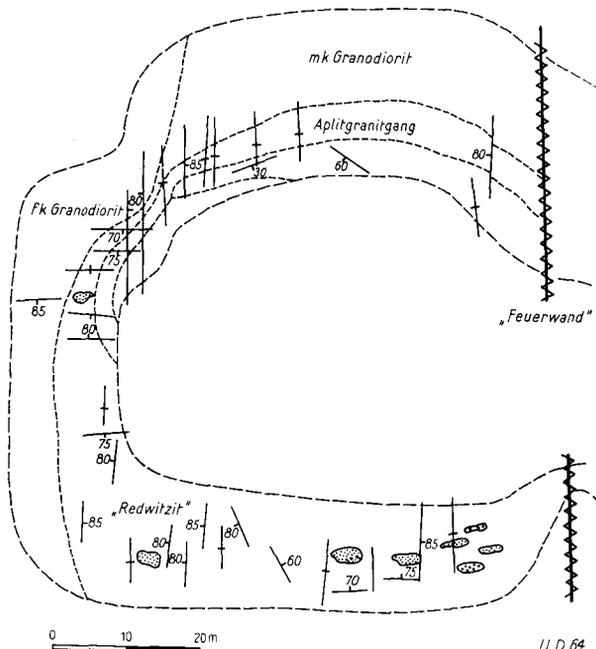


Abb. 4. Südlicher „Kusserbruch“ von Wotzdorf (Aufschluß Nr. 77)

höher. Dieser feinkörnige Granodiorit ist im oberen Teil der Westseite des Bruches aufgeschlossen und stellt wohl eine Randfazies des Granodiorites dar.

- c) Eine grobkörnige redwitzitische Varietät tritt besonders an der Südwand, im unteren Teil der Westwand und auf der Sohle des Bruches auf. Ähnlich wie in jenen Redwitziten der nördlichen Oberpfalz sind sie durch große, sperrig eingelagerte Biotite ausgezeichnet. Sie erreichen hier bis 2 cm im Durchmesser. Das meist homogene Gefüge des Redwitzites ist mitunter — besonders bei Ansammlungen dunklerer Einschlüsse (Südwand) — von verschwommenen, helleren Schlieren durchwebt. An größeren Blöcken ist immer wieder zu beobachten, wie sich der „Retwitzit“ aus der Reaktion des Granodiorites mit basischem Material (amphibolitreiche Gneise) entwickelt, das nur wenige 10er m weiter im S vorkommt. Diese dunklen Schollen sind sehr verschiedenartig und reichen von scharfbegrenzten Amphiboliten mit Lagenbau bis zu verschwommenen dunklen Flecken, je nach dem Grad der Reaktion und der Auflösung durch den Granodiorit (bzw. „Redwitzit“).

Die durchschnittliche Zusammensetzung des „Redwitzites“ liegt bei:

Plagioklas	Biotit	Kalifeldspat	Quarz	Apatit	Rest
15 %	50 %	9 %	24 %	1 %	1 %

Schwankungen in der Zusammensetzung finden sich vor allem in der Nähe halbverdauter dunkler Schollen. Im Rest sind oxidisches und sulfidisches Erz, Epidot (z. B. radioaktiv), Leukoxen und Monazit enthalten. Zirkon scheint zu fehlen.

- d) Ein jüngerer Aplitgranitgang von 2 bis 3 m Mächtigkeit durchsetzt den S Bruch und ist auch im N anschließenden noch zu verfolgen. Er streicht etwa EW und fällt mit 40° nach S ein. Wahrscheinlich zeichnet seine Lage eine Abkühlungsfront nach, die dem bereits erodierten Kontakt des Granodiorites zum Gneisgebirge parallel läuft. Reaktionen zwischen dem Aplitgranit und den granodioritischen Gesteinen sind nirgends zu beobachten.

Die Pegmatite und jüngeren Mineralisationen im Granodiorit scheinen sich grundsätzlich von denen in den Hauzenberger Graniten I und II zu unterscheiden. Für Mineraliensammler sind hier die Brüche am Lindberg (**Aufschluß Nr. 74**), bei der Eckmühle (**Aufschluß Nr. 75**), bei Berbing (**Aufschluß Nr. 76**) und bei Wotzdorf (**Aufschluß Nr. 77**) interessant.

Die Pegmatite sind meist nur wenige cm-breite Gängchen mit Salbändern aus rötlichem Kalifeldspat, Quarz und etwas Biotit. Das Ganginnere ist häufig nur mit fettglänzendem Quarz und einigen Pyritkörnern gefüllt. In Wotzdorf (**Aufschluß Nr. 77**) kommen noch feine Apatit- und Beryllnadelchen, im Zankelbruch bei Berbing (**Aufschluß Nr. 76**) Kristalle von Titanisen dazu. Den Pegmatiten im Granodiorit fehlen Cordierite und Uranglimmer.

Jüngere Mineralisationen sind dagegen sehr vielfältig ausgebildet und reichen von dünnen Mineralbestegen auf Klüften bis zu kopfgroßen, drusenartigen Partien. Häufig setzen sie auch auf wieder aufgerissenen Pegmatit- oder Aplitgängen auf. Hydrothermale Lösungen können von Klüften aus bis 15 cm tief

in das granodioritische Nebengestein hinein die Feldspäte röten und die Biotite chloritisieren.

Die Mineralgesellschaft ist sehr reichhaltig: Quarz und Feldspat sind meist schriftgranitisch verwachsen und stellen wohl eine pegmatitische, erste Phase dar. Molybdänglanz sitzt häufig in mm-großen, schuppigen Aggregaten zwischen Quarz und Feldspat. Sein Vorkommen ist eine Besonderheit einiger Granite des Passauer Waldes. Im Bereich des Hauzenberger Massives ist der Molybdänglanz nur auf den Granodiorit beschränkt. Im südlichen Wotzdorfer Bruch (**Aufschluß Nr. 77**) wurde er außerdem im Redwitzit in erbsengroßen Körnern eingewachsen gefunden. Hier ist er auch auf Klüften, besonders zwischen Aplitgranit und Granodiorit zu finden. Es ist möglich, daß der Molybdänglanz aus den euxinisch abgelagerten und vom granodioritischen Magma resorbierten Paramaterial des Gneisgebirges stammt (Molybdänglanz kommt auch in der nahe gelegenen Graphitgrube Kropfmühl vor). Auf den Quarz-Feldspat-Aggregaten der pegmatitischen Phase siedeln sich immer wieder Rosetten (ca. 5 mm Durchmesser) von silbrig glänzendem Muscovit an. Ferner finden sich hier dünne Beläge von feinkörnigem Pyrit (erste  $\text{FeS}_2$ -Generation) und zuweilen Kupferkies. Jünger sind größere Calcitkristalle, die von einem dichten, dunkelgrünen Chloritfilz durchwachsen werden. In diesen Verwachsungen finden sich Titanit, der kleine, graubraune Körner bildet, und Bergkristall (bis 1 cm lang). Selten kommt noch winziger, blaßvioletter Florit vor. Schließlich tritt im Chloritfilz idiomorpher Pyrit auf (zweite  $\text{FeS}_2$ -Generation). Es handelt sich um Kombinationen von Würfeln und Oktaeder, die bis 5 mm Kantenlängen erreichen können. Die nächstjüngere Paragenese wird durch häufig auftretende, stengelige, meist dunkelgrüne Epidotaggregate gekennzeichnet. Sie werden wiederum von einer dritten Pyritgeneration (mit Würfeln von etwa 2 cm Kantenlänge), derbem Rauchquarz und wasserklaren Calcitkristallen überwachsen.

Kleine Drusen Hohlräume in den Mineralgängen beherbergen die jüngste Mineralgesellschaft: Es sind mm-große honiggelbe Würfelzeolithe (Chabasit?) und wasserklarer Bergkristall. Außerdem kommen weiße bis rosafarbene Faserzeolithe (Laumontit?) vor, die die Feldspäte häufig verdrängen. Aus dem Albrechtbruch am Lindberg (**Aufschluß Nr. 74**) wurden noch kleine weiße Tafeln von Prehnit bekannt (frdl. mündliche Mitteilung von Herrn Dr. MÜLLBAUER).

Im N-Teil des Hauzenberger Massives und dem NW-anschließenden Gneisgebirge kommt eine Reihe von Ganggesteinen porphyrischer bis lamprophyrischer Art vor. Die Hauptverbreitung dieser Ganggesteine liegt in einem herzynisch verlaufenden Zug von Oberndorf bei Röhrenbach in NW über Waldkirchen zum Oberfrauenwald und weiter nach Wegscheid im SE. Im NE und SW dieses Streifens nimmt die Anzahl der Gänge ab. Das Grundgebirge ist hier durchblättert von Gängen. Ihre Breite schwankt von wenigen cm bis 16 m im Grandior-Werk N Steinerleinbach (**Aufschluß Nr. 78** an der Bahnlinie Passau—Waldkirchen bei km 33). Im Streichen sind einzelne Gänge bis über 2 km weit zu verfolgen; sie streichen ausnahmslos herzynisch von N 110 E bis N 160 E, meistens N 140 E und fallen durchwegs saiger ein mit seltenem Abweichen bis  $80^\circ$ .

Die Kontakte der Gänge zu den Graniten sind meist scharf und geradlinig, in den Gneisen findet man mitunter auch verzahnte Grenzen. Im Bruch am Kirchstein (**Aufschluß Nr. 65**, siehe Bruchskizze Abb. 2) sind mehrere Gänge aufgeschlossen; einer keilt auch aus, wobei sich sein fingerdickes Ende wurmförmig im Granit verliert. Es wurde nirgends gesehen, daß das Nebengestein verändert wurde. Dagegen hat das Ganggestein immer ein feinkörnig, dichtes, dunkelgrünes Salband von 1 bis 2 dm Breite.

Saure Vertreter in der Reihe der Ganggesteine sind die **Aplitporphyre**. Sie kommen als Lesesteine in der Gegend des Zwieselholzes (**Aufschluß Nr. 79**) E Waldkirchen vor. Sie zeigen eine weißlichgraue, felsitische Grundmasse mit schlierigem Fließgefüge, in der sehr vereinzelt grünlichschwarze Biotite, reichlich dagegen mm-große Hochquarzkriställchen und Leisten von Feldspäten enthalten sind. Gelegentlich sammeln sich diese intratellurischen Ausscheidungen in unregelmäßigen Knäueln an.

Unter dem Mikroskop zeigen die Aplitporphyre eine holokristalline, wenn auch sehr feinkörnige Grundmasse, in die ohne klastische Veränderung, jedoch magmatisch korrodiert,  $\pm$  idiomorphe Einsprenglinge von Biotit, Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas eingestreut sind. Die Kalifeldspate liegen als wenig gegitterte Mikrokline, die Plagioklase als Albit-Oligoklase vor.

Einen Übergang zu den etwas basischeren Nachschüben stellt der **Granodioritporphyrit** aus dem Albrechtbruch am Lindberg (**Aufschluß Nr. 74**) dar. Er sitzt im Granodiorit, ist etwa 50—100 cm breit und streicht N 135 E. Als Einschlüsse führt er vereinzelt dm-große, rundliche Schollen eines biotitreichen, redwitzitartigen Gesteines.

Im Handstück hat er die gleiche bläulichgraue Färbung wie der Granodiorit. Einsprenglinge von Biotit, Plagioklas und Quarz sind meist gut zu erkennen und schwimmen in einer  $\pm$  dichten Grundmasse.

Im Dünnschliff finden wir die gleiche Mineralgesellschaft wie im Granodiorit: Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat und Hochquarz als porphyrische Einsprenglinge in einer gleich zusammengesetzten feinkörnigen Grundmasse.

Als nächster Porphyrittyp soll das **Ganggestein aus dem Granodiorit-Werk** (**Aufschluß Nr. 78**) erwähnt werden. Dieser Gang streicht NW—SE bei saigerem Einfallen, ist etwa 16 m mächtig und hat ein dunkles Salband von 20 cm Breite.

Im Handstück ist der feinkörnige Porphyrit grünlich grau und leicht mit feinkörnigen Graniten zu verwechseln, da sich die nur mm-großen Einsprenglinge von Plagioklas und Biotit wenig von der Grundmasse abheben. Kalifeidspäte fehlen als Einsprenglinge.

Im Dünnschliff zeigt sich, daß das Gestein in der Gangmitte schon stark von hydrothermalen Umsetzungen (Propylitisierung) verändert wurde. Während die Biotite und Plagioklase im Salband noch frisch sind, sind sie in der Gangmitte chloritisiert, bzw. serizitisiert mit Neubildung von Zersetzungsprodukten (Chlorit, Leukoxen, Erz, Epidot, Albit, Serizit und Calcit). Der Pleochroismus frischer Biotite schwankt zwischen dunkelolivbraun und hellgelb. Einschlüsse bilden Apatite, Plagioklasleistchen und selten Zirkone. An unveränderten und zonargebauten Plagioklasen des Salbandes läßt sich ihr An-Gehalt im Kern mit max. 50 % bestimmen, der gegen den Rand rekurrierende auf 20 % abnimmt. Die **Großquarze** liegen in der kurzprismatischen Hochtemperaturmodifikation mit Resorptionsbuchten vor.

Die feinkörnige **Grundmasse** besteht aus einem holokristallinen Gewebe von Plagioklasleistchen, Biotit bzw. Chlorit, Quarz, etwas Mikroklin, Serizit, Epidot und Calcit. Untergeordnet kommen noch Magnetit und Pyritkörner, Apatite und selten Zirkone vor.

Ein etwas basischerer Vertreter der Ganggefölgenschaft ist der 6 m-mächtige **Porphyrit**, der in den Brüchen am **Kirchstein** ansteht (**Aufschluß Nr. 65** und Bruchskizze Abb. 2). Dieser Porphyrit durchsetzt den Hauzenberger Granit II mit scharfem Kontakt und dichtem, dunklen Salband. Zur Gangmitte wird das Gestein feinkörnig und grünlichgrau; mm-große Einsprenglinge von Plagioklas, Biotit, Hornblende-Nadeln und Quarz fallen auf.

Unter dem Mikroskop finden wir die gleichen Großkristalle wie im Grandior-Werk: Biotit, Plagioklas und Hochquarze. Die Besonderheit dieses Ganges liegt im Vorkommen von Hornblenden, die bis 8 mm lang werden können. Im Ganginneren sind sie in ein dichtes, längliches Filzwerk von Biotitblättern und einzelnen Plagioklasleisten überführt (Abb. 5). Am Kontakt selbst sind die Hornblenden durchwegs frisch und idiomorph. Pleochroismus: olivbraun ( $n_z$ ), hellbräunlichgelb ( $n_x$ ); Auslöschungsschiefe  $n_z/c = 170^\circ$ ; Verzwillingung und Zwillingslamellen nach (100).

Die Matrix dieses Ganges ist ähnlich der des Ganges vom Grandior-Werk. Sie ist schwach geregelt und besteht aus einem holokristallinen Mikrolithengewebe von Biotiten, Hornblenden, einfach verzwillingten Plagioklasleisten und von engen Verwachsungen von Quarz und Kalifeldspat. Zur Mesostasis gehören noch Pyrit, Magnetit, Apatit und Zirkon.

Der Porphyrit vom Kirchstein leitet bereits zu einem Gestein über, das im Moldanubikum weit verbreitet ist und als **Nadeldiorit** bzw. **Nadelporphyrit** bekannt wurde. Im Bereich des Hauzenberger Massives kommen die Nadelporphyrite meist als wenige dm-mächtige, pfahlparallele Gänge immer wieder vor: Brüche am Eitzing (**Aufschluß Nr. 72**), in der Etz, Bruch am Duschelberg (Hauzenberg), Tiesen u. a. Im Handstück zeigt der meist dichte und grünlichschwarze Nadeldiorit eine mm-breite graubraune Verwitterungsrinde. Als Einsprenglinge sind häufig nur schwarze Hornblende-Nadeln bis zu 7 mm Länge zu erkennen.

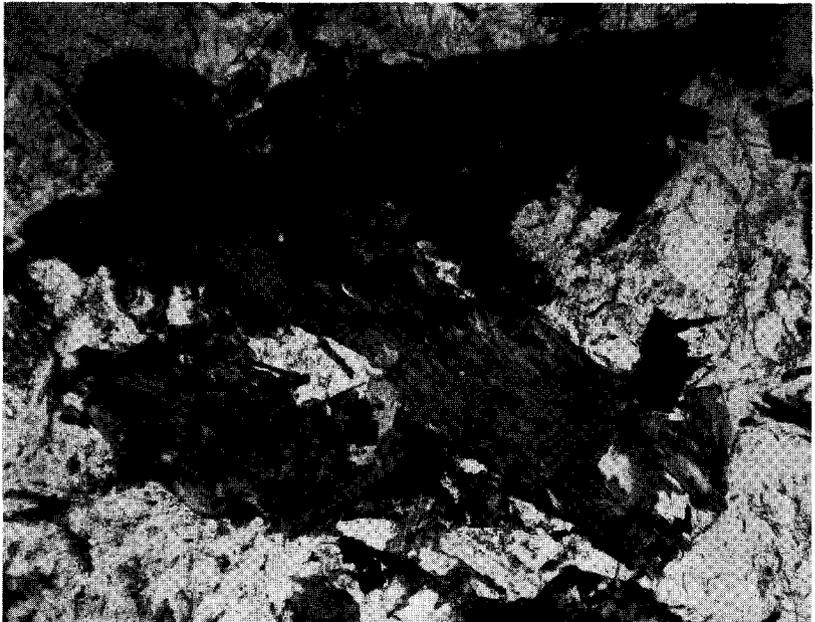


Abb. 5. Die Hornblenden der Porphyrite vom Typ „Kirchstein“ sind meist schon in faserig-schuppige Pseudomorphosen von Biotit umgewandelt (Aufschluß Nr. 65). Vergr. 54-fach; Nic.//

Unter dem Mikroskop finden wir die Grundmasse als ein holokristallines, fluidal geregeltes Gewebe von Hornblende, Plagioklas, etwas Chlorit, Apatit und Erz. Einsprenglinge bilden sehr reichlich die Hornblende-Nadeln und an Größe und Menge in weit geringerem Umfang Plagioklasleisten. Die Hornblenden haben ähnliche optische und morphologische Eigenschaften wie die aus dem Salband des Ganges am Kirchstein. Sehr häufig zeigen die Hornblenden einen dunkler gefärbten Saum. Die leistenförmigen, oft stark serizitisierten Plagioklase bleiben meist so klein, daß man sie fast schon zur Grundmasse rechnen muß.

