

Prä-aargranitische Anatexis, variszische Kontaktmetamorphose und alpidische Regionalmetamorphose im Oberhasli (zentrales Aarmassiv, Schweiz)

Autor(en): **Schenker, F. / Albrecht, J.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **67 (1987)**

Heft 1/2

PDF erstellt am: **21.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-51584>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Prä-aargranitische Anatexis, variszische Kontaktmetamorphose und alpidische Regionalmetamorphose im Oberhasli (zentrales Aarmassiv, Schweiz)*

von F. Schenker¹, J. Abrecht²

Abstract

Effects of three metamorphic events can be discerned in the rock sequences in the area between the Trift glacier and the upper Oberhasli valley in the central Aar Massiv (Switzerland). The Variscan basement with locally abundant migmatites underwent a pre-Variscan amphibolite-facies metamorphism with a subsequent anatexis. In the Upper Paleozoic, slices of the upper crust moved northwards along S-dipping thrust faults. The imbrication of these basement-slices led to a crustal thickening. During the ensuing uplift and erosion, detrital sediments ("molasse") were produced. In the lower portions of the thrust-pile, calc-alkaline melts formed during the Carboniferous and were initially extruded as rhyolitic and rhyodacitic ignimbrites and tuffs. In this area the sediments and volcanics as well as the basement rocks were then intruded by granitic melts, causing local contact-metamorphic overprinting within the volcano-sedimentary sequences. The Alpine greenschist facies metamorphic overprint is seen mainly in the granites and is manifested by the green biotite and stilpnomelane.

Keywords: Aar Massiv, variscan basement, volcano-sedimentary series, migmatites, amphibolite facies, compressive tectonics.

1. Einführung

Im Oberhasli (zentrales Aarmassiv) folgen sich von Nord nach Süd das migmatitische Innerschaffner-Lauterbrunner-Kristallin, die vor-aargranitischen Gesteinseinheiten der Erstfelder Gneiszone und der Guttanner Einheit (GE), die Vulkanoklastite der Trift-Formation und der Mittagflue-Granit (MiGr), die Gneise der Ofenhorn-Stampforn-Einheit (OSE) und die vulkanoklastische Diechterschnecken-Formation, welche dann gegen S vom zentralen Aaregranit (ZAgr) intrudiert werden. Die Definition und Abgrenzung der hier erwähnten Einheiten ist gegeben in ABRECHT und SCHALTEGGER (in Vorbereitung). Die räumlichen Verhältnisse zwischen den ver-

schiedenen Gesteinskörpern gehen aus einer geologischen Neukartierung zwischen Triftgebiet und Aare beziehungsweise zwischen Rotlauhorn und Diechterschnecken hervor (Abb. 1).

Die Erkenntnisse über alpidische Tektonik (KAMMER, 1985; MARQUER et al., 1985) und Metamorphose (STALDER, 1964; LABHART, 1965, 1966; STECK, 1968) erlauben es nun, voralpidische Ereignisse anhand reliktscher Mineralparagenesen und Strukturelemente zu rekonstruieren. Durch die lithologische Vielfalt und die spektakulären Aufschlussverhältnisse eignet sich das neukartierte Gebiet unserer Meinung nach ausgezeichnet für eine solche Betrachtung, deren vorläufige Ergebnisse hier vorgestellt werden sollen.

* Professor Ernst Niggli zum 70. Geburtstag gewidmet.

¹ Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern.

² Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Basel, Bernoullistrasse 30, CH-4056 Basel.

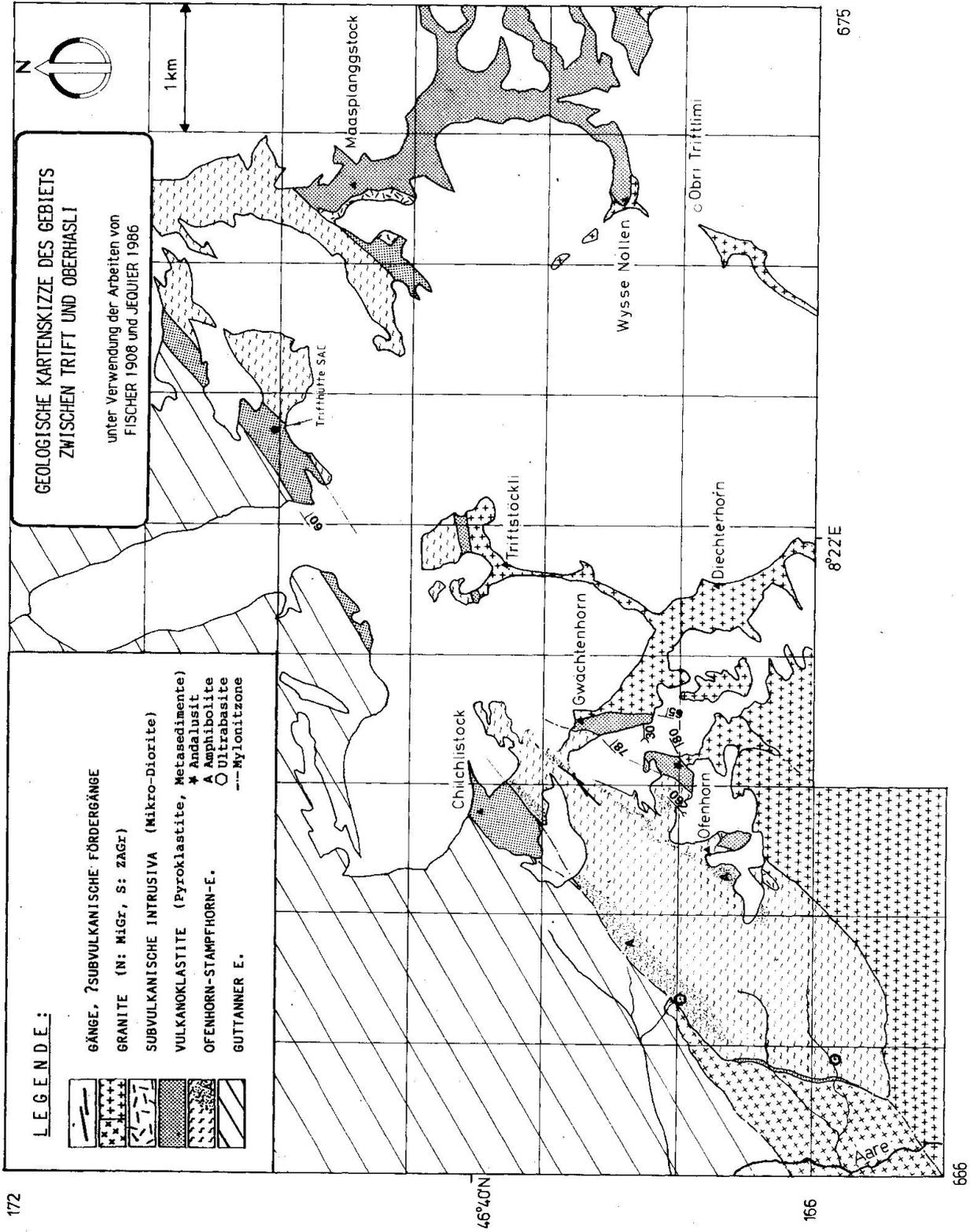


Abb. 1 Geologische Kartenskizze. Topographische Namen beziehen sich auf Landeskarte 1:25 000, Blatt Guttannen.

2. Variszisches Grundgebirge

2.1. GUTTANNER EINHEIT (GE) UND OFENHORN-STAMPFHORN-EINHEIT (OSE)

Die ins Untersuchungsgebiet fallenden Gesteine der Guttanner Einheit (GE) und der Ofenhorn-Stampfhorn-Einheit (OSE) sind Produkte einer hochgradigen amphibolitfazialen Metamorphose. Allerdings sind die typischen Mineralparagenesen stark retrograd umgewandelt. Die Lithologie dieser Gesteine ist von verschiedenen Bearbeitern schon beschrieben worden (HÜGI, 1955, ABRECHT, 1980, JEQUIER, 1985), deshalb soll hier von einer detaillierten Gesteinsbeschreibung abgesehen werden. Hingegen soll auf einige lithologische Unterschiede zwischen den beiden Einheiten und auf Besonderheiten hingewiesen werden.

