

Aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut
der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg
(Direktoren: Prof. Dr. H. W. Matthes und Prof. Dr. R. Hohl)

Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der Grünschiefer von Wippra (Harz)

Von

Hans Joachim Franzke

Mit 13 Abbildungen

(Eingegangen am 8. April 1968)

Inhalt

1. Einleitung	187
2. Mineralbestand und Mineralfazies	188
3. Orthogrünschiefer	189
3.1. Diabasgrünschiefer	190
3.2. Grünschiefer mit feldspatporphyrischen Diabasrelikten	194
4. Tuffogene Gesteine	196
4.1. Allgemeine Kennzeichen	196
4.2. Tuffitische Grünschiefer	196
4.3. Gebänderte Tuff-Grünschiefer	197
4.4. Phyllitische Grünschiefer	198
5. Sedimentogene Gesteine	199
6. Grünschiefer unsicherer Genese	200
7. Ergebnisse der Kartierung	200
8. Versuch einer stratigraphischen Einstufung der Grünschiefer	204
9. Zusammenfassung	205
Schrifttum	206

1. Einleitung

Die in der Metamorphen Zone des Harzes ausstreichende Schichtfolge ist ein Teil der nördlichen Phyllithülle der Mitteldeutschen Schwelle (A. Schüller 1951).

Die von Nord nach Süd fortschreitende Umwandlung überschreitet im Harz nirgends den Grad epizonaler Überformung (G. Fischer 1929).

Durch erste Fossilfunde von B. Meißner (1959) und M. Reichstein (1959, 1964) zeichnet sich die weite Verbreitung devonischer Schichten in der Metamorphen Zone ab. Nur in den Phylliten bei Wippra (Zone 2) ist nach bisher unveröffentlichter Conodontenfauna Unterludlow nachgewiesen worden (mündliche Mitteilung von M. Reichstein). Damit findet die von B. Meißner (1959) noch mit Vorbehalt angegebene Einstufung ihre Bestätigung.

Der Zeitraum der Metamorphose muß nach den in den letzten Jahren erreichten Datierungen ganz auf die varistische Orogenese beschränkt werden. Zu dem gleichen Resultat kommt H.-J. Behr (1966) bei der Bearbeitung der Kernzone der Mitteldeutschen Schwelle im Untergrund des Thüringer Beckens.

K. A. Lossen (1883) gibt in den Erläuterungen zur ersten Auflage von Blatt Wippra eine ausführliche Beschreibung der Grünschiefer, die er als „ . . . wenn nicht insgesamt, doch grossentheils als unter Druckschieferung molecular umgewandelte Diabase . . .“ auffaßt. Bereits Lossen vergleicht die Grünschiefer von Wippra mit der später von F. Dahlgrün als Stieger Schichten bezeichneten Serie in den Umrandungen der Südharz- und Selkemuße.

Darin sind ihm die späteren Bearbeiter gefolgt.

Die Arbeiten G. Fischers (1929, 1930) erbrachten den Nachweis, daß in den Grünschiefern unter den Bedingungen der Prasinit- und Grünschieferfazies regionalmetamorph überprägte basische Eruptiva, Pyroklastika und Sedimente vorliegen.

Das Studium der Kluftsuksessionen im Steinbruch Pferdeköpfe (Blatt Wippra) führte ihn zu der Erkenntnis, daß anfangs bei „relativer Ruhe“ und höherer Temperatur eine Umkristallisation in Prasinitfazies, anschließend bei gesteigerter Durchbewegung und allmählich abklingender Temperatur in Grünschieferfazies erfolgte.

Zu einer Differenzierung in die Ausgangsstoffe ist es jedoch bei der Aufnahme der Blätter Schwenda, Wippra und Mansfeld bis auf eine Ausnahme auf Blatt Mansfeld nicht gekommen.

Die vorliegende Arbeit erfolgte auf Anregung meines Lehrers, Herrn Doz. Dr. M. Reichstein und hatte zum Ziel, durch eine Neuaufnahme des gesamten Grünschieferzuges die flächenhafte Verbreitung der Edukte der Grünschiefer zu erfassen und in die faziellen Beziehungen zu den angrenzenden Serien der Metamorphen Zone näher einzudringen. Das versprach ferner, der bei dem Fossilmangel immer noch nicht gesicherten Altersstellung der Grünschiefer einen Schritt näher zu treten.

2. Mineralbestand und Mineralfazies

In den vorliegenden Schriffen treten die folgenden, der Epimetamorphose zuzuordnenden Mineralien auf: Epidot/Klinozoisit, Albit, Orthochlorite (Pennin-Klinochlor), Leptochlorite, blaßgrüne Hornblende, Aktinolith, Quarz, Kalzit, Serizit, Leukoxen, Pyrit, Eisenglanz, Rutil. In Proben aus dem Hohesteintal (Blatt Wippra) tritt Stilpnomelan auf, der den älteren Bearbeitern entgangen zu sein scheint. G. Fischer (1929) gibt außerdem noch Granat und, wie M. Luszkat (1957) mitteilt, Pumpellyit an.

Für die Hauptmasse der Orthogesteine (Diabasgrünschiefer) ist die Mineralparagenese Albit-Epidot/Klinozoisit-blaßgrüne Hornblende-Chlorit-Leukoxen \pm Aktinolith \pm Quarz kennzeichnend.

Mein besonderer Dank gilt den Herren Prof. Dr. H. Hentschel, Wiesbaden-Mainz, und Dr. St. Meisl, Wiesbaden, die kritisch zu Schriffen aus dem Harz Stellung nahmen.

Das Auftreten der blaßgrünen Hornblende ist mit wenigen Ausnahmen an die Gesteine der Grünschiefer-Zone gebunden, für die magmatogene Edukte angenommen werden. Die faserigen bis nadeligen, seltener auch gedrungeneren und dann prismatischen Hornblenden haben nur Flächen der Prismenzone entwickelt, in der Z' schwingt (positive Hauptzone). Die Enden der häufig quer absondernden Prismen laufen lappig aus oder sind büschelig verzweigt. Gedrungene Prismen werden bis 300 μm lang und bis 100 μm breit, die faserigen Individuen erreichen meist nur 100 μm in der Länge, 10 bis 30 μm in der Breite. Auffällig ist die Scharung der Hornblenden um reliktsche Augite, mit denen sie parallel verwachsen sind. Die im Dünnschliff blaßgrüne bis fast farblose, selten bläulichgrüne Hornblende hat eine hohe Doppelbrechung (0,026), als maximale Auslöschungstiefe $Z \wedge c$ ergaben sich 23° . Meist pendeln die Werte jedoch um 15 bis 18° . Die sehr schwache Pleochroismus zeigt folgende Verhältnisse: Z' blaßgrün bis blaßgrün; X' gelbgrün.

Para- und postkristalline Deformation der Hornblende ist häufig, Umwandlungen wurden nicht beobachtet.

Das Auftreten von Hornblende mit Albit und Epidot gestattet die Zuordnung zur Prasinit-Fazies (T. Woyno 1912) bzw. zur Epidotamphibolit-Fazies bei P. Eskola (1939). Nach der von H. G. F. Winkler (1965) gegebenen Dreiteilung der Grünschiefer-Fazies gehört der größte Teil der Grünschiefer des Harzes zur höchsttemperierten Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies.

Im Bereich des Hohesteintales (Blatt Wippra) tritt Hornblende in den Orthogesteinen fast ganz zurück. Die Gesteine enthalten als Neubildungen Epidot, Albit, Aktinolith, Chlorit, Serizit, Leukoxen und z. T. massenhaft Stilpnomelan. Stilpnomelan ist kritisch für die tieftemperierte Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies (H. G. F. Winkler 1965) und verschwindet in den höher temperierten Subfazien. Mineralbestand und Gefüge der Orthogesteine sind in diesem Bereich der Grünschieferzone vorzüglich erhalten, in den reliktschen Plagioklasen ließen sich noch bis 33 % An-Gehalte nachweisen. Dieser geringe Metamorphosegrad muß als primär gelten und kann nicht auf diaphoretische Vorgänge zurückgeführt werden.

