

Literaturnotiz.

Hans Peter Cornelius: Geologie der Err-Julier-Gruppe. 1. Teil: Das Baumaterial (Stratigraphie und Petrographie, exkl. Quartär). 3 Tafeln und 23 Abb., XXIII und 321 S. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, 70. Lieferung der neuen Folge. Bern 1935. Preis 12 schw. Franken.

Drei Jahre nach dem Erscheinen der großen geologischen Karte der Err-Julier-Gruppe legt nun der Verfasser den ersten Teil der Erläuterungen dazu vor die Öffentlichkeit. Die beiden anderen Teile, die dem Gebirgsbaue und der Gestaltung der Oberfläche gewidmet sind, werden erst später erscheinen. Bei der gewohnten Gründlichkeit und Sachkenntnis, mit der die Fülle der Beobachtungen kritisch gesichtet und dargestellt wurden, ist dieser Band naturgemäß umfangreich geworden. Die klare und anschauliche Schreibweise gestattet es dem Leser, mühelos dem Verfasser zu folgen. In der Deutung der Erscheinungen ist er sehr vorsichtig und abwägend.

Die geologischen Aufnahmen wurden während der Jahre 1910 bis 1932 mit längeren Unterbrechungen durchgeführt. Das Gebiet umfaßt Teile des Oberen Engadins, etwa den Raum: Linkes Innufer vom Malojapaß—St. Moritz bis Ponte, rechtes Ufer der Julia vom Septimerpaß bis Tinzen, im Norden von Tinzen—Albulapaß bis Ponte am Inn, den Grenzbereich der penninischen und ostalpinen Decken mit seinen großen Mannigfaltigkeiten im Bau und in seiner Zusammensetzung; an seiner Erforschung waren viele bedeutende Männer beteiligt.

Nach der Lagerung lassen sich in dieser Gegend folgende Einheiten zusammenfassen: Zuerst liegt die Gruppe der penninischen Decken, u. zw. die Surettadecke (in Spuren), dann die Margna- und Plattadecke, darüber folgt die große Masse der unterostalpinen Decken (Carungas-, Err- und Berninadecke). Die unterostalpinen Decken nehmen weitaus den größten Raum ein. Die Unterschiede zwischen diesen beiden großen Gruppen äußern sich weniger in der ursprünglichen Zusammensetzung des Grundgebirges an sich als vielmehr in der des Mesozoikums und in der Art von Umformung und Kristallisation, denen die Gesteine beider Großeinheiten unterworfen worden sind. Die stratigraphischen Übergänge sind in der Plattadecke z. T. angedeutet. Die Übergänge in der Metamorphose stellen sich schon in der tiefsten unterostalpinen Decke ein.

Wegen der nahen Übereinstimmung des Grundgebirges der unterostalpinen Decken läßt sich seine Besprechung ziemlich einheitlich durchführen.

Das alte Grundgebirge der Err- und Berninadecke ist recht gut erhalten, da die alpine Metamorphose lange nicht so durchgegriffen hat wie etwa in den penninischen Decken, sondern sich auf die nähere Umgebung junger — alpiner — Bewegungszonen beschränkt. Immerhin sind die Plagioklase mit wenigen Ausnahmen stets saussuritisiert.

Die Hauptmasse besteht aus einem meist mittelkörnigen vergrüntem Tiefengestein, dem Albul- oder Juliergranit. Nicht selten ist das Erstarrungsgefüge ziemlich unverzerrt, z. T. sind die Granite aber flaserig und nahe den Bewegungsflächen weitgehend zertrümmert, auch fehlt es nicht an Neubildungen wie Serizit. Auch stoffliche Änderungen lassen sich da nachweisen, nicht nur durch chemische Analysen, sondern auch durch Untersuchung des Mineralbestandes besonders solcher Klüfte, die sich diesen Bewegungen ursächlich zuordnen lassen. Ihrer Zusammensetzung nach sind die Albul-Juliergranite wesentlich pazifisch, auch wenn man die möglichen Stoffwanderungen berücksichtigt.