Der tektonische Bau des Hauzenberger Granitmassives und besonders seine Klüftung wurden bereits in den dreißiger Jahren von E. und H. CLOOS (1927) untersucht. Trotz der Unterschiede in der Zusammensetzung ist im Hauzenberger Massiv ein einheitliches Kluftsystem entwickelt.

Die wichtigste Kluftchar im gesamten Massiv sind die Schwund- oder Q-Kluf t. Sie streichen  $\pm$  NS und zerteilen das Massiv fächerförmig; Am W-Rand fallen sie bis  $35^\circ$  nach E ein, gegen die Mitte des Massives stellen sie sich  $\pm$  saiger, um im E wieder bis  $40^\circ$  nach W einzufallen. In den Steinbrüchen sind die Q-Klüfte als lang aushaltende, meist sehr glatte Wände zu erkennen. Auf ihnen sitzen oft die feinen Mineralrasen. Auch den Pegmatiten und Apliten dienten die im Endstadium der Graniterstarrung aufgeplatzten Schwundklüfte zur Platznahme. Die Steinbrucharbeiter nehmen meist die NS-Richtung als „Stutz“ zum Spalten ihrer Blöcke.

Zusammen mit den Q-Klüften stellen die S-Klüfte ein orthogonales System dar. Sie erlangen jedoch geringere Bedeutung, streichen  $\pm$  EW bei saigerem Einfallen und halten meist nur wenige m bis 10er m aus. In untergeordnetem Maße sind auch die S-Klüfte von Aplit- und Pegmatitgängen gefüllt. In der Steinhauersprache heißt diese Klüftung und Teilbarkeit „Stehgang“.

Das diagonale Kluftsystem ist ebenfalls im ganzen Massiv verbreitet. Die hierzu gehörenden Klüfte streichen NW—SE und NE—SW und fallen  $\pm$  steil ein.

Die von H. CLOOS als L- oder Lagerklüfte benannten, flach liegenden Klüfte sind sicher als oberflächenparallele Absonderungsflächen durch erosive Druckentlastung entstanden. In den großen Brüchen (z. B. **Aufschluß Nr. 74 und 76**) ist nämlich immer wieder zu beobachten, wie diese Klüfte die Morphologie nachzeichnen, und die Intervalle zwischen den einzelnen Klüften in die Teufe zu immer größer werden. Die Steinhauer benutzen die Lage der L-Klüfte als „Hebgang“ zum Spalten und Abheben der Blöcke.

Ein weiteres, relativ junges Kluftsystem stellen die pfahlparallelen Klüfte dar, die von E. CLOOS als „regionale Klüfte“ besonders hervorgehoben werden. Sie sind vor allem im N-Teil des Massives entwickelt und hängen wohl mit der Platzbeschaffung für die porphyritische Ganggefolgschaft zusammen. Bei der Anlage der „regionalen Klüfte“ ist die NW—SE streichende Diagonalklüftung einbezogen und z. T. auch verstärkt spitzwinklig überprägt worden (siehe Kluftdiagramm aus den Brüchen im Hauzenberger Granit II am Kirchstein, Abb. 6).

In fast allen Brüchen des Hauzenberger Massives kommen Störungs- und Ruschelzonen vor, die die Steinhauer „Feuerwände“ bezeichnen. Die „Feuerwände“ streichen meist NW—SE, also pfahlparallel oder NS. Die letztere Lage gehört neben der Pfahlrichtung zu einem im Bayerischen Wald weit verbreiteten Störungssystem, auf dem alte und junge Täler angelegt sind. Eine solche Störung durchschneidet das Massiv seiner Länge nach. Bei Promau SE Freyung am Pfahl beginnend, tritt die Störung W Waldkirchen in das Massiv ein. S des Steinberges

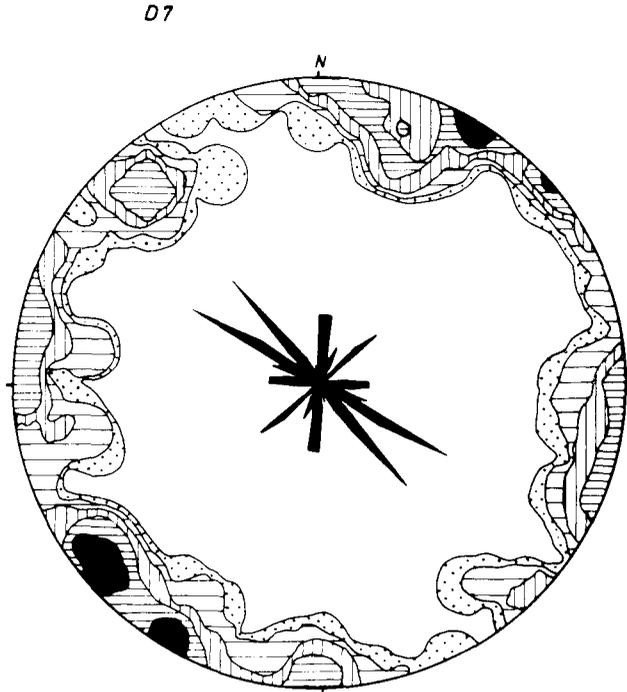


Abb. 6. Hauzenberger Granit II, 204 Klüfte, Brüche am Kirchstein. 0, < 1, > 2, > 4, > 8 ‰.

bedingt sie das tief eingefurchte Tiesental, S Oberdiendorf das Erlautal und trifft bei Erlau auf die Donaulinie. Die Anschnitte im Tiesental beiderseits der Straße Büchelberg—Hauzenberg (Straßenanschnitt bei der Leitenmühle E Oberkümmering/Bl. Hauzenberg: R 53 96,34; H 53 92,14) zeigen Hauzenberger Granit II, der von feinen Mylonitbahnen durchzogen wird und oft durch hydrothermale Lösungen gerötet ist.

### b) Der Gneisrahmen

Während die zahlreichen Brüche im Hauzenberger Massiv einen guten Einblick in dessen geologische Verhältnisse bieten, ist das Gneisgebirge nur wenig durch Brüche aufgeschlossen. Die beiden wichtigsten Aufschlüsse sind der Bruch des Grandior-Werkes (**Aufschluß Nr. 78**), wo ein NE—SW streichender, geschieferter Ganggranit weitgehend homogenisierte Gneise durchsetzt, und der Bruch der Hartstein A.G. NE Richardsreut (**Aufschluß Nr. 80**, Abb. 7).

Letzterer zeigt recht gut den Aufbau des Gneisgebirges und soll deshalb zu einer kurzen Beschreibung des Gneisgebirges dienen. Der Bruch der Hartstein A.G. wurde am Ausbiß einer flach nach N einschiebenden,  $\pm$  EW streichenden Quarz-Glimmerdioritplatte angelegt; mit dem Fortschreiten des Abbaues gelangte man in das hängende und liegende Gneisgebirge. — Die Gneise sind hier wie im Grandior-Bruch schon sehr stark homogenisiert und sind als *Anatexite* zu bezeichnen. Mehr oder weniger häufig (bes. S-Wand des Bruches) schwimmen reliktsche Schollen der anatektischen Grundmasse, Abb. 8. Die Kontakte zu den Schollen sind teils scharf, teils schlierig ineinander

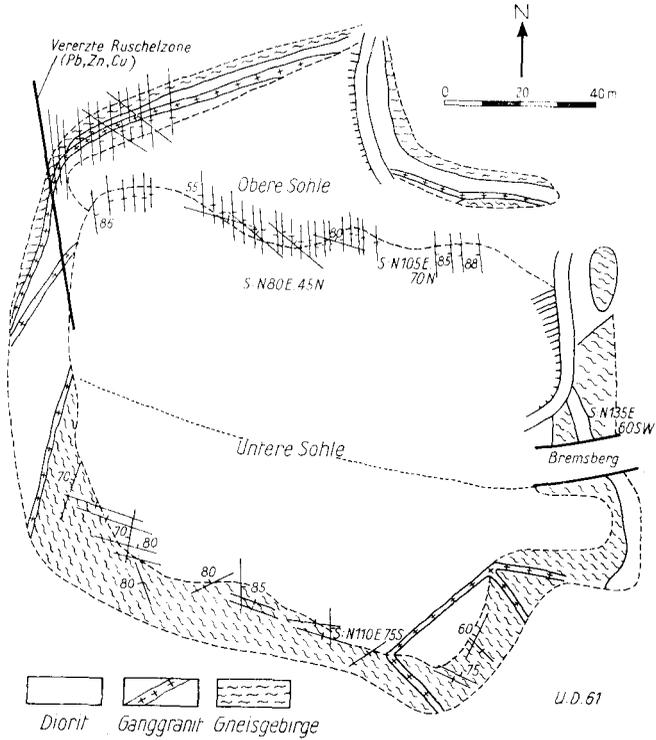


Abb. 7. Steinbruch Richardsreuth (Aufschluß Nr. 80).

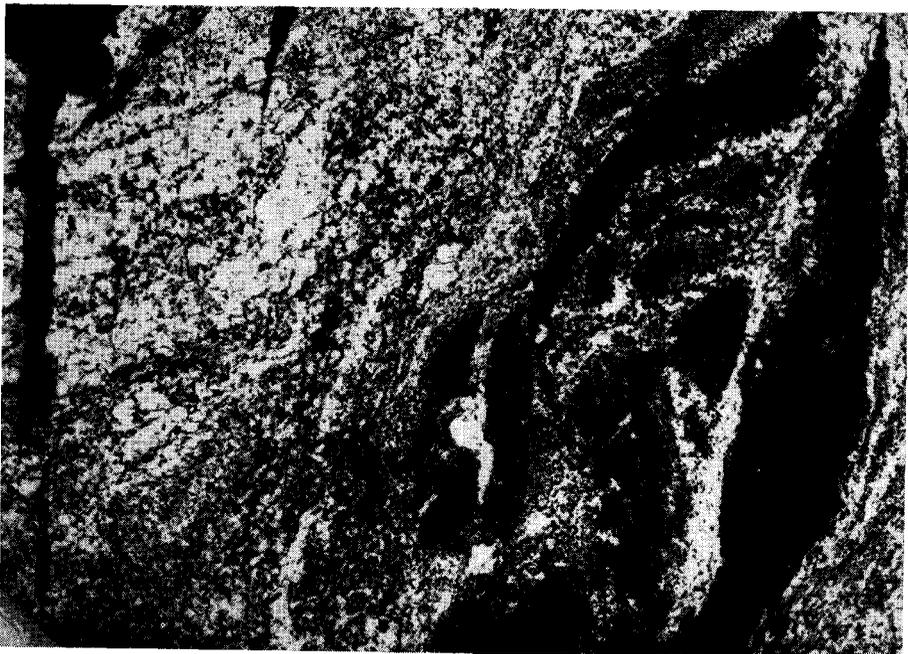


Abb. 8. Schlieriger Verband von anatektischen Gneisen mit Amphiboliten. Rechts unten sind zwischen Amphibolitschollen anatektische Mobilisate pegmatoid auskristallisiert. — Bruch der Hartstein A.G. bei Richardsreuth, Bl. Waldkirchen. (Aufnahme: G. TROLL)

übergehend. Alte, gefaltete Lagen von Amphiboliten werden zerbrochen, boudiniert, von der anatektischen Schmelze aufgeblättert und in einzelnen Bruchstücken verdriftet und rotiert. Aufgebrochene, alte Klüfte in den Amphiboliten und Boudinagen werden häufig von groben, pegmatoiden Mobilisaten gefüllt.

Bis zum dm-Bereich herunter ist in den Anatexiten immer wieder eine schlierige Regelung der dunklen Komponenten zu erkennen, die sich in die allgemeine NW—SE bis E—W-streichende und steil N bis saiger fallende regionale Regelung einordnet.

Im Handstück ist diese Regelung meist nicht mehr so deutlich ausgebildet, die Anatexite nehmen vielmehr den richtungslos-körnigen Habitus von massigen Gesteinen an. Dies und die großen Unterschiede in der mineralischen Zusammensetzung führte früher zu einer Zuordnung der Anatexite zu Intrusivgesteinen verschiedenster Art.

Die Körnung ist in der Regel mittel bis grob. Als dunkle Mineralien finden wir schwarze Biotitblätter und schwärzlich grüne, filzige Hornblenden, deren pseudomorphe Natur nach Pyroxen in oktogonalen Querschnitten hie und da zu beobachten ist. Diese Hornblenden können in ihrer Längsachse bis 7 mm lang werden, ihre Breite beträgt meist nicht mehr als 3 mm. Zu den hellen Komponenten gehört vor allem Plagioklas; er bildet selten Einsprenglinge, meist entwickelt er unregelmäßige Körner, die bis über 1 cm im Durchmesser haben können. Kalifeldspat kommt ebenfalls vor, erscheint jedoch erst weiter N zum Pfahl hin in zunehmendem Maße in Eigengestalt (Übergang zu Paliten, Kristallgranit I).

Quarz ist immer vorhanden und zeichnet sich im Gegensatz zu den rauchgrauen Granitquarzen durch eine typische weißlich-trübe bis bläulich-trübe Färbung aus (Blauquarz). In den quarzreichen Mobilisaten sind ab und zu kleine Graphitschuppen und derbe Magnetkieskörner zu finden.

Im Dünnschliff zeigen die Anatexite ein hypidiomorph-körniges Gefüge. Pyroxene, Hornblenden, Biotite und Plagioklase sind meist nach ihren morphologischen Längsachsen bzw. größten Flächen eingeregelt. Die Anatexite setzen sich zusammen, allerdings oft in sehr wechselnder Beteiligung, aus rhombischen und monoklinen Pyroxenen, Hornblenden, Biotiten, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz. Untergeordnet finden sich Magnetit, Pyrit, Zirkon und Apatit. Sekundäre Umwandlungen sind Hellglimmer und Chlorit.

Monokline, ab und zu auch rhombische Pyroxene kommen meist nur in dunkleren Anatexiten vor. Die Pyroxene sind farblos; nicht pleochroitisch, entwickeln kurze, dickprismatische und idiomorphe Kristalle ( $n_z/c = 36-39^\circ$ ). Oft sind sie schon völlig in Hornblende pseudomorph überführt.

Die Hornblenden sind farblos bis blaßgrün;  $n_z/c = 24^\circ$ ; meist in verfilzten, faserigen Verwachsungen nach Pyroxen. Die xenomorphen Biotitscheiter haben einen Pleochroismus von rötlichbraun nach blaßgelb. Biotit entsteht teilweise auf Kosten der Hornblende, die er stark angreift, durch Kalizufuhr bei der Anatexis. Eingeschlossene Zirkone und Apatite erzeugen Strahlungshöfe. Übergänge in blaßgrüne Hydroglimmer und Chlorite kommen vor.

Plagioklas bildet xenomorphe bis hypidomorphe Körner, die nach dem Karlsbader, meist aber nach dem Albitgesetz verzwillingt sind; mitunter sind die Lamellen verbogen. Der An-Gehalt schwankt zwischen 35 und 50 % bei den verschiedenen Proben. Zonarbau wurde nicht festgestellt. Kalifeldspat und Quarz greifen Plagioklas buchtig korrodierend an. An Einschlüssen finden sich Apatite und Zirkone, seltener idiomorphe Biotittäfelchen und runde Magnetite. Eine jüngere albitische Plagioklasgeneration setzt meist Altplagioklasen auf und entwickelt gegen Kalifeldspate quarzreiche Myrmekitknospen und -bänder.

Der häufig gegitterte Kalifeldspat fehlt in keinem der Anatexite; in hellen Typen kann er bis zu 30 % beteiligt sein. Er wächst xenomorph in den Zwickeln der übrigen Gefügepartner, die er verdrängt.

Ebenfalls findet der Quarz nur in den Zwickeln Platz. Die einzelnen Körner sind schwach gefeldert. Oft sind sie intensiv durchstäubt von submikroskopisch kleinen Einschlüssen, die wohl durch einen kolloid-optischen Effekt die makroskopisch so charakteristische Blaufärbung verursachen.

Der Apatit ist bevorzugt mit den dunklen Mineralien vergesellschaftet in derben idiomorphen Körnern. Der seltenere Zirkon ist stark radioaktiv und zeigt fast durchweg Eigengestalt in kurzsäuligen Prismen mit flachen Pyramiden. Die oxidischen und sulfidischen Erzakzessorien (Magnetit, Hämatit, Pyrit und Magnetkies) bilden in der Regel nur lappig begrenzte Körner. Durch Anreicherung von Magnetit können Anatexite magnetische Anomalien hervorrufen (Stelzenholz, W Wotzmannsreut).

Die Zusammensetzung der Anatexite schwankt zwischen folgenden Werten:

Pyroxen	Hornblende	Biotit	Plagioklas	Kalifeldspat	Quarz	Rest
0—5 %	0—15 %	5—25 %	20—45 %	5—30 %	5—20 %	0—3 %

Die NIGGLI-Werte eines Normal-Anatexites entsprechen einem opdalitischen Magmentyp.

Anatexite dieser Art stellen vorwiegend die Rahmengesteine des Hauzenberger Massives dar. In ihnen kommen neben den basischen Relikten weniger stark homogenisierte Reste eines zumindest etwas älteren Metamorphosestadiums vor. Solche Gesteine sind die alkalisierten Biotit-Plagioklas-Gneise. Sie zeichnen sich durch einen deutlichen, gefalteten Lagenbau in mm-Rhythmus von Biotitzeilen und Quarz-Feldspat-Lagen aus. Diesem alten, straffen Lagenbau tasten unregelmäßige, bis cm-dicke Neosomlagen nach und lockern ihn auf. Nicht selten durchdringen die metatektischen Mobilisate diskordant das Gefüge.