Daneben ist in den Grünschiefern, die von tuffogenen Ausgangsgesteinen und reinen Sedimenten abgeleitet werden, die Paragenese Albit-Chlorit-Leukoxen-Serizit-Kalzit \pm Epidot \pm Aktinolith \pm Quarz ausgebildet.

Für die von G. Fischer (1929) an Hand der Kluftsukzessionen im Steinbruch Pferdeköpfe (Blatt Wippra) entwickelte Vorstellung einer zweiaktigen Metamorphose, für die H.-J. Behr (1966) ein weiteres Beispiel aus Grünschiefern der Bohrung Hainleite anführt, ergeben sich keine weiteren Hinweise. Vielmehr hat es den Anschein, daß der jeweils höchste Metamorphosegrad fixiert worden ist.

3. Orthogrünschiefer

Bei der Neuaufnahme des Grünschieferzuges zeigte sich die weite Verbreitung magmatogener Gesteine. Dabei hat man zwischen Diabasen verschiedener Korngröße und feldspatporphyrischen Diabasen zu unterscheiden.

3.1. Diabasgrünschiefer

Wichtigste Merkmale für die Ansprache im Gelände sind Körnigkeit und Homogenität des Stoffbestandes. Die Korngröße schwankt in den einzelnen Vorkommen in weiten Grenzen, je nach Körnigkeit des Ausgangsgesteins. Nur geringmächtige Diabasgrünschiefer sind stärker durchbewegt. Der Grad der Verschieferung sinkt nach dem Inneren der Gesteinskörper ab. Bei mächtigen und körnigen Orthogesteinen äußert sich die Verschieferung nur noch in einer weitständigen, S_1 -parallelen Zerklüftung. Nur die Randpartien sind stärker in die Durchbewegung einbezogen worden. Grundsätzlich zeigen die Orthogesteine gegenüber tuffogenen und sedimentogenen Grünschiefern massigere Absonderung. Die Diabasgrünschiefer sind im allgemeinen wesentlich dunkler als die tuffogenen Gesteine, oft fast schwarz, meist schwarzbraun (Magnetit, Ilmenit, Pyroxen) – grünlich gefleckt (Epidot, Chlorit). Kleine weiße Tafeln und Balken weisen auf leukoxenisierte Ilmenite hin und sind für einige Vorkommen typisch.

Kennzeichnend für die Diabasrandpartien sind neben Feinkörnigkeit und stärkerer Verschieferung in einigen Fällen noch nachweisbare Mandelbildungen. Da sich in den letzten Jahren die Beobachtungen über intrusive Diabase mit randlicher Mandelbildung häufen (u. a. H.-J. Rösler 1960), kann diese nicht mehr als Kriterium der Effusivnatur gelten. Für den Bereich der Epimetamorphose ist die Mandelbildung als magmatogenes Kennzeichen schlechthin trotzdem von großem Wert.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß die körnigen und mächtigen Diabasgrünschiefer ursprünglichen Mineralbestand und Gefüge am besten bewahrt haben. Bei den im Steinbruch Pferdeköpfe anstehenden körnigen Diabasgrünschiefern ist das ophitische Gefüge noch ausgezeichnet erhalten. Den in diesem Bruch anstehenden Gesteinen hat G. Fischer (1929) eine ausführliche Beschreibung gewidmet, so daß nur ergänzend berichtet werden soll. Im Innern des Bruches steht ein nahezu unveränderter Diabas an (Abb. 1 und 2).

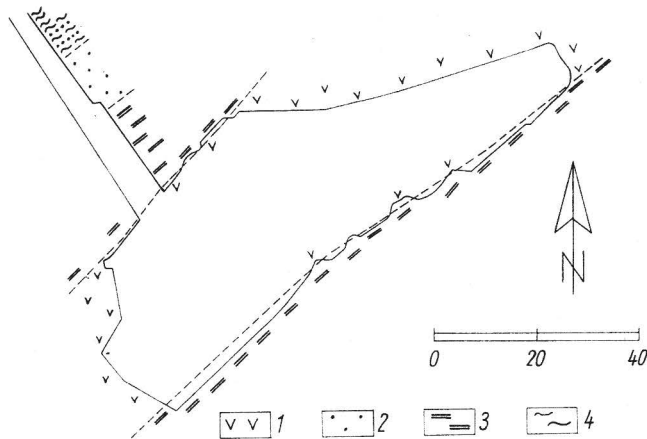


Abb. 1. Steinbruch Pferdeköpfe, Blatt Wippra

- 1 - körniger Orthogrünschiefer, 2 - massiger homogener Grünschiefer, magmatogen (?),
3 - gebänderte tuffogene Gesteine, 4 - Serizit-Chloritschiefer, tuffogen



Abb. 2. Orthogrünschiefer von den Pferdeköpfen
Blastophitisches Gefüge. Augite mit Hornblendefortwachsungen. Mitte oben und rechts
Plagioklasrelikte + Nic, Vergr. 70

Die Augite sind die Letztausscheidung des Magmas und durch die Plagioklase gleichsam zerhackt. Letztere sind in einigen Proben völlig durch die Hornblendefortwachsungen der Augite verdrängt worden oder liegen, an der Gestalt der Leisten noch kenntlich, als Albitpflaster mit eingestreutem Pennin vor. Nur in einem Fall sind noch die völlig entkalkten Plagioklase erhalten. Zu den Rändern des Bruches hin (Diabasgrenzen!) werden primäres Gefüge und Mineralbestand zunehmend ausgelöscht. Im Extrem schwimmen nur noch einzelne Mineralrelikte in der von Albit, Chlorit, Epidot und etwas Hornblende gebildeten grano-lepidoblastischen Grundmasse.

Am unmittelbaren Kontakt zum tuffogenen Nebengestein stellen sich an der Nordwand des Bruches Mandelsteine ein, in 2 bis 3 m Entfernung von der Grenzfläche sind bereits keine Mandeln mehr zu beobachten. Die Mandeln erreichen eine Größe von 3 mm und sind in der Schieferungsfläche deutlich ausgelängt. Sie sind in unregelmäßigen Abständen (cm- bis dm-Bereich) in die feinkörnigen Randpartien der Diabasgrünschiefer eingestreut.

Das Innere des Mandelraumes wird von granoblastischem Kalzit (0,2 mm) eingenommen. Vom Rande her sprießt strahliger Delessit ein und verdrängt den Kalzit. In kleineren Mandeln ist die Umsetzung schon voll durchgeführt. Delessit bildet dann eine blätterig-rosettige Masse, die die Gestalt der Mandel abbildet. Seltener ist Kalzit gemeinsam mit Ablit als Mandelfüllung anzutreffen. An einigen Beispielen läßt sich zeigen, daß der sekundär die Mandelräume auskleidende Delessit bereits wieder von Pennin, der aus der Grundmasse buchtig in die Mandelräume eindringt, ersetzt wird. Die Gestalt der Mandeln wird durch leukoxenreiche Randsäume hervorgehoben, Ti-führende Minerale treten jedoch niemals innerhalb der Mandelräume selbst auf.

Die Spezialaufnahme des Steinbruches und seiner Umgebung ergab, daß es sich in dem mächtigen, grobkörnigen Diabasgrünschiefer von den Pferde-

köpfen um einen schichtparallelen Lagergang in kalkreichen Tuffen handelt (Abb. 1). Da nach den Verbandsverhältnissen die Nordwand des Bruches die liegende Grenzfläche des Diabases aufschließt, kann die Mandelbildung in diesem Bereich nicht als Effusivmerkmal gelten. Es ist hier mit thermomechanischer Einformung kalkreichen Tuffmaterials aus dem Nebengestein zu rechnen, wie es u. a. H. J. Rösler (1960) aus Ostthüringen beschreibt.