Diesem Granite gehört ein ziemlich reiches Ganggefüge an: Porphyre, Porphyrite, Aplite, Pegmatite und Schwärme von Lamprophyren.

Den Graniten ging eine Intrusion von Dioriten voraus. Überaus mannigfaltig in Korn und Gefüge wechselt auch das Mengenverhältnis ihrer Bestandteile recht lebhaft von gabbroiden Hypersthenaugitdioriten bis zu Hornblendedioriten. Am Rande gegen die Granite sind sie kräftig durchhadert und durchwirkt von den granitischen Stoffen.

In der Berninadecke am Julierpaß wird der Albul-Juliergranit in mächtigen Gängen von mittelkörnigen, roten und grauen Alkaligraniten und -syeniten durchbrochen. Die Lamprophyre durchschlagen auch diese; ob sich wohl in diesen auch die Neigung, sich in das Atlantische zu spalten, bemerkbar macht? Eigenartig ist für das Albulamassiv das gangförmige Auftreten von Albitpidotgesteinen (Unakiten), die in struktureller Hinsicht sehr hydrothermalen Mineralgängen ähneln und als „späte Spaltprodukte des erkaltenden Magmas“ aufgefaßt werden.

Im großen und ganzen folgen die Albuia-Juliergranite den alten Strukturen des Nebengesteins in Form flach übereinanderliegender Lagermassen, die schließlich zu einer großen Einheit verwachsen und dabei die zeitlich und räumlich vorhergegangenen Diorite und das schiefrige Nebengestein fast ganz zu Schollen zersplittert haben, doch ohne deren ursprüngliche Lagerung besonders zu ändern. Die Bewegungen im Granitnagma scheinen sich im Innern in einer eigenen Faserung abzubilden. Wenn auch das Dach zum Teil nachträglich sich tektonisch abgelöst hat, so läßt sich dennoch der Kuppelbau der Oberseite vielfach nachweisen.

Nach oben ist das Alter der Intrusionen bestimmt durch das Auftreten der Granite als Gerölle bereits in vortriadischen Konglomeraten.

Die vorpaläozoische Nachbarschaft, in die die Granite und ihre Begleiter eingedrungen sind, besteht aus Granitgneisen, wenig Amphiboliten, Glimmerschiefern und Paragneisen, dünnplattigen Serizit-Quarziten, etwas Serpentin und reichlich Quarzphylliten.

Die Granitgneise treten als zweiglimmerige, helle, gut schiefrige, oft gestreckte Lager-Augen- und Flasergneise auf. Die Spuren der Umformung aus Graniten wie auch die Spuren alpiner Bewegungen sind weitgehend durch Umkristallisation verwischt. Im Wirkungsbereiche der Granite bildet unter lebhafter Umkristallisation sich an Stelle von Muskowit und Chlorit dunkler Glimmer. Doch läßt sich vorläufig der Anteil älterer und jüngerer diaphthoritischer Vorgänge schwer abschätzen.

Die Schiefergesteine sedimentärer Herkunft sind vorzüglich entwickelt als Zweiglimmerschiefer örtlich mit Porphyroblasten von Albit (z. T. verdrehte Einschlüßzüge) oder auch als Granat-, Biotit- und Muskowitschiefer und Schiefergneise. Gegen die Granite nimmt das Korn an Größe zu und es entwickeln sich grobschuppige Zweiglimmergneise. Ob nicht da der spärliche in Fasern ausgebildete, von den übrigen Gemengteilen unwachsende Sillimanit nicht doch ein letzter Zeuge einer alten, hohen, vorgranitischen Metamorphose sein könnte? In Granitnähe sind die Schiefer kräftig durchadert. In den Schollen im Granit sind sie als mannigfache Hornfelse, Biotitgneise und Kinzigite, Adergneise entwickelt; einmal wurde auch Andalusit gefunden. Alle diese Schiefer stellen nur einen höheren Grad der Metamorphose der Quarzphyllite dar. Diese umfassen eine sehr bunte Gesellschaft, wenn auch äußerlich sehr einförmiger grauer und grüner Muskowit-Chlorit-Gesteine mit vor- und nachkristalliner heftiger Durchbewegung, deren Quarz und auch Feldspat gerne in Lagen, Linsen oder Knollen sich absondert (Chloritoidschiefer, granatführende Quarzphyllite). Neben sicheren ursprünglichen Phylliten mögen auch einst höher metamorphe Felsarten gneisartige, Hornblende- und Augit-führende Felsarten und Adergesteine das Ausgangsprodukt der Quarzphyllite darstellen. Die große Einförmigkeit verdanken sie wesentlich der Wirkung der alpinen Bewegung. Die feinkörnigen kristalloblastischen Epidot-Albit-Amphibolite wandeln sich nahe dem Granit in gröberkörnige Augit und, durch die Kalizufuhr in Biotit-führende Gesteine um.

