Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 48 (1955)

Heft: 1

Artikel: Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val de Zinal und Val de Moiry (Les Diablons-Garde de Bordon, Walli)

Autor: Zimmermann, Matthis

Kapitel: C: Die Opiolithe

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-161957

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 02.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

und mit diesen in den Malm zu stellen. (Betreffs der Altersstellung der Radiolarite in Bünden vergleiche R. STAUB, CORNELIUS, SPITZ u. a. m.). Die ophiolithischen Kontaktwirkungen haben das Gestein in unserem Fall beträchtlich beeinflusst, dies geht aus der Granat-Biotitführung hervor. Auffallend sind zudem zahlreiche früher erwähnte Punkte, die für Radiolaritcharakter der Gesteine sprechen dürften.

Als noch jüngere Schichtglieder müssten die sandigen, teilweise feinbrekziösen Kalkschiefer betrachtet werden. Unmittelbar nördlich von Combautanna werden sie ausserdem von tiefschwarzen, rein tonigen Phylliten überlagert. Entsprechend ihrer Stellung über den „Hyänenmarmoren" und „Radiolariten" muss es sich um jüngere Gesteine handeln.

Schon R. STAUB (1942) und GÖKSU (1947) vermuteten für die Serie von höheren Brekzien und sandigen Schiefern, welche STAUB an der Roc de Boudry, GÖKSU ausserdem am Col de Veisivi, im Gebiet der Pointe de Tourtemagne und am NW-Grat der Diablons beobachten konnte, unteres bis mittleres Kreidealter. Sie verglichen Brekzien mit gewissen Taspinit- oder Saluvergesteinen. Von ihnen wurden ebenfalls Gesteinstypen gefunden, welche grosse Ähnlichkeit zu Safierbrekzien aufweisen. Hinsichtlich des Alters der über den Radiolariten auftretenden Kalkschieferserie im Val des Dix werden von WITZIG (1948) keine näheren Angaben gemacht. Die Haupttypen, wie sandige Plattenkalke, feinbrekziöse Kalkschiefer und tonige Kalkphyllite, die dort auftreten, sind den Gesteinen unseres Gebietes sehr ähnlich.

C. Die Ophiolithe

Überblick

Am Aufbau der Zone von Zinal und der darüberfolgenden Tracuit-Zone sind mesozoische Ophiolithe sehr wesentlich beteiligt, während sie der basalen Sorebois-Serie fehlen. Es zeigt sich das für den internen Abschnitt des Walliser Penninikums bekannte Bild des Auftretens basischer bis ultrabasischer Eruptiva, welche in zunehmendem Masse gegen Süden den mesozoischen Sedimenten eingelagert sind.

In ihrer heute vorliegenden stark umgeprägten Form weisen sie zahlreiche, unter sich nahe verwandte und dennoch in bezug auf Mineralassoziation variierende Gesteinstypen auf. Die Gebundenheit an interne Elemente der penninischen Geosynklinale ist auffallend. Sie bestätigt die Auffassung von R. STAUB, dass die Ophiolithintrusion entlang präexistenter listrischer Flächen unmittelbar vor der sich bereits im Jura kräftig in der Geosynklinale abzeichnenden späteren Decke stattgefunden haben muss und dass diese dort zur Bildung stark einseitiger Lakkolithe geführt hat (R. STAUB 1921 b u. a.). Die ophiolithischen Gesteine erlitten aber fast über den ganzen alpinen Raum hinweg bei fortschreitender Gebirgsbildung eine komplexe, mehr oder weniger intensive Metamorphose. Die Erscheinung, dass unsere Ophiolithvorkommen, wie dies R. STAUB erstmals in aller Schärfe hervorgehoben hat, nur den nördlichen Abschnitt einer ausge-

dehnten Ophiolith-Achse bilden, die sich vom Wallis bis Ligurien und Elba erstreckt, wird zu diskutieren sein.

Die Lagerungsform der Ophiolithe im vorliegenden Gebiet ist wie überall in der penninischen Zone der Alpen folgende: Die Grünschieferzüge treten als konkordant in die Sedimentzüge eingeschlossene Lagen und Linsen von stark wechselnder Mächtigkeit auf. Serpentin und Gabbros sind hier fast ausschliesslich auf die Tracuit-Zone beschränkt und bilden innerhalb der Gesamt-Ophiolithe mehr lokale Körper. Zwei kleine, unbedeutende Serpentinvorkommen finden sich ausserdem in den oberen Schuppen der Zone von Zinal.

Sekundäre tektonische Störungen können überall beobachtet werden; dabei mag in einigen Fällen der Serpentin die Rolle des „geologischen Schmiermittels" gespielt haben.

Die Beziehungen zum Nebengestein sind unterschiedlich. Oft stossen die ophiolithischen Gesteine und deren Derivate scharf an die Sedimente ohne eine direkte Kontaktwirkung. In anderen Fällen können Kontakterscheinungen vorliegen, deren willkürliches Auftreten sehr auffallend ist, da sie nicht an bestimmte stratigraphische oder lithologische Grenzen gebunden sind. Auch die Kontaktprodukte zeigen einen uneinheitlichen und ungesetzmässigen Chemismus und Mineralbestand.

Wir können uns auf die Beschreibung der hauptsächlichsten Gesteinstypen der hier auftretenden Ophiolithe und deren Kontaktprodukte mit den Sedimenten beschränken, da in mehreren Arbeiten mineralogisch-petrographischer Natur das Problem der Ophiolithe der Zone du Combin eingehend behandelt wird [Novarese 1895, Argand 1908, Staub 1921, Diehl 1938, Güller 1947, Bearth 1952, 1953 u. a.]. Es kann auch auf die Arbeiten aus Bünden verwiesen werden, zu denen sich im Laufe der Untersuchungen im vorliegenden Gebiet immer wieder grosse Analogien ergaben [R. Staub, Bernina-, Bergeller- und Averserkarte u. a., Cornelius 1935, Gansser 1937, Nabholz 1945].

