© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Aus den wissenschaftlichen Ergebnissen der Merzbacherschen Tian-Schan-Expedition.

III. Die Gesteine des Profils durch das südliche Musart-Tal im zentralen Tian-Schan.

Von

P. A. Kleinschmidt und *P.* H. Limbrock, S. V. D.

(Mit 2 Tafeln.)

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Einleitung.

Das in Folgendem dargestellte Profil soll gewissermaßen die Fortsetzung bilden zu den Studien von *P.* St. Richarz über die Gesteine des Bayum-kol-Tals auf der Nordseite des Tian-Schan (siehe Denkschriften der Akad. der Wiss. S. 193—211). Das südliche Musart-Tal bildet allerdings nicht die gerade Fortsetzung des Bayum-kol-Tals, sondern liegt etwas weiter östlich. Da aber nach den Angaben von Dr. Keidel in der nördlichen Fortsetzung des von uns eingehender studierten Abschnittes, im „Großen oder nördlichen Musart-Tale", annähernd ähnliche Verhältnisse herrschen, wie im Bayum-kol-Tal, so geben die beiden Profile zusammen jedenfalls ein hinreichendes Bild von der petrographischen Beschaffenheit des zentralen Tian-Schan.

Es obliegt uns zunächst die angenehme Pflicht, Herrn Dr. G. Merzbacher unseren aufrichtigen Dank auszusprechen für die freundliche Überlassung des Materials und der photographischen Abbildungen. Sodann dem Geologen der Expedition, Herrn Dr. H. Keidel, der in liebenswürdigster und selbstlosester Weise uns seine gemachten Beobachtungen zur Verfügung stellte und mit der größten Zuvorkommenheit stets bereit war, über alle dunklen Punkte Aufschluß zu geben und uns durch ausgiebige Skizzen und Notizen über die Lagerungsverhältnisse unterrichtet hat. Auch müssen wir Herrn Professor Dr. E. Weinschenk danken, unter dessen erfahrener Leitung wir unsere Untersuchungen ausführen konnten.

Wir werden nun zunächst versuchen, einen kurzen Überblick zu geben über die geologischen Verhältnisse unseres Gebietes nach den freundlichen Mitteilungen des Herrn Dr. Keidel. Sodann soll die Beschreibung des Profils selbst folgen und endlich die aus den beobachteten Tatsachen zu ziehenden Schlüsse.

I. Kurzer Überblick über die geologischen Verhältnisse des südlichen Musart-Tals.

Aus der geologischen Beschreibung Keidels (siehe Denkschriften der Akad. der Wiss. S. 91 f.) wissen wir, daß sich auf der Nordseite des Tian-Schan mehrere größere granitische Massive befinden. Über das nördliche transgrediert der unterkarbonische Kalk, weshalb dieser Granit sicher älter sein muß als die betreffenden Teile des Karbons. Dagegen unzweifelhaft postkarbonischen Alters ist der südlichste Granitzug, da er den karbonischen Kalk, der die höchsten Ketten am Khan-Tengri bildet, nachweislich kontaktmetamorph umgewandelt hat.

Der Musart-Paß, an dem unser Profil beginnt, liegt nach Keidel genau in der nordöstlichen Streichrichtung der den Khan-Tengri tragenden Gebirgszüge. Hier wie dort

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

sind die höchsten Erhebungen aus kristallinischen Kalken und Dolomiten zusammengesetzt. Keidel ist daher der Ansicht, daß auch am Musart-Paß die Kalke karbonischen Alters sind, obwohl im größten Teile der Kalkzüge keine Fossilfunde vorliegen wegen der hochkristallinen Beschaffenheit dieser Sedimente.

Von Interesse für uns ist auch die Tatsache, daß die wahrscheinliche Fortsetzung des postkarbonischen Granites des obersten Bayum-kol-Tales sich ca. 15 km nördlich vom Musart-Paß findet. Das Massiv hat nach Keidels Schätzung — er hat im nördlichen Großen Musart-Tal nur flüchtige Beobachtungen machen können — eine Mächtigkeit von etwa 8 Kilometern. Der Granit ist, wie im oberen Bayum-kol-Tal, reich an Hornblende.