Eine ähnlich gute Erhaltung weisen die Diabase in der Umgebung des Hohesteintales auf. Im Jagen 66, südlich der Kohlenstraße, konnte ein Diabas kartiert werden, der nur sehr geringe metamorphe Beanspruchung zeigt. Primärer Mineralbestand (Apatit, Magnetit, Ilmenit, Plagioklas, Augit) und das Erstarrungsgefüge sind in zahlreichen Relikten erhalten, die metamorphe Umkristallisation ist gering.

Die bis über 2 mm großen Augite sind Letztausscheidungen des Magmas und füllen die verbliebenen Zwickel. Stilpnomelan umgibt als Kranz mit Epidot/Klinozoisit und Pennin korrodierte Augite, die z. T. ihren Ti- und Fe-Gehalt abgeben und von winzigen Leukoxenkörnchen überstreut werden bzw. opake Randsäume bilden.

Die Plagioklase (1,5 mm) werden von Intergranularen und Spaltrissen aus von Stilpnomelan überwachsen, sind aber in der Substanz nahezu frisch. Es ließen sich An-Gehalte von etwa 33 bis 35 % nachweisen. Ilmenit liegt in breiten Tafeln und langen Balken vor und wandelt sich randlich in Leukoxen um. Magnetit erscheint völlig unverändert, Apatit ist senkrecht zur Säulenrichtung zerbrochen.

Südwestlich von diesem Vorkommen steht im Forstort Gehren (Abb. 13) in Höhe des kleinen Steinbruches auf der Ostseite des Tales ein feinkörniger Diabas an, der nach der Lesesteinkartierung 25 m mächtig ist (Abb. 3).

Im Schliff sind zahlreiche bis 1 mm große rötlichbraune Augite ohne deutlichen Pleochroismus zu erkennen. Auffällig ist die geringe Deformation der reliktschen Augite. Die Plagioklase sind bis auf geringfügige Reste, die von schuppigen Serizit- und Chloritinterpositionen durchsetzt werden, verschwunden.

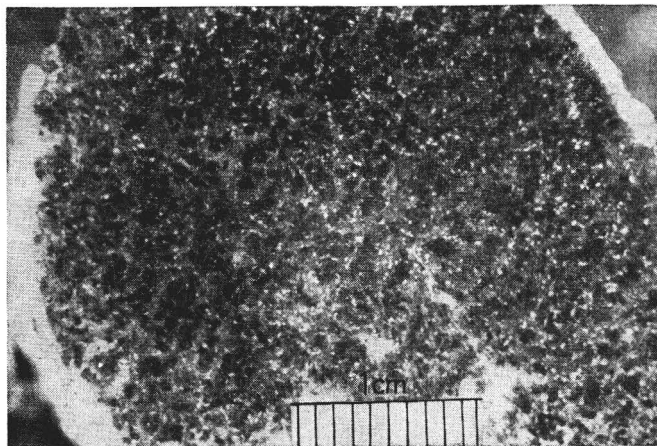


Abb. 3. Diabasgrünschiefer, Forstort Gehren, Blatt Wippra
Anschliff
Dunkle Punkte Augit, helle Punkte leukoxenisierte Ilmenite

Als primäres Eruptivgesteingemengteil tritt Ilmenit in 0,5 mm großen Tafeln auf, randlich in Leukoxen übergehend. Die granoblastische Grundmasse wird im wesentlichen von Albit und Epidot ($< 80 \mu\text{m}$) gebildet, Pennin tritt in der Umgebung der reliktsichen Pyroxene häufiger auf, fehlt auch in der Grundmasse nicht, ist jedoch selten. Einige Augite haben Hornblendefortwachungen, wie sie auch in den Diabasgrünschiefern von den Pferdeköpfen auftreten.

Insgesamt fällt bei dem feinkörnigen und geringmächtigen Gestein die gute Erhaltung des Diabascharakters auf. Der Diabas grenzt nach Süden ohne erkennbaren Thermokontakt an gebänderte tuffogene Grünschiefer.

In anderen Beispielen, und diese sind die Regel, ist das Gefüge mehr oder weniger vollständig zerstört und die Primärminerale schwimmen isoliert in der neugebildeten Grundmasse des Gesteins.

So ließen sich im Dinsterbachtal (Blatt Schwenda) nach Durchmusterung mehrerer Dünnschliffe nur einzelne Plagioklas- und Augitrelikte auffinden. Das Gefüge der Diabase ist bis auf geringfügige Reste umgewandelt worden. Nur die Ilmenittafeln und -balken deuten in ihrer Anordnung noch das Primärgefüge an, sind auch in einem Schliff noch mit den Augiten (0,7 mm) verwachsen. Diese gehen in Hornblende, Epidot und Pennin über (Abb. 4). Die feinkörnige Grundmasse besteht aus einem wirren lepidoblastischen Gemenge von Hornblende (0,3 mm lang, Doppelbr. 0,026), Albit, Serizit, Aktinolith und Epidot (50 μm).

Ähnlich liegen die Verhältnisse in den übrigen Bereichen der Grünschieferzone. Die sehr feinkörnigen und geringmächtigen Orthogesteine führen nur noch spärliche Gefüge- und Mineralrelikte. Hier geben oft Großanschliffe Auskunft über eventuell vorhandene Relikte. Es ist dann durch Vergleich der Schliffbefunde mit geologischen Argumenten (weitgehende



Abb. 4. Augitrelikt, von Hornblende (fasrig), Epidot (Kornhaufen) und Chlorit z. T. verdrängt
Dinsterbachtal, Westseite, Blatt Schwenda + Nic, Vergr. 60

homogene Ausbildung, fehlende Schichtung, dichte Randfazies, Ausdehnung im Streichen, Lagerungsbeziehungen zum Nebengestein usw.) in vielen Fällen doch noch möglich, eine begründete Zuordnung zu geben.

3.2. Grünschiefer mit feldspatporphyrischen Diabasrelikten

Von den gleichkörnigen Orthogesteinen unterscheiden sich die feldspatporphyrischen Grünschiefer durch das Auftreten großer, mehr oder minder umgewandelter Plagioklaskristalle, die durch Deformation etwa 2 cm lang werden können (Abb. 5).

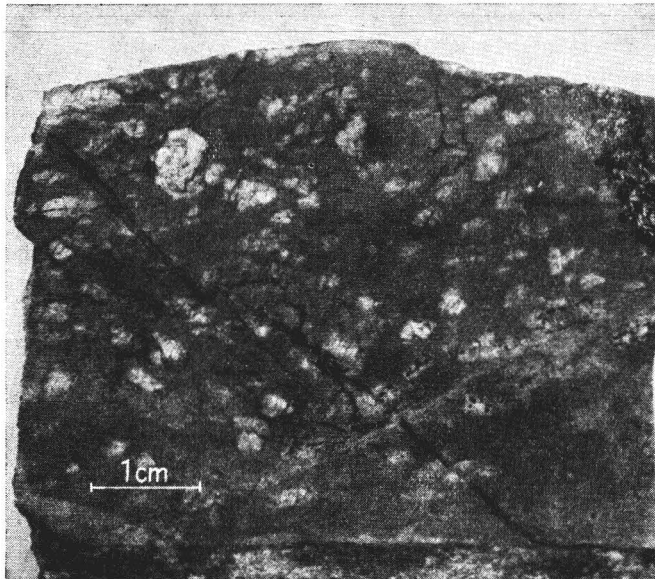


Abb. 5. Feldspatporphyrischer Diabasgrünschiefer 300 m westlich der Bahnlinie, südlich Klippmühle (Blatt Mansfeld)

Die Grundmasse ist makroskopisch feinkörnig bis nahezu dicht und homogen, selten durch in S_1 ausgezogene Chloritstreifen schlierig. Durch auffälliges Vorwalten von Albit und Epidot ist das Grundgewebe heller als bei den gleichkörnigen Diabasgrünschiefern.