Der Mangel an Cordierit in den Kontaktzonen der Granite gründet sich wohl auf den geringen Tonerdeüberschuß der Paragesteine. Die lebhafteste Umkristallisation an den Graniten, die das schiefrige Gefüge und die Regelung stark verwischen kann, braucht nicht durch teilweise Schmelzung vor sich gegangen sein, da eine entsprechende Durchwärmung unter Anwesenheit von Kristallisationsförderern noch vor Beginn der Verflüssigung kristalloblastisches Gefüge und eine Neuregelung schaffen kann.

Das Grundgebirge der Carungasdecke (kristalline Schiefer und die grünen Granite) gleicht dem der Err- und Berninadecke in seinen wesentlichen Zügen, doch ist es stark tektonisch zersplittert, oft weitgehend nachkristallin ausgewalzt und daher nur in Resten vorhanden.

Auf dem Mesozoikum der Berninadecke liegen Spuren einer höheren Decke, die Clavadatschschuppe. Ihr Grundgebirge setzt sich zusammen aus etwas Alkaligranit und aus vor- bis mitkristallinen Granatglimmerschiefern und Phylliten.

Nahe verwandt ist das Grundgebirge des penninischen, der Margna Decke, es herrschen geplattete, lichte Granitgneise mit ziemlich formlosen Augen von Kalifeldspat in einem völlig umkristallisierten Grundgewebe. Durch reinliche Scheidung von Albit und Epidot ist der Saururit, wie er in den unterostalpinen Decken herrscht, verschwunden. Ebenso ist die starke Fältelung der penninischen (z. T. quarzitischen) Serizitchloritphyllite vorkristallin. Dasselbe gilt auch von den Grünschiefern in den Phylliten. Nahe der Grenze gegen das Mesozoikum treten in den Phylliten schmale Lagen von Marmoren auf, teilweise geradezu als Bindemittel brecciöser Phyllite, wohl ein Beispiel für den großen Unterschied in der Bildsamkeit der Marmore und der Phyllite unter den damals herrschenden Bedingungen.

Im Altkristallin der Plattadecke treffen wir wiederum auf die hellen Orthogneise und Phyllite. Daneben treten besondere Abwandlungen unter den kristallinen Schiefen auf: durchaus vorkristallin durchbewegte Glimmerschiefer mit verdrehten Porphyroblasten von Albit in einem ziemlich diaphthoritischen Grundgewebe. Die Bildung des Albits geht wohl auf Natronzufuhr zurück. Sehr bemerkenswert sind Schiefer mit garben- und eisblumenartig geformten Porphyroblasten von Alkalihornblende in einer feinkörnigen Quarz-Albit-Zwischenmasse; in manchen Lagen gesellt sich auch noch Aegirin hinzu. Auch hier muß Natronzufuhr stattgefunden haben. Lagenweise wechselt mit diesen Alkalihornblendeschiefern der ebenfalls stofflich beeinflusste Chrysobiotitschiefer, ein braunes, gestrecktes, seidenglänzendes Gestein, in dem der dunkle Glimmer in Sonnen einem Quarzalbitgemenge eingewachsen ist. Der goldgelbe dunkle Glimmer „Chrysobiotit“ scheint nur in Gesteinen mit Alkaliüberschuß beheimatet zu sein, so findet er sich häufig auch in vielen Alkali- und Nephelinsyeniten, allerdings unter der Sammelbezeichnung Lepidomelan. Diese eigentümlichen Gesteine finden sich in der Nachbarschaft der mesozoischen Opholithe; thermische Kontaktmetamorphose ist für ihre Bildung aber nicht verantwortlich. Da sich die anscheinend aus größerer Tiefe zugeführten Stoffe auch in anderen Gesteinen (Myloniten, Phylliten) der Margnadecke bemerkbar machen, so wird man ihre Wanderung wohl in die Zeit der alpinen Durchbewegung zu setzen haben.