1. *Grünschiefer im allgemeinen*

Auf eine feine petrographische Differenzierung des Grünschieferkomplexes musste, wie fast überall in den Alpen, bei der Kartierung verzichtet werden, da auch eine Kartengrundlage im Maßstab 1 : 10000 nicht genügt hätte, um die wechselvolle Vielfalt der Gesteine über ein grosses Gebiet hinweg im Detail aufzunehmen. Ausserdem erwies sich die räumliche Verteilung der verschiedenen Grünschieferarten im Gelände als derart komplex, dass eine Detailkartierung im Rahmen dieser Arbeit nicht in Frage kommen konnte.

Die Untersuchung der zahlreichen in diesem Kapitel zusammengefassten Gesteinstypen, wie Prasinite, Chloritschiefer, Chlorit-Epidotschiefer, Augit-Chloritschiefer, u. a. ergab ein reichhaltiges Bild. Die Resultate decken sich weitgehend mit den Untersuchungsergebnissen der zitierten Autoren (s. oben). Auf die Lagerungsverhältnisse wurde hingewiesen. Die Mächtigkeiten sind wie im ganzen Penninikum, sehr unterschiedlich. Züge von 100 und mehr Meter bis hinunter zu armdicken Lagen und fingerdicken Schnüren konnten beobachtet werden. Die Ausbildung erscheint im Feld ziemlich uniform. Meist sind es feinkörnige, grünlichgraue, selten saftgrüne bis dunkelgrüne Gesteine, die von blossem Auge in der Regel sehr schwer näher differenziert werden können. Randlich gegen

das Sediment treten bisweilen stark geschieferte, innerhalb der Züge grobkörnige, lagige bis massige Gesteine auf. Makroskopisch lassen sich oft einzelne Epidotschnüre und -lagen, stellenweise in Kontaktzonen und „Lagenintrusionen" ophiolithischen Materials von kleiner Dimension (einige cm) im frischen Bruch des Gesteins auch helle Flecken beobachten, welche sich unter dem Mikroskop als Feldspatindividuen erweisen. Die Grünschiefer zeichnen sich im Gelände nur durch ausgesprochene Farbunterschiede aus, die vom hellen Gelbgrün bis zu einem dunkeln Graugrün gehen können, deren Natur jedoch nicht auf einzelne Gesteinstypen schliessen lässt. Die Verwitterungsanfälligkeit kann stark verschieden sein, insbesondere bei karbonatführenden Gesteinen.

Die mikroskopischen Untersuchungen ergeben ein reichhaltiges und heterogenes Bild. Übergänge zwischen den einzelnen Gesteinsarten können im vertikalen wie im lateralen Sinn innerhalb kleinster Räume gefunden werden. Der Anteil der Menge der Mineralien kann in ein und demselben Gestein sehr variabel sein.

Mengenmässig den grössten Anteil im Grünschieferkomplex unseres Gebietes besitzen die verschiedenen Prasinittypen.

Unter diesem Begriff wurden alle Gesteine zusammengefasst, welche nach Mineralbestand und Struktur der von NIGGLI (1924) vorgeschlagenen Definition entsprechen. Es handelt sich also im allgemeinen um Gesteine, die bei poikiloblastischer Struktur einen Mineralbestand von Albit, aktinolithischer Hornblende, Chlorit (Pennin-Klinochlor) und Mineralien der Epidotgruppe führen. Die einzelnen Gesteinstypen anzuführen erübrigt sich, da trotz ihres reichhaltigen Auftretens ihre Natur durch R. STAUB (1915), CORNELIUS (1935), GANSSER (1937) und andere bekannt geworden ist und abweichende Gesteinstypen nicht gefunden wurden.

Neben den zahlreichen Prasiniten treten Chloritschiefer, Epidot-Chloritschiefer und Augit-Chloritschiefer auf, deren Albitgehalt teilweise sehr gering sein kann und deren Struktur an eine ursprüngliche Diabas-Natur des Gesteins erinnert. Eigentlicher Diabas liess sich allerdings nicht finden. Das Auftreten der Gesteine erinnert stark an die von R. STAUB (1915) aus dem Oberengadin beschriebenen Vorkommen, wo Diabase und Diabasporphyrite im Zusammenhang mit solchen Gesteinen gefunden werden konnten. Ähnliche Gesteinsvergesellschaftungen beschreibt CORNELIUS (1912) ebenfalls aus dem Oberengadin. Diabasartige Gesteine und deren Übergänge zu analogen Gesteinstypen sind auch durch STREIFF aus der Platta-Decke bekannt.

Als Übergangsglied zu diabasartigen Gesteinen sind die Augit-Chloritschiefer zu nennen. Es handelt sich um feinkörnige, graugrüne Gesteine, welche übersät sein können mit dunkeln Augitindividuen. Im Dünnschliff sind die Augitkristalle, die meist eine starke Kataklase aufweisen, in einem Grundgewebe von Albit und Chlorit von grano- bis lepidoblastischer Struktur erkennbar. Möglicherweise sind diese Gesteine, wie sie auch von den genannten Autoren beschrieben werden, auf Diabase oder Diabasporphyrite zurückzuführen.

Als weiteres Übergangsglied zu diabasartigen Gesteinen oder ursprünglichen Diabasen dürften die Epidot-Chloritschiefer bezeichnet werden, die reich vertreten sein können. Im Dünnschliff zeigen diese oft lagenweise Anreicherungen einzelner Mineralien. Epidot in grösseren Aggregaten und lagenweise Anhäufungen von Albit oder Chlorit können charakteristisch sein. Die gebänderte Anordnung lässt meist eine feine Fältelung schön erkennen. Da solche Gesteine nach Mineralbestand und Struktur oft bereits zu den Prasiniten zu rechnen sind, ist es im

Feld ohne die Durchsicht der Dünnschliffe aus einem möglichst kleinen Raum kaum möglich, ihre Verbreitung zu erkennen.