2.1.1. Migmatitische Gneise

Die migmatitischen Gneise sind für die Interpretation der Entwicklungsgeschichte des variszischen Grundgebirges von Bedeutung und sollen hier etwas eingehender diskutiert werden. Die Aussagen über die Migmatite gelten sowohl für die GE als auch für die OSE. Auf Unterschiede wird weiter unten hingewiesen.

In der GE kommen Migmatite vor allem NE Steinhüs in einem ca. 150 m mächtigen SW-NE-streichenden, gegen SW auskeilenden Streifen vor (ausserhalb Karte, Abb. 1). Die Migmatite lassen sich gegen die im NW anschliessenden Biotit- und Biotit-Chlorit-Gneise recht gut abgrenzen. Gegen SE sind eher fließende Übergänge zu beobachten, und in den anschliessenden Biotit-Plagioklas-Gneisen sind Einschaltungen migmatitischen Charakters vorhanden.

Der migmatitische Aspekt der Zone wird durch das Auftreten von diffusen Leukosom-Partien in den stark verfalteten Bändergneisen hervorgerufen, die sich aus den leukokraten Lagen der Gneise entwickeln und lokal in beschränkter Masse Intrusivstrukturen mit scharf ausgebildeten diskordanten Kontakten aufweisen können. Die Deformationsstrukturen der Migmatite lassen auf eine ausgesprochen plastische Deformation schliessen, die oft dem von McLELLAN (1984) «viscous folding» genannten Deformationsstil entspricht. Auch

in den nicht-migmatitischen Bereichen der GE und der OSE sind steil E-fallende Faltenachsen ein wichtiges Strukturelement von regionaler Bedeutung.

Die Gesteinsanteile der Migmatite (Mesosom, Melanosom, Leukosom) werden nach JOHANNES (1982) bezeichnet.

Es können megoskopisch drei Leukosomtypen unterschieden werden:

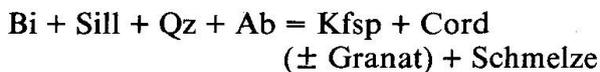
- Typ i) Konkordante Leukosome in den Bändergneisen (gewöhnlich mit Biotitsaum: Melanosom): Quarz, Plagioklas, (Biotit).
- ii) Diskordante Leukosome in den Bändergneisen (keine Biotitsäume): Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat (stark wechselnde Anteile), \pm pinitisierter Cordierit.
- iii) Grobkörnige, pegmatoide Leukosome immer in Verbindung mit Amphiboliten (Typ: Agmatite): Quarz, Plagioklas, Biotit (meist chloritisiert), typischerweise sekundärer Klinozoisit als rel. grobkörnige Plagioklas-Füllung und in Adern oder Gängchen vor allem in Plagioklas (und Quarz).

Die vermutlich metamorphe Bildung – also im Subsolidus-Bereich – der pegmatoide Leukosome ist an anderer Stelle bereits eingehend diskutiert worden (ABRECHT, 1980). Die Lösungs-Wiederausfällungs-Reaktionen dürften sich bei Temperaturen abgespielt haben, welche nur unwesentlich unterhalb des Qz-Plag-Solidus lagen, da bedeutende Mengen von Plagioklas gelöst und transportiert werden mussten. Die oft beträchtlichen Mengen (bis mehrere Vol.-%) Klinozoisit in diesen Leukosomen sind wohl auf die mit der Migmatisierung verbundene Biotitisierung der Amphibolite (Ca-Lieferant) zurückzuführen (ABRECHT, 1980).

Das Auftreten von Kalifeldspat-armen oder -freien Schmelzen ist immer noch ein ungelöstes Problem. ASHWORTH (1985, pp. 13-19), diskutiert die Möglichkeit solcher anatektisch entstandener Schmelzen, und seiner Argumentation folgend wird zwar für die Kalifeldspat-freien konkordanten Leukosome (leukokrate Lagen in Bändergneisen) eine metamorphe Entstehung angenommen; die diskordanten Karmen bis granitoiden, diffus auftretenden Leukosomtypen hingegen werden als Produkt

partieller Aufschmelzung der Bi-Plag-Gneise interpretiert.

Die Bildung von Cordierit bzw. Pinit in Gneisen und Kalifeldspat-führenden Leukosomen scheint zumindest in den Melanosomen, die als Restite interpretiert werden können, auf Kosten von Biotit (und Sillimanit?) zu geschehen. Es sind mehrere Cordierit-bildende Reaktionen in derartigen Gesteinen möglich (GRANT, 1985). Da aber durch retrograde Umwandlungen, spätere Deformation und Rekristallisation unserer Gesteine jegliche Relikte von Edukten sowie Reaktionsgefüge weitgehend verschwunden sind, sind solche Betrachtungen spekulativ. Immerhin scheint die Biotit-abbauende Reaktion



eine vertretbare Möglichkeit zu sein. Diese Reaktion verläuft etwas oberhalb der «Granit-Minimum-Schmelzkurve» bei $T > 660^\circ\text{C}$ und $P > 3$ kbar (GRANT, 1985). Reliktischer Sillimanit findet sich in ursprünglich gleichen, jedoch weniger stark retrograd umgewandelten Gneisen in der nördlichen Fortsetzung des variszischen Grundgebirges (NAGRA-Sondierbohrung Kaisten, PETERS et al., 1987). Aus Analogiegründen hat JEQUIER (1985) die feinfilzigen Muskovitaggregate in Gneisen der GE als Pseudomorphosen nach Sillimanit beschrieben. Eigene Vergleiche bestätigen diese Interpretation. Damit wird eine höhere amphibolitfazielle Metamorphose in der GE belegt.

An dieser Stelle sei kurz auf die kleinen aplit-granitischen Intrusivstöcke in der GE und OSE hingewiesen. Diese sind oft von cm-grossen mafischen Flecken aus Bi, Hgl, Phe, Qz und Gra durchsetzt, welche als umgewandelte Cordierite (Pinit) interpretiert werden. Auf ihre Stellung und Genese wird an anderer Stelle eingegangen (ABRECHT und SCHALTEGGER, in Vorbereitung).

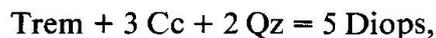
2.1.2. Kalksilikatfelse

Kalksilikatfelse sind nur in geringmächtigen Linsen (meist < 50 cm) anzutreffen und in Stollen viel häufiger zu finden als an der Oberfläche. Sie scheinen weitgehend auf die GE beschränkt zu sein. In der OSE wurde nur ein einziges (fragliches) Vorkommen gefunden.

Folgende Mineralphasen wurden beobachtet:

Qz-Cc-Gra (Gr-reich)-Diops-Trem-Klz-Tit-Plag-Graphit

Als kritische Paragenese kann Diops + Qz + Trem + Cc gelten, welche bei intern gepufferten Gesteinen auf amphibolitfazielle Bildungsbedingungen schliessen lässt. Bei Annahme eines minimalen Druckes von 3 bis 4 kbar können für das Auftreten von Diopsid, etwa gemäss



Temperaturen von 550 bis 600°C geschätzt werden. Obere Temperaturlimiten werden gesetzt durch die Paragenese Grossular + Quarz bzw. das Fehlen von Anorthit + Wollastonit sowie durch das Fehlen von Forsterit. Für $P = 4$ kbar wäre die Maximaltemperatur $\sim 675^\circ\text{C}$, für 3 kbar etwa 40°C tiefer anzusetzen. Als kritisch für niedere XCO_2 gilt die Paragenese Gr + Qz + Klz. Externe Pufferung kann nicht ausgeschlossen werden.

2.1.3. Mikroklin-Pegmatite

Die immer blau-grau gefärbten Mikroklin-Pegmatite kommen in beiden Einheiten als geringmächtige (< 1 m) und über nur kurze Distanzen verfolgbare Gänge vor. Sie liegen diskordant zur Stoffbänderung und zur Foliation, zeigen aber deutliche Anzeichen interner Deformation. Es gibt keine Hinweise auf einen genetischen Zusammenhang der Gänge mit dem ZAGr (HUTTENLOCHER, 1947). Gelegentlich finden sie sich nämlich als konglomeratische Komponenten in den grobdetritischen Anteilen der Diechtereletscher-Formation. Dies zeigt nicht nur ihr prä-ZAGr-Alter an, sondern lässt auch darauf schliessen, dass sie sich – und somit auch die Migmatite – während des spätpaläozoischen Vulkanismus bereits nahe der Erdoberfläche befunden haben.