Die Gesteine sind im Arbeitsgebiet von großer Gleichförmigkeit, nur die Plagioklase wechseln in der Menge, dem Ausmaß und Grad der Umwandlung. Im Randbereich werden die Einsprenglinge durch gesteigerte Durchbewegung in S_1 ausgelängt, im Extrem zu flachen Linsen ausgewalzt. Dichte Randfazies ist durch ungünstige Aufschlußverhältnisse nur an wenigen Stellen zu belegen. Auch im Innern dieses Gesteinskomplexes treten dichte Einschaltungen auf. In einem Steinbruch im Schönbachtal (Blatt Wippra) sprechen die Beobachtungen eindeutig dafür, daß die porphyrischen Gesteine randlich in feinkörnige Grünschiefer mit nur noch vereinzelt Einsprenglingen übergehen.

Am besten haben die feldspatporphyrischen Diabase ihr ursprüngliches Gepräge im Forstort Gehren (Blatt Wippra) bewahrt (Abb. 13). Die Einsprenglinge sind durchweg gut erhalten, auch in der Grundmasse des Gesteins befinden sich noch vereinzelt einfach verzwilligte Feldspäte (0,4 mm). Für die Anwesenheit primärer Mafite ergaben sich keine sicheren Belege. Die metamorphe Mineralparagenese besteht aus Albit, Epidot, Chlorit \pm Aktinolith, \pm Serizit und \pm Stilpnomelan, entspricht also der Grünschieferfazies. Durch den Reichtum von Albit und Epidot ist das Gefüge der Grundmasse granoblastisch. Die wirr gelagerten Leukoxenkörnchen sind gleichmäßig in der Matrix verteilt, eine leichte Migration der Leukoxensubstanz über die ursprünglichen Korngrenzen hinaus ist zu erkennen, bewegt sich in der Dimension aber innerhalb der Korngröße der Grundmassebestandteile. Die Beschaffenheit der Einsprenglinge (< 2 cm) zeigt Abb. 6. Alle geprüften Kristalle sind optisch negativ, und es liegt noch ein gewisser Anorthitgehalt vor. Serizit



Abb. 6. Reliktischer Plagioklaseinsprengling, von Serizit und Epidot überstäubt und randlich von Grundmasse verdrängt
Forstort Gehren, Ostseite + Nic, Vergr. 25

überstäubt in winzigen Schüppchen die Plagioklase, z. T. kommen auch idiomorphe Täfelchen (100 μ m) vor. Auch Epidot und strahlige Rutilaggregate sind als Neubildungen in den Plagioklasen zu beobachten. Kataklastische Deformationen der reliktschen Plagioklase werden durch Albitpflaster mit eingestreuten Chloritschuppen verheilt. Den Übergang zur Grundmasse vermittelt ein Albitmosaik mit eingestreuten epimetamorphen Mineralien.

Sichere Hinweise auf magmatogene Primärgefüge sind aus dem Schliffbildern nicht abzuleiten. Nur die homogene Ausbildung und die sehr gleichmäßige Verteilung der leukoxenisierten Ilmenitkörnchen lassen magmatische Ausgangsstoffe vermuten.

Die Plagioklaseinsprenglinge kommen als Indiz nicht in Frage, da auch kristalloklastische Tuffe Kristallbruchstücke führen, die in der Epimetamorphose wohl kaum von angenagten und übersproßten Einsprenglingen zu unterscheiden sein werden.

4. Tuffogene Gesteine

4.1. Allgemeine Kennzeichen

Basische Tuffe, insbesondere vitroklastische basische Tuffe, werden in der Epimetamorphose in der Regel bereits soweit überwältigt, daß wenig Aussicht besteht, im Dünnschliff noch Tuffrelikte aufzufinden.

Wertvolle Dienste erweisen Anschliffe „tuffverdächtiger“ Proben, die parallel S_1 angeschliffen, unter dem Binokular in einigen Fällen noch primäre Gefügemerkmale erkennen lassen, die im kleinen Gesichtsfeld des Mikroskops leicht übersehen werden.

Für die Unterscheidung von Orthogesteinen im Gelände war die im mm-bis dm-Bereich auftretende Bänderung der Paragesteine wichtig, die der primären Schichtung gleichzusetzen ist.

Durch z. T. erhebliche Serizitgehalte wiegen bei den Paragrünschiefern graue bis graugrüne Farbtöne vor; im Gegensatz zu den dunkelgrünen Diabasgrünschiefern.

Lebhafter Materialwechsel im Streichen und im Profil weist gleichfalls auf tuffogene Gesteine hin.

Mineralogisch sind die tuffogenen Gesteine durch hohe Serizit- und Chloritgehalte charakterisiert, die bis über 90 % des Mineralbestandes ausmachen können. Hinzu kommen wechselnde, in Einzelfällen erhebliche Kalzitanteile.

Epidot tritt dagegen sehr zurück, Hornblende wurde nur selten beobachtet. Demzufolge sind diese Gesteine nicht von körniger Beschaffenheit, sondern dünn-schiefrig bis plattig und lebhaft gefaltet.

Bedeutsam ist die schichtungsabhängige Verteilung der sekundären Ti-Mineralen (Leukoxen), worauf Verfasser auch von Herrn Dr. K. Fandrich, Freiberg, hingewiesen wurde. In der Epimetamorphose migriert Ti offenbar kaum und geht in Leukoxen über, das den Platz des Ilmenits einnimmt. Damit ist uns eine Möglichkeit gegeben, an der schichtungsabhängigen Verteilung des Leukoxens das primäre „s“ des Gesteins zu erkennen, was im epimetamorphen Bereich von großer Bedeutung ist.

4.2. Tuffitische Grünschiefer

Typisch für die tuffitischen Gesteine ist der hohe Kalkanteil, der sich in der Matrix, auf streichenden Klüften und auf bis etwa 5 cm mächtige sedimentäre Kalklagen verteilt. Die sedimentären Kalklagen halten im Aufschlußbereich aus und führen einen dichten rötlichen, tuffitischen Kalk, der durch Quarzbruchstücke, Eisenglanz und kleine Gesteinsbruchstücke verunreinigt ist. Südwestlich der Pferdeköpfe konnten aus diesen Kalkbändern Tentaculitenreste geborgen werden. Durch herausgelösten Kalk sind die tuffitischen Schiefer im Aufschluß von pockennarbigem Aussehen.

Neben den sedimentären Kalklagen treten noch dunkelrote, splittrig-harte „Eisenkieselbänder“ auf, die aus einem granoblastischen Gemenge von Eisenglanz, Albit und Quarz bestehen und in der Mächtigkeit zwischen 1 und etwa 10 cm pendeln. Graue serizitreiche Lagen führen untergeordnet Albit/Quarz, Chlorit, Leukoxen und Eisenglanz. Sie alternieren im mm- bis dm-Bereich mit dunkelgrünen, chloritreichen Lagen, die in wechselnder Menge noch Leukoxen, Albit/Quarz, Eisenglanz, Kalzit, Serizit, Aktinolith und Epidot führen. Zwischen fast nur aus Serizit bestehenden Phyllitlagen und fast reinen Chloritlagen existieren alle Übergänge. Das Resultat ist eine farbige Bänderung, die der ursprünglichen Schichtung des Tuffits entspricht (Abb. 7). Die Gesteine sind völlig umkristallisiert, es treten in den vorliegenden Schliften weder Gesteins- noch Kristallbruchstücke auf. Vermutlich war das Edukt ein sehr feinkörniger Tuffit mit hohem Glasanteil.