Zu den basischen Einschaltungen in den Anatexiten gehören Kalksilikatfelse, Amphibolite und Serpentine. Die Kalksilikatfelse kommen nur als Lesesteine vor, wie NNE Röhrenbach. Im Bruch der Hartstein A.G. sind die Kalksilikatfelse meist schon so stark amphibolisiert, daß sie als Paraamphibolite zu bezeichnen sind.

Im Handstück haben die dichten Kalksilikatfelse eine grünliche Farbe. Auf frischen, muscheligen Bruchflächen zeigen sie einen deutlichen Glasglanz und lassen einen Lagenbau schwach erkennen. Bei zunehmender Amphibolitisierung verschwindet der Glasglanz und der Lagenbau tritt stärker hervor.

Unter dem Mikroskop finden wir Diopsid, Plagioklas und Quarz, die granoblastisch-diablastisch miteinander verwachsen sind. Akzessorisch kommen Titanit, etwas Erz und Apatit und sekundär Hornblende hinzu. Quarz und Plagioklas einerseits und Plagioklas und Diopsid andererseits können sich in dünnen, mm-breiten Zeilen anordnen. Der Diopsid bildet längliche, amöbenartige Xenoblasten, die von Quarz und vor allem von Plagioklas diablastisch durchwachsen werden. Eine randlich beginnende Umwandlung in blaßgrüne bis kräftigergrüne Hornblende (Uralitierung) ist besonders im Bruch der Hartstein-A.G. schon fast bis zur vollständigen Ersetzung der Diopside fortgeschritten. Die Hornblenden sind strähnig-faserig und meist in s geregelt. Der xenomorphe Plagioklas ist meist ein Labradorit, der mitunter durch randliche Entkalkung einen einfachen, unscharfen Zonarbau zeigt. Der Quarz entwickelt ein Pflastergefüge und durchsetzt Diopsid und Plagioklas.

Unter den basischen Schollen in den anatektischen Gesteinen des Bruches der Hartstein A.G. herrschen bei weitem Amphibolite paragener wie orthogener Herkunft vor. Sie durchschwärmen überhaupt reichlich das Gneisgebirge in der Umgebung des Hauzenberger Massives. Die Dimensionen der meist linsigen Amphibolitkörper reichen von dm- bis km-Bereich; so ist z. B. ein Amphibolitzug SE Waldkirchen 2 km lang. Bei einer geomagnetischen Kartierung

durch TRÖSTER (1956) wurden zwischen Röhrenbach und Waldkirchen vier ESE-streichende, etwa 4,5 km lange Züge von Anomalien gefunden, die in erster Linie auf zum Teil tiefer liegende (Ortho-) Amphibolite zurückgeführt werden müssen.

Makroskopisch sind die dunkelgrünen bis schwarzen Amphibolite sehr unterschiedlich. Das Gefüge ist teils grob-, teils feinkörnig. Manchmal zeigt es ein dichtes, unregelmäßiges Bild, dann wieder einen deutlichen Lagenbau mit hellen plagioklasreichen und dunklen hornblendereichen Zeilen. Dieser Schichtverband kann verfaltet sein, dann tauchen seine Faltenachsen meist steil nach N bis NE ein.

Unter dem Mikroskop erkennen wir häufig ein granoblastisches Gefüge. Der Mineralbestand ist sehr umfangreich und schwankend: Pyroxen, braune, farblose und bläulichgrüne Hornblendeln, Biotit, Plagioklas; Chlorit, Calcit, Epidote und Hellglimmer. Akzessorisch kommen hinzu Hämatit, Magnetit, Ilmenit, Pyrit, Leukoxen, Apatit und Zirkon. Es ist anzunehmen, daß Gesteine dieses basischen Chemismus ursprünglich in der Mineralfazies der Gabbros oder Diabase (Pyroxen und Plagioklas) vorlagen und daß sich in ihrem heutigen Mineralbestand eine allmähliche Umwandlung in Richtung auf die Plagioklas-Amphibolitfazies und weiter zur Epidot-Amphibolitfazies geltend macht, daß schließlich sogar Neubildungen der Grünschieferfazies erscheinen.

Die meist granoblastischen Pyroxene sind teils Diopside, teils Diallage, die häufig von brauner, farbloser oder blaugrüner Hornblende verdrängt werden. Die wenig idiomorphe braune Hornblende ist mit Pyroxen und Plagioklas granoblastisch verwachsen und wird oft randlich in bläulichgrüne überführt (Ionendiffusion). Die bläulichgrüne Hornblende kann sogar der einzige dunkle Gefügepartner neben braunem Biotit sein. Er entsteht durch Kalizufuhr auf Kosten von Hornblende und Pyroxen. Die rundlichen Plagioklaskörner sind besonders nach (010) und (001) in breiten Lamellen verzwillingt. Zonarbau fehlt meist. Der An-Gehalt variiert zwischen 55 und 75 %.

Sekundäre Umwandlungen können fehlen oder auch vorherrschen. So werden Hornblendeln epidotisiert und Plagioklas zoisitisiert. Blaßgrüne Chlorite verdrängen Biotit, Pyroxen und Hornblendeln. Die Akzessorien sind vorwiegend schwach strahlungsaktiver Apatit und Erze: Würfelige Pyrit- und Magnetitkieskörner, Ilmenite mit Leukoxensaum und oft reichlich rundliche Magnetite.

Neben den Amphiboliten orthogener Herkunft sind Serpentinite Zeugen eines präanatektischen basischen Magmatismus. Auf den Feldern in der Umgebung des Hauzenberger Massives sind gelegentlich Lesesteine vertalkter Serpentinite zu finden, so besonders bei Sickling W Waldkirchen (**Aufschluß Nr. 81**). Meist treten die Serpentinite als rundliche, dm-große Schollen in den Anatexiten auf. Bei der Verwitterung sind die Serpentinite widerstandsfähiger und bleiben im Boden als runde Brocken mit einer hellgrauen, talkigen Rinde zurück. Auf frischen Bruchflächen erkennt man mm-große, graue Körner, die in einer dunkelgrauen Grundmasse schwimmen.

Die Serpentinite führen in einem schwach lepidoblastischen Gefüge Olivin, farblose Hornblende, Klinochlor, Chromspinell, Erz und Chrysotil. Die Körner des Olivins (Forsterit) werden in bekannter Weise von Maschenserpentin (Chrysotil  $\alpha$ ) netzartig durchsetzt. Die aktinolithische Hornblende ( $n_z/c = 17^\circ$ ) ist meist nur schwach serpentinisiert. Farblose, schuppige Klinochlore gruppieren sich oft radialstrahlig um von Erz durchstäubte Flecken, wahrscheinlich als Pseudomorphosen von Granat (?). Häufig ist der Chromspinell mit Klinochlor parallel der Basis verwachsen.

Die Gesteine des präanatektischen Gneisgebirges, die uns in der Umräumung des Hauzenberger Granitmassives begegnen, gehen auf eine alte, präkambrische Sedimentationsfolge mit abwechslungsreichem Aufbau und z. T. in euxinischer

Fazies (A. MAUCHER 1936) zurück. Neben sandigen Tonen sind mergelige bis kalkige Ablagerungen als Ausgangsgesteine zu betrachten. Die basischen Einschaltungen können als Ergüsse oder Tuffe bereits der sedimentären Schichtfolge angehören oder als spätere Intrusionen bestimmter Orogenphasen.

In der letzten nachweisbaren alpinotypen Metamorphose gingen aus dieser Gesteinsserie Biotit-Plagioklas-Gneise, Kalksilikatfelse, Para- und Orthoamphibolite und Serpentinite hervor. Diese Metamorphose wurde von einer starken Aufwärmung überrollt, die sich bis zur Bildung anatektischer Schmelzen steigerte. Dabei wurden sicherlich vor allem saurere Gesteinspartien (untere Kalizufuhr) mobilisiert. Die so entstandenen Schmelzen konnten sich sogar mit weit basischeren Gneisen wie Amphiboliten umsetzen und reagieren.

Im Bruch der Hartstein A.G. wird, wie schon erwähnt, hauptsächlich ein feinkörniger Quarz-Glimmerdiorit abgebaut. Gesteine dieser Art leiteten im Passauer Wald die varistische Intrusionstätigkeit ein, die nach reicher Granitförderung ihren Ausklang in der porphyritischen Gangfolgschaft fand.

Die Quarz-Glimmerdiorite sind besonders N des Hauzenberger Massives in einem 2 km breiten Streifen anzutreffen, der vom S-Ende des Fürstensteiner Intrusivgebietes (G. TROLL, ds. Heft, S. 133) herüberstreicht und bei Kaltwasser an den Pfahl stößt. Die einzelnen Dioritkörper sind bis qkm-große Linsen und Platten. Sie streichen  $\pm$  EW, fallen flach bis mittelsteil nach N ein und erreichen Mächtigkeiten von mehreren 10er Metern. Die Dioritplatte im Aufschluß Nr. 80 ist etwa 15—20 m dick und besonders im N-Teil des Bruches freigelegt. Im Hangenden und Liegenden wird sie aus dem Kontakt zum Anatexit von mächtigen Granitgängen herausgeschält, Abb. 9.

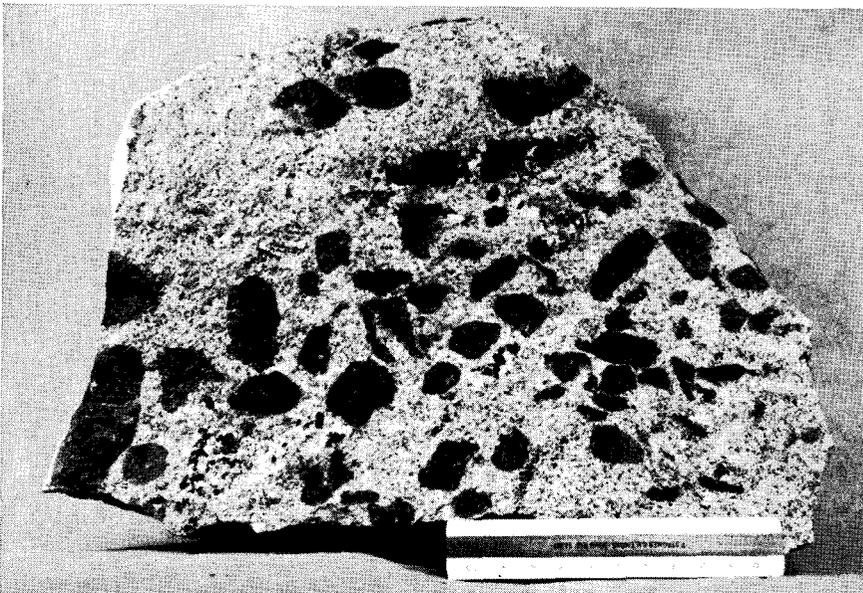


Abb. 9. Eruptivbrekzie von Ganggranit, der Anatexit und Quarzglimmerdiorit fragmentiert hat. — Bruch der Hartstein A.G., Richardsreut. (Aufnahme: G. TROLL)

Mit bloßem Auge ist der Diorit hier an seiner schwärzlichgrauen Farbe und seiner fast hornfelsartig dichten Beschaffenheit zu erkennen. Charakteristisch sind erbsengroße Biotitbutzen, oft mit einem Kern grüner Hornblenden. Gegen den Rand des Dioritkörpers werden die Butzen in Form dreiachsiger Ellipsoide ausgedünnt, deren Langachse EW liegt. Neben den Butzen sind nur noch kleine leistenförmige Plagioklase zu erkennen. Je nach den augenblicklichen Aufschlußverhältnissen kann man im N-Teil des Bruches in hangenden Partien noch die Titanitflecken-führende Dioritvariante beobachten.

Im Dünnschliff zeigt der Quarz-Glimmerdiorit ein holokristallines, hypidiomorph-körniges Gefüge mit Anklängen an granoblastische Strukturen. Die Biotit-Hornblende-Butzen sind ebenso wie die Biotite der feinerkörnigen Grundmasse am Rande des Dioritkörpers deutlich geregelt, in der Mitte herrscht dagegen meist eine richtungslose Textur vor.

Der Diorit besteht aus Hornblende, Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz. Untergeordnet treten Apatit, Zirkon, Titanit, Orthit und Ilmenit auf.

Die gemeine Hornblende bildet hypidiomorphe bis xenomorphe Körner und Leisten, die in den Butzen filzig verwachsen sind. Gegen die Grundmasse sind sie von einem Saum von Biotiten abgeschirmt. Offensichtlich sind die Butzen Pseudomorphosen nach brauner Hornblende oder Pyroxen. Der Pleochroismus der Hornblenden geht von dunkelbläulichgrün ( $n_z$ ) nach hellgelblichgrün ( $n_x$ ) mit einer kräftigeren Tönung am Rand der Körner.

Der Biotit (dunkelgrünlichbraun—hellgelblichbraun) entwickelt kleine, scharfbegrenzte Scheiter, die von Quarz und Feldspat stark angegriffen werden. Einschlüsse von radioaktiven Zirkonen und derben, großen Apatiten kommen vor.

Plagioklas erscheint in drei Ausbildungen: Große, meist idiomorphe Labradorite ohne Zonarbau haben feine, engständige Albitlamellen. Ein schmaler, saurer Plagioklas-III-Saum verzahnt sich mit der Grundmasse und wächst gegen seltene, kleine Mikrokline als Myrmekit. Der Plagioklas II bildet kleine, idiomorphe Kristalle mit komplexer Verzwilligung. Er ist immer zonar gebaut mit einem An-Gehalt von 40—45% im Kern und ungefähr 20% im Rand. Oft ist der Kern fleckig entkalkt und serizitisiert. Eingeschlossen sind reichlich lange Apatitnadelchen und kleine angelagerte Biotite.

Quarz tritt in erheblicher Menge in kleinen, rundlichen, erzdurchstäubten Körnern auf, die mitunter in größeren Partien der Grundmasse einheitliche Orientierung besitzen.

Zu den charakteristischen Nebengemengteilen zählen in erster Linie Apatite: als große derbe Kristalle vor allem an Biotit und Hornblende einerseits und andererseits als schlanke Nadeln an Feldspat und Quarz gebunden. Rötlichbraune Orthite werden skelettartig von Quarz angeätzt und erzeugen in Biotiten kräftige Strahlungshöfe, ebenso seltenere, idiomorphe Zirkone. Ilmenit mit Leukoxensaum kommt neben Titanit und Pyrit vor.

Im Bruch der Hartstein A.G. fällt sofort auf, daß der Quarz-Glimmer-Diorit mehr oder weniger lebhaft von Granitgängen und -adern durchwebt ist. Sie sind überhaupt ständige Begleiter der Diorite, scheinen aber älter als die Granite des Hauzenberger Massives zu sein. Bei den Granitgängen sind leicht zwei Generationen zu unterscheiden. Die ältere Generation soll als Zwickelgranit (Granit I) bezeichnet werden. Er ist offensichtlich schon während der Dioriterstarrung eingedrungen und konnte sich netzartig auf den ersten Kontraktionsklüften verbreitern. Dabei wurden oft  $\pm$  elliptische Gebilde von Diorit umschlossen und durch tiefgreifende, fingerartige Verzweigungen angegriffen (Abb. 10).

Im Handstück ist der Zwickelgranit, durch Aufnahme dioritischen Materials, meist etwas dunkler als der jüngere Ganggranit II, der den Diorit und den Zwickelgranit mit geraden Grenzflächen durchdringt. Beide Granite sind fein- bis mittelkörnig und lassen meist eine Regelung der Biotite erkennen.

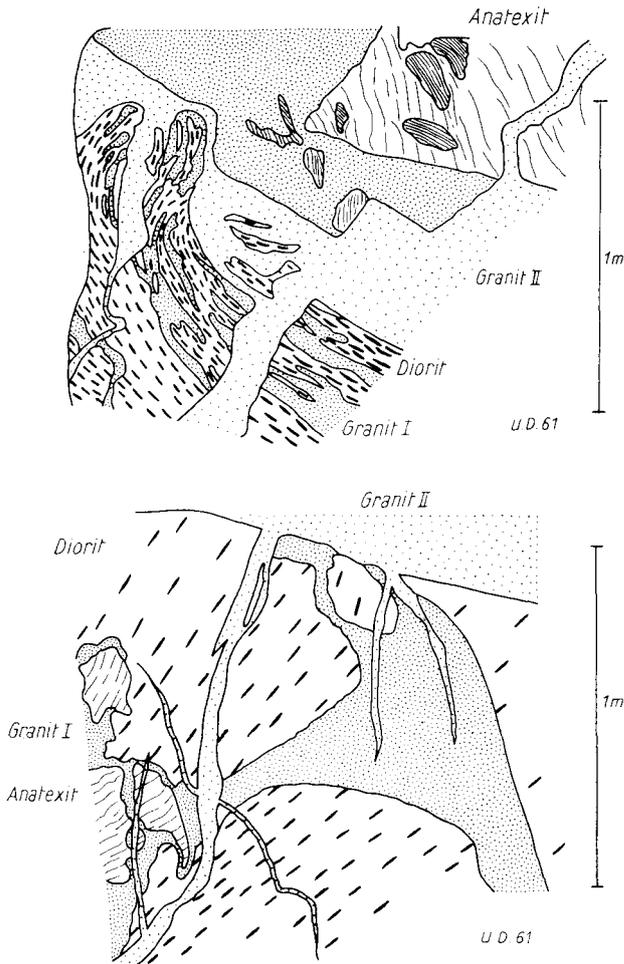


Abb. 10. Verband von Anatexit, Diorit, Granit I (Zwickelgranit) und Granit II, Steinbruch Richardsreut (Aufschluß Nr. 80).

Da sich Zwickelgranit und Ganggranit II in ihrem Mineralbestand wenig von den Hauzenberger Graniten I und II unterscheiden, soll hier nur auf die mikroskopischen Besonderheiten der beiden Ganggranite eingegangen werden.