Der Mineralbestand ist immer: perthitischer Mikrolin, Quarz, chloritisierter Biotit, Muskovit, \pm Turmalin (\pm faseriger Aktinolith).

2.1.4. Ultramafische Gesteine

Ultramafitite finden sich häufiger in Blöcken als anstehend (siehe Abb. 1) und bisher

nur aus der OSE; das Vorkommen in der «Schollau» hat schon BALTZER (1888) beschrieben.

Folgende Paragenesen wurden beobachtet:

| | |
|-----------------|---|
| Trift (Block) | Olivin, Talk, Serpentin, Opake (Magnetit) |
| Stäfeltisegg | Cummingtonit; Amphibol, Tremolit, Serpentin, Opake |
| Aerlengletscher | Serpentin, Calcit (nach Tremolit?) |
| Schollau | Cummingtonit; Amphibol (?), Tremolit, Talk, Serpentin |

Primäre Phasen kommen nur noch in der Trift-Probe vor, während alle übrigen vollständig metamorph umgewandelt sind. Aufgrund des Gefüges und der heutigen Mineralbestände scheint es sich bei den Schollau- und Stäfeltisegg-Proben wohl um ehemalige Pyroxenite zu handeln. Von Bedeutung in bezug auf ihre relative Altersstellung ist das Vorkommen von ultrabasischen Schollen in Mikroklin-Pegmatiten der OSE östlich des Ofenhorns (Koord. 166825/669175/2740 m).

2.1.5. Amphibolitische Gesteine

Amphibolitische Gesteine sind in der GE nur vereinzelt anzutreffen, in der OSE jedoch mengenmässig wichtig: BALTZERS (1888) «Zone der Hornblendeschiefer» (vgl. ABRECHT, 1975, 1980 und JEQUIER, 1985).

Sie sind gekennzeichnet durch die amphibolitfazielle Paragenese Hbl + Plag (\pm Granat), jedoch in wechselndem Ausmass grünschieferfaziell und/oder durch hydrothermale Prozesse umgewandelt: retrograde Akt-Ep/Klz-Paragenesen, Biotitisierung der Amphibole.

HÜGI (1955) hat die amphibolitfazielle Metamorphose dieser Gesteine einer prä-variszischen Regionalmetamorphose zugeschrieben. In bezug auf die Amphibolite kann dazu Folgendes gesagt werden: Die Gefüge der Schollenamphibolite und der damit verbundenen Plag-Qz-Leukosome legen nahe, dass die Biotitisierung der Amphibole während der Migmatitisierung stattgefunden hat bzw. deren Folge ist (ABRECHT, 1980). Das bedeutet wiederum, dass die Migmatitisierung einen bereits hochmetamorph vorgelegenen Komplex erfasst hat (vgl. LABHART, 1977, p. 8).

3. Die Vulkanoklastite

Metasedimente und -vulkanite sind in zwei schmalen Zonen einerseits zwischen GE und OSE, andererseits zwischen OSE und ZAGr aufgeschlossen (Abb. 1-3).

Die südlicher gelegene Diechtergletscher-Formation lässt sich in ein epiklastisches (ca. 90 m) und ein vulkanoklastisches Schichtglied aufteilen (Figur 4b). Vor allem in der epiklastischen Abfolge sind engständige Faltenachsen (B:070-090/15-45) mit ausgeprägter Achsenebenschieferung ausgebildet. In Schnitten parallel zu dieser sind die konglomeratischen Gesteinskomponenten nur geringfügig geplättet und zeigen noch primäre Textur, Form und Grösse. Senkrecht zur Schieferung sind diese Komponenten jedoch nur als dünne, linsartige Spindeln erhalten geblieben, die aber ebenfalls noch die ursprüngliche Internstruktur zeigen. Diese Deformationsart, verbunden mit ausgeprägter Drucklösung, wird von DAVIS (1984) «negative Dilatation» genannt. In den rigiden Schichtgliedern (Vulkanite) sind solche Deformationsphänomene nur selten zu beobachten. In der Matrix eingebettete Bimssteinkomponenten zeigen häufig noch ein synsedimentäres Ablagerungsgefüge.

Die südliche Begrenzung der Diechtergletscher-Formation ist durch den primären Intrusivkontakt des ZAGr gegeben. Die Hauptintrusionsflächen verlaufen parallel zur Achsenebenschieferung des vulkanosedimentären Nebengesteins, die Segmentflächen stehen senkrecht oder schief zu dieser Schieferung. Daraus ergibt sich die von BALTZER (1888) andernorts beschriebene «gebrochene und schiefstufenförmige» Kontaktgeometrie, welche auf «stoping» (DALY, 1933; BEST, 1982) zurückzuführen ist.

Innerhalb einer ca. 150 m breiten Zone unmittelbar S des Kontakts am Diechtergletscher ist der Granit erfüllt mit Hornfels-Xenolithen, welche mit zunehmender Kontaktentfernung kleiner und gerundeter werden. 200 m S des Kontakts sind nur noch die für den ZAGr typischen «basischen Butzen» zu sehen. Dies deutet auf eine weitgehende Assimilation des vulkanosedimentären Nebengesteins hin.

Die Gesteine der Trift-Formation ob der Tschingelmad sind zum Teil intensiv deformiert und auf 5 bis 10 m Mächtigkeit reduziert (Abb. 1 und 2). Es handelt sich hier um epiklastische Meta-Tonschiefer und -Grauwacken,

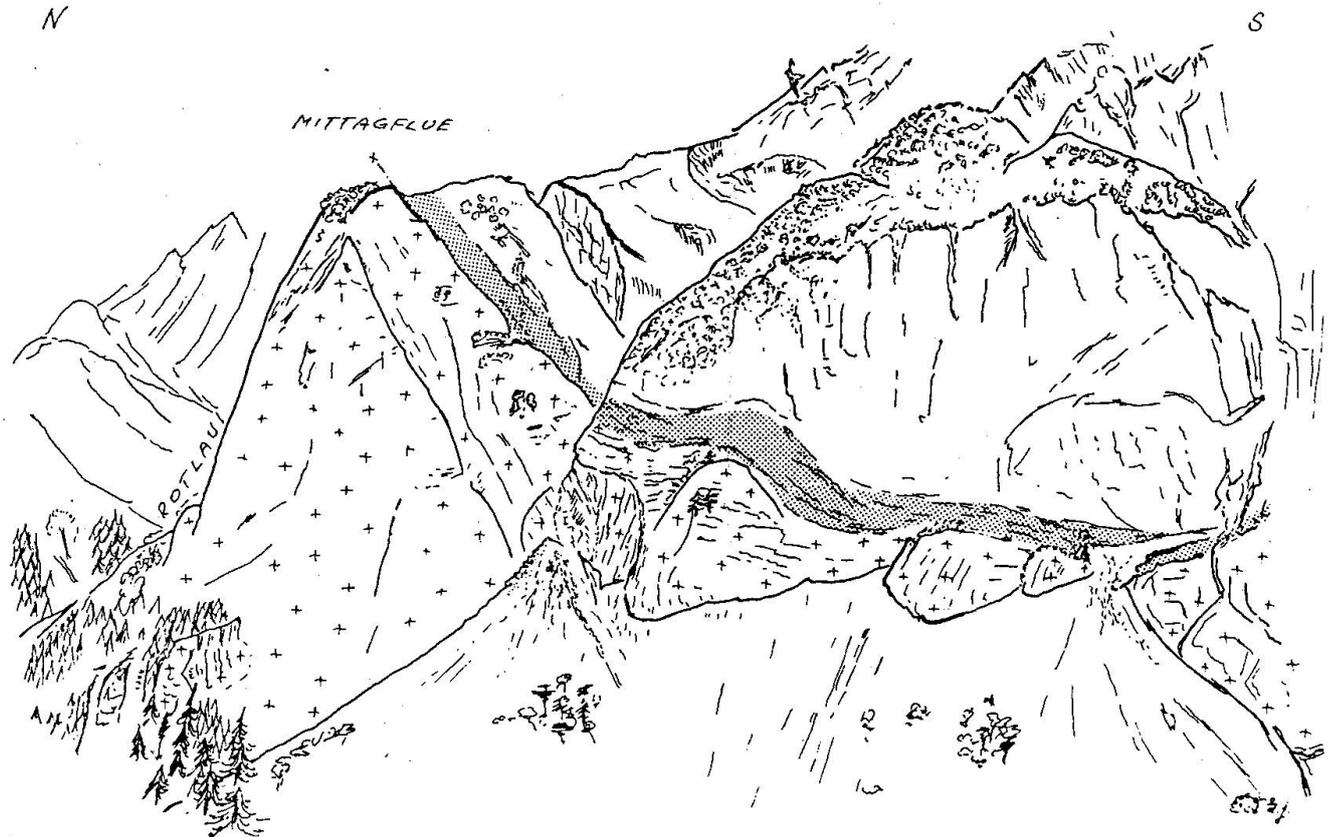


Abb. 2 Ansichtsskizze der Mittagflue und südlich anschließender Bereich. Östliche Talseite bei Tschingelmad. Von N nach S: Guttanner Einheit, MiGr (Kreuzsignatur), vulkano-sedimentäre Serie der Trift-Formation (Punkt-Signatur), Ofenhorn-Stampfhorn-Einheit.