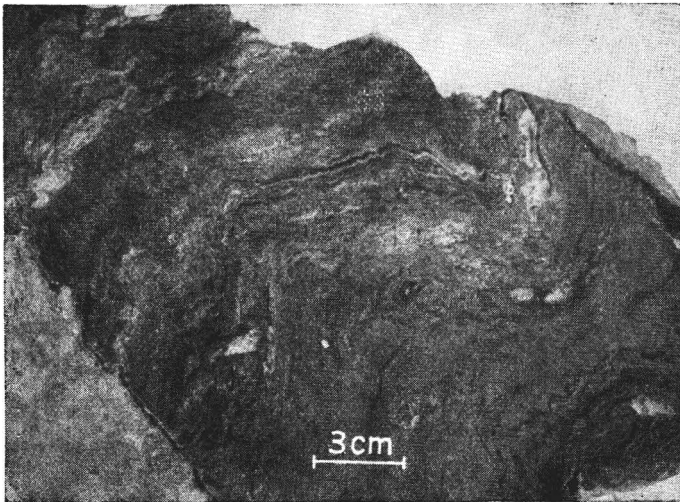


Abb. 7. Dickgebänderter Grünschiefer
Weißliche Lagen leukoxenreich, dunkle Lagen chloritreich, dickere graue Lagen reicher an Epidot und Albit. Anschliff, Hochfläche westlich Dinsterbach, Blatt Schwenda

4.3. Gebänderter Tuff-Grünschiefer

Die Gesteine sind von den tuffitischen Grünschiefern dadurch unterschieden, daß sie weder Eisenkieselagen noch sedimentäre Kalkbänder führen. Auch Serizit ist nur in einzelnen Schüppchen in der Grundmasse eingestreut und bildet keine lagigen Anreicherungen. Diese Gesteine führen nur „grünes Material“ und wurden deshalb als \pm reine Tuffe angesprochen. Die Bänderung resultiert aus den unterschiedlichen Mischungsverhältnissen der folgenden Minerale: Albit, Epidot, Chlorit, Leukoxen, \pm Serizit, \pm Aktinolith, \pm Hornblende und in wechselnder Menge Kalzit. Albit- und epidotreiche Bänder sind von heller, lichtgrüner Farbe, chloritreiche Bänder grün bis dunkelgrün. Meist nur mm-starke Leukoxenlagen kommen in der Nachbarschaft von chloritischen Lagen, oder auch deren Randbereich bildend, vor. Die vor allem

aus körnigen Mineralien aufgebauten Lagen sind mächtiger als chloritische und die dünnen Leukoxenbänder, so daß die Gesteine dieses Typs kompakter und weniger intensiv verfaultet und verschiefert sind, als das bei den tuffitischen Gesteinen zu beobachten ist.

In einem Schliff der dickgebänderten Grünschiefer vom nördlichen Ausgang des Steinbruchs Pferdeköpfe sind mehrere, bis 3 mm große eckige Bruchstücke eingestreut. Ein feinkörniger Delessitfilz ($\sim 10 \mu\text{m}$) füllt diese Bruchstücke aus. Parallele konzentrische Leukoxenstreifen durchziehen das feinkörnige Chloritgewebe. H. J. Rösler (1960, S. 241) bildet ähnliche Erscheinungen ab und deutet sie als unter Ausscheidung von Leukoxen entgaste spilitische Lava. Kalzitgefüllte Mandeln treten in dem vorliegenden Falle jedoch nicht auf. Es liegen in dieser Probe aber mit Sicherheit Glasrelikte vor, die nach ihrer eckigen Gestalt als Vitroklasten anzusprechen sind.

Das primäre Glas ist durch die Metamorphose in Chlorit überführt worden, der Leukoxen hat sich auch durch die Epimetamorphose hindurch unverändert in seiner Gestalt erhalten, er ist nicht migriert.

4.4. Phyllitische Grünschiefer

Diese Gesteine nähern sich reinen Phylliten und bestehen im wesentlichen aus Chlorit und Serizit (Abb. 8). Hinzu treten in wechselnder Menge

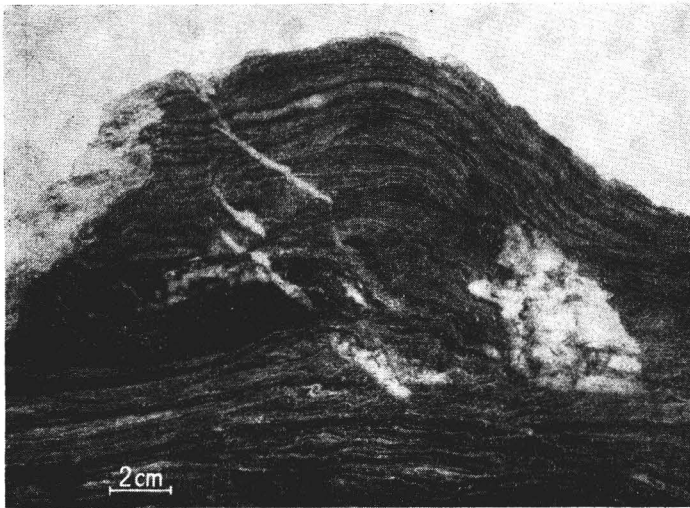


Abb. 8. Dünnegebänderter Grünschiefer aus dem Nassetal bei Questenberg, Blatt Schwenda, Anschliff

Leukoxen, Albit und Quarz. Serizit und Chlorit kommen gemeinsam und in einzelnen Lagen angereichert vor, wodurch die mm-starke Bänderung bedingt ist. Auch hier schließt sich der Leukoxen vornehmlich den chloritreichen Lagen an. Albit und Quarz sind in wechselnder Menge eingestreut, ab und an sind opake Erzminerale, vornehmlich Pyrit, in winzigen Körnchen in der Grundmasse vertreten. Pyrit tritt außerdem in großen Porphyroblasten in eisenreichen Partien auf und kommt auch in den Kluffüllungen vor. Minera-

logisch sind die Gesteine als Serizit-Chloritphyllite zu bezeichnen. Durch Abnahme des Chloritgehaltes erfolgt der Übergang in \pm normale Phyllite mit etwas Quarz und Albit.

Zum Unterschied von den breiter gebänderten tuffitischen Grünschiefern führen diese Gesteine keine Eisenkieselbänder und sind wesentlich kalkärmer. Die sehr feine Bänderung verschwindet beim Übergang in Phyllite allmählich.

5. Sedimentogene Gesteine

Bei der Kartierung sind einige kleinere Vorkommen dunkler Phyllite und ein 1,5 km langer Zug makroskopisch dichter Metasiltsteine ausgeschieden worden.

Die in geringer Verbreitung im Hainröder Tal (Blatt Schwenda) aufgenommenen Phyllite führen neben 50 bis 60 % Serizit reichlich Albit und etwas Quarz. Auch Leukoxen ist in vereinzelt amorphem Kornhaufen zu beobachten. Es sind Quarz-Albitphyllite. Die s-Flächen sind mit sekundären Eisen-erzen imprägniert, so daß das Gestein dadurch von dunkelbrauner Farbe ist.