Vom Musart-Paß südwärts folgen wir der Expedition lange Zeit durch die obengenannten kristallinischen Kalke, in die sich stellenweise mächtige Lager und Gänge von Quarzporphyr einschalten, und die mehrfach mit typischen Hornfelsen und Glimmerfelsen wechsellagern.

Weiter nach Süden schließen sich mannigfaltige Bildungen an, fast alles echte Kontaktgesteine. In diesem Abschnitte treten einige kleinere Granitstöcke auf unter etwas eigentümlichen Verhältnissen, die weiter unten geschildert werden sollen.

Wir nähern uns nun dem granitischen Massive des südlichen Musart-Tals, das in seiner ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen ist. Gegen 30 Kilometer führt der Weg durch dieses Massiv, das allerdings, wie wir noch sehen werden, kein einheitliches ist.

Die südliche Kontaktzone ist verhältnismäßig schwach entwickelt. Der Grund ist nicht recht klar. Das Wahrscheinlichste ist wohl, daß die transgredierenden oberkarbonischen Sedimente, die gleich folgen, einen großen Teil der Schiefer bedecken. Möglicherweise ist auch eine Überschiebung daran Schuld, wie Keidel deren mehrere in anderen Teilen des südlichen Tian-Schan nachweisen konnte.

II. Petrographische Beschreibung der Gesteinstypen.

1. Der Granit.

Die gewaltige Granitmasse des südlichen Musart-Tals stellt, wie oben schon angedeutet wurde, kein einheitliches Massiv dar. Dieses ist vielmehr aus mindestens zwei durchaus verschiedenen Graniten zusammengesetzt, die wohl auch verschiedenes Alter haben.

Das größere, wahrscheinlich ältere Massiv besteht aus einem Granit, der in seiner normalen Ausbildung sehr grobkörnig ist und eine grauliche Farbe hat, welche durch den ungewöhnlich reich vorhandenen Quarz häufig einen bläulichen Ton erhält, oder durch grünlich-gelbe Flecken, die auf einen Gehalt an Epidot schließen lassen, mehr ins Grünliche neigt. Gegen die Ränder des Massivs beobachtet man beiderseits eine mehr und mehr hervortretende Parallelstruktur, womit gleichzeitig der Quarzgehalt abzunehmen scheint. Und in den äußersten Randzonen ist der im Kern völlig richtungslose Granit zu typischem Augengneis geworden mit zahlreichen Feldspataugen, die durchschnittlich 2—3 cm groß sind und von starken Lagen von Biotit umflasert werden.

Die zur mikroskopischen Untersuchung vorliegenden Gesteinsproben weisen eine granitische Struktur auf; im Kerne des Massivs ist sie richtungslos, zum Rande hin nimmt

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

der Glimmer eine parallele Orientierung an. Unter dem Mikroskop erweisen sich die Granite als ziemlich zersetzt und zertrümmert.

Drei Feldspäte sind in jedem Schliff zu beobachten: Orthoklas, Oligoklas-Andesin und Mikroklin. Während das Mengenverhältnis des Orthoklases zum Plagioklas annähernd konstant bleibt, variiert die Menge des Mikroklins ziemlich stark. Meistens bleibt er sehr hinter der Menge der übrigen Feldspäte zurück; in einem einzigen Falle fällt auf ihn der Hauptanteil.

Der Orthoklas und der Plagioklas sind durchweg ziemlich getrübt durch Serizitbildung und stellenweise auch durch größere oder kleinere Fetzen von Epidotmineralien und Chlorit. Der Mikroklin ist im Durchschnitt ziemlich frisch; nur hier und da bemerkt man auf den Rissen Kalkspatimprägnation. Im Mikroklin schwimmen Kristalle von Plagioklas und Orthoklas; bisweilen sind die letzteren perthitisch verwachsen.

Quarz bildet mit Mikroklin die letzte Ausfüllungsmasse ohne jegliche Andeutung einer Kristallform: er ist immer in geringerer Menge vorhanden als der Feldspat und stets mehr oder weniger zertrümmert und zeigt darum undulöse Auslöschung. Stellenweise ist er völlig zu Sand zermalmt und weist dort die charakteristische Mörtelstruktur auf.