Die Metamorphose hat im ganzen Gebiet stark den ursprünglichen Mineralbestand und die Struktur der Gesteine in Mitleidenschaft gezogen. Es können kaum noch Reliktstrukturen gefunden werden, meistens liegen Prasinite vor. Vom primären Mineralbestand ist meistens nicht mehr zu beobachten, d. h. der ursprüngliche Plagioklas liegt in Albit umgewandelt vor, und strahlsteinartige Hornblenden und Chlorit sind an der Stelle ursprünglichen Pyroxens. Sicherer als der Mineralbestand weisen seltene Reliktstrukturen einer ophitisch feinfilzigen Grundmasse auf eine primäre Diabasnatur des Gesteins hin. Es kann sich also bei diesen Gesteinen doch zum grossen Teil um eine metamorphe Fazies der Diabase handeln.

Zu dieser Übergangsgruppe sind wahrscheinlich auch die albitarmen Chloritschiefer zu zählen. Es handelt sich um makroskopisch saftgrüne Gesteine, die selten auftreten [Navisence-Schlucht, unterhalb Petit Mountet]. Der Dünnschliff zeigt in einer lepidoblastischen Grundmasse bei kristallisationsschieferiger Textur zur Hauptsache Chlorit (Pennin-Klinochlor). Epidot erscheint in geringer Beimengung, während Titanit und Serizit in der Grundmasse verteilt sind. Mit R. Staub (1915, 1921 b), Cornelius (1912, 1935), Gansser (1937), Streiff (1939) und anderen nehmen wir an, dass derartige Gesteine mit ihren noch erkennbaren Reliktstrukturen und nach ihrer Mineralvergesellschaftung zum Teil auf ursprüngliche Diabasnatur des Gesteins hinweisen.

Daneben lassen sich im Gebiet der Alpe de Tracuit Übergänge von metamorphen Gabbros zu deren Derivaten feststellen. Das ganze Vorkommen liegt in einer äusserst stark beanspruchten Zone. Schliffe durch relativ unversehrte Stücke zeigen eine starke Zertrümmerung der primären Plagioklasindividuen, welche nun eine Grundmasse von Albit, Zoisit-Epidot darstellen und in welcher primärer Pyroxen fast durchwegs völlig umgewandelt erscheint. Bei stärkerer mechanischer Zertrümmerung, was im Feld inmitten gabbroider Kernstücke entlang besonders beanspruchter Zonen erkannt werden kann [z. B. im Liegenden der Dent Blanche-Decke], liegen an Stelle massiger Gesteine völlig ausgewalzte, gelblichweisse bis zartgrüne, verschieferte Typen vor. Das Schliffbild zeigt ein sehr feinkörniges, oft lagenweise angeordnetes Gemenge von Albit, Zoisit, Epidot und aktinolithischer Hornblende. Ohne sichtbare Zusammenhänge wäre es wohl schwierig, derartige Schiefer als ursprüngliche Gabbros von blossem Auge zu diagnostizieren. Daneben finden sich in den Randzonen des gabbroiden Körpers Prasinite, welche wohl auf feinere Randbildungen des gabbroiden Stockes oder auf eigentliche Diabase zurückzuführen sind.

Die Randzonen der Grünschiefer und ihr Verhältnis zu den Bündnerschiefern

Ausserordentlich verbreitet sind an Kontakten mit Bündnerschiefern stofflich vom Sediment her beeinflusste Grünschiefer. Auch in sekundär gestörten Kontakten lässt sich oft eine wechselseitige Beeinflussung feststellen. So ist es möglich, dass es sich um Stoffaustausch-Effekte handelt, die nach der „mise en place" stattgefunden haben. Daneben konnten aber eine ganze Anzahl Gesteinstypen

gefunden werden, die stark veränderten Bündnerschiefern am Kontakt sehr ähnlich sehen, mit diesen aber in keiner Weise verbunden sind, sondern vollständig isoliert innerhalb von reinen Prasiniten stehen. Sie finden sich bei Tsidijore de la Vatsa, in der Navisence-Schlucht [vgl. Taf. X, 2 km S von Zinal] und an einigen Orten im Massiv der Garde de Bordon. Ihre hell- bis gelbgrüne Anwitterung ist typisch. Stellenweise ist ein grosser Kalzitgehalt des Gesteins charakteristisch; ein Betupfen mit 10% HCl ergibt eine deutliche Reaktion.

Ähnliche Gesteine aus der oberen Alpe de Tracuit und vom NW-Grat der Diablons [Tracuit-Zone] zeigen in Abständen von 1–2 cm zahlreiche, übereinanderfolgende, 1–5 mm mächtige Lagen von Kalzit. Durch die selektive Verwitterung ergibt sich eine löcherige Anwitterungsfläche als Folge der besseren Löslichkeit des Kalzites.

Im Dünnschliff weisen solche Gesteinsproben bei kristallisationsschiefriger Textur neben einem sehr stark variablen Kalzitgehalt ein Gemenge von Albit, Quarz, Chlorit, Epidot und Serizit auf. Stellenweise ist der Kalzitgehalt so gross, dass man das Gestein als Marmor bezeichnen muss. Indessen sind in den meisten Fällen Übergänge zu weniger kalzitführenden Prasiniten zu erkennen.

Nicht zu verwechseln sind diese Gesteine mit stark porösen, im Feld als „Schrottschuss-Prasinit" bezeichneten Grünschiefern. Dies sind kräftig albitisierte Gesteine, denen Kalzit auch im frischen Handstück weitgehend fehlt, indem an dessen Stelle mit Chlorit und Limonit ausgefüllte Hohlräume getreten sind.

An Kontakten von Grünschiefern zu Sedimenten zeigen in den meisten Fällen erstere eine kalzitführende Randzone von stark unterschiedlicher Mächtigkeit. Die isoliert vorkommenden kalzitführenden Prasinite dürften daher kräftig stofflich beeinflusste, aber gänzlich unkenntliche Sedimente sein.

Charakteristisch ist bei allen diesen Gesteinen in der Regel der prasinitische Mineralbestand neben einem oft bedeutenden Kalzitgehalt.