Siltsteine sind im Freitagsholz (Blatt Schwenda) in kleinen Klippen aufgeschlossen. Die grauen Gesteine sind makroskopisch dicht und dadurch hornsteinähnlich. Auch silbergraue Phyllitlagen sind der Folge eingeschaltet, die intensiv gefaltet wurde. Im Anschliff tritt die Schichtung hervor (Abb. 9). Unter dem Mikroskop zeigt sich ein sehr feinkörniges Albit-Quarz-Pflaster (20 μ m), durch das sich Serizite und Chlorite hindurchwinden. Auch Leukoxen

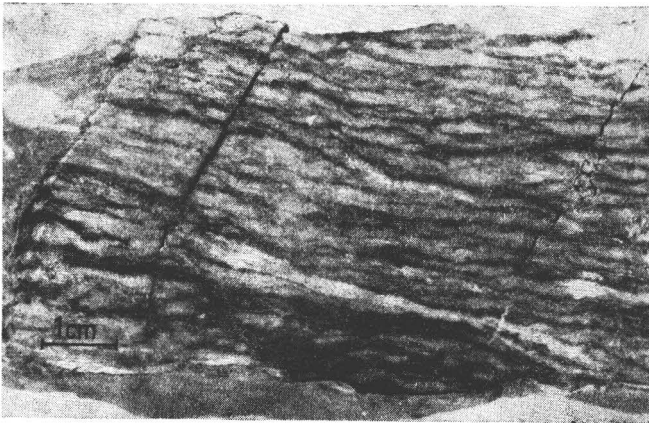


Abb. 9. Metasiltsteine vom Freitagsholz (Blatt Schwenda) mit erkennbarer Schichtung, Anschliff

tritt in 0,1 mm großen Körnchen auf. Die Schichtung entsteht, indem sich vor allem Serizit, seltener Chlorit und Leukoxen in einzelnen Lagen anreichern. In dieser schichtigen, feinkörnigen Matrix sind Bruchstücke von Quarz und Plagioklas verteilt. Die Plagioklase (0,4 mm) werden randlich in Albit überführt und von kleinen Serizit- und Chloritschüppchen überwachsen. Die Quarze (0,4 mm) sind undulös, jedoch ohne Kataklastenerscheinungen.

6. Grünschiefer unsicherer Genese

Ein größerer Teil der Grünschiefer konnte nicht auf seine Edukte zurückgeführt werden (Abb. 12 und 13), da die überaus spärlichen Gefüge und Mineralrelikte auf Grund der (primären) Feinkörnigkeit keine Aussage mehr gestatten. Als wesentliche Merkmale dieser Gesteine, die möglicherweise tuffogenes und magmatogenes Material enthalten, kann die auf weite Strecken homogene feinkörnige bis dichte Ausbildung gelten. Nur selten tritt eine diffuse Bänderung im cm- bis dm-Abstand auf. Die Gesteine neigen zu dickplattiger bis massiger Absonderung.

Die Schlibfbilder ähneln denen feinkörniger Orthogesteine, als Relikte sind jedoch nur vereinzelte Plagioklase und häufiger Leukoxen pseudomorph nach Ilmenit (?) beobachtet worden. In der Schieferungsebene ausgelängte Chloritlinsen ($> 0,5$ cm) geben einen Hinweis auf ausgewalzte Augitpseudomorphosen.

Die einzelnen Kriterien für eine magmatogene Herkunft eines großen Teiles dieser Grünschiefervarietäten sind die sehr homogene Ausbildung dieser Gesteine und das Kartierergebnis, daß sie mit körnigen magmatogenen Gesteinen eng verknüpft sind und oft deren randliche Partien bilden. Es ist leicht verständlich, daß primär feinkörnige Gesteine bei metamorpher Überprägung schnell ursprüngliches Gefüge und Mineralbestand verlieren und anonym werden. Verfasser hält es für wahrscheinlich, daß es sich bei dem hier erwähnten Material größtenteils um dichte (effusive) Diabase, vergleichbar denen der Stieger Schichten in den Umrandungen der Südharz- und Selkemu- mulde, handelt.

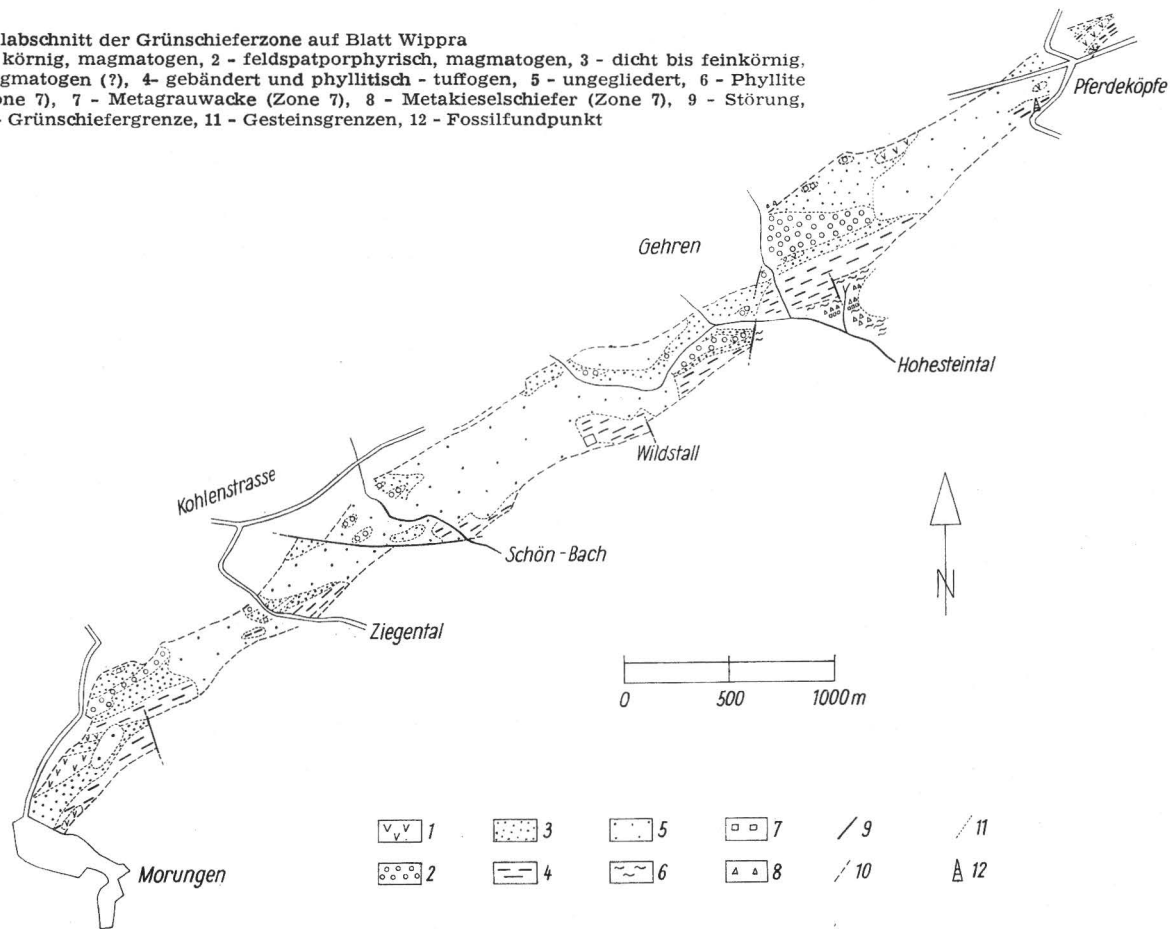
7. Ergebnisse der Kartierung

Durch die Kartierung des Grünschieferzuges und die Spezialaufnahme der zahlreichen, z. T. sehr gut und durchgehend aufgeschlossenen Quertäler hat sich eine im Prinzip immer wiederkehrende Abfolge ergeben. Abb. 12 zeigt einen Ausschnitt aus Blatt Wippra zwischen Morungen und den Pferdeköpfen. Dieser Bereich des Grünschieferzuges ist zwar streckenweise schlecht aufgeschlossen, hat aber den Vorteil, daß der Übergang zu der nach Süden anschließenden Zone 7 nicht vom Oberkarbon bzw. Zechstein verdeckt ist. Dem Kartenbild ist zu entnehmen, daß tuffogene Gesteine als wechselnd breites Band den Südrand des Grünschieferzuges bilden. Es sind überwiegend tuffitische Grünschiefer, die mit Annäherung an die Grenze zur Zone 7 zunehmend sedimentäre Kalklagen (südwestlich der Pferdeköpfe mit Tentaculiten) und Serizitlagen führen und offenbar in die Phyllite der Zone 7 überleiten. Die nördlichen Bereiche des Grünschieferzuges bilden vorwiegend magmatogene und homogene dichte Gesteine, wobei die stoffliche Herkunft der letzteren noch offen bleiben muß (siehe unter 6.). Tuffitische Gesteine fehlen dem nördlichen Bereich, dick gebänderte Tuffe (?) sind in geringmächtigen Bändern den magmatogenen Bildungen eingeschaltet.