Der Biotit des Zwickelgranites zeigt einen Pleochroismus, der dem der Dioritbiotite sehr ähnlich ist: schmutzig-olivbraun bis blaßgelb. Es dürften also chemisch ziemlich gleiche Biotite vorliegen, wahrscheinlich durch diffuse Angleichung.

Titanit und Orthit, für unsere Diorite typische Minerale, finden sich auch im Zwickelgranit wieder: Titanit nach Art von Porphyroblasten im Intergranularnetz wachsend mit skelettartiger Idiomorphie. Der buchtig korrodierte Orthit ist stärker zonar gebaut, ab und zu verzwilligt und oft von Epidot ummantelt.

Im Gegensatz zu den Hauzenberger Graniten I und II führen die beiden Ganggranite weder Andalusit noch Sillimanit.

In der NW-Ecke des Bruches wurde vor einigen Jahren eine Mylonitzone (N 165 SE,  $\pm 90$ ) mit Vererzungen im Diorit angefahren (Abb. 7). mm-breite Mylonitbänder durchziehen hier reichlich das Gestein, das teils kräftig gerötet, teils stark ausgebleicht ist. Teilweise ist es hier sogar zur Brekzienbildung gekommen. Die dabei entstandenen Spalten sind vorwiegend mit weißlichem bis rotbraunem Quarz als Gangart gefüllt, in dem verschiedene sulfidische Erze sitzen. Meist handelt es sich um derben, silberhaltigen Bleiglanz, der häufig mit etwas Kupferkies und Pyrit imprägniert ist. Auch dunkelbraune Zinkblende wurde festgestellt. Daneben finden sich noch Mineralrasen von hellgrünen Epidoten und dichtem, dunklem Chlorit. Durch Zersetzung (durch deszendente Wässer) der Primärerze entstehen etwas Schwarzbleierz und selten Malachit. Die Stücke des Erzganges, die aus dem oberen Teil der W-Wand des Bruches stammen, scheinen durch die tertiäre, tiefgreifende Verwitterung nahezu völlig ihres Erzgehaltes beraubt zu sein. Wahrscheinlich lassen sich aber noch bei entsprechender Suche einige andere sekundäre, erzhaltige Minerale finden.

## 82 Die Buchberger Leite am Bayerischen Pfahl

VON ULRICH DOLLINGER

Eine der schönsten Wanderungen im Passauer Wald führt durch die wildromantische Buchberger Leite W Freyung (Bl. Freyung Nr. 7147). Die Wolfsteiner Ohe hat sich hier, von Freyung kommend, in jüngster geologischer Vergangenheit in das Urgebirge eingegraben. Auf einigen Kilometern Länge ist der Pfahl mit seinen Nebengesteinen in einem canyonartigen, bis über 100 m tiefem Tal freigelegt. Ein gutgepflegter Wanderweg führt von der Buchberger Mühle (Karbid-Werk mit Herstellung künstlicher Edelsteine) N Aigenstadel (Anschluß an die Bundesstraße B 12) flußaufwärts nach Freyung. Dieser Weg soll hier bis zur Sperre als Exkursionsroute dienen.

Die Gesteine der Buchberger Leite gehören Typen an, die im Moldanubikum weit verbreitet sind, hier jedoch durch die vielfachen Bewegungen in der Pfahlzone z. T. tiefgreifende Veränderungen erfahren haben. Die vorherrschenden Gesteine sind grob- bis riesenkörniger Kristallgranit I, körnelgneisartige Diatexite und Ganggranite, die in älteren Publikationen als Gneisgranite, -syenite und -diorite bezeichnet wurden. In den Störungszonen — Hauptpfahl und Neben-

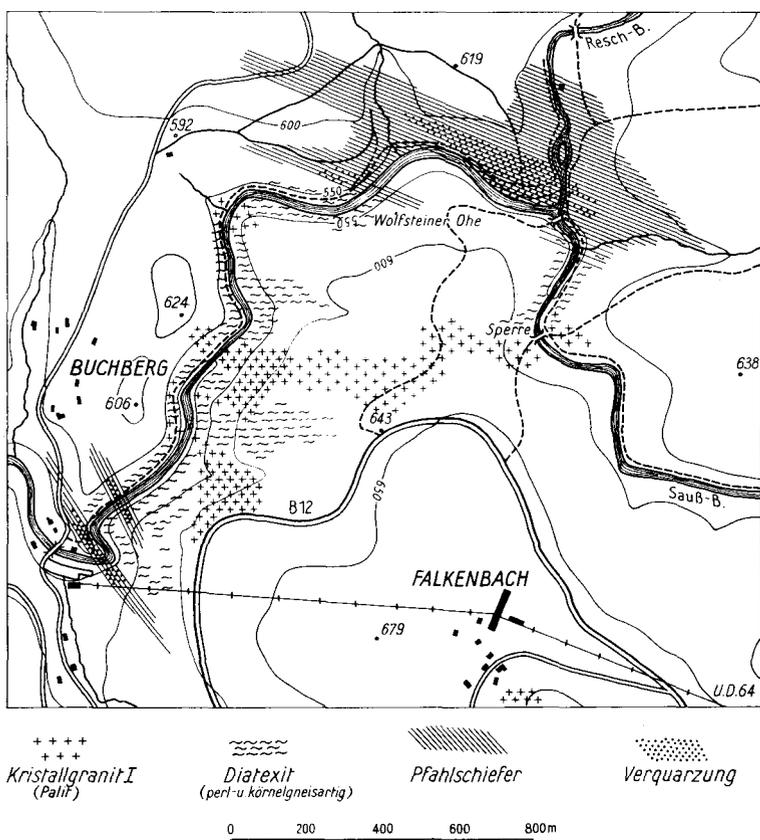


Abb. 1. Die Buchberger Leite (Aufschluß Nr. 82).

pfähle — wurden diese vorwiegend massigen Gesteine zunehmend zerschert und zerrieben, so daß heute in den ultramylonitischen Pfahlschiefern (GÜMBELS Urthonschiefer) das ursprüngliche Ausgangsgestein meist nicht mehr erkannt werden kann.

Diese Zerstörung der Gesteine begegnet uns bereits bei der Buchberger Mühle am Eingang des kurzen Tunnels in den Canyon. Hier steht ein dunkelgrüner, harter Fels an. Feldspäte, Quarz und Biotit sind stark zerrieben und bilden eine streng geschieferte Grundmasse, in der nur Mikroklinbruchstücke auf den ehemaligen Kristallgranit-Habitus deuten. FRENTZEL (1911) nannte solche Gesteine Palite; s N 140 E, 75 SW.

Nach dem Tunnel tritt bereits nahezu typischer Pfahlschiefer auf. In der feinen, dichten, chloritischen Grundmasse haben sich nur noch wenige bis 1 m große Feldspäte erhalten. s N 145 E, 80 SW.

Der Felsriegel SE des Tunnels besteht aus typischem Pfahlschiefer mit engständiger Verschieferung und schwacher Verquarzung: s N 165 E,  $\pm$  90; b N 165 E, 30 SE. Hier streicht also ein kleiner, mehrere m breiter Nebenpfehl durch, der nach SE bis Köppenreut zu verfolgen ist.

Vom Stollenloch bachaufwärts wird der Pfahlschiefer von zunehmend weniger deformiertem Palit abgelöst; es sind jedoch immer wieder kräftiger mylonitisierte, Pfahlschiefer-ähnliche Partien zu beobachten; s meist um N 120 E, 90.

Etwa 100 m NE des Stollenmundes tritt ein zweiter Nebenpfehl auf; s N 170 E, 50—70 W. Hier ist ein heller, feinkörniger Ganggranit von einigen Metern Mächtigkeit sehr stark zerschert und etwas verquarzt.

Anschließend folgen wieder weniger kräftig beanspruchte Diatexite (s N 145 E, 90) mit eingeschalteten Granitgängen. SE Pkt. 606 gehen die Diatexite in Kristallgranit I über und sind besonders gut im Bachbett zu studieren.

Der angrenzende Diatexit führt wenige Kalifeldspat-Einsprenglinge, die N 110 E,  $\pm$  90 geregelt sind und nach einigen Schritten nach N 45—55 E umbiegen.

Auch der Kristallgranit I E Pkt. 606 zeigt zwei Regelungen: sf N 130 E, 80 SW und ss N 60 E, 90 (mit gleichlaufenden Aplitgängen). Am Fuße des Felsriegels von E wurde s N 105 E, 85 S gemessen.

NE des Felsriegels kommt wieder mittelkörniger, homogener Diatexit (s N 100 E, 90), der mit Parablastomyloniten Ähnlichkeit hat.

SE Pkt. 624 streicht ein etwa 100 m breiter Kristallgranitzug durch das Bachbett. Die fleischroten, oft zerbrochenen Kalifeldspäte werden hier bis 7 cm lang und sind N 125 E, 90 geregelt (Abb. 2). Besonders an den Felsblöcken an der E-Seite des Baches treten mm-breite Mylonitbänder auf, die N 50 E, 75 NW und NS, 70 W streichen.

Beim Bachknick E Pkt. 624 folgen körnelgneisartige Diatexite, die N 125, E, 90 und 100 m weiter N 145 E, 70 SW geschiefert sind. Eingefaltet und mitverschiefert sind hier ab und zu kleine Quarz-, Aplit- und Pegmatitgängen.

Kurz vor der Biegung SE Pkt. 592 streichen die Diatexite N 100 E, 80 N und N 100 E, 80 S.

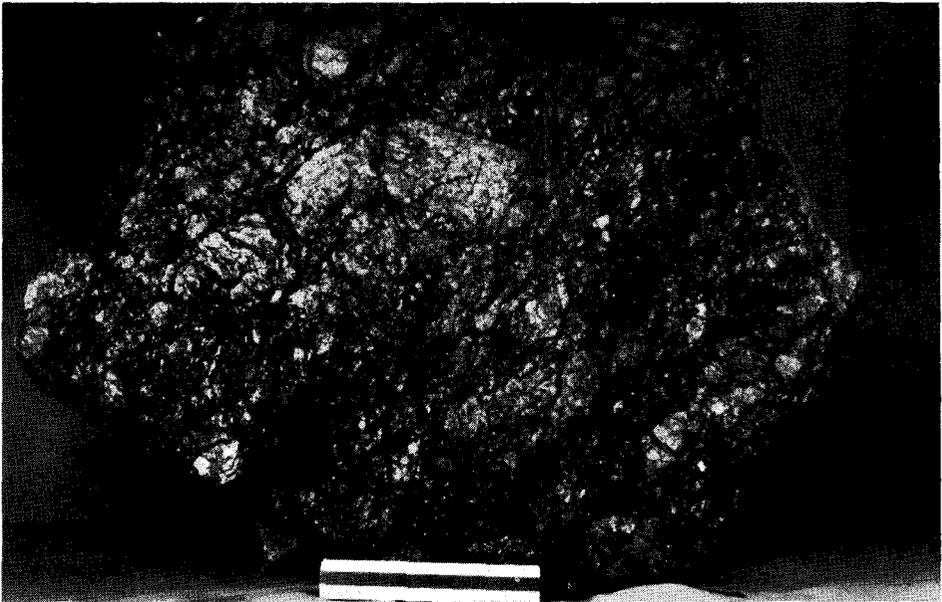


Abb. 2. Palit mit kataklastischen Großfeldspäten in einem Hornblende-Biotit-Gewebe. Quarz ist kaum vorhanden. Buchberger Leite/Bl. Freyung. Maßstab 10 cm.

(Aufnahme: G. TROLL 1964)

Bei der Biegung selbst tritt nochmals grobkörniger Kristallgranit I auf, dessen Kalifeldspäte N 60 E,  $\pm 90$  geregelt sind.

Im Bachlauf nach der Biegung herrschen Diatexite vor, deren primäre Regelung (N 45—70 E,  $\pm 90$ ) von einer starken Schieferung (N 120 E, 80 NE) überprägt ist. Mit der Annäherung an den Pfahl nimmt hier die Mylonitisierung zusehends zu.

Etwa 150 m SW der Einmündung des kleinen Seitentälchens von N beginnt die eigentliche Pfahlzone mit völlig dichten, grünlichen Pfahlschiefern, die meist etwas verquarzt sind und eine sehr intensive Zerklüftung aufweisen. Sie bilden hier mächtige Felsrippen. Die Schieferung streicht zunächst N 120 E, 75 NE (Striemung  $\pm$  horizontal mit einer vertikalen Knickfältelung), biegt dann auf N 100 E,  $\pm 90$  und bei der Einmündung des Seitentälchens auf N 55 E, 65 NW um.

Nach dem Seitentälchen herrscht wieder die Hauptpfahlschieferung mit N 115 E,  $\pm 90$  in teils hellen, teils dunkleren Ultramyloniten vor bis zur Mündung des Resch-Baches.

Der Reschbach durchschneidet auf etwa 400 m die Pfahlschiefer und hat sie häufig in seinem Bett freigelegt. Bei der Mündung stehen hornfelsartige, stark verquarzte Schiefer mit Spezialfältelung an: s N 115 E,  $\pm 90$ . Etwas weiter nach N: s N 125 E, 38 NE. Ausgangsmaterial scheinen hier biotitreiche Diatexite gewesen zu sein.

Bei der Mühle werden die Pfahlschiefer etwas dunkler (Verarbeitung basischen Materials) und streichen N 110 E, 50 NE (Striemung N 120 E, 20 NW). Achse einer Kleinfältelung: N 110 E, 35 NW.



Abb. 3. Kalifeldspat aus Palit. Die angelagerten Plagioklase sind als weiße Flecken gut zu erkennen. Sandgrube Falkenbach/Bl. Freyung. Maßstab = Pfennigstück rechts unten.

(Aufnahme: G. TROLL)

N der Mühle (E-Werk) nimmt die Intensität der Mylonitisierung ab. Hier treten feinkörnige, schwach geschieferte Granite auf.

Auf der E-Seite des Reschbaches finden wir die Fortsetzung des Pfahles mit vorwiegend hellen Schiefen, bei der Mündung s N 122 E, 70 NE. Von hier am Kanal entlang bis zur Sperre stehen Felsen von perl- und körnelgneisartigen Diatexiten an, die mit zunehmender Entfernung vom Hauptpfahl weniger blastomylonitisch überprägt sind; kurz vor der Sperre: s N 90—100 E,  $\pm$  90. Einzelne größere Kalifeldspateinsprenglinge leiten zu dem S anschließenden Kristallgranit I über (Abb. 3).

Die Gesteine der Buchberger Leite zeigen also neben den Strukturen der Pfahltektonik (N 120 E und N 165 E) auch noch älteres Gefüge, das z. T. pfahlparallel läuft, z. T. auch NE-Richtung einnimmt.

## Schriftum

- ALBRECHT, F.: Der Pfahl im Bayerischen Wald. — Der Aufschluß, **7**, H. 4, Roßdorf bei Darmstadt 1956.
- AMMON, L. v.: Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau. Gekrönte Preisschrift der Univ. München, München 1875.
- ANDRITZKY, G.: Die Anatexis im Regensburger Wald. — N. Jb. Mineral., Abh., **99**, S. 79—112, Stuttgart 1962.
- Ein Vorkommen von Wolkonskoit in einer verquarzten tektonischen Brekzie bei Kürn (Vorderer Bayerischer Wald). — Geol. Bl. NO-Bayern, **13**, S. 186—191, Erlangen 1963.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6839 Nittenau. München 1964.
- Die Entstehung großer Kalifeldspäte in anatektischen Gesteinen des Vorderen Bayerischen Waldes aus Pegmatoiden. — Geol. Bl. NO-Bayern, **15**, S. 76—83, Erlangen 1965.
- ARANOWSKI, K.: Über Trennungsf lächen im Rosenquarz von Zwiesel. — Zbl. Mineral., 1926, Abt. A, S. 17—21, Stuttgart 1926.
- BADER, E.: Spektralanalytische Vanadinbestimmung im Passauer Graphit, Berichtigung der Ergebnisse von A. MAUCHER. — Cbl. Mineral. usw., 1937, Abt. A, S. 279—288, Stuttgart 1937.
- BADER, H.: Stoffhaushalt und Metamorphose der Gneise in der südlichen Oberpfalz. — N. Jb. Mineral., Abh., **100**, S. 225—269, Stuttgart 1963.
- BAUBERGER, W.: In: BRUNNACKER, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7142 Straßkirchen. München 1956.
- Über Pinitporphyre im Naabgebirge. — Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. 3, S. 311—320, Berlin 1960.
- BAUBERGER, W. u. CRAMER, P.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6838 Regenstauf. München 1961.
- BAUBERGER, W. u. TEUSCHER, E. O.: Grundgebirge Ost- und Nordwestbayerns. Moldanubikum. — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 2. Aufl., S. 7—17, München 1964.
- BAYBERGER, F.: Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwald. — Petermanns Mitt., Ergänz.-Bd. **81**, 1886, Gotha (Justus Perthes) 1886.
- BEDERKE, E.: Das Alter des moldanubischen Grundgebirges. — Geol. Rdsch., **45**, 1956/1957, S. 167—177, Stuttgart 1957.
- BEER, K.: Der Böhmerwald und der Bayerische Wald. — Monogr. zur Erdk., **34**, S. 1—154, Bielefeld - Leipzig 1925.
- BELL, J. F.: Festigkeit und Gefügeregel am Beispiel eines Granits. — N. Jb. Mineral., **71**. Beil.-Bd., Abt. A, S. 193—213, Stuttgart 1936.
- BERG, G.: Das Gabbromassiv im bayerisch-böhmischen Grenzgebirge. — S.-Ber. Preuß. Akad. Wiss., Berlin 1905/06.
- CLAUS, G.: Schwermineralien aus kristallinen Gesteinen des Gebietes zwischen Passau und Cham. — N. Jb. Mineral., **71**. Beil.-Bd., Abt. A, S. 1—58, Stuttgart 1936.
- CLOOS, H.: Kurze Beiträge zur Tektonik des Magmas. I. Teil: Die Intrusionsfolge im Bayerischen Wald. II. Teil: Die Batholithen des Bayerischen Waldes und der Pfahl. — Geol. Rdsch., **14**, S. 7—20, Stuttgart 1923.
- CLOOS, H., BALK, R., CLOOS, E. u. SCHOLTZ, H.: Die Plutone des Passauer Waldes. Ihr Bau und Werdegang und ihre innere Tektonik. — Monogr. z. Geol. u. Paläontol., Ser. 2, H. 3, Berlin 1927.
- DAVIS, G. L. u. SCHREYER, W.: Altersbestimmungen an Gesteinen des ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. — Geol. Rdsch., **52**, S. 146—169, Stuttgart 1962.
- DESSAU, G.: Einiges über Bodenmais. — N. Jb. Mineral., **66**. Beil.-Bd., Abt. A, S. 381—406, Stuttgart 1933.