Von den kristallinen Gesteinen des unterostalpinen Grundgebirges weicht nun eine Gruppe von suprakrustalen Felsarten ab durch einen geringeren Grad der Metamorphose.

Herrschend sind Abkömmlinge von sauren und intermediären Ergußgesteinen und deren Tuffen: Der quarzporphyrische Nairporphyroid bildet die Hauptmasse in allen unterostalpinen Decken, örtlich schalten sich ihm porphyritische Grünschiefer (Vairanschiefer) ein. Vergesellschaftet mit all diesen Ergußgesteinen sind violette, feinsätrige, tuffitische „Sprenkelschiefer“. Durch Zerstörung der Porphyroide und deren Begleiter an der Erdoberfläche entwickelten sich aus ihnen feinklastische, sandig serizitische Sedimente.

Dem Alter nach gehört vielleicht hierher die grobklastische fast bindemittelfreie Lavatäbrabreccie mit Trümmern von Quarzphyllit, grünen Graniten, Porphyroiden u. a. Stellenweise ist sie stark verschiefert.

Das altpaläozoische Alter dieser Gesteine wird vermutet auf Grund des viel höheren Grades der Metamorphose im Vergleich zur Trias; jene sind wohl in die karbone Gebirgsbildung miteinbezogen worden. Dies macht sich auch mitunter in einer Diskordanz in der Tektonik zwischen ihnen und der Trias bemerkbar. In den mesozoischen Breccien liegen bereits Porphyroide unter den Geröllen vor. Die Eruption der Porphyre und Porphyrite dürfte ins Kambrium fallen. Im Pennin sind solche altpaläozoische Gesteine bisher noch nicht sicher nachgewiesen.

Räumlich und tektonisch sondern sich nun in den unterostalpinen Decken zum Karbon gestellte Gesteine ab: phyllitartige Tonschiefer, Konglomerate (u. a. mit Albulagrangeröllen), Sandsteine und Arkosen, vielleicht auch Kalke (Crinoidenreste). Manche Quarzporphyre sind trotz ihrer Nachbarschaft mit den starkdurchbewegten Nairporphyroiden weit weniger verändert, offenbar permischen Alters.

Während in den älteren Bildungen Faziesverschiedenheiten keine wesentliche Rolle spielen, steigern sich die Unterschiede im Laufe der Trias ganz beträchtlich. Die Untersuchung geht naturgemäß von dort aus, wo die Trias möglichst vollständig entwickelt ist: der Err- und Berninadecke, doch schwanken auch in diesen Einheiten die einzelnen Glieder und Stufen recht beträchtlich, sei es ursprünglich, sei es aus tektonischen Gründen (z. B. Abscherungen). Es lassen sich da ein nördlicher und ein südlicher Faziesbezirk unterscheiden: dem einen gehört der Nordteil und ein Teil des Mittelschenkels der Errdecke, dem anderen der Südanteil der Trias der Errdecke und die Berninatrias an.