Die gleiche Tendenz gibt das Querprofil durch den Forstort Gehren (Blatt Wippra) wieder (Abb. 13). Auch dort werden die Gesteine der Grünschieferzone immer phyllitähnlicher und leiten faziell zu den silbergrauen Phylliten der Zone 7 über. Der Grenzbereich ist nicht aufgeschlossen.

Abb. 12. Teilabschnitt der Grünschieferzone auf Blatt Wippra

1 - körnig, magmatogen, 2 - feldspatporphyrisch, magmatogen, 3 - dicht bis feinkörnig, magmatogen (?), 4 - gebändert und phyllitisch - tuffogen, 5 - ungliedert, 6 - Phyllite (Zone 7), 7 - Metagrauwacke (Zone 7), 8 - Metakieselschiefer (Zone 7), 9 - Störung, 10 - Grünschiefergrenze, 11 - Gesteinsgrenzen, 12 - Fossilfundpunkt



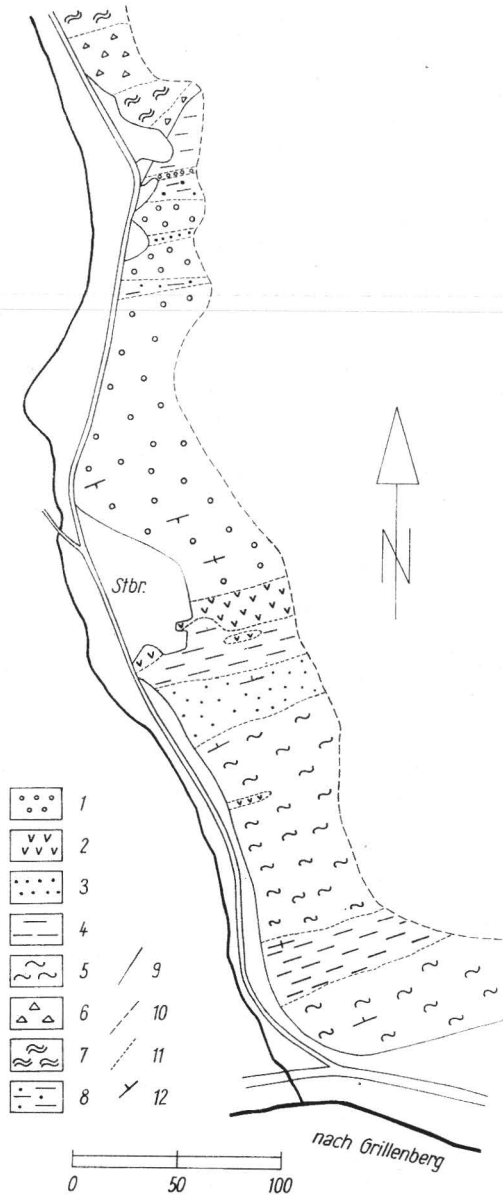


Abb. 13. Querprofil durch die Grünschieferzone, Forstort Gehren, Blatt Wippra
 1 - feldspatporphyrisch, magmatogen, 2 - körnig, magmatogen, 3 - feinkörnig, magmatogen (?), 4 - dünnplattig und dicht, ungebändert, Ableitung offen, 5 - Serizit-Chlorit-schiefer, tuffogen, 6 - Metakieselschiefer (Zone 7), 7 - Phyllit (Zone 7), 8 - Grünschiefer, ungliedert, 9 - Störung, 10 - Grenze gegen Höhenlehm, 11 - Gesteinsgrenzen, 12 - Schieferung

In den Abschnitten, in denen der Grünschieferzug sehr geringmächtig ist, wird fast die gesamte Folge von tuffogenen Gesteinen eingenommen, nur im Dinsterbachtal stecken zwei geringmächtige Diabase in der hier etwa 100 m mächtigen Grünschieferzone. Nördlich von Hainrode (Blatt Schwenda) erreicht der Grünschieferzug mit 700 m seine größte Ausstrichbreite. Der Zug ist dort mit einer Reihe körniger, vermutlich intrusiver Diabase gespickt, die sich vom Freitagsholz bis zum Tal östlich vom Mittelberg auf 2 km Länge verfolgen lassen. Auch Gesteine, die sich von Siltsteinen und Phylliten ableiten lassen, treten in diesem mächtigeren Bereich der Grünschiefer als schmale Bänder zwischen dem Freitagsholz und dem Tal nördlich von Hainrode auf, dort an einer Querstörung absetzend.

Der Übergang zur südlich anschließenden Zone 7 (Phyllite mit Metakieselschiefern und Metagrauwacken) ist nur im Dinsterbachtal (Blatt Schwenda) aufgeschlossen. Dort ist der Grünschieferzug auf der Westseite des Tales in seiner ganzen Breite erschlossen. Die Gesteine sind von wechselnder Zusammensetzung und bestehen im wesentlichen aus phyllitischen Grünschiefern, dick gebänderten Tuffen (?) und zwei eingeschalteten feinkörnigen Diabaskörpern. Der Südgrenze genähert, treten in mm-Lagen hell/dunkel gebänderte phyllitische Grünschiefer auf, die zu den grauen Phylliten der Zone 7 überleiten. Auf den letzten 6 m vor der Grünschiefergrenze stehen in mm-dünnen Lagen hellgrau/dunkelgrün gebänderte Gesteine an. Die grauen Lagen bestehen hauptsächlich aus Serizit, die grünen aus Chlorit und Leukoxen (Abb. 10). Durch Vermischung dieser Minerale verliert sich örtlich die Bänderung. Eine Probe 4,5 m vor der Grenze ist ein \pm reiner Serizitphyllit. Im ganzen jedoch sind die Gesteine bis zum Grenzübergang Serizit – Chloritschiefer mit wechselndem Albit-Quarz- und Leukoxengehalt. Der Übergang zu graugrünen Phylliten der Zone 7 ist aufgeschlossen. Die Grenze ist verquarzt und durch eine streichende Störung überarbeitet, der ursprüngliche Verband jedoch im wesentlichen erhalten geblieben. 1. Schieferung, Runzelung (Schnittkante s_1/s_2) und B_2 -Achsen stimmen in beiden Bereichen überein, die Grenze ist, durch die Mobilitätsunterschiede beider Folgen bedingt, bei der orogenetischen Deformation durch eine streichende Störung überarbeitet worden. Die bis 1,5 m südlich dieser Grenze anstehenden graugrünen Phyllite bestehen aus Serizit, etwas Quarz und Leukoxen. Daran schließen sich nach Süden 1,5 m mächtige Serizit-Chloritschiefer an, die völlig denen nördlich der Grünschiefergrenze gleichen und neben Chlorit und Serizit noch Leukoxen, \pm Albit, \pm Quarz führen. An die wechsellagernden Phyllite und Serizit-Chloritphyllite folgen nach Süden wieder graugüne Phyllite, denen sich graue, sehr feine Quarzitschiefer und Quarzite anschließen. Echte Metagrauwacken, wie sie in anderen Teilen der Metamorphen Zone südlich der Grünschiefer verbreitet sind, fehlen im Dinsterbachtal. Die Beobachtungen sprechen für einen allmählichen faziellen Übergang der Gesteine der Grünschieferzone zu den Phylliten der Zone 7.

Über die Verbandsverhältnisse zur nördlich anschließenden Zone des Klippmühlquarzites erlauben die schlechten Aufschlußverhältnisse keine Aussage.