- DORN, P.: Geologische Studien im Passauer Graphitgneisgebiet. — Z. deutsch. geol. Ges., **87**, S. 632—650, Berlin 1935.
- Geologie der Flußspat-Lagerstätten der Bayerischen Ostmark. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **25**, 1936, S. 1—23, Stuttgart 1936.
- DRESCHER, F. K.: Zur Tektonik und Petrographie der Diorite von Fürstenstein (Bayerischer Wald). — Abh. hess. geol. Landesamt, **8**, S. 1—49, Darmstadt 1925.
- Über Mikroklinholoblasten mit Grundgewebseinschlüssen, Internregelung von Biotit und einige diesbezügliche genetische Erwägungen. — Notizbl. Ver. f. Erdk. u. hess. geol. Landesanst., 5. F., S. 246—269, Darmstadt 1928.
- Zur Genese der Diorite von Fürstenstein (Bayerischer Wald). — N. Jb. Mineral., **60**, Beil.-Bd., Abt. A, S. 445—530, Stuttgart 1930.
- DRESCHER-KADEN, F. K.: Zur Bildungsweise dioritischer Gesteine. — Chemie d. Erde, **15**, S. 299—324, Jena 1945.
- Geologische Exkursion in den südöstlichen Teil des Bayerischen Waldes. — Geologica Bavarica, Nr. 6, S. 130—134, München 1951.
- DUDEK, A. u. SUK, M.: Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums. — Ber. geol. Ges. DDR, **10**, S. 147—161, Berlin 1965.
- The depth relief of the granitoid plutons of the Moldanubicum. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **123**, S. 1—19, Stuttgart 1965.
- EGGER: Der Jurakalk von Ortenburg und seine Versteinerungen. — 1. Ber. naturkundl. Ver. in Passau 1857.
- ERGENZINGER, P.: Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald). — Berliner Geogr. Abh., H. 2, Berlin (Selbstverl. II. Geogr. Inst. Freie Univ.) 1965.
- FEHN, H.: Waldhufendörfer im hinteren Bayerischen Wald. — Mitt. u. Jber. geogr. Ges. Nürnberg, **6**, S. 5—61, Nürnberg 1937.
- FISCHER, G.: Über Verbreitung und Entstehung der Titanitfleckengesteine im Bayerischen Wald. — Cbl. Mineral., Abt. A, 1926, S. 155—168, Stuttgart 1926.
- Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen a. hl. Blut und ihr Rahmen (eine regional-geologische Studie). I. u. II. Teil. — N. Jb. Mineral., **60**, Beil.-Bd., Abt. A, S. 251—362 u. 363—396, Stuttgart 1930.
- Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, dem Bayerischen Wald und Mähren. — Jb. Preuß. Geol. L.-A., **56**, S. 733—741, Berlin 1936.
- Geologischer Bau und Bodenschätze des Bayerischen Waldes. — Jb. Preuß. Geol. L.-A., 1937, **58**, S. 855—857, Berlin 1938.
- Asbestvorkommen in der Bayerischen Ostmark und ihre Entstehung. — Z. prakt. Geol., **46**, S. 84—91, Berlin 1938.
- Der Bayrische und Böhmer Wald. Die Entwicklung seiner Landschaft im Laufe der geologischen Geschichte. Jb. Preuß. Geol. L.-A., 1938, **59**, S. 55—82, Berlin 1939.
- Über das Grundgebirge der Bayerischen Ostmark. Die Gneise nördlich des Bayerischen Pfahls. — Jb. Preuß. Geol. L.-A., 1938, **59**, S. 289—352, Berlin 1939.
- Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **41**, S. 1—22, Stuttgart 1959.
- Über das Moldanubikum in Bayern. — Zváštní Otisk Vestníku Ústředního Ústavu Geologického Ročník, **40**, S. 221—232, 1965.
- Über die modale Zusammensetzung der Eruptiva im ostbayerischen Kristallin. — Geologica Bavarica, Nr. 55, S. 7—33, München 1965.
- FLURL, M.: Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz. München 1792.
- Ueber die Gebirgsformationen in den dermaligen Churpfalzbaier. Staaten. — Vortrag Churpfalzbaier. Akad. Wiss. am 28. März 1805, München (mit Hübmann'schen Schriften) 1805.
- FREBOLD, G.: Versuch einer genetischen Deutung der Kieslagerstätte von Lam und Bodenmais im Bayrischen Walde. — Cbl. Mineral. usw., 1929, Abt. A, S. 143—151, Stuttgart 1929.
- FRENTZEL, A.: Essexit im Bayerischen Wald (Vorläufige Mitteilung). — Z. deutsch. geol. Ges., M.-Ber. **60**, 1908, S. 240—243, Berlin 1908.
- Das Passauer Granitmassiv. — Geogn. Jh., **24**, 1911, S. 105—192, München 1912.

- FUCHS, G.: Zur Altersgliederung des Moldanubikums Oberösterreichs. — Verh. Geol. Bundesanst., 1962, H. 1, S. 96—117, Wien 1962.
- Kristallin im Mühlviertel und Sauwald, südliche Böhmisches Masse. — Mitt. geol. Ges. Wien, **57**, 1964, S. 281—290, Wien 1964.
- FÜRST, M.: Ein neuer Flußspatgang bei Stefling, Ldkr. Nittenau, Bayerischer Wald. — Geol. Bl. NO-Bayern, **5**, S. 86—92, Erlangen 1955.
- GOSSNER, B. u. ILG, E.: Beiträge zur Mineralogie des Bayerischen Waldes und zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der Reihe Almandin-Spessartin und von Cordierit. — Cbl. Mineral. usw., 1932, Abt. A, S. 1—12, Stuttgart 1932.
- GOSSNER, B. u. REINDL, E.: Über die chemische Zusammensetzung von Cordierit und Pollucit. — Zbl. Mineral., Abt. A, 1932, S. 330—336, Stuttgart 1932.
- GRABER, H. V.: Das Alter der herzynischen Brüche. — Mitt. geol. Ges. Wien, **19**, 1926, S. 1—17, Wien 1927.
- Der herzynische Donaubruch (1. Ber.). — Verh. Geol. Bundesanst., 1927, S. 117—132, Wien 1927.
- Bericht über die geologisch-petrographischen Untersuchungen im österreichisch-bayrischen Grenzgebirge (Nr. 3). — Anz. Akad. Wiss. Wien, Nr. 20, 1929, Wien 1929.
- Bericht über die geologisch-petrographischen Untersuchungen im oberösterreichischen Grundgebirge. — Abh. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., **66**, 1929, S. 123—126 und S. 251—253, Wien 1929.
- Die Redwitzite und Engelburgite als Mischformen von Graniten und Amphiboliten. — Mitt. geol. Ges. Wien, **22**, 1929, S. 16—24, Wien 1930.
- Vergleichende granittektonisch-petrographische Beobachtungen im Passauer Wald und Mühlviertel. — N. Jb. Mineral., **66**. Beil.-Bd., Abt. A, S. 133—154, Stuttgart 1933.
- Die Diorite des Passauer Waldes. — Geol. Rdsch., **24**, S. 15—27, Stuttgart 1933.
- Die Intrusionsfolge im südlichen moldanubischen Grundgebirge. — Cbl. Mineral. usw., 1933, Abt. B, S. 162—165, Stuttgart 1933.
- Intrusionsfolge, Mischprodukte und Bewegungsvorgänge am Südrand der Böhmisches Masse. — Verh. Geol. Bundesanst., 1936, Nr. 7/8, S. 149—163, Wien 1936.
- Das kristalline Grundgebirge im Donautale von Passau bis Linz und seine weitere Umgebung. — Mitt. geol. Ges. Wien, **49**, Wien 1956.
- GRAUERT, B.: Geologisch-petrographische Untersuchungen auf der Südosthälfte des Gradabteilungsblattes Regen (7044). — Geol. Dipl.-Arbeit, München (Institut für Gesteinskunde der Universität) 1963. — [Maschinenschrift]
- GÜMBEL, C. W. v.: Übersicht der geognostischen Verhältnisse der Oberpfalz. — Correspondenzbl. Zool. Mineral., **5**, Regensburg 1854.
- Übersicht der geognostischen Verhältnisse des ostbayrischen Grenzgebirges. — Bavaria, **2**, Gotha (Justus Perthes) 1862.
- Über das Vorkommen von Eozoon bavaricum im ostbayrischen Urgebirge. 1866.
- Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern. II. Abt. Ostbayerisches Grenzgebirge. 968 S., Gotha (Justus Perthes) 1868.
- GUNDLACH, K. u. TEICHMÜLLER, R.: Die postmiocäne Verbiegung der nordalpinen Saamtiefe. — Festschrift für H. STILLE, S. 169—195, Stuttgart (Ferd. Enke) 1936.
- HABENICHT, K.: Die Entstehung des Pfahles. — Bayerwald, Regensburg 1950.
- Spessartit von Trasching. — Der Aufschluß, **7**, S. 141—144, Roßdorf bei Darmstadt 1956.
- HEGEMANN, F.: Mineralogische und petrographische Untersuchungen im Dioritgebiet von Roßbach/Oberpfalz. — N. Jb. Mineral., **62**. Beil.-Bd., Abt. A, S. 197—248, Stuttgart 1931.
- Über Feldspatflecken in Dioriten des Bayerischen Waldes und ihre Bedeutung für die Genese dieser Gesteine. — N. Jb. Mineral., **63**. Beil.-Bd., Abt. A, S. 173—214, Stuttgart 1931.
- Mikroskopische, chemische und tektonische Untersuchungen zur Genese der Diorite von Krottenthal, Oberpfalz. — Cbl. Mineral., 1931, Abt. A, Nr. 11, S. 369—389 und Nr. 12, S. 401—418, Stuttgart 1931.

- Tektonik und Entstehung dioritähnlicher Gesteine im nordwestlichen Bayerischen Wald. — N. Jb. Mineral., **65**, Beil.-Bd., Abt. A, S. 233—284, Stuttgart 1932.
- Leittektonik, erläutert an Beispielen aus dem Bayerischen Wald. — Cbl. Mineral., 1932, Abt. A, Nr. 5, S. 154—166, Stuttgart 1933.
- Die Bildungsweise des Quarzes im Bayerischen Pfahl. — Chemie der Erde, **10**, 1936, S. 521—538, Jena 1936.
- Die Bildungsweise des Quarzes im Bayerischen Pfahl. — Vortragsber. Fortschr. Mineral., **20**, 1936, S. 39—43, 1936.
- Über die Migmatitstockwerke des Bayerischen Waldes. — Fortschr. Mineral., **21**, 1937, S. 50—54, 1937.
- HEGEMANN, F. u. MAUCHER, A.: Die Bildungsgeschichte der Kieslagerstätte im Silberberg bei Bodenmais. — Abh. Geol. Landesuntersuchung am Bayer. Oberbergamt, H. 11, S. 1—36, München 1933.
- Die Entstehung der Kieslagerstätte bei Lam im Bayerischen Wald. — Chemie der Erde, **9**, 1934, S. 173—199, Jena 1934.
- HEGEMANN, F. u. STEINMETZ, H.: Bericht über den Lehrausflug durch den Bayerischen Wald vom 3. bis 11. Oktober 1936. — Fortschr. Mineral., **21**, 1937, S. 17—24, 1937.
- HELLER, F.: Das angebliche Juravorkommen auf Granit bei Neustift (Niederbayern). — Geol. Bl. NO-Bayern, **4**, S. 40—42, Erlangen 1954.
- HERGET, G.: Der Wörth-Falkensteiner Gneiszug und seine nähere Umgebung. — N. Jb. Mineral., Abh., **100**, S. 270—281, Stuttgart 1963.
- HERITSCH, H. u. HÖLLER, H.: Untersuchungen an stengeligem Quarz eines Schriftgranites von Zwiesel, Bayern. — Tschermaks mineral. petr. Mitt., 3. F., **7**, S. 200—203, Wien 1960.
- HOCHSTETTER, F. v.: Geognostische Studien aus dem Böhmerwald. — Jb. K. K. Geol. Reichsanst., 1854/55, Wien 1855.
- HOENES, D.: Der Paracordieritgneis der Bohrung Scherstetten 1 und seine Beziehungen zu cordieritführenden Metaxeniten des Schwarzwaldes. — Geologica Bavarica, Nr. 24, S. 102—136, München 1955.
- HOFMANN, R.: Die Tektonik des Bayerischen Pfahl. — Geol. Rdsch., **52**, S. 332—346, Stuttgart 1962.
- HOPPE, G.: Morphologische Untersuchungen als Beiträge zu einigen Zirkon-Altersbestimmungen. — N. Jb. Mineral., Abh., **102**, S. 89—106, Stuttgart 1964.
- KAISER, E.: Zur Entstehung der Passauer Graphitlagerstätten. — Geol. Rdsch., **13**, S. 321—326, Berlin 1922.
- KLINKHAMMER, B. F.: Ultrabasite des Ostbayerischen Grenzgebirges. Diss. Univ. Saarbrücken, 181 S., Saarbrücken 1962. — [Fotodruck].
- KOEGEL, B.: Der bayrische Wald. — Geogr. Z., **34**, S. 354—366, 1928.
- KÖHLER, A.: Petrographische Notizen aus dem Bayerischen Wald. — Tschermaks mineral. petr. Mitt., **37**, S. 97—100, Wien 1927.
- KOSSMAT, F.: Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. — Abh. Sächs. Geol. L.-A., **1**, S. 1—39, Leipzig 1927.
- KRATZERT, J.: Beitrag zur Kenntnis des Andesins von Bodenmais. — Ber. Heidelberger Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. A, 1923, 5. Abh., S. 3—11, Heidelberg 1923.
- KRAUS, E.: Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen/Ndb. — Geogn. Jh., **28**, 1915, S. 91—168, München 1916.
- KRAUS, G.: Tektonik und Genese der Flußspatgänge östlich von Regensburg, Bayerischer Wald. — N. Jb. Mineral., Abh., **92**, S. 109—146, Stuttgart 1958.
- Gefüge, Kristallgrößen und Genese des Kristallgranites I im Vorderen Bayerischen Wald. — N. Jb. Mineral., Abh., **97**, S. 357—434, Stuttgart 1962.
- KRIECHBAUM, E.: Alte Salzstraßen zwischen den Alpen und Böhmen. — Deutsch. Archiv f. Landes- u. Volksforsch., **2**, Leipzig 1938.
- KUHN, O.: Geologie der Bodenschätze der Bayerischen Ostmark. — Berlin (Verl. Gebr. Borntraeger) 1938.

- LAUBMANN, H.: Die Minerallagerstätten von Bayern rechts des Rheins. München (Verlag Piloty & Loehle) 1924.
- Über Mineralklüfte im Fichtelgebirge und im Bayerischen Wald. — Zbl. Mineral., 1929, Abt. A, S. 190—192, Stuttgart 1929.
- LAUBMANN, H. u. STEINMETZ, H.: Phosphatführende Pegmatite des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes. — Z. Krist., **55**, S. 523—586, 1920.
- LEHMANN, J.: Über den Pfahl des Bayerischen Waldes. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl., **39**, S. 87, 1882.
- LEHNER, A.: Beiträge zur Kenntnis der Pinitporphyre (GÜMBEL's „Regenporphyre“) des Ostbayerischen Grenzgebirges. — Inaug.-Diss. Univ. Erlangen, 66 S., Erlangen (Univ.-Buchdruckerei Junge & Sohn) 1915 bzw. S.-Ber. phys.-med. Soz. Erlangen, **46**, Erlangen 1914.
- Beiträge zur Kenntnis des oberpfälzischen Waldgebirges. 1. Der „Porphyr“ von Pingarten bei Bodenwöhr. — Z. deutsch. geol. Ges., **71**, 1919, S. 34—58, Berlin 1920.
- Beiträge zur Kenntnis des „Rotliegenden“ am Rande des Bayerischen Waldgebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., **72**, 1920, S. 186—203, Berlin 1920.
- LEMKE, E.: Dunkle polierbare Gesteine des Bayerischen Waldes. — Z. prakt. Geol., **49**, 1940, Halle/Saale 1940.
- LEMCKE, K.: Ein jungpaläozoischer Trog unter dem süddeutschen Molassebecken. — Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 1961, S. 176—181, Hannover 1961/62.
- LINDNER, H.: Gabbroblöcke im Kristallgranit in der Baugrube von Madersdorf, Landkreis Kötzing. — Geol. Bl. NO-Bayern, **8**, S. 106—108, Erlangen 1958.
- LIST, F. K.: Über Granitisation im Grundgebirge des südlichen Bayerischen Waldes. Inaug.-Diss. Univ. München, 55 S., München 1961. — [Fotodruck].
- Statistische Untersuchungen an Zirkon und Apatit in Anatexiten des südlichen Bayerischen Waldes. — Geol. Rdsch., **55**, S. 509—530, Stuttgart 1966.
- MÁŠKA, M. u. ZOUBEK, V.: Area of the Variscian intramontane block. — in: Tectonic Development of Czechoslovakia, edited by V. ZOUBEK, S. 25—51, Prag 1960.
- MASON, B.: Some iron-manganese phosphate minerals from the pegmatite at Hühnerkobel in Bavaria. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., **64**, 1942, S. 335, Stockholm 1942.
- MATTHES, S. u. HABENICHT, K.: Über Einschaltungen von Pyroxengneismyloniten aus dem Kristallin des Vorderen Bayerischen Waldes östlich von Regensburg. — Geologica Bavarica, Nr. 39, S. 29—68, München 1959.
- MAUCHER, A.: Die Entstehung der Passauer Graphitlagerstätten. — Chemie der Erde, **10**, 1935, S. 539—565, Jena 1936.
- MAYR, M.: Morphologie des Böhmerwaldes. — Mitt. geogr. Ges. München, **5**, 1910, S. 201—234, München 1910.
- Die Siedlungen des bayerischen Anteils am Böhmerwald. — Forsch. z. deutsch. Landes- u. Volkskunde, **19**, S. 353—435, Stuttgart 1911.
- MEHNERT, K. R.: Probleme des Tiefbaues im westlichen variskischen Grundgebirge. — Freiburger Forsch.-H., **C 102**, S. 7—13, Berlin 1961.
- Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald IV. — N. Jb. Mineral., Abh., **99**, 1963, S. 161—199, Stuttgart 1963.
- MEISER, P. u. TEUSCHER, E. O.: Das Feld Gotting-Ranna, geologisch-geophysikalische Kartierung eines Graphitvorkommens im Passauer Wald. — Geologica Bavarica, Nr. 55, S. 34—52, München 1965.
- METZGER, C.: Beiträge zur Kenntnis der hydrographischen Verhältnisse des Bayerischen Waldes. Inaug.-Diss. Univ. Erlangen, Erlangen 1892.
- MIELEITNER, K.: Die Kieslagerstätte bei Lam im Bayerischen Walde. — Geogn. Jh., **33**, 1920, S. 33—46, München 1922.
- MÖBIUS, W.: Über den Bau des Eozoons. — Paläontographica, **25**, 1878, Stuttgart 1878.