Im nördlichen Faziesbereich setzt das Mesozoikum mit dem Buntsandstein ein, verschiedenfarbigen Sandsteinen, sandigen Schiefen, Quarziten und Quarzkonglomeraten, nicht selten liegen sie diskordant auf dem vortriadisch verwitterten Grundgebirge. Nach oben gehen diese klastischen Produkte in sandig-dolomitische und schieferige Zwischenbildungen über. Darauf folgen dunkle, wahrscheinlich anisische Dolomite (mit schlecht erhaltenen Versteinerungen). Dem ladinischen Wettersteindolomit entsprechen wohl die gebankte hellgraue Dolomite.

Nun machen sich Verlandungserscheinungen, endlich sogar Eindampfung bemerkbar: Die Raibler Schichten sondern sich mit einer ausgesprochenen Erosionsdiskordanz von ihrer Unterlage. Die vorangegangene Abtragung erreichte stellenweise sogar den Buntsandstein. Die Raibler Schichten beginnen mit einer groben, in ihrer Mächtigkeit sehr

schwankenden Breccie (hauptsächlich anisische Dolomite enthaltend), örtlich wird sie vertreten durch Dolomite mit Schieferlagen. Nach oben zu geht sie über in helle Dolomite (Raibler Fanna), zu oberst liegen bunte Schiefer und Dolomite mit Dolomitbreccien sowie Rauhacken. Mit Hauptdolomit und etwas Rhät wird die Trias abgeschlossen.

Im südlichen Faziesgebiet tritt an Stelle der Zwischenbildungen eine mächtige, geschichtete Rauhacke, dem Ursprunge nach ein Sediment, bestehend hauptsächlich aus Gips und Dolomit. Infolge der Auslaugung des Gipses brachen die ihm eingeschalteten Dolomitlagen zusammen und es bildete sich auf diese Weise eine Breccie aus, die später tektonisch noch verstärkt und ausgearbeitet wurde (Aufnahme von fremden Elementen). Muschelkalk und Wettersteindolomit sind nur spärlich vertreten. Die Raibler Schichten bestehen aus bunten Schiefen, Sandsteinen, feinen Dolomitbreccien und Dolomiten; sie gehen über in meist mächtigen Hauptdolomit (örtlich Tonschieferlagen). Zu dem durch Versteinerungen gut belegten Rhät gehören dunkle Kalke, Mergel und Tonschiefer; durch Zunahme der Tonschiefer entwickeln sich Kössener Schichten.

Zwischen den beiden Faziesgebieten gibt es alle Übergänge. Der Grenzbereich zieht mitten durch die Errdecke. Die Trias der Clavadatschschuppe und der Carungasdecke ist tektonisch stark verändert und verarmt, schließt sich aber sonst der der Err- bzw. der Berninadecke an.

Unterostalpinen Gepräge besitzt auch die Trias der Plattadecke (Dolomite, Raibler Schichten und Hauptdolomit). Die der Margnadecke ist bereits penninisch: feinkörnige kristalline dünnplattige Quarzite, schwächliche Rauhacken und verschiedenartige metamorphe Dolomite und Kalkmarmore, vermutlich bloß der mittleren Trias angehörig. Die Grenze gegen das Grundgebirge ist stets scharf.

Da die obere Trias in der Margnadecke nicht nachweisbar ist, in den unterostalpinen Decken einen deutlichen Einfluß vom Lande her zeigt, so wird damals die Grenze zwischen Pennin und Ostalpin gleichzeitig die Nordgrenze der alpinen Geosynklinale gewesen sein.

Die mehr örtliche Metamorphose der unterostalpinen Trias besteht im großen in einer tektonischen Verjüngung und Abscherung, im kleinen in einer Verschieferung, Flaserung und tektonischen Entmischung unreiner Kalke und Mergel u. a. m. Auch zu einer Neubildung von Serizit ist es hier und da gekommen.