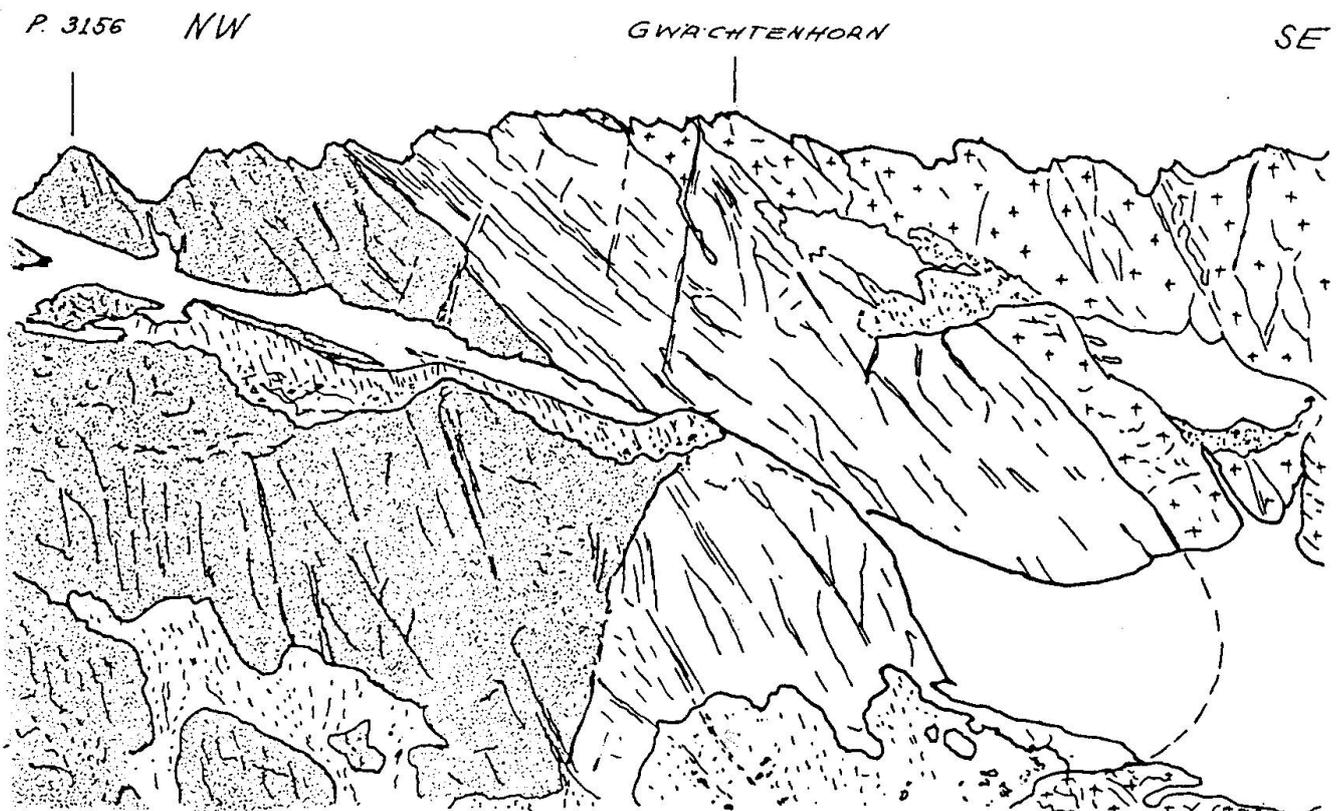


Abb. 3 Ansicht von «Üssri Garwidilimi» gegen NE. Von links nach rechts: Ofenhorn-Stampfhorn-Einheit (fein gerastert), Diechtergletscher-Formation, ZAGr (Kreuzsignatur).

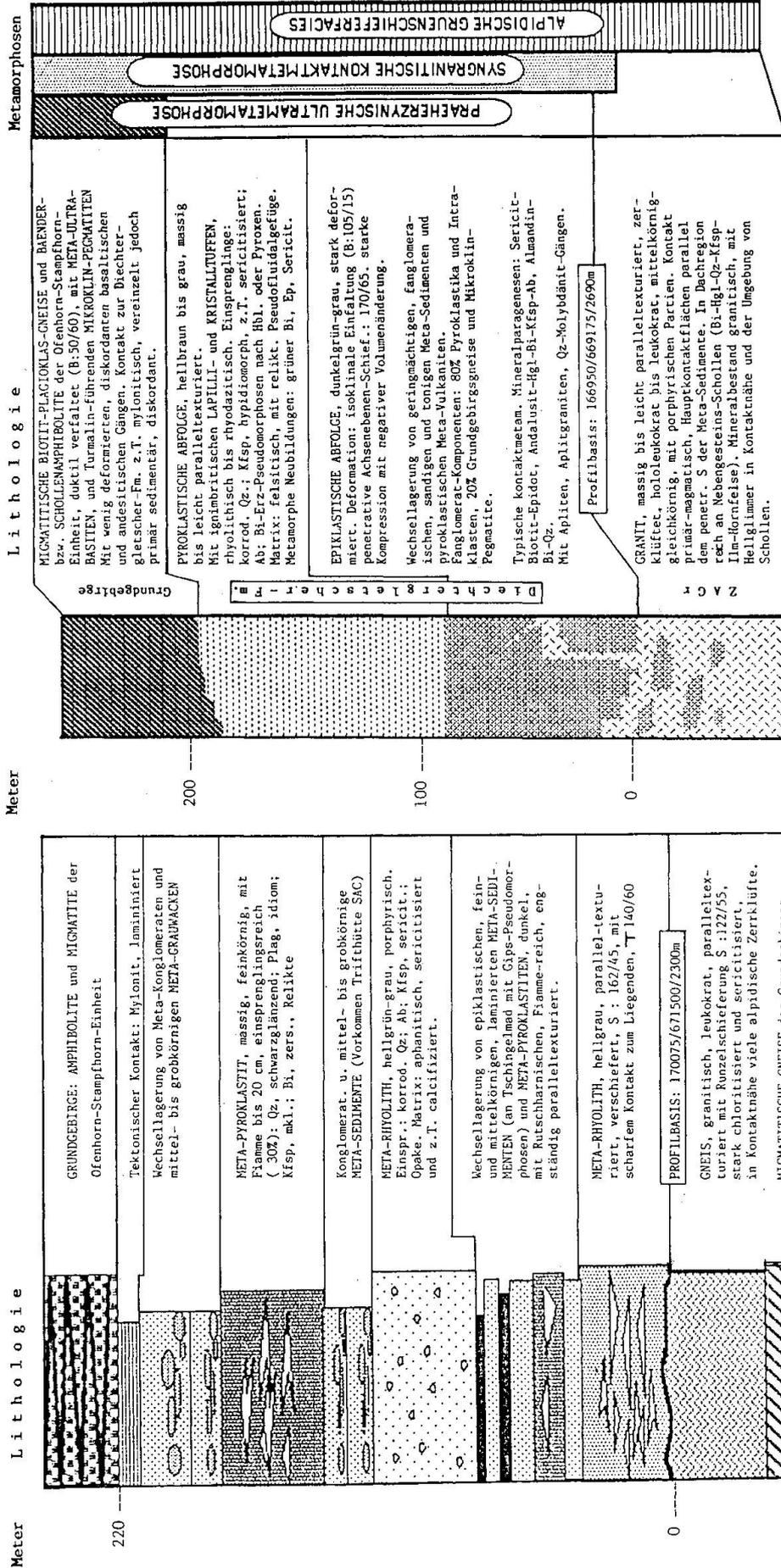


Abb. 4 Schematische Sammelprofile durch Triffl-Formation (a) und Diechertgletscher-Formation (b).