Biotit ist durchweg in verhältnismäßig geringer Menge vertreten; er ist großtafelig ausgebildet und stellenweise ziemlich stark umgewandelt und zwar meist in Epidot und Zoisit: ferner in Titanmineralien: Titanit, Anatas und Titaneisen; Chloritbildung ist ziemlich untergeordnet.

Von den akzessorischen Gemengteilen sind zu nennen Orthit in größeren Körnern im Biotit eingewachsen, ferner einige vorzüglich ausgebildete Zirkonkriställchen und Apatit.

Turmalin kommt ganz vereinzelt in kleinen Nädelchen vor. Von den Erzen ist außer Titaneisen noch Eisenkies als Imprägnation auf den Spaltrissen vertreten. Mit seiner Zunahme läuft eine Zunahme der Zersetzung des ganzen Gesteins parallel.

Ganz abweichend ist der Granit, der sich an die nördliche Augengneiszone anschließt. Seine Ausdehnung beträgt noch gegen 10 Kilometer. Er zeigt eine ziemlich außergewöhnliche Ausbildung. Es ist ein weißes, aplitähnliches Gestein, das sehr arm ist an dunklen Bestandteilen. Feine Biotitlagen geben ihm ein schlieriges Aussehen. Die Unterschiede in Bezug auf Struktur und Zusammensetzung sind an den verschiedenen Stellen des Massivs nur gering. Doch ist eine Verschiedenheit dadurch gegeben, daß die Biotitlagen in den Randzonen eine schieferige Beschaffenheit bedingen, während der Biotit im Kern des Massivs mehr oder weniger richtungslos angeordnet ist.

Die mikroskopische Untersuchung bezieht sich auf vier Gesteinsproben. Auffallend ist sogleich die ausgesprochene granulitische Struktur, wie sie für die Zweiglimmergranite so charakteristisch ist. An einzelnen Stellen wird diese zur pegmatitischen Struktur.

An der Zusammensetzung beteiligen sich drei Feldspäte, Orthoklas, Mikroklin und Oligoklas (vereinzelt auch Oligoklas-Andesin) in annähernd gleichen Mengen.

Der Orthoklas ist durchweg frisch. Nur an wenigen Stellen zeigt er schwache Trübung durch Serizitbildung. Hier und da ist er perthitisch verwachsen mit Plagioklas. Seine Form ist ziemlich unregelmäßig. Der Mikroklin ist mit Quarz die letzte Ausfüllungsmasse. Quarz bildet gerade im Mikroklin mit Vorliebe gerundete Einschlüsse. Trübung

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

durch serizitische Mineralien ist selten. Im Gegensatz dazu ist der Oligoklas durchgehends ganz erfüllt von Serizit, wozu an einigen Stellen noch Epidot und Zoisit kommen.

Der Quarz tritt zuweilen in größeren unregelmäßigen Körnern und Fetzen auf. Meist erfüllt er in gerundeten Körnern die verschiedenen Feldspäte, besonders den Mikroklin, oder er ist mit diesen direkt verwachsen. Wo er selbständig auftritt, führt er als Einschlüsse Apatit- und Biotitkriställchen. Kataklase ist kaum nachweisbar.

Muskovit und Biotit sind nicht sehr häufig. Die Kristalle sind meist ziemlich groß. Der Muskovit ist stets frisch, während der Biotit oft zu Chlorit zersetzt ist. Die Chloritisierung kommt in den verschiedensten Abstufungen vor; indem sie auf den Spaltrissen beginnt, wandelt sie nach und nach den ganzen Biotit um. Den Chlorit begleiten stellenweise Epidot, Klinozoisit und Titaneisen mit Titanit und Anatas, die darum sicher als Nebenprodukte der Chloritbildung anzusehen sind.

Als akzessorische Mineralien sind nur Apatit und sehr wenig Zirkon zu nennen.

Innerhalb des Massives treten einige lamprophyrische Gänge auf, und ebenso setzt sich der Nordrand des Massivs aus einer verhältnismäßig mächtigen Lamprophyrzone zusammen. Betrachten wir zunächst das Gestein, das die Gänge bildet.