Im unterostalpinen Lias lassen sich zwei Ausbildungen trennen: eine normale Kalk- und Schieferfazies und eine Breccienausbildung, beide können sich in verschiedenen Horizonten miteinander verzahnen. Der normale Lias beginnt mit Kieselkalcken. Sie enthalten örtlich Nester von Crinoidenbreccien (Unterer Lias). Darüber liegt die Hauptmasse: fossilere graue Kalkschiefer (infolge Metamorphose sogar Kalkphyllite oder gar entkalkt), in den oberen Lagen sind die Schiefer stellenweise mehr sandig, auch flyschartig.

Die groben Liasbreccien transgredieren auf verschiedenen Gliedern der Trias und des Grundgebirges und enthalten außer Dolomiten auch häufig kristalline Gesteine der Umgebung.

Im Lias der Plattadecke findet sich ebenfalls die unterostalpine Entwicklung. Der Lias der Margnadecke umfaßt nur Kalkschiefer und Breccien in der metamorphen Ausbildung als Albit führende Kalkglimmerschiefer und Glimmermarmore. Die Basisbreccie enthält nur Dolomit.

Die Breccien des Lias bilden keinen anhaltenden Horizont, sie sind örtliche Schutthäufungen einzelner „Ausstrahlungszentren“ und wechseln daher oft unvermittelt in der Zusammensetzung. Als Ursache haben sie wohl die zeitweilige Verlegung von schuttführenden Wasserläufen im Gefolge von Aufwölbungen.

In der Plattadecke und den unterostalpinen Einheiten folgen über dem Lias mannigfache Gesteine des höheren Jura, die aber noch einer genauen stratigraphischen Eingliederung harren, zumal Versteinerungen bisher in ihnen nicht gefunden werden konnten. In diesen Decken, mit Ausnahme des weiter im Süden gelegenen Teiles der Bernina, ist der untere Teil des höheren Juras als Aptychenkalk ausgebildet, leichte, bunte, feinschichtige, streifige Gesteine. Nach unten gehen sie rasch in den Liasschiefer über. Der Aptychenkalk neigt leichter zur Metamorphose als die anderen Gesteine. Sie steigert sich stellenweise bis zu streifigen Kalkphylliten und kalkfreien Schiefen ähnlich wie im Liasschiefer. Nach oben geht er über in eine lebhaft wechselnde Folge von dünnschichtigen Hornsteinen und tonigen, blättrigen Schiefen: Radiolarit. Im Radiolarit liegen als Ergebnis gleichzeitiger Bildung dünne Lagen und Linsen von Manganerzen. Örtlich schalten sich konkordant sedimentäre polygene Breccien ein, deren Dolomit- und Kristallinbestandteile durch radiolarienführenden Hornstein verkittet sind. Bei der Metamorphose wurden die

Radiolarite Bänderquarzite und Bänderschiefer, vielleicht z. T. unter Wegfuhr von Kieselsäure. Im südlichen Teil der Berninadecke ist die Radiolaritfazies aber das ältere, der Aptychenkalk das jüngere Glied des höheren Jura, ganz so wie in den folgenden oberen ostalpinen Decken. Nach Ablagerung des Lias vertiefte sich das Meer beträchtlich und der Boden erreichte in den Gegenden der Radiolaritablagerungen seine größte Einsenkung, doch ragten da und dort aus dem Meere Inseln empor, die den Stoff für die Breccien in den Radiolariten lieferten. Wo sich die Aptychenkalke absetzten, war das Meer weniger tief, aber die Küste fern. Der unterostalpine Faziesbereich gehörte nunmehr für kurze Zeit der Geosynklinale an.