Das Festlegen einer Grenze zwischen den einzelnen Typen ist schwierig, ja meistens unmöglich. Am Südgrat der Diablons liess sich an einer einzigen Stelle ein allmähliches Verdrängen von Bündnerschiefern durch ophiolithisches Material feststellen.

Im Feld beobachteten wir über eine Distanz von ungefähr 30 m, bei verschwindender Schieferung, ein immer kräftiger werdendes Grün des Gesteins, bis endlich ein kalzitführender Prasinit vorlag. Es handelt sich in diesem Fall um ein sehr schmächtiges Bündnerschieferband, welches einfach im Grünschieferkomplex verschwindet.

Dieses Spiel wechselseitiger, wenig einheitlicher Beziehungen zwischen ophiolithischem Material und Sediment, welches aber doch einer gewissen Gesetzmässigkeit zu unterliegen scheint, wird eingehend von NABHOLZ (1945) aus dem mesozoischen Rücken der Adula-Decke beschrieben. Auch R. STAUB und CORNELIUS erwähnen schon früher ähnliche Gesteinstypen aus dem Oberhalbstein und aus dem Oberengadin. Die Genese stofflich beeinflusster Prasinite und eigentlicher „Mischgesteine" wird von NABHOLZ ausführlich diskutiert. Es sei deshalb auf diese Arbeit verwiesen.

In diesem Zusammenhang sind auch die Erscheinungen der eigentlichen Kontaktmetamorphose mit Mineralneubildung zwischen Grünschiefern und Sedimenten zu erwähnen. In einigen Profilen durch ungestörte Kontakte fanden

sich innerhalb des Sedimentes, in geringem Abstand von den ophiolithischen Gesteinen (bis zu 50 cm), Neubildungen von vereinzelt auftretendem Granat und ganz selten solche von Diopsid. Besonders interessant sind die Granatneubildungen (S. 187), welche in Randnähe unseres „Radiolarites" gefunden wurden. Es kann daran erinnert werden, dass Granatfelse auch unter den mannigfachen Kontaktgesteinen aus den Ophiolithen des Oberengadins bereits von R. STAUB (1915) und CORNELIUS gefunden worden sind und von diesen Autoren als Kontaktgesteine gedeutet wurden.

2. *Gabbro*

Das Gestein tritt in unserem Gebiet an zwei verschiedenen Orten in ganz ungleich grossem Ausmass auf. Das Hauptvorkommen bildet zum Teil den südlichen Aufbau des Diablons-Massivs und ist als der „groupe de Tracuit" zugehörend durch ARGAND (1908) bekanntgeworden. Ein zweites, kleineres Vorkommen befindet sich auf der Alpe de la Lé, unmittelbar vor dem steilen Aufstieg zum gleichnamigen Pass [vgl. Taf. X].

Die gabbroiden Gesteine aus dem Gebiet der Diablons und der Alpe de Tracuit sind durchwegs ausserordentlich stark tektonisch beansprucht. Sie gehören einem von unten her in die Basis der Dent Blanche-Decke eingestülpten, stark zerschlitzten und nach Norden überkippten, ja leicht dem eingewickelten Dent Blanche-Kristallin am Diablons-Südgrat überschobenen ophiolithischen Körper an. Ganz selten fanden sich innerhalb grösserer Komplexe relativ unversehrte, immer saussuritisierte Gabbros, welche in Mineralbestand und Textur denjenigen der Alpe de la Lé zu vergleichen sind. Die Hauptmasse aber ist ein völlig zerriebenes und mylonitisiertes Gestein. Teilweise liegt es in Form von hellgrünen bis weisslichen Schiefern vor, für die BEARTH (1953) im Gebiet des Hühnerknubels oberhalb Zermatt den Ausdruck „Gabbrophyllonit" verwendete. Dazu sind hauptsächlich in den Randzonen die von BARTHOLOMÈS (1920) eingehend beschriebenen „prasinites zoïsitiques" sehr häufig. Sie wurden von ihm der Dent Blanche-Decke zugestellt, gehören aber bestimmt der Zone von Tracuit an.

Die ursprüngliche Lagerungsform dieser Gesteine ist bei der intensiven tektonischen Überarbeitung an der Basis der gewaltigen Dent Blanche-Masse schwer zu erkennen. Es handelt sich um ein metamorphes gabbroides Kernstück, dessen Randzonen im Dach ohne scharfen Übergang durch die erwähnten Prasinite gebildet werden. Diesen sind lokal unmittelbar unter der Dent Blanche-Basis Bänder von bündnerschieferartigen, stark ophiolithisch beeinflussten Gesteinen eingeschlossen. Im Gebiet der Alpe Combautanna sind dagegen Prasinite und sichere Bündnerschiefer tief in die Basis des gabbroiden Komplexes eingespriesst. Die Prasinite dürften aus feineren Randbildungen des gabbroiden Körpers, das heisst aus feinkörnigen Gabbros oder Diabasen entstanden sein, die sich gegenüber der Umwandlung anfälliger verhielten.

Aus der Ferne betrachtet fallen die gabbroiden Gesteine durch ihre fast weisse Anwitterung auf. Ihre Verwitterungsanfälligkeit zeichnet sich morphologisch durch starke Schuttbildung ab.

Im Handstück massige Typen lassen von blossem Auge in einer hellen, von einem leichten Grün überzogenen, formlosen Grundmasse Diallagindividuen er-

kennen. Meist sind die Kristalle verbogen, teils zerbrochen. Die Anwitterung des Gesteins ist schmutziggrün, wobei der herauswitternde Diallag eine unruhige Oberfläche bewirkt.

Gabbros mit lentikularer bis schiefriger Textur, die aus der Zermatter Gegend als Flasergabbros bekannt sind (GÜLLER 1947, BEARTH 1952/53), sind an den Diablons massenhaft vertreten. Wiederum findet sich in einer formlosen, gelbgrünen, im frischen Bruch weiss- bis lichtgrünen Grundmasse Diallag. Dieser ist durchwegs zerbrochen und parallel der Schieferungsebene auseinandergezerrt, teilweise auch in Nestern in Form zahlreicher Bruchstücke angereichert.