Es ist von grünlicher bis schwarzer Farbe und ziemlich feinkörniger Ausbildung. Auf den unregelmäßigen Bruchflächen nimmt man recht viel Biotit wahr. Dieser tritt aber im Dünnschliff stark zurück gegenüber der gemeinen Hornblende, die einen bedeutenden Bestandteil bildet. Der Feldspat ist zum geringeren Teil Orthoklas. Der Plagioklas ließ sich infolge des Mangels geeigneter Schnitte nur schwer bestimmen. Der Lichtbrechung nach steht er zwischen Andesin und Labrador. Er ist in der Regel frisch. Nur an verhältnismäßig wenigen Stellen zeigt er Zersetzung zu Serizit und Epidotmineralien. Auch enthält er oft Einschlüsse von Apatitkriställchen. Quarz ist fast gar nicht vorhanden. Anataskörner, die ein Eisenerz begleiten, charakterisieren dieses als Titaneisen. Auffallend ist der bedeutende Gehalt an Titanit in großen meist unregelmäßigen Fetzen.

Das Gestein der Randzone ist von dem der Gänge durchaus verschieden. Es ist plattig bis schieferig ausgebildet und zeigt schwarze bis bräunliche Farbe, die vom hohen Biotitgehalt herrührt.

Im Dünnschliff erscheint die Struktur als richtungslos körnig. Der Biotit erfüllt in mittelgroßen Blättchen das Gestein ohne bestimmte Anordnung. Vereinzelt ist er chloritisiert. Der Feldspat ist Orthoklas und Labrador, beide sind stark zersetzt. Häufig bemerkt man hier Einschlüsse von Biotitkriställchen und zahlreichen kleinen, gerundeten Quarzkörnern. Als Zersetzungsprodukt sind neben Chlorit und Serizit noch Anatas und Rutil zu nennen, sowie etwas Kalkspat, der einige Risse ausfüllt.

2. Die südliche Kontaktzone.

Die schwache Entwickelung der südlichen Kontaktzone wurde oben schon erwähnt und auch der wahrscheinliche Grund dafür angegeben. Wir gehen daher sogleich über zur Beschreibung der Gesteine, welche diese Zone zusammensetzen.

Unmittelbar am Granitkontakt steht ein gneisartiges Gestein an mit reichem Glimmergehalt. Die Übereinstimmung mit den „Gneisen" des Wechselgebirges in

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Niederösterreich geht bis zur völligen Gleichheit. Da an den höchsten Stellen des Wechselgebirges granitische Injektionen nachweisbar sind, so ist es klar, daß hier eine Vermengung des granitischen mit dem sedimentären Material stattgefunden hat. Es sind vom Granit resorbierte Schiefer, die den Granitlakkolithen überlagern. Ganz dasselbe Gestein finden wir im südlichen Musart-Tal unmittelbar am Granitkontakt. Somit kann bezüglich der Natur dieses Gesteines kaum mehr ein Zweifel vorhanden sein.

Die mikroskopische Untersuchung bestätigt die Gleichheit vollkommen. Das Gestein wird von breiten Bändern von Muskovit und Chlorit, mannigfach gewunden, verbogen und gestaut, durchzogen. Man beobachtet hier stellenweise Andeutung von helizitischer Struktur. In diesen Bändern findet sich besonders reichlich Epidot. Die Grundmasse besteht aus Feldspat und Quarz, wobei der Feldspat den Quarz überwiegt. Beide durchdringen sich ziemlich regellos. Gewöhnlich bildet der Quarz Einschlüsse im Feldspat, die zuweilen helizitisch angeordnet sind. Hin und wieder stellt sich auch echte Pflasterstruktur ein. Der Feldspat gibt sich als Albit zu erkennen, der vereinzelt zonar umgeben ist von Oligoklas. Er ist ganz erfüllt mit Einschlüssen von Chlorit und Muskovit in kleinen Kristallen, sowie von Orthit, Epidot und Zoisit in unregelmäßigen Körnern. Außerdem findet sich noch etwas Rutil und Titaneisen, das entweder getrübt ist durch Leukoxenbildung, oder einen Rand von Titanit oder Anatas aufweist.