Abb. 10. Serizit-Chlorit-schiefer aus dem Grenzbereich gegen die Phyllite der Zone 7 im Dinsterbachtal, Blatt Schwenda
 || Nic, Vergr. 60

8. Versuch einer stratigraphischen Einstufung der Grünschiefer

Nach vielen Lösungsversuchen gelang es, aus zwei sedimentären Kalklagen, die den tuffitischen Grünschiefern an der ersten Straßenbiegung vor den Pferdeköpfen in Richtung Grillenberg eingelagert sind, organische Reste zu bergen. Die Fossilfundpunkte liegen etwa 20 m vor der Südgrenze der Grünschiefer gegen die Gesteine der Zone 7, die etwa im Bereich der Straße anzunehmen ist (Abb. 12). Die Erhaltung der Fossilien ist so schlecht, daß nur eine Zuordnung zur Klasse *Tentaculita* Bouček (1964) gegeben werden kann (Abb. 11). Insgesamt wurden sechs Exemplare gefunden. An keiner der Formen blieben Skulpturen und Embryonalblase erhalten. Es sind ausnahmslos korrodierte Steinkerne, so daß Längen- und Breitenmessungen sowie die Ermittlung des Initialwinkels nicht möglich sind. Eine Artdiagnose kann nicht gegeben werden.

Tentaculiten kommen vom Ordovizium bis zum Oberdevon 1 vor. Damit ist es möglich, die zeitliche Obergrenze der Grünschiefersedimentation anzugeben. Sie sind älter als t_0_2 . Die Tentaculiten allein betrachtet, kommt für die Grünschieferzone damit der Zeitraum vom Ordovizium bis zum t_0_1 in

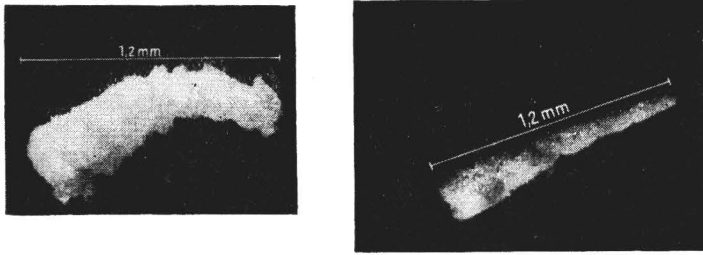


Abb. 11. Tentaculitenreste aus sedimentären Kalklagen, 1. Straßenbiegung hinter den Pferdeköpfen in Richtung Grillenberg

Betracht. Aber die verbleibende große Zeitspanne kann durch Vergleich mit den Nachbarzonen eingengt werden. Die Grünschiefer und die Metakieselschiefer-Metagrauwackenzone (Zone 7) sind eine stratigraphische Abfolge, die ohne größere Lücke ineinander übergehen. Die Grünschiefer sind nach den faziellen Übergängen das Liegende der Zone 7. Dafür spricht u. a. auch das Vorkommen von Grünschiefergeröllen in den Metagrauwacken, wovon bereits G. Fischer (1929) berichtet.

In Kieselschiefern nördlich des Grünschieferzuges bei Morungen konnte M. Reichstein (1964) Oberdevon ohne nähere Einstufung mit Conodonten nachweisen. Diese Gesteine entsprechen in der Fazies der südlich der Grünschiefer anstehenden Folge der Zone 7. Auch Metagrauwacken treten in dem nördlichen, Kieselschiefer und Phyllite führenden Zug in größerer Verbreitung als auf Blatt Wippra dargestellt, auf.

Da nach den Faziesübergängen die Grünschiefer nach Süden in die Gesteine der Zone 7 überleiten, muß die Folge nördlich der Grünschiefer bei Morungen, gleichgültig ob eingemuldet oder eingeschuppt, zur Zone der Metakieselschiefer und Metagrauwacken gerechnet werden. Dazu zwingen die Oberdevondatierung und die mit den Gesteinen der Zone 7 übereinstimmende Fazies. Damit ist auch für die Phyllite und Metakieselschiefer südlich der Grünschiefer oberdevonisches Alter sehr wahrscheinlich. Da zu den liegenden Grünschiefern eine \pm lückenlose Sedimentation und Faziesübergänge gesichert sind, kommt für die Grünschiefer zunächst nur tiefoberdevonisches bis hochmitteldevonisches Alter in Frage. Die Untergrenze ist nach dem heutigen Stand der Forschung noch nicht genau fixierbar und abhängig von der Grenzziehung des Klippmühlquarzits, der noch keine Fauna geliefert hat, nach den Lagerungsverhältnissen und regionalen Vergleichen aber Teile des Mitteldevons umfassen dürfte (B. Meißner 1959).

Zusammenfassung

Die in den Grünschiefern der Metamorphen Zone des Harzes herrschende Mineralfazies ist durch das gemeinsame Auftreten von Albit, Epidot und blaßgrüner Hornblende gekennzeichnet, das eine Zuordnung zur Prasinitfazies erlaubt. Die Umgebung des Hohesteintales ist durch erstmalig in der Metamorphen Zone nachgewiesenen Stilplomenan als geringer metamorpher Bereich anzusehen.

Am Aufbau des Grünschieferzuges sind epizonalmetamorphe körnige Diabase, dichte Diabase, feldspatporphyrische Diabase, Tuffe, Tuffite, Phyllite und Siltsteine beteiligt. Die nicht auf ihr Edukt rückführbaren dichten Gesteine sind wahrscheinlich zum großen Teil Spillite.

Innerhalb des Grünschieferzuges ist eine Abfolge mit Diabasen im Norden und Tuffen und Tuffiten im Süden zu verzeichnen. Es bestehen fazielle Übergänge zur südlich anschließenden Zone 7. Die Lagerungsverhältnisse zum Klippmühlquarzits bleiben ungeklärt. Fossilfunde und stratigraphische Übergänge machen die Einstufung des Grünschieferzuges in das höhere Mitteldevon bis tiefe Oberdevon wahrscheinlich.

S c h r i f t t u m

- Barth, T. F. W., C. W. Correns und P. Eskola: Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
- Behr, H.-J.: Das metamorphe Grundgebirge im Thüringer Becken. Ber. dt. Ges. geol. Wiss., Abt. A, **11** (1966) 39—56.
- Boucek, B.: The tentakulites of Bohemia. Prague 1964.
- Fischer G.: Die Gesteine der Metamorphen Zone von Wippra mit besonderer Berücksichtigung der Grünschiefer. Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **121** (1929)
- Fischer, G.: Weitere Untersuchungen über Gesteine der Metamorphen Zone von Wippra. Jb. preuß. geol. L.-A. für 1930, **51**, (1930) T. 1, 95—105.
- Franzke, H. J.: Petrofazielle Untersuchungen in den Grünschiefern der Metamorphen Zone des Harzes. Unveröff. Diplomarb., Halle 1966.
- Lossen, C. A.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen usw., Blatt Wippra, 1. Aufl., Berlin 1883.
- Lusznat, M.: Die tektonische Prägung der Metamorphen Zone des Südostharzes und das Problem ihrer Altersstellung. Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chemie, Geologie, Biologie, **8** (1959).
- Meißner, B.: Fazielle Verhältnisse und tektonische Stellung des Klippmühlquarzites. Unveröff. Diplomarb., Freiberg 1959.
- Reichstein, M.: Das Devon der Metamorphen Zone bei Walbeck. Geologie **8** (1959) 440—445.
- Reichstein, M.: Stratigraphische Konzeptionen zur Metamorphen Zone des Harzes. Geologie **13** (1964) 5—25.
- Rösler, H.-J.: Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen. Freib. Forsch.-H. **C 92** (1960).
- Winkler, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. Heidelberg-Berlin-New York 1965.
- Woyno, T.: Petrographische Untersuchungen des Casanneschiefers des mittleren Bagnetales. Neues Jb. Miner., Beil.-Bd. **33** (1912) 136—207.

Dipl.-Geol. Hans Joachim Franzke.
VEB Harzer Spätgruben.
DDR-4301 S t r a ß b e r g. Flösse 108