Bei grösserer Beanspruchung ergeben sich hellgrüne, fast weisse, „serizit"-reiche, blättrig- bis feinschuppige Gesteine. Andere Typen sind nicht direkt verschiefert, zeigen aber doch das Bild eines tektonisierten Gesteins. Die dunkeln Diallagindividuen weisen unter dem Mikroskop eine völlige Kataklase auf und liegen regellos verteilt oder wirbelartig in einer hellen, von Klüften durchsetzten Grundmasse. Solche Gesteine sind der Verwitterung ganz besonders unterworfen. Die einzelnen Typen treten ohne scharfe Übergänge untereinander auf. Ihre räumliche Anordnung und Verteilung beruht wahrscheinlich auf der ungleichen Einwirkung tektonischer Kräfte.

Im Dünnschliff zeigt der Diallag eine vom Rand her nach innen fortschreitende Umwandlung. Lichtgrüne, beinahe farblose Amphibolfasern [Strahlstein], die leistenförmig entlang den Rändern liegen, sind neben Chloritbildungen in Rissen, Klüften und an Bruchstellen zu beobachten. Meist stark in Umwandlung begriffene Kernstücke des Diallages sind typisch. Das Grundgewebe besteht aus feinkörnigem Feldspat. Die Saussuritisierung der zertrümmerten Feldspatindividuen ist meist stark fortgeschritten. Dichte, filzige Gemenge von Albit, Zoisit, Epidot, Serizit sind an deren Stelle über die Grundmasse verteilt, an eine Bestimmung des Plagioklases ist nicht mehr zu denken. Der Umwandlungsprozess scheint sich mit dem Grad der tektonischen Einwirkung zu intensivieren.

Die ganze Gruppe wurde von ARGAND (1908) als „Euphotides partiellement ou complètement métamorphisées en prasinites zoïsitiques p. p. à mica chromifère, alternant avec des lentilles de schistes serpentineux et de marbre" zusammengefasst. Im gabbroiden Körper der Alpe de Tracuit fanden sich weder Serpentine noch Marmorzüge, obwohl darin von unten her genetisch nicht direkt verbundene Prasinitzüge tektonisch eingeschuppt sind. Sie finden sich aber in unmittelbarer Nähe. In diesem Zusammenhang sind die Serpentinmassen der Crête de Milon, in grösserem Rahmen auch die Vorkommen in der Montagne de la Lé und im hinteren Val de Moiry zu erwähnen, die ja alle zum „filon couche" ARGANDS zu rechnen sind. In gleicher Weise treten Marmorzüge zwar nicht in direktem Kontakt mit den Gabbros auf, sind jedoch in den Prasiniten des Col de Tracuit im unmittelbar Liegenden der Dent Blanche-Decke und als Kontaktprodukte in den Randzonen des Serpentinstockes der Crête de Milon zu beobachten. Es handelt sich dabei immer um mehr oder weniger intensiv metamorphe Bündnerschiefer, keinesfalls aber um triadische Gesteine.

Die erwähnte Gesteinsgruppe ist den Vorkommen aus dem Gebiet des Hühnerknubels sehr ähnlich. An beiden Orten haben sich stärkste Einflüsse der Überschiebungs-Masse der Dent Blanche-Decke geltend gemacht und so dem Gestein den charakteristischen Habitus verliehen. Ebenso sind derartige, den tektonischen Kräften unterworfene, gänzlich ausgewalzte und gequetschte gabbroide Gesteine aus der Platta-Decke durch R. STAUB und CORNELIUS bekannt.

3. *Serpentin*

Die grösseren Serpentinvorkommen sind seit längerer Zeit durch ihre Chrysotilasbest-Einlagerungen bekannt. Die „Schweizerischen Eternit-Werke AG. Niederurnen" liessen gegen das Ende des ersten Weltkrieges wie an zahlreichen anderen Orten auch im Gebiet der Crête de Milon und im Val de Moiry Asbest ausbeuten (FEHLMANN, 1919, S. 221–224). Durch H. JÄCKLI (1942) wurden während des zweiten Weltkrieges die Vorkommen erneut geprüft. Ein Abbau scheint jedoch in der Folge nicht stattgefunden zu haben. Die genannten Serpentinvorkommen gehören mit einem kleineren auf der Alpe de la Lé dem ursprünglichen „filon couche" ARGANDS an und bilden damit einen Teil der Tracuit-Zone [vgl. Taf. X]. Ebenso ist dieser Zone eine kleine Serpentinlinse zuzurechnen, welche unterhalb der Alpe Combautanna anstehend ist.

Zwei weitere, etwa 30 m mächtige Serpentinlinsen befinden sich südwärts, die eine westlich Vichiesso, die andere unterhalb Tsidijore de la Vatsa. Sie gehören ihrer Lage nach bereits zu den obersten Elementen der Schuppenzone von Zinal.

Die grösseren Serpentinkomplexe sind schon aus der Ferne an ihrer düsteren, blaugrünen Farbe erkennbar, während die kleineren Vorkommen, die unterhalb 2200 m liegen, durch ihre Vegetationsfeindlichkeit auffallen. Das Gestein ist durchwegs massig, dicht und im frischen Bruch saftig- bis dunkelgrün. Die Verwitterungsfarben können variieren und zeigen stellenweise das bekannte lebhafte Spiel von Blaugrün bis Rotbraun. Einsprenglingsartige, weissliche, scharf begrenzte Flächen sind zuweilen typisch; dunkle, herauswitternde Flecken erweisen sich als erzreiche Partien. Das Gestein bricht kantig bis splittrig, meist in polyedrischen Stücken, was auf zahlreiche, nach allen Richtungen laufende Klüfte und Scherflächen zurückzuführen ist. In den Randpartien des Serpentins der Crête de Milon tritt der erwähnte, kurzfaserige Chrysotilasbest reichlich auf. Die Asbest-Varietäten und damit auch dessen Qualitäten sind stark verschieden. Teils zeigen sie ein lichtgrünes, teils ein bläulichgrünes Farbspiel, wenn es sich um dichtgepackte Kluftfüllungen handelt. Locker angeordnete Faserbündel weisen gelblich-weisse Farbe auf. Relativ späte Bewegungen im Gestein werden durch unvermitteltes Abbiegen der sonst senkrecht zur Kluftwand stehenden Chrysotilindividuen dokumentiert. Die Erscheinung kann so intensiv sein, dass der Eindruck längsgestreckter Fasern entsteht. In ähnlicher Form führen die Vorkommen von Tsidijore de la Vatsa und diejenigen aus dem Val de Moiry Kluftfüllungen. Die kleineren Serpentineinlagerungen zeigen stärkere Beanspruchung, die in zahlreich auftretenden Scherflächen, spindelförmig gedrehten Schürflingen mit warmgrünem Belag von Edelserpentin und randlich talkigen Partien zum Ausdruck kommt.