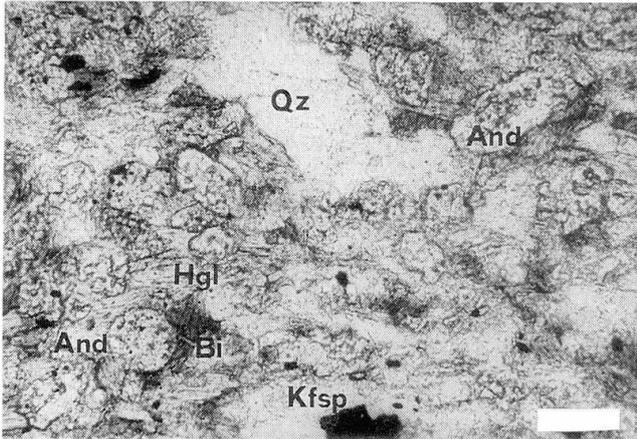


Abb. 5a Dünnschliff-Aufnahme (einfach-polarisiertes Licht) eines Hornfelses vom Diechtergletscher aus der kontaktmetamorphen Diechtergletscher-Formation am Kontakt zum ZAGr. Mit reichlich granoblastischem Andalusit und Biotit, Hellglimmer, Kalifeldspat, Quarz und Opake. Balkenlänge: 0.1 mm.

z. T. wechsellagernd mit feinkörnigen Vulkanoklastiten. Von Interesse sind sehr feinkörnige, wenig deformierte Tonschiefer, die stellenweise gehäuft Calcitpseudomorphosen aufweisen, die vorzugsweise quer zur Schichtung gewachsen sind (Abb. 5b). Die Pseudomorphosen sind oft verzwilligt («Schwalbenschwanz-Zwillinge») und dürften dem Habitus nach ehemalige Gipskristalle darstellen, wofür auch das Auftreten von Pyrit in den Calcitlagen spricht (Abb. 5b).

3.1. DIE KONTAKTMETAMORPHEN MINERALNEUBILDUNGEN

E. NIGGLI (1974) hat darauf hingewiesen, dass «to recognize and understand the Alpine metamorphism it is necessary to have a good knowledge of pre-Alpine metamorphic processes». Andererseits ist natürlich eine gute Kenntnis der alpidischen Metamorphose eine Voraussetzung für Aussagen über die vorkretazische Geschichte.

Der gute Erhaltungszustand der kontaktmetamorphen Paragenese in der Diechtergletscher-Formation dürfte auf folgende Umstände zurückzuführen sein:

- Der Intrusionskontakt ist nicht durch spätere Bewegungen versetzt worden.
- Die Intrusion erfolgte in eine nicht- oder nur geringmetamorphe Gesteinsserie, welche prograde Mineralreaktionen erlaubte. STECK

(1966) beschreibt aus dem westlichen Aarmassiv nur retrograde Biotitisierung von Hornblenden in mesozonalen Gneisen längs des ZAGr-Intrusivkontakts.

- Die Zusammensetzung der intrudierten Gesteinsserie ist heterogen und beschränkt sich nicht wie andernorts auf rhyolitische und damit stabile Zusammensetzungen. Die tonigen und mergeligen Gesteinsanteile erlaubten vielmehr die Bildung von diagnostisch wertvollen Paragenesen.

- Die Kontaktaureole ist von alpidisch epizonalen Mineralreaktionen verschont geblieben. Die alpidische Deformation hat in den Vulkanoklastiten nicht zur Ausbildung einer penetrativen Schieferung geführt, sondern das Stressfeld wurde offensichtlich in einzelnen diskreten Mylonitzonen aufgefangen. Dieses Verhalten dürfte weitgehend auf die Wirkung der Kontaktmetamorphose zurückzuführen sein, welche zur Bildung von dichten Hornfels führte, die kompetente und deformations-resistente Eigenschaften hatten.

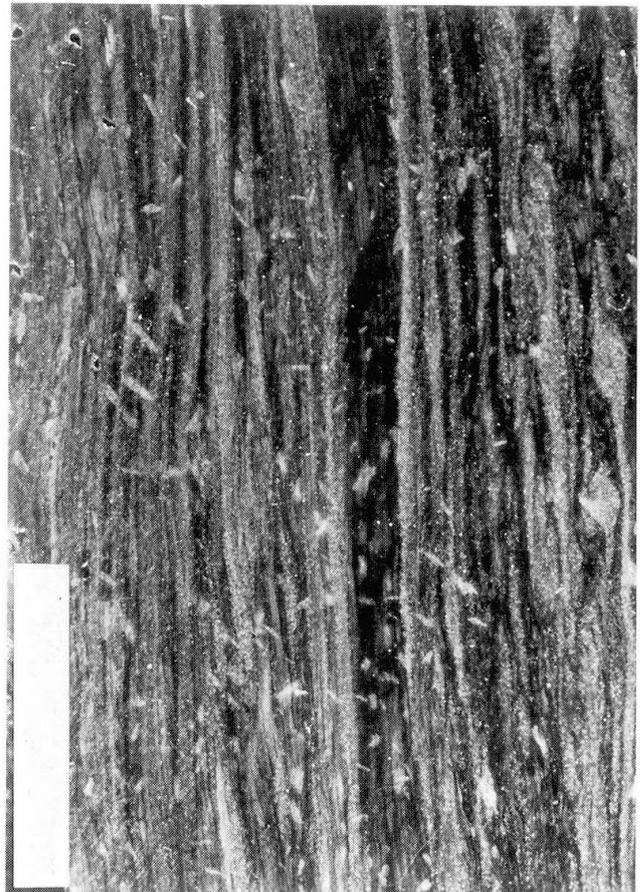


Abb. 5b Pseudomorphosen von Calcit nach Gips (?). Tonschiefer aus Trift-Formation bei Tschingelmad. Balkenlänge 1 cm.

In der Diechtergletscher-Formation lassen sich eine Biotit-Granat- und eine Andalusit-Biotit-Muskovit-Paragenese unterscheiden. Die Biotit-Granat-Paragenese ist an ursprünglich wohl mergelige Protolithe gebunden, welche als intraformationelle Komponenten in den Konglomeraten metamorphosiert wurden.

Eine im Detail untersuchte Probe aus 12 m Entfernung vom Kontakt besteht aus einer Konglomeratkomponente (16 cm) mit einem feinkörnigen Kern aus Andalusit-Biotit-Hellglimmer, welcher ummantelt wird von einem Saum aus granoblastischem Granat und dunkelgrünem Biotit als Zwickelfüllung (bis 2 cm).

Die Granate zeigen folgende Zonierung:

Kern: $\text{Alm}_{83.9}\text{Sp}_{7.5}\text{Py}_{4.2}\text{Gr}_{2.7}\text{And}_{1.7}$
 Rand: $\text{Alm}_{81.5}\text{Sp}_{12.2}\text{Py}_{2.6}\text{Gr}_{2.2}\text{And}_{1.5}$

Die Biotite weisen X_{Fe} -Werte zwischen 0.75 und 0.79 auf. Im Kornkontakt stehende Biotit-Granat-Paare ergaben nach den Bi-Gt-Geothermometern nach THOMPSON (1976), HOLDWAY and LEE (1977) und FERRY and SPEAR (1978) Temperaturen zwischen 475 und 550 °C. Diese Temperaturen sind zweifelsohne höher, als sie während der alpidischen Metamorphose in diesem Bereich erreicht worden sind und welche unterhalb 450 °C lagen (POTY et al., 1974); BERNOTAT und BAMBAUER, 1980).