- MÜLLBAUER, F.: Die Pegmatite vom Schweikelberg an der Donau bei Passau in Bayern. — Cbl. Mineral., 1929, Abt. A, S. 270—272, Stuttgart 1929.
- Mineralklüfte bei Passau in Bayern. — Cbl. Mineral., 1929, Abt. A, S. 387—390, Stuttgart 1929.
- Die Pegmatit- und Kontaktlagerstätte am Wimhof bei Vilshofen an der Donau in Bayern. — Cbl. Mineral., 1930, Abt. A, S. 96—112, Stuttgart 1930.
- MUGGENTHALER, H.: Die Besiedlung des Böhmerwaldes. — Veröff. Inst. f. ostbair. Heimatforsch., Nr. 10, Passau 1929.
- NEUMAIER, F.: Über die chemischen und radiologischen Beziehungen zwischen den Quellwassern und ihren Ursprungsgesteinen in der Umgebung von Passau. — N. Jb. Mineral., 68. Beil.-Bd., Abt. B, S. 463—516, Stuttgart 1932.
- Radioaktive Wasser des unteren Bayerischen Waldes in ihrer Beziehung zur Geologie. — Jb. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., 24, S. 20—34, Stuttgart 1935.
- OCHOTZKY, H.: Untersuchungen über den Pfahl des Bayr. Waldes und seine Nebengesteine. Inaug.-Diss. Univ. Würzburg, Würzburg (Buchdruckerei F. Staudenraus) 1915.
- OCHOTZKY, H. u. SANDKÜHLER, B.: Zur Frage der Entstehung des Pfahles im Bayrischen Walde. — Cbl. Mineral., 1914, S. 190, Stuttgart 1914.
- OEBBEKE, K.: Nutzbare Gesteine und Mineralien des Königreichs Bayern. München 1896.
- Nutzbare Mineralien, Gesteine, Mineralwässer Bayerns. München 1906.
- OEBBEKE, K. u. SCHWAGER, A.: Beiträge zur Geologie des Bayrischen Waldes. I. Über ein Gestein von Appmannsberg. — Geogn. Jh., 14, 1901, S. 247—250, München 1901.
- PFÄFFEL, F.: Der Pegmatit am Hühnerkobel. — Der Aufschluß, 12, S. 28—29, Göttingen 1961.
- PRAXL, P.: Der Goldene Steig. Waldkirchen/Ndb. 1959.
- PRIEHÄUSSER, G.: Über Kare und Karsen des Bayerischen Waldes. — Der Bayerwald, Z. bayer. Waldver., 32, 1934, H. 9/10, Regensburg 1934.
- Der Bayerische Wald im Eiszeitalter. I. Glaziale Spuren in der Umgebung des großen Arbersees. — Geogn. Jh., 40, 1927, S. 133—150, München 1927.
- Die Eiszeit im Bayerischen Wald. — Abh. Geol. Landesuntersuchung Bayer. Oberbergamt, H. 2, München 1930.
- Ablagerungen unter Gletscher und Firneis und Fließerdebildungen im Bayerischen Wald. — Firgenwald, 10, 1937, S. 108—113, Reichenberg 1937.
- PRIEHÄUSSER, G.: Eiszeitliche Toteisbildungen im Bayerischen Wald. — Z. Gletscherkunde, 26, S. 97—111, Berlin 1938.
- Der Nachweis der Eiszeitwirkungen im Bayer. Wald mit Hilfe von Schuttauabildungen. — Geol. Bl. NO-Bayern, 1, S. 81—91, Erlangen 1951.
- Roterdevorkommen im Bayerischen Wald. — Geol. Bl. NO-Bayern, 2, S. 81—89, Erlangen 1952.
- Ortsfremde Gesteinsblöcke im diluvialen Schotter der Donaulandschaft bei Straubing. — Geologica Bavarica, Nr. 19, S. 181—296, München 1953.
- Störungen im Zersatz kristalliner Gesteine unter eiszeitlichen Schuttdecken im Bayerischen Wald. — Geol. Bl. NO-Bayern, 5, S. 97—109, Erlangen 1955.
- Der Klimaablauf der Späteiszeit im Bayerischen Wald. — Geol. Bl. NO-Bayern, 6, S. 55—66, Erlangen 1956.
- Der Pfahl im Bayerischen Wald und seine erdgeschichtliche Vergangenheit. — Naturwiss. Monatsschr. Aus der Heimat, 67, 1959, H. 5, Öhringen (F. Rau) 1959.
- Felsfreistellungen, Blockmeere, Blockströme und Blockstreuungen im Bayerischen Wald. — Geol. Bl. NO-Bayern, 11, S. 123—132, Erlangen 1961.
- Altpleistozäne Eiszeit Spuren im Bayerischen Wald. — Geol. Bl. NO-Bayern, 13, S. 163—177, Erlangen 1963.
- PRIEHÄUSSER, M.: Die Regensburger Flußspatgänge. — Z. prakt. Geol., 32, 1924, S. 49—53, Halle/Saale 1924.
- PUFFER, L.: Der Böhmerwald und sein Verhältnis zur innerböhmischen Rumpffläche. — Geogr. Jber. Österreich, 8, 1910, S. 113, Wien 1910.

- RATHSBURG, A.: Neue Beiträge zur Vergletscherung des Böhmerwaldes während der Eiszeit. — Mitt. Ver. f. Erdk., Dresden 1929/30.
- REUTER, L.: War der Bayerische Wald einst von Sedimentschichten bedeckt?. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **24**, S. 35—47, Stuttgart 1935.
- RIEDERER, J.: Die Kalifeldspäte der moldanubischen Granite. — N. Jb. Mineral., Abh., **102**, 1965, S. 291—339, Stuttgart 1965.
- Rapakiviefeldspäte in moldanubischen Graniten. — Tscherma mineral. u. petrograph. Mitt., 3. F., **11**, S. 29—40, Wien 1966.
- RIES, A.: Das kristalline Gebirge am Donaurand des Bayerischen Waldes. — Ber. naturforsch. Ver. Regensburg, **9**, S. 110—118, Regensburg 1901/02.
- Pfahl und Pfahlschiefer im Bayerischen Wald. — Cbl. Mineral., 1903, S. 186—189, Stuttgart 1903.
- ROST, F.: Spektralanalytische Untersuchungen an sulfidischen Erzlagerstätten des ostbayerischen Grenzgebirges, ein Beitrag zur Geochemie von Nickel und Kobalt. — Z. angew. Mineral., **2**, 1939, S. 1—27, 1939.
- ROST, F. und HOCHSTETTER, R.: Zur Petrologie und Geochemie der Ophicalcite des „Eozoon-Typs“. — N. Jb. Mineral., Abh., **101**, S. 173—194, Stuttgart 1964.
- SCHERZER, H.: Gau Bayerische Ostmark. Land, Volk und Geschichte. München (Deutscher Volksverlag) 1940.
- SCHMIDT, H.: Verbandsverhältnisse der Pegmatite des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes. — N. Jb. Mineral., Abh., **88**, S. 309, Stuttgart 1955.
- SCHNEIDER, R.: Passau, Werden, Antlitz und Wirksamkeit der Dreiflüssestadt. — Forsch. z. deutsch. Landeskunde, **44**, S. 1—114, Leipzig (S. Hirzel) 1944.
- SCHOLZ, A.: Untersuchungen über Mineralführung und Mineralparagenese der bayerischen Pegmatite. — Ber. Naturwiss. Ver. Regensburg, **17**, 1924, S. 1—46, Regensburg 1925.
- SCHREYER, W.: Dolomit und Glaukonit an der Basis des marinen Burdigals in der niederbayerischen Molasse. — Geol. Bl. NO-Bayern, **6**, S. 169—171, Erlangen 1956.
- SCHREYER, W.: Auftreten, Petrographische und tektonische Begrenzung des Jura zwischen Vilshofen und Ortenburg/Ndb. — Geol. Bl. NO-Bayern, **7**, S. 58—70, Erlangen 1957.
- Über das Alter der Metamorphose im Moldanubikum des südlichen Bayerischen Waldes. — Geol. Rdsch., **46**, S. 306—317, Stuttgart 1957.
- Die Quarz-Feldspat-Gefüge der migmatischen Gesteine von Vilshofen an der Donau. — N. Jb. Mineral., Abh., **92**, S. 147—170, Stuttgart 1958.
- Der Granit von Neustift bei Vilshofen in Niederbayern. — Geologica Bavarica, Nr. 39, S. 3—28, München 1959.
- Aufbau, Entstehungsgeschichte und geologische Bedeutung des Natternerberges bei Deggen-dorf an der Donau. — Geol. Bl. NO-Bayern, **11**, S. 179—189, Erlangen 1961.
- Das Moldanubikum um Vilshofen in Niederbayern. — Beih. Geol. Jb., **49**, 121 S., Hannover 1962.
- Metamorpher Übergang Saxothuringikum-Moldanubikum östlich Tirschenreuth/Opf., nachgewiesen durch phasenpetrologische Analyse. — Geol. Rdsch., **55**, S. 491—509, Stuttgart 1965.
- SCHREYER, W., KULLERUD, G. u. RAMDOHR, P.: Metamorphic Condition of Ore and Country Rock of the Bodenmais, Bavaria, Sulfide District. — N. Jb. Mineral., Abh., **101**, S. 1—26, Stuttgart 1964.
- SCHRICKE, W.: Die Quarz-Feldspat-Verwachsungen in den Pinitporphyren des nordwestlichen Regensburger Waldes. Inaug.-Diss. Univ. München, 86 S., München 1965. — [Fotodruck].
- SCHRÖCKE, H.: Das Verhalten von Pyrit und Magnetkies während metamorpher Beanspruchung am Beispiel der St. Johanniskirche bei Lam/Bayerischer Wald. — Fortschr. Mineral., **32**, S. 57—58, Stuttgart 1953.
- Petrotektonische Untersuchung des Cordieritgneisgebietes um Bodenmais im Bayerischen Wald und der eingelagerten Kieslagerstätten. — Heidelberger Beitr. Mineral. Petr., **4**, S. 464—503, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1955.
- Zur Kenntnis der metamorphen Kieslagerstätte der St. Johanniszeche bei Lam im Bayerischen Wald. — Geologica Bavarica, Nr. 25, S. 129—166, München 1956.

- SCHULZ, H.: Morphologie und randliche Bedeckung des Bayerischen Waldes in ihren Beziehungen zum Vorland. — N. Jb. Mineral., **54**, Beil. Bd., Abt. B, S. 289—346, Stuttgart 1926.
- SETTMACHER, O.: Der „Eozoonkalk“ am Steinhag bei Oberzell an der Donau/Niederbayern. — Der Aufschluß, **12**, S. 325, Göttingen 1961.
- SIEGHARDT, A.: Bayerischer Wald, Landschaft, Geschichte, Kultur, Kunst. 536 S., Nürnberg (Verlag Glock und Lutz) 1962.
- SOKOL, R.: Der böhmische Pfahl von Furth im Wald bis Ronsperg. — Bull. internat. Acad. des sciences de l'empereur François Joseph de Bohème, Jg. 20, Nr. 30, II. Kl., S. 1—15, Prague 1911.
- Ein Beitrag zur Kenntnis der Pfahlbildungen. — Cbl. Mineral., 1914, S. 457—463, Stuttgart 1914.
- Morphologie des Böhmerwaldes. — Petermanns Mitt., **61**, S. 445—448, Gotha (Justus Perthes) 1916.
- Über Kalksilikatgesteine im böhmischen Massiv. — Cbl. Mineral., 1918, S. 201—215, Stuttgart 1918.
- Über die chemischen Verhältnisse der Gesteine des Böhmer Waldes. — Verh. Geol. Reichsanst., 1918, S. 1—14, Wien 1918.
- STADLER, J.: Geologie in der Umgebung von Passau. — Geogn. Jh., **38**, 1925, S. 39—118, München 1926.
- STAFF, H. v.: Zur Entwicklung des Flußsystems und des Landschaftsbildes im Böhmerwald. — Cbl. Mineral., 1910, S. 564—575, Stuttgart 1910.
- STARK, M.: Umwandlungsvorgänge in Gesteinen des Böhmerwaldes. — Naturwiss. Z. Lotos, **76**, Prag 1928.
- STRÖCKL, E.: Erdmagnetische Messungen im Bayerischen Walde (1908—1913). — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Kl. XXIX, **7**, München 1922.
- STRUNZ, H.: Orthotorbernit von Altrandsberg, Bayerischer Wald. — Der Aufschluß, **2**, S. 25—27, Roßdorf bei Darmstadt 1951.
- Mineralien und Lagerstätten in Ostbayern. Ein Mineralogisch-geologischer Übersichtsführer. — Acta Albertina Ratisbonensia, Regensburger Naturwiss., **20** (Sonderheft), 1951/52, Regensburg 1953 bzw. Regensburg (G. Bosse-Verlag) 1953.
- Radioaktivität des Zinkspinnels von Bodenmais und deren Ursache. — Der Aufschluß, **13**, S. 47—52, Göttingen 1962.
- Die Uranfunde in Bayern von 1804 bis 1962. — Acta Albertina Ratisbonensia, Regensburger Naturwiss., **24**, bzw. Selbstverlag Naturwiss. Ver. Regensburg 1962.
- STRUNZ, H., SEELIGER, E. u. TENNYSON, CH.: Mineralien aus der Fürstenzeche im Bayerischen Wald. — Der Aufschluß, **6**, S. 145—151, Roßdorf bei Darmstadt 1955.
- STRUNZ, H. u. TENNYSON, CH.: Über den Columbit vom Hühnerkobel im Bayerischen Wald und seine Uranparagenese. — Der Aufschluß, **12**, S. 313—324, Göttingen 1961.
- Helvin von Tittling im Bayerischen Wald. — „Der Aufschluß“, Jg. 15 (1964), S. 119—123, Göttingen 1964.
- SUESS, F. E.: Bau und Bild der Böhmisches Masse. In: Bau und Bild Österreichs. I. Teil. 322 S. Wien und Leipzig (Verl. F. Tempsky & G. Freytag) 1903.
- Bericht über eine geologische Exkursion nach Hauzenberg im Bayerischen Wald. — S.-Ber. Akad. Wiss., **134**, S. 143—157, Wien 1925.
- Das Großgefuge der böhmischen Masse. — Cbl. Mineral., **4**, Abt. B, S. 97—109, Stuttgart 1926.
- Intrusions- und Wandertektonik im varistischen Grundgebirge. 268 S., Berlin (Verl. Gebr. Borntraeger) 1926.
- TENNYSON, CH.: Berylliummineralien und ihre pegmatitische Paragenese in den Graniten von Tittling/Bayerischer Wald. — N. Jb. Mineral., Abh., **94**, S. 1253—1265, Stuttgart 1960.
- TEUSCHER, E. O.: s. BAUBERGER, W.