Unter dem Mikroskop weisen die Dünnschliffe übereinstimmend das von den meisten alpinen Serpentinen bekannte Bild auf: Eine von Chrysotil durchsetzte Grundmasse, bestehend aus Antigorit mit reliktischen Körnern von Olivin. Der Serpentin von Vichiesso hat stellenweise ein sehr feinfilziges Gewebe von Talk. Lokal kann der Reichtum an Erzen (Magnetit, Pyrit) gross sein. In einigen Stücken deutet fein verteiltes Erz in xenomorpher Form, entlang und innerhalb der Chrysotilfasern, auf späte, mobilisierte Lösungszirkulation hin. Mineralneubildungen wie Diopsid, Titanklinohumit, Vesuvian u. a., die BEARTH (1953) aus den Serpentinmassen der Zermatter Ophiolith-Decke beschreibt, konnten nicht gefunden werden.

Die Beziehungen zum Nebengestein sind verschiedener Art. Die grosse Serpentinmasse der Crête de Milon trägt neben eingeschlossenen Schollen sedimentärer Herkunft einen Mantel von Grüngesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten. Es handelt sich einerseits um hornblende- und albitreiche Typen, andererseits um stark veränderte Bündnerschiefer.

Ähnliche Phänomene beschreibt CORNELIUS (1912) vom Piz Longhin. Auch in diesen Gesteinen ist eine Serie geringmächtiger, kontaktmetamorpher Sedimente eingeschlossen.

Die Erscheinungen des Kontaktes

Die Aufschlüsse direkt nördlich, unterhalb der Steilabstürze des Gipfels der Pointe d'Ar Pitetta, zeigen ein Profil durch die Bündnerschiefer am Serpentinkontakt. Während diese Gesteine sowohl im Feld als auch unter dem Mikroskop noch eindeutigen Bündnerschiefer-Charakter tragen, liegen kalkreiche Sedimente in gleicher Stellung im Gebiet der Crête de Milon, ebenfalls im Kontakt zum Serpentin stehend, stärker metamorph vor und haben ihre schistes lustrés-Natur verloren.

Die Kontaktverhältnisse der Sedimente zu der Milon-Serpentin-Masse sind sowohl auf der westlichen wie auch auf der östlichen Gratseite die gleichen. In unmittelbarem Kontakt steht ein ungefähr 50 cm mächtiges, stark verschiefertes, saftgrünes, sehr pyritreiches Gestein an, das sich durch dünne, fast weisse Lagen von Albit auszeichnet.

Das Schliffbild zeigt in einer granoblastischen Grundmasse von Albit und Epidot, teils in grösseren Porphyroblasten aktinolithische Hornblende, deren Chloritisierung teilweise stark fortgeschritten ist. Die zahlreichen Pyritanreicherungen sind meist limonitisiert.

Scharf getrennt folgt – immer vom Kontakt sich entfernend – ein 20–30 cm mächtiges, massiges Gestein. Der frische Bruch lässt in einer hellen Grundmasse in Bündeln, in Garben oder radialstrahlig angeordnete Alkalihornblenden [max. 1 cm] erkennen.

Das folgende feinlagige Gestein ist im Schliff dem vorangehenden sehr ähnlich. An Stelle der zahlreichen Hornblenden jedoch herrscht in lageweiser Anordnung Epidot vor. In unscharfem Übergang liegt darüber ein porös anwitterndes Gestein, was auf eine gewisse Kalzitführung schliessen lässt. Im frischen Bruch erweist es sich als blassgrüner Marmor.

Im Schliffbild fällt ein sehr hoher Titanitgehalt auf; Albit, Epidot und Hornblenden sind Neubildungen. Eine kräftige Kataklase mit nachträglicher Rekristallisation des Kalzites lässt auf relativ späte tektonische Bewegungen schliessen.

In ähnlicher Form folgen sich in Wechsellagerung an Hornblende oder Epidot reiche Gesteine und zwischen dieselben eingeschaltet Marmorzüge. Ein letztes Mal tritt ein solcher Marmor, nur noch einige Zentimeter mächtig, in etwa 30 m Entfernung vom Serpentin auf.

Beim Profil nördlich der Pointe d'Ar Pitetta überdeckt Schutt zwar die direkte Kontaktstelle; ein stark differenziertes Anwitterungsprofil ist darüber anstehend. Es zeichnet sich durch dichte, blaugraue Horizonte und durch lagige bis schiefrige, stark verwitternde, grüngraue Schichten aus. Die massig-dichten Gesteine zunächst dem Serpentin sind sehr quarzreich. Feinste dunkle Lagen mit

Serizitüberflügen ergeben beim Anschlagen die bevorzugten Bruchflächen und verleihen dem Gestein den Habitus eines extrem feinkörnigen, sehr quarzreichen Bündnerschiefers. Darüber setzt unvermittelt ein verwitterungsanfälliges Gestein auf. Im frischen Handstück unterscheidet es sich wenig vom quarzreichen Typus, hat aber einen grösseren Karbonatgehalt. Die darüber folgenden Gesteine sind grüngraue „verunreinigte" Marmorzüge mit unruhiger Anwitterungsfläche. Auch in diesen sind feinste schwarze Lagen noch zu beobachten. In Wechsellagerung folgen sich solche Gesteine in unregelmässigen, bis zu 50 cm mächtigen Lagen über den ganzen 15 m mächtigen Kontakt. Gelegentlich sind einzelne, wenige Zentimeter starke, serizitreiche, gelblichgrüne Schiefer zwischengeschaltet, denen jeder Kalzitanteil fehlt.