And-Bi-Mus-Paragenesen finden sich in dichten gleich- und feinkörnigen Hornfelsen aus der epiklastischen Abfolge. Die Andalusitkörner (zwischen 0.05 und 0.3 mm) bilden ein granoblastisches Gefüge mit wirrstrahlig gesprossenen Biotiten und Muskoviten. Nebengemengteile sind zwickelfüllender Quarz, Albit, Kalifeldspat und Opake (v. a. Ilmenit). Retrograde Umwandlungen wie Chloritisierung der Biotite oder Serizitisierung der Andalusite bzw. Feldspäte sind nur sehr vereinzelt zu beobachten.

In den Gesteinen der Trift-Formation ober der Tschingelmad sind als kontaktmetamorphe Neubildungen Granat und grünlich-brauner Biotit, vorzugsweise in den sandigen Schichtgliedern, zu finden.

4. Die variszischen Intrusiva

Im östlichen Oberhasli sind zwei geochemisch stark unterschiedliche Vorkommen von intrusiven Gesteinen unterscheidbar, welche

sich jedoch durch ihre strukturelle Beanspruchung und somit auch in ihrem Platznahmealter nur geringfügig unterscheiden. Sowohl die granitischen Intrusiva (zentraler Aaregranit, Mittagflue-Granit) wie auch die dioritischen Intrusivkörper zeigen über grosse Bereiche noch magmatische Primärgefüge. Auf alpidische Deformation sind mit Sicherheit die engbegrenzten Mylonite und die Zerrklüfte zurückzuführen (CHOUKROUNE et al., 1983; STALDER, 1964).

4.1. DIE GRANITE

Die beiden auf der Karte unterschiedenen Granite, der Mittagflue-Granit (MiGr) und der zentrale Aaregranit (ZAGr), sind beides typische Biotitgranite, mit Biotit als einzigem mafischem Gemengteil. Der MiGr zeigt hier ein massiges Gefüge, während der ZAGr in wechselndem Masse deutliches Parallelgefüge aufweist, welches mit einer merklichen Vergrünung gekoppelt ist. Die Verschieferung des ZAGr wird von STECK (1968) der alpidischen Orogenese zugeschrieben, während KAMMER (1985) und SCHENKER (1986) die Internverformung als Ausdruck variszischer Magmentektonik betrachten. Aufgrund der isotopeo-geochemischen Untersuchungen von DEMPSTER (1986) ist der Einfluss der alpinen grünschieferfazialen Überprägung durch Verjüngung der Biotit-Alter im Mittagflue-Granit zweifelsfrei nachweisbar.

Der Bereich, in dem sich die beiden Granitkörper berühren, ist im Oberhasli durch Alluvionen bedeckt. Im Kabelstollen Guttannen-Handegg ist im Kontaktbereich eine starke Verschieferung bis Mylonitisierung festzustellen, wobei keine klare Grenze festgelegt werden kann.

Der Nordrand des MiGr (Stäfeltisegg, Wysesbachgletscher) weist primäre Intrusivkontakte mit Ausbildung einer aplitischen Randfazies (1–10 m) auf. Der Südkontakt dagegen ist durch eine ausgeprägte Mylonitzone gekennzeichnet, die im Bereich der Mittagflue einige Meter mächtig ist und auch Teile der daran anschliessenden vulkano-sedimentären Abfolge (Trift-Formation) miteinbezieht (Abb. 2).

Die den ZAGr begrenzenden Kontakte zeigen intrusiven Charakter sowohl gegen die Diechtergletscher-Formation als auch gegen die OSE (BALTZER, 1888; KAMMER, 1985). Dies

belegt klar sein jüngerer Alter gegenüber den beiden Einheiten.

Detaillierte Beschreibungen der beiden Granite finden sich in verschiedenen Arbeiten (MINDER, 1932; JÄGER et al., 1961; STALDER, 1964). Es sei deshalb nur kurz auf einige Besonderheiten hingewiesen:

Mittagflue-Granit:

massig

~ 1–2 Vol.-% Biotit

Biotit stark vergrünt,
neugebildeter grüner
und goldbrauner Bi

Stilpnomelan z. T. häufig, primärer Granat
(retrograde Umwandlung: Chl, Bi)

wenig Sericitbildung

Zentraler Aaregranit:

paralleltexturiert

~ 3–5 Vol.-% Biotit

stark vergrünt, häufig neugebildeter grüner Bi,
gelegentlich goldbrauner Bi (im N)

kein Stilpnomelan

Granat vermutlich metamorph

z. T. starke Sericitneubildung

(± Ep/Klz)

Im Bereich des MiGr-ZAGr-Kontaktes südlich der «Tschingelbrigg» dürfte die Stilpnomelan-Out-Kurve zu lokalisieren sein, während der neugebildete grüne Biotit schon wesentlich nördlicher auftritt (JEQUIER, 1985).

Im Bereich der Karte gehören die Granite nach STECK (1976) zur Albitzone, in der grüne Biotite bereits alpidische Alter zeigen (DEMPSTER, 1986). Wir haben in einem massigen, kaum deformierten, aber leicht vergrüntem ZAGr 3 km weiter S bei der «Handegg» An-Gehalte zwischen 0.5 und 3.3 Mol-% gemessen. Daneben finden sich in ebenfalls Umwandlungerscheinungen (Hgl + Klz) zeigenden Plagioklasen Werte bis > 8 Mol-%, welche wohl als Relikte der primär Ca-reicheren Zusammensetzung zu interpretieren sind.

4.2. DIE DIORITE

Mächtige Vorkommen von dioritischen Intrusivkörpern sind in der Nordwestflanke des Maasplangstockes aufgeschlossen; als klei-

ne Intrusivstöcke sind gleiche Gesteine südlich des Ofenhorns zu finden (vgl. Abb. 1).

Makroskopisch handelt es sich um mesokrate, massige, teilweise porphyrische Gesteine mit graugrüner aphanitischer Matrix. Sie enthalten in Randpartien bis 50 cm grosse Nebengesteinseinschüsse.

Intratellurische Einsprenglinge (20–50 Vol.-%) sind Plagioklas, Klinopyroxen, Biotit, Zirkon und Opake. Die Plagioklase (60–80% der Einsprenglinge) bilden bis zu 15 mm lange Individuen, die normal-zoniert sind. Oft sind sie sehr stark pseudomorph in feinkörnige Feldspat-Chlorit-Gemenge umgewandelt. Die Klinopyroxene (10–30% der Einsprenglinge), gemäss optischen Daten Diopsid, sind von aktinolithischen Amphibolen ummantelt, welche ihrerseits meistens zu Fe-reichem Chlorit zerfallen. Die Klinopyroxene mit ihren symplektischen Säumen sind hypidiomorph und bilden bis 2 mm grosse Phänokristalle.

Biotit ist nur vereinzelt frisch erhalten geblieben. Meist ist er pseudomorph in farblose Phyllosilikate und Opake umgewandelt. In Mengen < 5% treten Quarz und Zirkon auf. Ersterer kommt in kugeligen Gebilden vor, in denen er als mosaikartig verzahnte, isometrische, xenomorphe Kristalle mit stark divergierender Orientierung auftritt. In den Kernen der «Quarzkugeln» sind häufig kleinste Klinopyroxen- oder Amphibol-Kristalle zu finden. Es steht noch offen, ob wir es mit Xenokristallen, sogenannten «Ocelli», zu tun haben oder mit Umwandlungsprodukten primärer Mineralphasen (Olivin?).

Die Diorite weisen aufgrund ihrer Mineralogie und Geochemie enge genetische Zusammenhänge mit andesitischen Meta-Vulkaniten aus der Diechtergletscher-Formation und basischen, lamprophyrähnlichen Gängen in der OSE auf (SCHENKER, 1986). Diese K-reichen, shoshonitischen Gesteine weisen im Gegensatz zu den kalkalkalischen Rhyolithen und Graniten keine für aufgeschmolzene Kruste charakteristische Spurenchemie auf. Es ist nicht auszuschliessen, dass sie eng mit der Platznahme der variszisch ebenfalls undeformierten Lamprophyre zusammenhängen und Anzeichen für eine im Perm beginnende Krustendilatation sind.

5. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Im kartierten Gebiet treten dank den zum

Teil sehr guten Aufschlussverhältnissen die Kontakte zwischen den geologischen Einheiten recht gut zutage. MiGr und ZAGr intrudieren die Gesteine des variszischen Basements, aber auch die Vulkanite und Sedimente der Diechtermgletscher- und der Trift-Formationen. Damit sind auch die relativen Altersbeziehungen dieser drei Einheiten gegeben. Die Gneis- und Mikroclin-Pegmatit-Komponenten in den grobdetritischen Sedimenten am Diechtermgletscher zeigen die stratigraphische Position der Diechtermgletscher-Formation zwischen Basement und variszischen Graniten. Diese Sedimente mit den kaum gerundeten Komponenten lassen auf ein fluviatiles Sedimentationsmilieu mit kurzen Transportwegen schliessen. Die Tonschiefer mit Gips pseudomorphosen

weisen auf seichte Becken mit hoher Verdunstungsrate hin. Die Komponenten belegen wiederum, dass zu dieser Zeit das hochmetamorphe Basement inklusive Mikroclin-Pegmatite bereits an der Oberfläche lag und der Abtragung unterworfen war. Die Granite, deren kalkalkalischer Chemismus einen engen Zusammenhang mit den rhyolithischen und rhyodacitischen Vulkaniten zeigen (SCHENKER, 1986), sind in einem seichten Niveau in teilweise schon deformierte vulkano-sedimentäre Serien intrudiert.

Das von SCHENKER (1986, 1987) vorgestellte Modell (Abb. 6) erklärt die Bildung und Platznahme der vulkano-sedimentären Abfolgen und Magmatite im Rahmen spätpaläozoischer Kompressionstektonik. In bezug auf unser Ge-

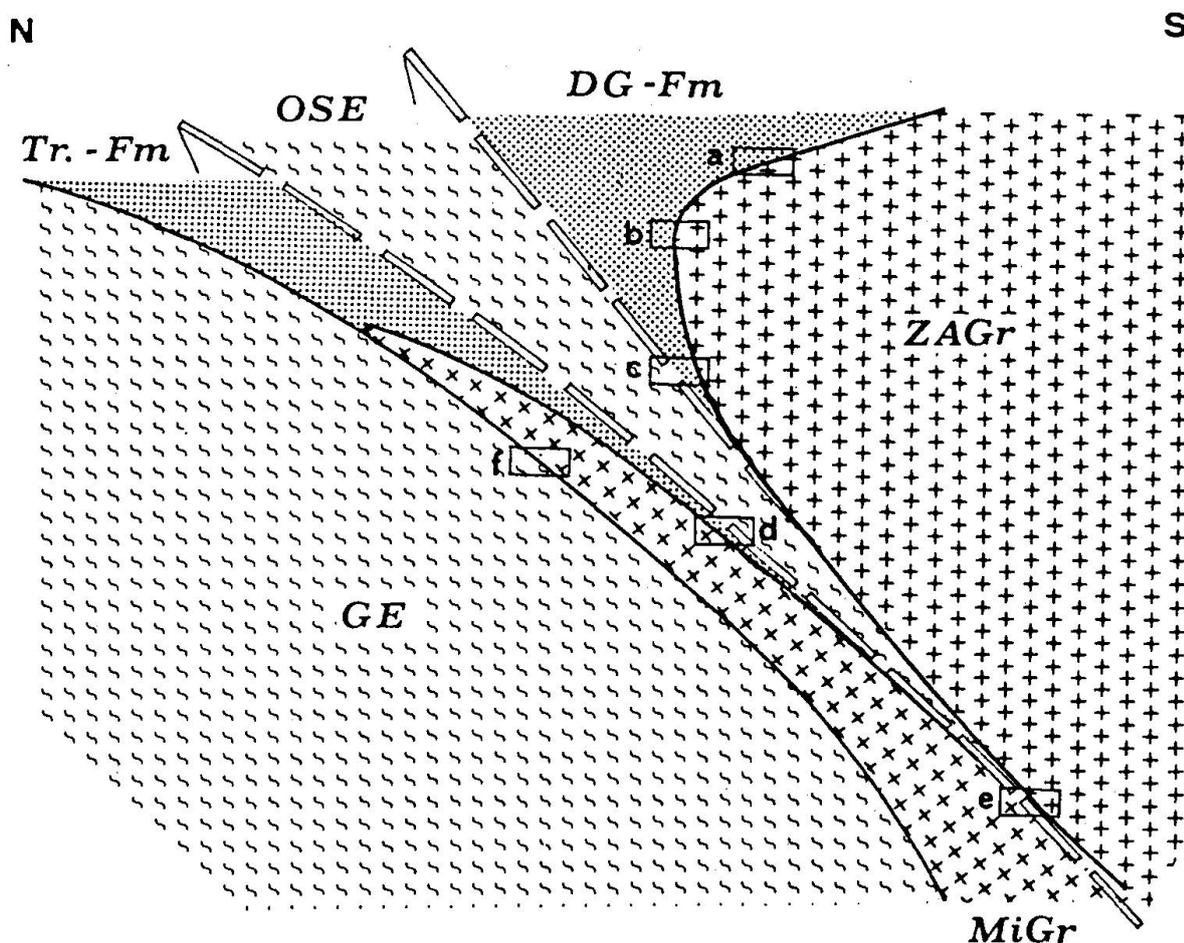


Abb. 6 Hypothetisches N-S-Profil durch Oberhasli-Diechtermgletscher-Trift-Region (stark überhöht). Situation nach der Intrusion der variszischen Granite. Die mit a, b...f bezeichneten Rahmen beziehen sich auf im Feld beobachtete Kontaktverhältnisse, die dem vorliegenden Profil zugrunde liegen.

a: Wyss Nollen, leicht N-fallender Granitkontakt; b: Triftstöckli, steilstehender Granitkontakt; c: Gwächtenhorn, S-fallender Granitkontakt, mylonitisierter Kontakt zwischen OSE und Vulkaniten; d: Tschingelmad, stark reduzierte Trift-Formation, teilweise mylonitisierter; e: Kabelstollen Guttannen-Handegg, stark verschiefertes MiGr-ZAGr-Kontakt (ohne dazwischenliegende Gneise und Vulkanoklastite); f: Mittagflue-Stäfeltisegg, primärer Kontakt.

biet müssen folgende Punkte hervorgehoben werden:

Die Vulkanite, Vulkanoklastite und Sedimente sind im Aarmassiv in mehreren engen, massivparallelen Zonen angeordnet, welche nur durch wenige Kilometer Distanz voneinander entfernt sind. Diese Längsbecken mit kalk-alkalischen Si-reichen Vulkaniten und terrestrischen Sedimenten sind eine Folge kompressiver Tektonik innerhalb der kontinentalen Kruste,

Sie entstanden längs Nähten, entlang denen einzelne Krustenpakete nordwärts aufeinander geschoben wurden, was zu einer Krustenverdickung führte. An der Oberfläche setzte während und nach der Hebung die Abtragung ein, welche zu molasseartigen terrestrischen Sedimenten führte. Gleichzeitig kam es in der Tiefe zur Aufschmelzung kontinentaler Kruste mit Bildung saurer kalk-alkalischer Magmen, welche entlang den als Schwächezonen wirkenden Aufschiebungsflächen zuerst als hypabyssale bis subaerische, dann auch als granitische Plutone aufstiegen. Die variszisch angelegten Bewegungszonen sind z.T. alpidisch reaktiviert worden (vgl. KAMMER, 1985).

Im Gegensatz zum östlichen Aarmassiv sind die vulkanoklastischen Sedimente im zentralen Teil (Trift-, Diechtergletscher-Formation) bereits variszisch deformiert und werden vom ZAGr durchschlagen. Das mag auf langandauernde Aktivität der variszischen Kompressionstektonik hindeuten, welche noch die «Molasse» erfasste. Nach der Platznahme der kalk-alkalischen Granite und Vulkanite wurden K-reiche Diorite und Andesite gefördert, welche einen Wechsel von kompressiver zu Dilatationstektonik andeuten (spätpaläozoisch bis mesozoisch).

Das Vorhandensein von ultramafischen Körpern innerhalb des variszischen Basements in der Nachbarschaft der tektonischen Nähte mag ein Hinweis sein auf eine bereits vor-karbonische Anlage dieser Überschiebungszonen. Das vorkarbonische Alter dieser Gesteine ist durch das Vorkommen von Einschlüssen in Mikroklin-Pegmatiten, die sich ihrerseits als Gerölle in den karbonischen Sedimenten finden, wohl kaum zu bezweifeln.