Über den Radiolariten folgt als Zeuge einer abermaligen Verflachung des Meeres eine Gruppe mächtiger, z. T. grobklastischer Gesteine sehr wahrscheinlich kretazischen Alters: die Saluverserie. Sie geht aus dem Radiolarit durch das Überhandnehmen der Schiefer hervor. Diese schwarzen Saluver Schiefer wechseln mit feinsandigen Lagen und auch Breccien, in den oberen Teilen werden sie immer mehr von Sandsteinen verdrängt (Saluver Sandstein). Dieser bildet den Übergang in die dann folgende konkordant auflagernde Saluver Breccie. Alle Gesteine des Grundgebirges (bis auf die basischen Gesteine) sind in ihr vertreten, ebenso die Trias und der Lias, aber nicht der höhere Jura. Die bereits im Lias vorhandene Schwelle, die sich im Kerne aus den Albul-Juliergraniten aufbaute, erneuerte sich abermals am Ende der Jurazeit und lieferte so den Schutt für die Saluverserie, u. zw. vorherrschend Kristallin, da die Trias bereits im untern Jura großenteils abgetragen worden war. Die große Ähnlichkeit der Saluverserie mit den Oberkreidebildungen (Gosau) der Ostalpen ist nicht zu verkennen.

In der Berninamasse transgredieren über dem Lias schiefrige, meist rote oberkretazische Kalkmergel (Couches rouges); mit zahlreichen Foraminiferen. Vergesellschaftet ist mit ihnen eine polygene Breccie (Kristallin und Dolomit).

Vom Norden her reicht ein Stück des Oberhalbsteiner Flysches in das Liegende der Ophiolithe der Plattadecke herein, er besteht hier aus Kalkschiefern und rauhen Quarzreichen Kalken. Das Alter und die Stellung zum Prättigauflysch sind noch ungeklärt.

Fast ganz auf die Plattadecke beschränkt, sind im Raume der Karte basische und ultrabasische Erstarrungsgesteine, die Ophiolithe, und ihre metamorphen Abkömmlinge. Sie treten wurzellos vorzugsweise in Lagen, Linsen und Knollen im Mesozoikum auf. Am häufigsten sind es Serpentine unter den intrusiven Tiefengesteinen [nach Olivin-Pyroxengesteinen]. Bei starker Durehbewegung bildete sich Antigoritserpentin. Im Serpentin setzen Diallag- und Hornblende-führende, noch gut erhaltene Gabbrogesteine in Gängen auf; manche von ihnen enthalten als jüngste Gemengteile Aegirin und Alkalihornblende. Bei der Metamorphose gehen die Gabbro über in uralitische Flasergabbro und Amphibolite.

Die Hauptmasse unter den Ophiolithen bilden aber die basischen Ergüsse von Diabasen und Diabasporphyriten, Varioliten, deren z. T. ophitisches Erstarrungsgefüge sich nicht selten erhalten hat. Doch gibt es alle Übergänge über die bloß mechanisch umgeformten Flaserdiabase und Uralitdiabase in verschiedenartige Grünschiefer, Chloritschiefer, Epidotchloritschiefer. Der Feldspat dieser Gesteine ist stets Albit. In derselben metamorphen Ausbildung sind mit ihnen sehr feinkörnige, seidige Grünschiefer vergesellschaftet, die sich aus den Verwitterungsprodukten der basischen Gesteine ableiten. Die Ophiolithe neigen dazu, sich nach verschiedener Richtung zu spalten (atlantisch, pazifisch, anorthositisch). Ihr Vorkommen läßt sich nicht als syntektonisch zur Alpenfaltung erklären, denn sie treten als Bestandteile eines Konglomerates auf, das in sandig tonige Schiefer übergeht, dabei sind die Konglomerate örtlich durchschiefert. Die Art ihrer Verknüpfung mit Linsen von den Aptychenkalken in ihnen ist noch unklar. Jedenfalls aber sind die Ophiolithe Produkte der Geosynklinalphase von vielleicht oberjurassischem Alter.

Zwischen den kalkigen Juragesteinen und dem Serpentin (aber auch für sich in Schollen im Serpentin), mitunter als Übergangszone ausgebildet, schaltet sich eine schmale Zone von Ophikalzit ein: kristalliner Kalk mit knollen- bis „oozon“artigen Durchwachungen von Serpentin. Daneben finden sich im Kalk Tremolit, mitunter auch blaue Alkalihornblende und der Chrysobiotit, u. zw. in der Nachbarschaft der altkristallinen Alkalihornblendeschiefer. In den durchbewegten Teilen haben sich die Ophikalzite in Antigorit-Kalkschiefer umgewandelt. Die Ophikalzite haben sich wohl weniger durch Metamorphose aus Tuffeinstreuungen in Kalk gebildet, eher durch metasomatische Vorgänge, es wäre sonst ihre weite Verbreitung auch außerhalb der Alpen schwer verständlich.