Im Dünnschliff erweisen sich alle quarzreichen Gesteinstypen als stark Titanit-führend. Das Auftreten ist gesetzmässig an die Schieferungsebenen gebunden. Er ist immer vergesellschaftet mit reichlich Epidot, Chlorit und seltener mit Zoisit. Dunkles Pigment lässt sich auch unter dem Mikroskop gelegentlich noch beobachten, ist aber grösstenteils verschwunden. Neugebildeter Feldspat liegt im Bereich der Schieferungsebenen. Entlang den Schichtfugen lässt sich linsenförmig angeordnet fein zertrümmerter, mörtelartiger Quarz beobachten, während im allgemeinen die Grundmasse von verzahntem, feinkörnigem Quarz gebildet wird.

Der Übergang zum verwitterungsanfälligen Gestein zeichnet sich durch einen grösseren Kalzitanteil aus. Erst tritt dieser nur sporadisch in der Grundmasse auf, dann gewinnt er rasch an Bedeutung.

Die grünen, „verunreinigten Marmore" weisen stellenweise ziemlich viel reliktischen Quarz auf. (Es darf vielleicht auf ein ursprünglich kalkreiches, leicht sandiges Gestein geschlossen werden.) Lagen mit Titanit, Epidot und Serizit sind seltener zu beobachten, dagegen treten diese Mineralien in der kalzitführenden Grundmasse, neben Albit und Muskowit, über das ganze Schliffbild verteilt auf. Kohliges Pigment ist nur noch ganz vereinzelt erhalten. Die schiefrigen, gelbgrünen Gesteine zeichnen sich durch einen grossen Serizit-Reichtum und einen wesentlich höheren Chloritgehalt aus. Epidot und Titanit, letzterer teilweise gedreht und von Serizitblättchen umflossen, ist häufig.

a) Epidot-Glaukophan-Schiefer

Innerhalb der Grünschiefermasse, die sich in der Fallinie unterhalb des Kreuzes von Combautanna befindet, steht eine wenig mächtige Serpentinlinse von 10–15 m Länge an [vgl. Taf. X]. Der Aufschluss befindet sich in unmittelbarer Nähe der kontaktmetamorphen „Radiolarite" der Tracuit-Zone. Der Kontakt im Dach der Linse zeigt ein 50 cm mächtiges, geflecktes Gestein, in welchem in Lagen angereichert Epidot und Alkalihornblenden auffallen. Im Hangenden folgen kalzitführende Prasinite [Mischgesteine].

Im Dünnschliff lassen sich bei kristallisationsschiefriger Textur in einer grano- bis porphyroblastischen Grundmasse von verzahntem Quarz, Glaukophanindividuen (n_a = hellgelb, n_b = violett, n_g = blau) und Epidot erkennen. Die garbenähnlich an Lagen gebundenen Alkalihornblenden sind vom Rande her mehr oder weniger chloritisiert. Epidot ist entlang solchen Lagen in Schnüren angeordnet und bildet die charakteristische Vergesellschaftung.

Ähnliche Gesteine fanden sich an zwei weiteren Stellen im Gebiet von Combautanna. Reste von Glaukophan sind aber selten, meist sind die einzelnen Individuen vollständig pseudomorph nach Glaukophan chloritisiert. An diesen Orten stehen die Gesteine interessanterweise nicht im Kontakt mit dem Serpentin, sondern bilden den Rand eines Mischgesteinzuges mit Linsen von grünem Marmor, der im Kontakt zu einem reinen Prasinit steht. Die Mächtigkeit ist sehr gering

und übersteigt 20–30 cm nicht. Ähnliche Gesteine haben auch R. STAUB und CORNELIUS verschiedentlich aus der Platta-Decke des Oberhalbsteins und des Oberengadins erwähnt.

b) Granat-Diopsid-Fels

Am Westrand, noch innerhalb der Serpentinmasse der Crête de Milon, finden sich unmittelbar vor dem gleichnamigen Pass Schollen eines massigen Gesteins mit splittrigem Bruch. Die leicht rötlichgrünen, gelblichbraunen oder hell-lichtgrünen Farbtöne des Vorkommens stehen in scharfem Kontrast zum Schwarzgrün des Serpentins. Das Gestein ist zäh und bricht beim Anschlagen entlang einem feinen, netzartigen Kluftsystem. Dieses tritt dank lebhafteren rötlichen und kräftig grünen Farben makroskopisch in Erscheinung. Die Grenzpartien solcher Schollen lassen meist eine mehr oder weniger scharfe Verzahnung mit dem Serpentin erkennen, dem in solchen Fällen eine etwa 1 cm starke, lauchgrüne Randzone eigen ist. Zuweilen liegen aber auch ganz unscharfe Übergänge vor, die sich durch eine Intensivierung der grünen Farbe bis zum Schwarzgrün des Serpentins auszeichnen. Teilweise bilden mit Chlorit gefüllte Klüfte, ebenso Epidotanreicherungen die Grenzen gegen den Serpentin. Epidot kann in solchen Fällen in stengeligen Aggregaten beobachtet werden, wobei einzelne Kristalle bis zu einer Kantenlänge von 1 cm entwickelt sein können. Im Gestein selbst lassen sich sonst von blossem Auge nirgends Kristallformen erkennen. Die netzartigen Klüfte bestehen aus einem Gemenge von Granat und Chlorit. Die Mächtigkeit der einzelnen Schollen beträgt 4–5 m, die Längserstreckung maximal 10 m.