- THIEL, J.: Beiträge zur Kenntnis der nutzbaren Mineralien des Bayerischen Waldes. Inaug.-Diss. Univ. Erlangen, Erlangen 1891.
- Beiträge zur Kenntnis der nutzbaren Mineralien des Bairischen Waldes mit specieller Berücksichtigung des Silberberges bei Bodenmais. — Z. Krist., **23**, 1894, S. 295.
- THIELE, O.: Zum Alter der Donaustörung. — Verh. Geol. Bundesanst., 1961, S. 131—133, Wien 1961.
- Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (Oberösterreich). — Verh. Geol. Bundesanst., 1962, S. 127—129, Wien 1962.
- TILLMANN, H.: Mesozoikum. — In: BADER, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6640 Neunburg vorm Wald. München 1959.
- Kreide. — In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 2. Aufl., S. 141—161, München 1964.
  - Jungtertiäre Sedimente am Rand des Grundgebirges Ostbayerns. — In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 2. Aufl., S. 195—213, München 1964.
- TÖPPER, W. Beitrag zum Mineralbestand und zur Geochemie der Graphitlagerstätte Kropfmühl-Pfaffenreuth bei Passau/Donau. Diss. Techn. Univ. Berlin 1961.
- TRÖSTER, M.: Magnetische Untersuchungen im Bereich des Hauzenberger Granitmassivs. Diss. München 1956.
- TROLL, G.: Das Juravorkommen von Flintsbach und die Regensburger Straße. — Geol. Bl. NO-Bayern, **10**, S. 12—24, Erlangen 1960.
- Das Intrusivgebiet von Fürstenstein, Bayerischer Wald. — Geologica Bavarica, Nr. 52, S. 1—140, München 1964.
  - Über Metabasite des Bayerischen Waldes. 1. Zur Petrographie und Petrochemie apatit- und biotitreicher Metabasite im nördlichen Passauer Wald. — N. Jb. Mineral., Abh., **106**, S. 72—105, Stuttgart 1966.
- VEJNAR, Z.: Das Glimmerschiefergebiet der Serie Královský hvozď (Künischer Wald) im Böhmerwald. — Tsched. mit deutsch. Zusammenfassung, Sborník Ů Ů G, **18**, 1961, geol. Bd., 107—142, Praha 1963.
- Bemerkungen zur lithostratigraphischen Beziehung zwischen dem mittelböhmischem Algonkium und dem Moldanubikum. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1965, S. 102—111, Stuttgart 1965.
- VÖLGER, K.: Anatexis im Vorderen Bayerischen Wald. Die Metablastite im Gebiet Wenzelbach—Altenthann. — Acta Albertina Ratisbonensia, **22** (1956/58), S. 126—135, Regensburg 1958.
- WAGNER, G.: Junge Krustenbewegungen im Regengebiet. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **24**, S. 48—49, Stuttgart 1935.
- WAGNER, P.: Die Seen des Böhmerwaldes. — Wiss. Veröff. Ver. Erdk., Leipzig 1897.
- WATTL: Geognosie von Passau und Umgebung. Briefl. Mitt.-Correspondenzbl. geol.-mineral. Ver. Regensburg 1868.
- WAYLAND, R. G.: The graphite of the Passauer Area, Bavaria. — Mining Engineering, **190**, 1951, S. 166—172.
- WEBER, M.: Das geologische Profil Waldkirchen-Neureichenau-Haidmühle. — Geogn. Jh., **22**, 1909, S. 313—319, München 1910.
- Studien an den Pfahlschiefern. — Geogn. Jh., **23**, 1910, S. 1—10, München 1911.
  - Beispiele von Primärschieferung innerhalb der Böhmischem Masse. — Cbl. Mineral., **24**, 1913, S. 772—784, Stuttgart 1913.

- WEINSCHENK, E.: Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten des Bayerisch-böhmischen Grenzgebirges. — Habilitationsschrift München 1897: Abh. K. Bayer. Akad. Wiss. II. Cl., **19**, II. Abt., München 1897.
- Beiträge zur Mineralogie Bayerns. — Z. Krist., **28**, 1897, S. 145.
  - Der bayerische Wald zwischen Bodenmais und dem Passauer Graphitgebiet. — Geologischer Führer, 26 S., München (Akad. Buchdruckerei F. Straub) 1899.
  - Geologisches aus dem Bayerischen Walde. — S.-Ber. Bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., **2**, S. 210, München 1899.
  - Die Kieslagerstätte im Silberberg bei Bodenmais. — Abh. K. Bayer. Akad. Wiss., II. Kl., **21**, 2. Abt., München 1901.
  - Vergleichende Studien über den Contactmetamorphismus. — Z. deutsch. geol. Ges., **54**, 1902, S. 441—479, Berlin 1902.
  - Bodenmais-Passau. Petrographische Exkursionen im bayerischen Wald. — 2. erweiterte Aufl., 71 S., München (Verlag Natur und Kultur) 1914.
- WEINSCHENK, E. u. BRUNHUBER, A.: Der Weihermühlberg bei Regenstauf. — Ber. naturw. Ver. Regensburg, 9. H. f. 1901 u. 1902, S. 124—128, Regensburg 1903.
- WEIS, A. u. HOFMANN, U.: Fasriger Vermiculit von Kropfmühl bei Passau. — Acta Albertina Ratisbonensia, Regensburger Naturwiss., **20**, S. 53—57, Regensburg 1951/52.
- WILKENS, F.: Geoelektrische Untersuchung der Graphitlagerstätte Kropfmühl im Bayerischen Wald. — Geofisica pura e applicata, **33**, 1956, S. 91—100, Milano 1956.
- WIMMENAUER, W.: Cordieritführende Gesteine im Grundgebirge des Schauinslandgebietes (südlicher Mittelschwarzwald). — N. Jb. Mineral., Abh., **80**, Abt. A, S. 375—436, Stuttgart 1950.
- WINEBERGER, L.: Versuch einer geognostischen Beschreibung des Bayerischen Waldgebirges und des Neuburger Waldes. Passau (Dietenberger u. Dr. Breßl) 1851.
- WOLFF, S.: Beitrag zur Kenntnis des Pfahles und seiner Nebengesteine. Inaug.-Diss. Univ. Erlangen 1889.
- WURM, A.: Der Bauplan des variszischen Gebirges in Bayern. — N. Jb. Mineral., **60**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 473—530, Stuttgart 1928.
- Über den Bauplan des variszischen Gebirges am Westrand des Bayerischen Waldes. — Zbl. Mineral., 1938, Abt. B, S. 120—143, Stuttgart 1938.
  - Morphologie und Tektonik am Südwestrand des Bayerischen Waldes. — Zbl. Mineral., 1938, Abt. B, S. 129—143, Stuttgart 1938.
  - Probleme im Variskischen Gebirge Bayerns. — Geol. Rdsch., **40**, S. 287, Stuttgart 1952.
  - Über den Stand der erdgeschichtlichen Forschung im Kristallin des Moldanubikums und Saxothuringikums Mitteleuropas. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1964, S. 65—82, Stuttgart 1964.

### Karten

- ANDRITZKY, G.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6839 Nittenau mit Erläuterungen. München 1964.
- BAUBERGER, W. u. CRAMER, P.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6838 Regenstauf mit Erläuterungen. München 1961.
- GÜMBEL, C. W. v.: Geologische Karte von Bayern 1 : 100 000  
 Blatt Nr. VI Regensburg, Gotha 1868  
 Blatt Nr. VII Passau, Gotha 1868  
 Blatt Nr. IX Cham, Gotha 1868  
 Blatt Nr. X Zwiesel, Gotha 1866.
- TROLL, G.: Das Intrusivgebiet von Fürstenstein 1 : 25 000. — In: Geologica Bavarica, Nr. 52, München 1964.

## Anhang

### Erläuterung einiger Fachausdrücke der Gesteinskunde

(unter Verwendung der einschlägigen Literatur)

Agmatit: Migmatit mit Brekziengefüge.

An = Anorthitgehalt (abgekürzt:  $An_{0-100}$ ): Molprozentuale Beteiligung von Anorthitkomponente an der Plagioklaszusammensetzung innerhalb der Mischreihe Albit—Anorthit.

Anatexis: Gesteinsaufschmelzung (Zusätze: intergranulare, partielle, differentielle, selektive, vollständige Aufschmelzung). Maßgebend für den Vorgang der Anatexis ist vor allem die regionale Erhöhung der Druck-Temperatur-Bedingungen in den tiefsten Teilen des Grundgebirges.

Aplit: Helles, feinkörniges Ganggestein, aus magmatischer Restschmelze auskristallisiert und vorwiegend aus Feldspat und Quarz zusammengesetzt.

Apophyse: Abzweigung eines Ganges oder eines anderen magmatischen Körpers.

Assimilation: Veränderung eines Magmas durch Aufnahme, Umwandlung und/oder Auflösung von Nebengestein, fremden Magmen, Lösungen oder Gasen (vgl. Resorption, Hybridisierung, Mesitit).

B-Achse: Faltenachse (oft nur als Lineation sichtbar).

Blastokataklastisch sind durch tektonische Beanspruchung in Bruchstücke zerlegte Gesteinsteile (Gefüge) mit teilweiser Neukristallisation.

Blastomylonitisch sind durch tektonische Beanspruchung zerriebene und wieder verfestigte Gesteinsgefüge mit teilweiser Neukristallisation.

Deformation: Verformung, tektonische Beanspruchung.

Diagenese: Umbildung lockerer Sedimente in feste Gesteine unter dem Belastungsdruck der überlagernden Schichten (bis keine Porenlösungen mehr vorhanden sind, d. h. bis zum Beginn der Metamorphose).

Diaphthorese: Vorgang, während dessen ein metamorphes Gestein durch rückschreitende (retrograde) Metamorphose in einen niedrigeren Metamorphosegrad überführt wird.

Diatexis: Hochgradierte Anatexis, d. h. Vorgang gesteigerter anatektischer Umwandlung durch die Mobilisation der bei höherer Temperatur mobilen mafischen Minerale, verbunden mit einer fortschreitenden Homogenisierung des Gefüges etc. (Granitisation).

Differentiation, magmatische: Aufteilung eines Stammmagmas in verschiedene Teilmagmen mit unterschiedlichem Chemismus, infolge von Schwere-, Mobilitäts-, Druck- und Temperaturunterschieden: 1. liquidmagmatische Phase: 1300—600° C. 2. pegmatitische Phase: 700—500° C. 3. pneumatolytische Phase: 500—400° C. 4. hydrothermale Phase: < 400° C.

Differentiation, metamorphe: In erster Annäherung Umkehrung des magmatischen Ablaufes (vgl. Metablastesis, Metatexis und Diatexis).

Einsprengling: Größerer, frühzeitig ausgeschiedener Kristall porphyrischen Gesteins. Im allgemeinen ist er in mehr oder weniger auskristallisiertem Zustand an den Ort der Erstarrung gelangt. Daher ist er häufig ein Hinweis auf eine echte Gesteinsschmelze.

Ektexis: Anatexis unter in situ-Bildung flüssiger Anteile (vgl. Entexis).

Endoblastesis: Spät- oder Letztkristallisation in magmatischen Gesteinen, verursacht durch eigene Restlösungen.

Entexis: Bildung von Migmatiten unter Zufuhr mobiler Anteile.

Epizone: Begriff zur Kennzeichnung des Metamorphosegrades nach den Druck-Temperatur-Bedingungen; dabei ist die Temperatur relativ niedrig, der wirksame Druck bevorzugt gerichtet (vgl. Mesozone, Katazone).

Fazies (magmatische Fazies): Art der Mineralzusammensetzung und der Gefügeausbildung innerhalb eines Eruptivgesteinskörpers (z. B. porphyrische Randfazies).

- Felsisch sind  $\text{SiO}_2$ -reiche Gemengteile der Gesteine (Felsite: z. B. Quarz, Feldspäte, Feldspatvertreter).
- Femisch: Fe- und Mg-reich (chemischer Begriff).
- Fluidaltextur = Fließgefüge: Erkennung der Fließbewegung eines Magmas ist sehr oft an gleichgerichteten Mineralen, Streifen oder Schlieren möglich.
- Granitisation: Umwandlungsprozeß, bei dem Gesteine im Mineralbestand und im Gefüge granitähnlich werden, ohne ein magmatisches Stadium zu durchlaufen.
- Granoblastisch ist ein metamorphes Gefüge mit gleichmäßig-körnigem Mineralwachstum.
- Habitus: Ausbildung eines Kristalls nach den Größenverhältnissen seiner Flächen (vgl. Tracht).
- Hornfels: Gesteinsprodukt einer intensiven thermischen Umkristallisationsmetamorphose (Kontaktmetamorphose) am Berührungssaum von magmatischen Gesteinskörpern.
- Hybrid(isierung): 1. Mischung von Magmen. 2. Mischung von magmatischer und sedimentärer Komponente (vgl. Assimilation, Resorption, Mesitis).
- Hydrothermal: Aus heißen wäßrigen Lösungen entstanden.
- Hydrothermale Phase: s. Differentiation.
- Imbibition: Durchdringung und Aufsaugung von Lösungen in Gesteinen.
- Intergranular: Zwischen den Korngrenzen.
- Intrusion: Eindringen eines Magmas in sein Nebengestein.
- Kalksilikat- (Vorsilbe): Bezeichnung für Gesteine, die zum großen Teil aus Ca-Silikatmineralen (z. B. Plagioklas, Diopsid, Granat etc.) aufgebaut werden. Kalksilikatgesteine sind regional- oder kontaktmetamorphe Sedimente.
- Kataklase: Zertrümmerung eines verfestigten Gesteins durch tektonische Beanspruchung ohne Neukristallisation, wobei sich das Zerbrecen auf einzelne Mineralbestandteile beschränkt, ohne das Gestein als Ganzes zu erfassen.
- Katazone: Begriff zur Kennzeichnung des Metamorphosegrades nach den Druck-Temperatur-Bedingungen; dabei ist die Temperatur relativ hoch, der allseitige Druck mehr oder minder stark (vgl. Epizone, Mesozone).
- Kontaktmetamorphose: Metamorphose, hervorgerufen durch die Energie (vorwiegend Wärmeenergie: Thermometamorphose) eines magmatischen Körpers im Umkreis desselben (Kontaktthof).
- Kristall: Festkörper mit geordnetem Feinbau.
- Kristalloblastisch oder Kristalloblastese heißt ein typisch metamorphes Gesteinsgefüge mit Überschneidungen im Mineralwachstum („Kristallsprossung“).
- Leukokrat nennt man Gesteine, bei denen „saure“, helle Gemengteile (z. B. Quarz, Feldspat, Feldspatvertreter, Muskovit) vorherrschen.
- Leukosom: Leukokrater Anteil eines Migmatits.
- Liquidmagmatische Phase: s. Differentiation.
- Mafisch sind  $\text{SiO}_2$ -arme, dunkel gefärbte Gemengteile der Gesteine (Mafite: Mg-Fe-Ca-Silikate, z. B. Pyroxen, Hornblende, Biotit etc.).
- Magma: Natürliche Gesteinsschmelze.
- Melanokrat nennt man Gesteine, bei denen „basische“, dunkle Gemengteile (Mafite, z. B. Pyroxen, Hornblende, Biotit etc.) vorherrschen.
- Melanosom: Melanokrater Anteil eines Migmatits.
- Mesitis: Angleichung zwischen chemisch verschiedenen, aber temperatur- und druckgleichen Gesteinen.
- Mesozone: Begriff zur Kennzeichnung des Metamorphosegrades nach den Druck-Temperaturbedingungen; dabei herrscht gegenüber der Epizone erhöhte Temperatur und verstärkter allseitiger Druck (vgl. Epizone, Katazone).
- Meta- (Vorsilbe): Zur Bezeichnung metamorpher Gesteine nach ihrem Ausgangsmaterial, z. B. Meta-Grauwacke, Meta-Gabbro.
- Metabazit: Basisches metamorphes Gestein.

- Metablastesis:** Umkristallisation von Gesteinen unter bevorzugtem Wachstum bestimmter Minerale (besonders Feldspat); das geschieht unter Ausbildung von annähernd richtungslos-körnigen Gefügen (kristalloplastische Gefüge: granoblastisch etc.) und ohne weitreichende Stoffzufuhr sowie Stoffabfuhr.
- Metamorphose:** Umwandlungsprozeß von Gesteinen unterhalb der Zone der Verwitterung und Diagenese, bei dem durch Veränderung von Temperatur, Druck oder chemischer Umgebung der Mineralbestand und/oder das Gefüge wesentlich verändert werden, ohne daß sich das Gestein während der Umwandlung im überwiegend flüssigen Zustand befand.
- Metasomatose:** Umwandlungsprozeß verfestigter Gesteine durch vollständigen oder teilweisen Austausch von zu- oder weggeführten Stoffen verschiedener chemischer Zusammensetzung oder durch Verdrängung.
- Metatekt:** Helle, lagenförmige Absonderung bzw. Einschub aus Feldspäten und Quarz im Gneis; Anzeichen einer beginnenden Aufschmelzung (Anatexis).
- Metatexis:** Niedrig gradierte Anatexis unter Absonderung relativ geringer mobiler Anteile (Metatekte) in Form von mehr oder minder unregelmäßigen, meist lagenförmigen Bestandmassen.
- Migma:** Durch Nebengesteinsaufnahme (Assimilation) oder Palingenese uneinheitliches Magma (gemischtes Magma).
- Migmatit:** Grobgemengtes Gestein, entstanden aus geochemisch mobilen und immobilen (bzw. weniger mobilen) Anteilen.
- Mineral:** Physikalisch und chemisch einheitlicher Bestandteil der Erdkruste.
- Mineralfazies:** Einteilungsprinzip für kristalline Gesteine nach ihrem Metamorphosegrad, der durch kennzeichnende Minerale oder Mineralgesellschaften festgelegt ist.
- Mobilisat:** Geochemisch mobile (migrationsfähige) Phase.
- Mobilisation:** Beweglichkeit und mehr oder minder zunehmende Wanderungsfähigkeit von Stoffkomponenten im metamorphen Gestein über den Bereich des Einzelkristalls hinaus.
- Mylonit(isierung):** Durch Druck an tektonischen Bewegungsflächen zerriebenes und wiederverfestigtes metamorphes Gestein (vgl. Katakklase).
- Nebulit:** Migmatit mit Schlieren- und Wolkentextur.
- Neosom:** Jüngerer Teil eines Migmatits (Gegensatz: Paläosom).
- oid (Nachsilbe):** Zur Bezeichnung einer Ähnlichkeit, Analogie ohne völlige Übereinstimmung (z. B. gabbroid, granitoid, pegmatoid).
- Ortho- (Vorsilbe):** Zur Bezeichnung eines magmatischen Ausgangsmaterials (z. B. Orthogneis).
- Paläosom:** Älterer, ursprünglicher Teil eines Migmatits (Gegensatz: Neosom).
- Palingenese:** Neubildung eines Magmas durch Schmelzung älterer Gesteine.
- Para-, (Vorsilbe):** Zur Bezeichnung eines sedimentären Ausgangsmaterials (z. B. Paragneis, Para-Amphibolit).
- Paragenese (Mineralparagenese):** Zusammenentstehen der Minerale.
- Pegmatit:** Groß- bis riesenkörniges Gestein aus Feldspäten, Quarz und Glimmer ± seltenen Mineralen, aus gasreicher, magmatischer Restschmelze auskristallisiert (häufig Gänge bildend, vgl. Aplit).
- Pegmatitische Phase:** s. Differentiation.
- Pelit:** (Meist tonerereiches) Sediment mit Korndurchmesser seiner Bestandteile unter 0,02 mm.
- Phlebit:** Metamorphit oder Migmatit mit Adertextur.
- Pluton:** Magmatischer Tiefgesteinskörper von meist erheblicher Größe.
- Pneumatolyse:** Wirkung der bei der Erstarrung magmatischer Tiefgesteinskörper entweichenden hochtemperierten (500°—400° C) flüchtigen Bestandteile auf die schon erstarrten Teile der Schmelze und auf das Nebengestein.
- Pneumatolytische Phase:** s. Differentiation.
- Poikiloblastisch** ist ein Gefüge, das infolge Einschließens vorhandener Bestandteile durch stark wachsende Neubildungen entsteht (vgl. Kristalloblastese).