Hauptsächlich aber treten in geringer Breite besonders zwischen den Liasschiefern auch Ophikalziten, Triasdolomiten und dem Serpentin sehr abwechslungsreiche, gebänderte Kalksilikatfelse auf. Erwähnt seien bloß: Granatdiopsidvesuvianfelse, Diopsidfelse, Zoisitfelse u. v. a. Die Vergesellschaftung der Minerale ist durchaus gesetzmäßig. Die ältesten Gemengteile sind wasserfrei: Diopsid und Granat, jünger sind die wasserhaltigen: wie Vesuvian, Epidot-Zoisit. Diese einartige Altersfolge gründet sich auf die Abnahme der Temperatur und insbesondere auf die dabei vor sich gehende Konzentrationsänderung der während der Erstarrung dem Magma entweichenden Stoffe. Beträchtliche Stoffzufuhr muß schon wegen der ziemlichen Reinheit des Ausgangsmaterials der Kalksilikatgesteine angenommen werden. Nur untergeordnet finden sich auch Kalksilikatmarmore mit Diopsid, auch Alkalibornblende, Vesuvian, Zoisit u. a. Gegen die Durchbewegung sind die Kalksilikatfelse sehr widerstandsfähig. Die örtlich nachkristallin gefalteten Kalksilikatfelse sind oft nachträglich von Albit imprägniert.

An diesen auszugsweise wiedergegebenen Hauptteil der Arbeit schließen sich zusammenfassende Erörterungen über die faziellen Beziehungen und Unterschiede von Pennin und Ostalpin über die Berechtigung, ein Unterostalpin von den übrigen Teilen des Ostalpin zu sondern. Der darauffolgende Überblick über die Metamorphosen macht uns mit sechs stärkeren Veränderungen bekannt, einer ältesten, vorpaläozoischen, die die altkristallinen Schiefer erzeugte, der voroberkarbonen Kontaktmetamorphose an den Julier-Albulagraniten, weiterhin der karbonen Faltung, der Kontaktmetamorphose an den Ophiolithen, der Serpentinisierung der ultrabasischen Ophiolithe und endlich der wichtigsten, der alpinen Metamorphose. Infolge der sich steigernden Bedeckung nimmt die alpine Metamorphose von außen gegen innen und von Norden gegen Süden zu. Am schwächsten ist ihr Einfluß auf das Mesozoikum in der Berninadecke, wo nur der Lias günstigstenfalls das Kalkphyllitstadium erreicht. In der Errdecke sind bereits Lias und Aptychenkalk kristallin, in der Carungas- und Plattadecke auch noch der Buntsandstein. Die Granite mylonitisieren in den oberen Decken zu Breccien, in den tieferen zu Schiefern. Im Pennin kristallisiert nun auch der Triasdolomit z. T. um, in den anderen Gliedern steigert sich noch die Metamorphose. Im Altkristallin der oberen Decken macht sich die rückschreitende Umwandlung nur an den Bewegungszonen bemerkbar im Gegensatz zu den tieferen Decken. Im Pennin überdauert durchwegs die Kristallisation die Durchbewegung unter dem Einfluß der Belastung, an den Bewegungszonen im Ostalpin dreht sich das Verhältnis immer mehr um. Bestandfähig sind überall bloß die Minerale der obersten Tiefenstufe. Abgeschlossen wird diese inhaltsreiche Arbeit durch einen Abschnitt über die wichtigsten geologischen Stoffwanderungen im Laufe der Zeit.

Hoffen wir, daß es dem Verfasser möglich sein wird, die noch ausstehenden beiden letzten Bände bald erscheinen zu lassen.

L. Waldmann.