Die Dünnschliffe zeigten das Bild eines Kalksilikatfelses. Körnige Granataggregate und feinster, faseriger oder nadeliger Diopsid bilden eine fibro- bis granoblastische Grundmasse. Darin ist Kalzit in feinsten, regellos verteilten, xenomorphen Plättchen und Körnern zu beobachten. Randlich gegen die Klufträume kann sich das Grundgewebe vergröbern, wobei sich die Diopsidkristalle im Vergleich zur Grundmasse als wesentlich besser entwickelte Individuen spiessig durchdringen. Die Klüfte werden ausgefüllt von Chloritblättchen, grobkörnigem Granat (xenomorphe Porphyroblasten), der dazu von feinsten Diopsidnadeln durchsetzt ist.

In anderen Schliffen zeigt sich texturell ein ähnliches Bild: Spiessig sich durchdringende Diopsidkristalle der Klufträndер werden in der Kluft selbst durch ein grobkörniges Gefüge von Epidot, Zoisit und Chlorit abgelöst.

Die Ähnlichkeit zu Granat-Diopsid-Felsen der Platta-Decke von Prognieu im Oberengadin ist gross [R. STAUB 1915]. Ebenso finden sich unter den Kontaktgesteinen aus Ligurien [CRETTAZ und LOCHER (mündliche Mitteilungen)] ähnliche Gesteine. Das vereinzelte Auftreten von Kalksilikatfelsen ist hier wie dort typisch. Es beschränkt sich in unserem Gebiet auf den hochpenninischen Raum, während zum Beispiel in der Zermatter Gegend und in Bünden Kalksilikatfelse auch aus den mittelpenninischen Ophiolithgebieten bekannt sind.

4. *Bemerkungen zur Altersfrage*

Auch die Grünschiefer unseres Gebietes haben grössere orogene Bewegungen noch mitgemacht. Der Zeitpunkt ihrer Intrusion kann daher keinesfalls jünger als diese Bewegungen gewesen sein. Die Umbiegungen mächtiger Prasinitzüge [vgl. Fig. 8], die Einspriessungen jüngster, teilweise kontaktmetamorpher Bündner-

schiefer und Radiolarite zusammen mit Grünschiefern in den gabbroiden Körper der Alpe de Tracuit [vgl. Taf. X und XI] und die Einstülpung des Tracuit-Elementes in die Basis der Dent Blanche-Decke überhaupt [vgl. Fig. 10] zeigen, dass kräftige Bewegungen nach abgeschlossener Intrusion stattgefunden haben müssen. Brekzienbildungen und Rutschharnische entlang Bewegungsflächen zwischen Grünschiefern und Sedimenten bestätigen dies auch im Detail. Ebenso können wohl Grünschieferlinsen, welche ohne die geringsten Kontakterscheinungen innerhalb der Sedimentzüge schwimmen, ihren Platz nur durch späte tektonische Bewegungen eingenommen haben. Andererseits müssen die Bündnerschiefer eine kräftige Verschuppung vor dem Zeitpunkt der Intrusion erlitten haben, da sie sehr viel intensivere Spuren tektonischer Bewegungen tragen und trotzdem die Erscheinung einer deutlich jüngeren Kontaktmetamorphose aufweisen.

Es ergibt sich damit erneut, dass das Aufsteigen ophiolithischen Materials in einem bereits beträchtlich fortgeschrittenen Stadium des Zusammenschubes der penninischen Geosynklinale stattgefunden haben muss [R. Staub 1921].Die Untersuchungsergebnisse fügen sich ohne weiteres in die vielfach bewiesene, allgemeine zeitliche Festlegung des Intrusionsvorganges [Ober-Jura bis gegen das Ende der unteren Kreide]. Die Kontaktwirkungen an „Radiolariten" [vgl. S. 187] und sicher jüngeren, eventuell kretazischen Bündnerschiefern gestatten uns, den Zeitpunkt der Intrusion für jünger als den Absatz dieser Gesteine anzunehmen, vorausgesetzt allerdings, dass die Datierung derselben zutrifft.

Die Intrusionen haben mindestens teilweise den oberen Jura überdauert und laufen vielleicht bis in die untere Kreide hinein. Ein Resultat, das sich mit den Staubschen Beobachtungen in Bünden, jenen von Streiff im Schams und den Beobachtungen in den Westalpen deckt. Nicht zu Unrecht sah R. Staub (1924) einen inneren Zusammenhang zwischen Ophiolith-Intrusion und vororogenetischen Bewegungen im Alpenkörper.

Im nördlich angrenzenden Gebiet der Roc de Boudry sind durch Göksu (1947) ophiolithische Gesteine aus der Frilihorn-Serie bekannt. Sie stehen im Kontakt mit Bündnerschiefern, denen er Kreidealter gibt, können somit frühestens Kreidealter besitzen. Im Val des Dix, wo Ophiolithe verknüpft mit Radiolariten vorkommen, liegt die Intrusion ebenfalls am Übergang vom obersten Malm zur unteren Kreide (Witzig 1948).

Nach den neuesten Erkenntnissen von R. Staub (1953) stehen diese ophiolithischen Intrusionen nicht nur in engstem Zusammenhang mit den klassischen Intrusiv-Vorgängen in den Vortiefen der als „Deckenembryonen aufzufassenden noch voralpinen Schwellenzonen", sondern sie sind besonders auch an „alte quergerichtete Bruchzonen im tieferen Untergrund" gebunden. Eine solche aber liegt nach R. Staub in der gewaltigen, präexistenten Depression Aosta–Wildstrubel vor und setzt sich südwärts geradewegs in das grosse Ophiolithgebiet von Voltri und jenes von Elba fort.

D. Tektonik

Tektonische Übersicht

Über den Bau der Mischabel-Decke und denjenigen der Zone du Combin sind in den letzten Jahren verschiedentlich Arbeiten veröffentlicht worden, welche in tektonischer Hinsicht ein weitgehend übereinstimmendes Bild von der mittel-