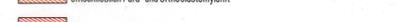
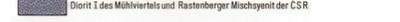
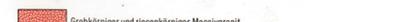
- Porphyrisch** ist ein Gefüge, bei dem einzelne größere, meist gut ausgebildete Kristalle (Einsprenglinge) in feinerkörniger oder glasiger Grundmasse auftreten.
- Porphyroblastisch** ist ein metamorphes Gefüge mit großen Kristallneubildungen (sog. Porphyroblasten) in einer Umgebung von feiner ausgebildetem Grundgewebe.
- Porphyroklastisch** ist ein durch Kataklyse hervorgerufenes porphyrisches oder porphyroides Gefüge.
- Protoklyase:** Zertrümmerung eines Magmagesteins durch Druckwirkung bei tektonischen Vorgängen vor der endgültigen Erstarrung des Gesteins (im Unterschied zur Kataklyase).
- Psammit:** (Meist quarzreiches) Sediment mit Korndurchmesser seiner Bestandteile zwischen 0,02 und 2 mm.
- Psephit:** Sediment mit Korndurchmesser seiner Bestandteile über 2 mm.
- Randfazies:** Ausbildung der Gesteine (nach Stoffbestand und Gefüge) an den Rändern von Tiefengesteinskörpern, die sich von der Ausbildung der Gesteine in der Mitte des Tiefengesteinskörpers unterscheidet.
- Regionalmetamorphose:** Metamorphose, die in einem weiteren Gebiet (im Gegensatz zur Kontaktmetamorphose) gleichmäßige Umwandlung erzeugt.
- Resorption:** Aufnahme von Fremdmaterial in eine Gesteinsschmelze (Magma).
- Restit:** Geochemisch immobil oder wenig mobil zurückgebliebener Restbestand mobilisierter Gesteine oder Gesteinsteile.
- s-Flächen:** Parallele Absonderungsflächen in tektonisch verformten Gesteinen.
- Salband:** Grenzfläche bzw. Randsaum eines Ganges gegen sein Nebengestein.
- Salisch:** Si- und Al-reich (chemischer Begriff).
- Schlieren:** Unregelmäßig parallele, mehr oder minder scharf begrenzte Züge (Gesteinspartien) von abweichender Gesteinszusammensetzung.
- Stromatit:** Migmatit mit Lagentextur.
- Syntexis:** Veränderung eines Magmas durch Aufnahme und Assimilation von Fremdgestein. Der Begriff wird vor allem bei einem stärkeren Gegensatz zwischen Magma und Nebengestein gebraucht, wie er in höheren Krustenteilen in Kontaktnähe auftritt.
- Tektonik:** Lehre vom Bau der Erdkruste und den mechanischen Bewegungsformen derselben.
- Textur:** Räumliche Anordnung der Mineralgemengteile im Gestein.
- Tracht:** Ausbildung eines Kristalls nach den verschiedenen Flächenarten (vgl. Habitus).

## Sachregister

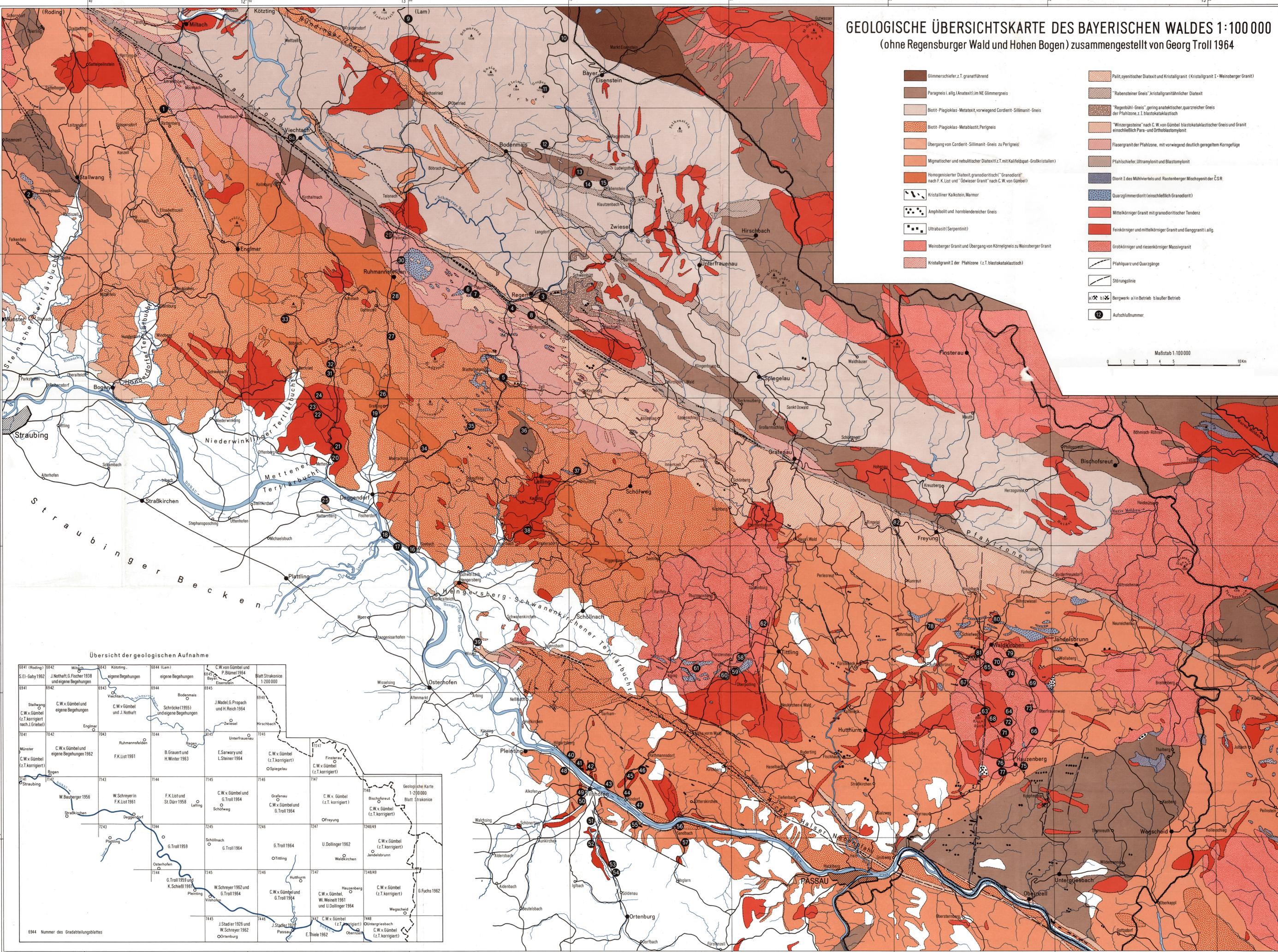
- Alkalisierung 19, 22—23, 64, 163  
 Anatexis, Anatexite 6—8, 9, 17, 23, 48—49, 160—161, 167  
 Amphibolit 7, 9, 15, 19—20, 24—25, 40, 42, 48—49, 77, 87, 161—164  
 Aplit 10, 40, 42, 130, 133—144  
 Arbergneis 9, 20, 57—65  
 Bändergneis 23, 30, 78  
 Bayerischer Pfahl 7, 13, 17, 21, 22—23, 42—44, 51—52, 169—172  
 Beryll 71, 122, 138, 144, 155  
 Biotitgranit (s. auch Granodiorit) 8, 10, 49, 133—144  
 Blastokataklase: s. Kataklase.  
 Blastomylonitisierung 7, 10, 22—30, 34—37, 80, 82, 85, 170—171  
 Böhmisches Masse 6, 15  
 Brekzie (tektonische Brekzie) 10, 18, 51  
 Bunte Serie 7, 15, 19  
 Cordieritgneis 7, 9, 18, 20, 27, 38—42, 54—65, 68, 72—74, 77, 87  
 Diaphthorese 7, 10, 22—23, 42, 110, 113, 115, 130  
 Diatexis, Diatexite 7, 9, 18, 19, 23, 39—40, 48, 169—172  
 Differentiation 8, 10  
 Diorit: s. Quarzglimmerdiorit  
 Donaurandbruch 7, 13, 15, 82, 85, 108—113  
 Einschlüsse (magmatische Einschlüsse) 10, 18, 142—143, 154—155, 165—167  
 Fazies (magmatische Fazies) 8, 10, 80—82, 105, 145—159  
 Flasergranit 10, 24, 30, 43, 45—46, 97, 104  
 Flußspat 18, 21, 43, 52, 152, 156  
 Gabbroamphibolit 20—21, 61  
 Ganggranit 10, 79, 83, 115, 125, 126, 129—130, 155, 161, 165—167, 169  
 Glimmerschiefer 16, 20, 53  
 Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis: s. Cordieritgneis  
 Granitmassive 7—8, 10, 19, 20, 54, 80—82, 84—85, 88, 92, 97, 105—107, 115, 117, 127—128, 142—144, 145—160  
 Granittektonik 82, 85, 159—160  
**Granitvarietäten:** s. Fazies  
 Granodiorit (s. auch Biotitgranit) 8, 10, 23, 133—144, 152—155  
 „Granodiorit“ nach List (Paraganodiorit) 9, 20, 23, 63, 79, 84, 88—93  
 Graphit 7, 15, 16, 19, 107, 121—122, 162  
 Halbgreisen 151  
 Hydrothermale Bildungen 21, 23, 152  
 Kalksilikat 7, 9, 15, 20, 24—25, 40, 61, 63, 83, 88, 93, 99, 121, 123, 126, 163  
 Kataklase 7, 10, 22—23  
 Kontakterscheinungen (s. auch Magmatismus) 8, 10  
 Körnelgneis 18, 19, 20, 23, 24, 63, 142, 169  
 Kristallgranit I 9, 18, 23, 25, 28—29, 42, 169—172  
 Kristallgranit II 18  
 Lagengneise und Zeilengneise 23, 69—70, 78—79, 83, 87, 99, 142  
 Lamprophyr 10, 43—44, 61, 82, 115, 150, 156—159  
**Magmatismus** 6—7, 10, 19, 23  
 Marmor 7, 9, 15, 16, 114, 120—122  
 Massiv- und Stockgranit: s. Granitmassiv  
 Metaaplit 77, 123—124  
 Metablastesis, Metablastite 7, 9, 19, 20, 60, 86—87, 94—96, 126—127  
 Metamorphose 9, 10, 16—17  
 Metatexis, Metatexite 7, 9, 38—42, 54—65, 72—74, 100  
 Migmatit 7, 9, 19, 78, 114, 124—126  
 Migmatisation 9  
 Moldanubikum 6, 15—21  
 Molybdänglanz 156  
 Monotone Serie 7, 15  
 Moravikum 6  
 Mylonitisierung 10, 18, 22—30, 42—44, 52, 170—172  
 Nadeldiorit: s. Lamprophyr  
 Nebenpfähle 7, 17, 20, 22—23, 108—110, 113, 115, 169—170

- Ödwieser Granit 9, 20, 90, 92—93  
 Orthogneise 24—25, 77  
 Palingenese 7, 9, 18, 19  
 Palit 7, 9, 19, 23—29, 42, 49, 169—172  
 Paragneise 15, 18, 20, 23, 27, 36—42, 53—66, 68, 77—79, 86—88, 94—96, 114—115, 160—165  
 Paragranodiorit: s. „Granodiorit“ nach List  
 Pegmatit 8, 10, 41, 67—72, 120—122, 133—144, 155  
 Perlgneise 7, 9, 19, 20, 77—79, 83, 86—87, 91, 93, 99, 100—103, 111  
 Pfahl: s. Bayerischer Pfahl  
**Pfahlschiefer (s. auch Ultramylonit)** 42—44, 51—52, 169—171  
 Phosphatminerale 71—72  
 Plutonismus: s. Magmatismus  
 Porphyrgänge 156—157  
 Porphyritgänge 156—159  
 Quarzglimmerdiorit 7, 8, 10, 18, 23—33, 45—46, 50, 90—92, 96—97, 100—104, 133—144, 161, 165—167  
 Quarzit 15, 20, 40, 61, 63, 68  
 Rabensteiner Gneise 9, 63—66, 68, 75—76  
 Redwitzitoide Gesteine 62, 154—155  
 Resorption 10, 106  
 Saxothuringikum 6, 16  
 Serpentin 9, 19, 25, 164—165  
 Stockscheider 49—50  
 Sulfiderze 21, 52, 58, 62, 65, 152, 156, 161, 168  
 Titanitfleckendiorit 10, 133—140  
 Turmalin 40—41, 71, 138, 151  
 Ultramylonit (s. auch Pfahlschiefer) 43—44, 130, 169—171  
 Uranminerale 71—72, 152  
 Winzergesteine 7, 10, 23, 85, 108—113  
 Zeilengneise: s. Lagengneise

# GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DES BAYERISCHEN WALDES 1:100 000 (ohne Regensburger Wald und Hohen Bogen) zusammengestellt von Georg Troll 1964

-  Glimmerschiefer, z.T. granatführend
-  Paragneis i. allg. (Anatexit) im NE Glimmergneis
-  Biotit-Plagioklas-Metaxeit, vorwiegend Cordierit-Sillimanit-Gneis
-  Biotit-Plagioklas-Metabazit, Perigneis
-  Übergang von Cordierit-Sillimanit-Gneis zu Perigneis
-  Migmatischer und nebulitischer Diatexit (z.T. mit Kalifeldspat-Großkristallen)
-  Homogenisierter Diatexit, granodioritisch ("Granodiorit" nach F. K. List und "Ödwiiser Granit" nach C.W. von Gümbel)
-  Kristalliner Kalkstein, Marmor
-  Amphibolit und hornblendereicher Gneis
-  Ultrabazit (Serpentinit)
-  Weinsberger Granit und Übergang von Körnelgneis zu Weinsberger Granit
-  Kristallgranit I der Pfalzzone (z.T. blastokataklatisch)
-  Paläo-syenitischer Diatexit und Kristallgranit (Kristallgranit I - Weinsberger Granit)
-  "Rabensteiner Gneis", kristallgranitähnlicher Diatexit
-  "Regenbühl-Gneis", gering anatexitischer, quarzreicher Gneis der Pfalzzone, z.T. blastokataklatisch
-  "Weinsberggestein" nach C.W. von Gümbel, blastokataklatischer Gneis und Granit einschließlich Para- und Orthoblastomylonit
-  Fasergranit der Pfalzzone, mit vorwiegend deutlich geregeltem Korngefüge
-  Pfalhschiefer, Ultramylonit und Blastomylonit
-  Diorit I des Mühlviertels und Rastenberg Mischgneis der CSR
-  Quarzglimmerdiorit (einschließlich Granodiorit)
-  Mittelkörniger Granit mit granodioritischer Tendenz
-  Feinkörniger und mittelkörniger Granit und Ganggranit i.allg.
-  Grobkörniger und riesenkörniger Massivgranit
-  Pfahlschmelze und Quarzgänge
-  Störungslinie
-  Bergwerk: a) in Betrieb b) außer Betrieb
-  Aufschlußnummer

Maßstab 1:100 000  
0 1 2 3 4 5 10 Km



### Übersicht der geologischen Aufnahme

6841 (Roding)	6842	6843	6844 (Lam)	6845	6846
S. El-Gaby 1952	J. Nothhaft, G. Fischer 1938 und eigene Begehungen	eigene Begehungen	C.W. von Gümbel und P. Böhm 1964	Blatt Strakonice 1:200 000	
6941	6942	6943	6944	6945	6946
Stalwang	C.W. v. Gümbel und eigene Begehungen	C.W. v. Gümbel und J. Nothhaft	Schröcke (1955) und eigene Begehungen	J. Madel, G. Propach und H. Reich 1954	
7041	7042	7043	7044	7045	7046
Münster	C.W. v. Gümbel und eigene Begehungen 1962	Ruhmannsfelden	B. Grauert und H. Winter 1953	E. Sarway und L. Steiner 1964	C.W. v. Gümbel (z.T. korrigiert)
7141	7142	7143	7144	7145	7146
Bogen	W. Bauburger 1956	W. Schreyer in F.K. List 1961	F.K. List und St. Diller 1958	C.W. v. Gümbel und G. Troll 1964	Grafenau
7241	7242	7243	7244	7245	7246
Plattling	G. Troll 1959	G. Troll 1959	G. Troll 1959	G. Troll 1959	G. Troll 1959
7341	7342	7343	7344	7345	7346
Osterhofen	G. Troll 1959 und K. Schießl 1961	W. Schreyer 1952 und G. Troll 1964	C.W. v. Gümbel und G. Troll 1964	C.W. v. Gümbel (z.T. korrigiert)	C.W. v. Gümbel (z.T. korrigiert)
7441	7442	7443	7444	7445	7446
Passau	J. Stadler 1928 und W. Schreyer 1962	J. Stadler 1928	C.W. v. Gümbel (z.T. korrigiert)	C.W. v. Gümbel (z.T. korrigiert)	C.W. v. Gümbel (z.T. korrigiert)
7541	7542	7543	7544	7545	7546
Obernberg	E. Thiele 1962	Obernberg	Obernberg	Obernberg	Obernberg