Zusammenfassend können für den hier diskutierten Teil des Aarmassivs folgende Entwicklungsstufen vorgeschlagen werden:

| | |
|---|-----------------------------|
| - Sedimentation | prä-kambrisch? paläozoisch? |
| amphibolit-fazielle Metamorphose und nachfolgende Anatexis | kaledonisch |
| - Hebung und Abtragung | ? |
| - Kompressionstektonik, Krustenverdickung → Abtragung, | ? |
| kalk-alkalischer Magmatismus | variszisch (Karbon-Perm) |
| Kontaktmetamorphose in Sedimenten | |
| - Dilatationstektonik, Krustenverdünnung, alkalischer Magmatismus | spätpaläozoisch-mesozoisch |
| - grünschiefer-fazielle Metamorphose und Hebung | alpidisch (Tertiär) |

Verdankungen

F.S. dankt Jürg Meyer (Bern) für zahlreiche gemeinsame Feldbegehungen. Marc Handy (London) verbesserte grosszügigerweise das Englisch, und M. Mazurek war immer zu Diskussionen zu überreden. H.A. Stalder danken wir für das kritische Durchlesen der Arbeit.

Literaturverzeichnis:

- ABRECHT, J. (1975): Die Granit-Kontaktzone und die migmatitischen Gesteine im Gebiet des Gruben- und des Aerlengletschers (Haslital, Schweiz). Unpubl. Diss., Bern, pp. 158.
- ABRECHT, J. (1980): Zur Bildung migmatitischer Schollenamphibolite aus dem Altkristallin des Aarmassivs. Geol. Rdsch. 69, 695-725.
- ASHWORTH, J.R. (1985): Introduction. In: Migmatites, Editor: Ashworth, J.R., p. 1-35, Blackie, Glasgow.
- BALTZER, A. (1888): Das Aarmassiv (mittlerer Theil) nebst einem Abschnitt des Gotthardmassivs. Beitr. Geol. Karte Schweiz, 24/IV.
- BERNOTAT, W. und BAMBAUER, H. U. (1980): Die Mikroklin/Sanidin-Isograde im Aar- und Gotthardmassiv. Eclogae geol. Helv. 73, 559-561.
- BEST, M.G. (1982): Igneous and metamorphic petrology. Freeman & Co., San Francisco, pp. 630.
- CHOUKROUNE, P. und GAPAIS, D. (1983): Strain pattern in the Aar granite (Central Alps); orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. J. struct. Geol. 5, 411-418.
- DALY, R.A. (1933): Igneous rocks and the depth of the earth. McGraw-Hill, New York, pp. 598.
- DAVIS, D.H. (1984): Structural geology of rocks and regions. John Wiley & Sons, New York, pp. 492.
- DEMPSTER, T.J. (1986): Isotope systematics in minerals: biotite rejuvenation and exchange during the Alpine metamorphism. Earth and planet. Sci. Lett. 78, 355-367.
- FERRY, J. und SPEAR, F. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contrib. Mineral. Petrol. 66, 113-117.
- FISCHER, O. (1905): Über einige Intrusivgesteine der Schieferzone am Nordrand des zentralen Granites aus der Umgebung der Sustenhörner (Mittleres Aarmassiv). Tscherm. mineral. petrogr. Mitt. 24/1+2, 1-68.
- GRANT, J.A. (1985): Phase equilibria in partial melting of pelitic rocks. In: Migmatites, Editor: Ashworth, J.R., p. 86-144, Blackie, Glasgow.
- HOLDAWAY, M. and LEE, S. (1977): Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental and natural material observations. Contrib. Mineral. Petrol. 63, 175-198.
- HÜGI, E. (1921): Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen alpiner Granitintrusionen. Eclogae geol. Helv. 16, 464-482.
- HÜGI, E. (1922): Das Aarmassiv, ein Beispiel alpiner Granitintrusionen. Verh. schweiz. natf. Ges., 86-109.
- HÜGI, T. (1955): Petrographische Beobachtungen im Zuleitungsstollen Gadmatal-Rotloui der Kraftwerke Oberhasli AG (Aarmassiv). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 35, 301-310.
- HUTTENLOCHER, H. (1947): Über Verschiedenheiten im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse, erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv. Mitt. natf. Ges. Bern, N.F. 4, p. 85-116.
- JEQUIER, E. (1985): Geologie und Petrographie der Rotloui (Oberhasli). Unpubl. Diplomarbeit, Basel, pp. 119.
- JOHANNES, W. (1985): On the origin of layered migmatites. In: Migmatites, melting and metamorphism. Editor: Atherton, M.P. und Gribble, C.D., p. 27-36, Shiva, Nantwich, 1983.
- KAMMER, A. (1985): Bau und Strukturen des nördlichen Aarmassivs und seiner Sedimente. Unpubl. Dissertation, 1. Teil, Neuenburg, pp. 121.
- LABHART, T.P. (1965): Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 124.
- LABHART, T.P. (1967): Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs. Beitr. Geol. Schweiz. Kl. Mitt. 41.
- LABHART, T.P. (1977): Aarmassiv und Gotthardmassiv. Sammlung geol. Führer, Bd. 63.
- MARQUER, D., GAPAIS, D. et CAPDEVILA, R., 1985: Comportement chimique et othogneissification d'une granodiorite en faciès schistes verts (Massif de l'Aar, Alpes Centrales): Bull. Mineral. 108, 209-221.
- MARSH, B.D. (1982): On the mechanics of igneous diapirism, stoping, Am. J. Sci. 282, 808-855.
- MCLELLAN, E.L. (1983): Problems of structural analyses in migmatite terrains. In: Migmatites, melting and metamorphism. Editor: Atherton, M.P. and Gribble, C.D., p. 299-302, Shiva, Nantwich, 1983.
- MINDER, W. (1932): Beiträge zur Petrographie des mittleren Aarmassivs. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 12, 353-422.
- NIGGLI, E. (1974): Metamorphism and tectonics of the Alps. Mem. Soc. Geol. Ital. XIII, 285-289.
- PETERS, T., MATTER, A., IESENCHMID, CHR., BLÄSI, H.-R., MEYER, J. und ZIEGLER, H.-J. (1987): Sondierbohrung Kaisten - Geologie. NAGRA Technischer Bericht, NTB 86-04, NAGRA Baden (im Druck).
- POTY, B.P., STALDER, H.A. und WEISBROD, A.M. (1974): Fluid inclusion studies in quartz from fissures of Western and Central Alps. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54, 717-752.
- SCHALTEGGER, U. (1986): Geochemie und Rb/Sr-Systematik der Aarmassiv-Granite zwischen Grimsel und Reusstal. Vortrag (mit Abstract), Jahrestagung SNG, 1986, Bern.
- SCHENKER, F. (1986): Spätpaläozoischer saurer Magmatismus und Beckenbildung im Aarmassiv unter kompressiver Tektonik. Unpubl. Dissertation, Bern, pp. 121.
- SCHENKER, F. (1986): Spätpaläozoische Intrusiva in vulkanoklastischen Gesteinen des Aarmassivs. Vortrag (mit Abstract) Jahrestagung SNG, 1986, Bern.
- SCHENKER, F. (1987): Hinweise für kompressive Tektonik während der Ablagerung von oberpaläozoischen Sedimenten und Vulkaniten im Aarmassiv.

- siv. Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing. 54, Nr. 124, 45-57.
- STALDER, H.A. (1964): Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 44, p. 187-398.
- STECK, A. (1965): Petrographische und tektonische Untersuchungen am zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv im Gebiet Belalp-Grisighorn. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 130.
- STECK, A. (1968): Die alpidischen Strukturen in den zentralen Aare-Graniten des westlichen Aarmassivs. *Eclogae geol. Helv.* 61, p. 19-48.
- STECK, A. (1976): Albit-Oligoklas-Mineralgesellschaften der Peristeritlücke aus alpinmetamorphen Granitgneisen des Gotthardmassivs. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, p. 269-292.
- THOMPSON, A.B. (1976): Mineral reactions in pelitic rocks: 2. Calculations of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Am. J. Sci.* 276, 425-454.
- Manuskript erhalten 30. März, 1987; überarbeitetes Manuskript angenommen 10. Juni 1987.