Weiter südlich verliert das Gestein seinen hohen Glimmergehalt. Der Glimmer bildet nur mehr feine Blättchen in dem vorherrschend aus Quarz und Feldspat bestehenden Gestein. Die parallel gelagerten Glimmerlamellen bedingen eine deutliche Schieferung. Allmählich geht auch der Feldspat verloren und es entwickeln sich typische Glimmerschiefer mit starken Quarzlagen und aushaltenden Membranen von Muskovit.

Das mikroskopische Bild weicht insofern von dem des ersten Gneises ab, als die breiten, gewundenen Lagen von Glimmer mehr verschwinden. Diese bilden nur mehr Schnüre im Gestein. Auffallend ist hier die an mehreren Stellen zu beobachtende parallele Verwachsung des Glimmers mit blauem Turmalin, der durch die stärkere Absorption senkrecht zur Hauptzone deutlich hervortritt. Quarz und Feldspat verhalten sich stellenweise noch genau wie im vorigen Gestein. Der Feldspat zeigt reichlich Einschlüsse von Glimmerkriställchen. Gewöhnlich herrscht die Pflasterstruktur vor, die öfters recht deutlich wird. Hier und da sind die Quarzkörner fest verzahnt, ohne daß man aber erhebliche Druckwirkungen wahrnimmt, denn sie zeigen weder Sprünge noch undulöse Auslöschung. Chlorit und Epidotmineralien treten sehr in den Hintergrund. Wenig Titaneisen erkennt man an der Leukoxenbildung. Bemerkenswert ist noch der Graphit, der in feinen Schüppchen an einzelnen Stellen in nicht unbedeutenden Mengen auftritt.

In ganz normaler Weise folgen auf die Glimmerschiefer Gesteine von phyllitähnlichem und schließlich ganz grauwackenartigem Habitus. Sie haben graue Farbe, deutliche Schieferung und zeigen eine doppelte Fältelung. Sie werden wahrscheinlich transgredierend von den nicht umgewandelten oberkarbonischen Sedimenten überlagert.

Von Einlagerungen in dieser normalen Serie kontaktmetamorpher „kristallinischer Schiefer" sind besonders zu erwähnen Lagen von dunklen nicht sehr deutlich schieferigen Grünschiefern, sowie ein ziemlich mächtiger Granitgang.

Unter dem Mikroskop zeigt es sich, daß der Grünschiefer zum allergrößten Teil aus gemeiner Hornblende besteht, deren Individuen entweder wirr durcheinanderliegen, oder

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

sich zu strahligen Aggregaten vereinigen. Die Ausfüllung bildet hauptsächlich Feldspat, während Quarz nur sehr weuig vorhanden ist. Bedeutend ist der Gehalt an Titanit. Er tritt in großen, prächtig lamellierten Körnern auf, die hier und da Einschlüsse von Rutil aufweisen. Dazu kommen noch geringere Mengen von Anatas, Chlorit, Granat, Epidot, Zoisit und Klinozoisit.

Das Gestein des Eruptivganges ist nach den untersuchteu Proben etwas wechselnd. Bald ist es gröber, bald feinkörniger, richtungslos oder schlierig, heller oder dunkler.

Die zur mikroskopischen Untersuchung vorliegenden Proben weisen sämtlich eine richtungslos körnige granitische Struktur auf. Alle sind ziemlich stark kataklastisch und mehr oder weniger zersetzt.

Es sind besonders zwei Feldspäte, die sich am Aufbau des Gesteins beteiligen: der Orthoklas und der Oligoklas-Andesiu; beide sind in ungefähr gleichen Mengen vertreten. Den Mikroklin trifft man nur ganz untergeordnet an. Die Trübung sowohl des Orthoklases als auch des Plagioklases tritt nur stellenweise stärker hervor und wird verursacht durch Serizitbildung und Fetzen von Epidot und Zoisit. Perthitische Verwachsung zwischen Orthoklas und Plagioklas ist ganz uutergeordnet vorhanden. Ruudliche Plagioklaskörner sind von wurmförmigem Quarz („quartz vermiculé") durchwachsen. Sowohl der Orthoklas als der Plagioklas zeigen in der Regel Zonarstruktur. Der nur in winzigeu Mengen vertretene Mikroklin ist äußerst frisch.

Der Quarz tritt in ganz unregelmäßigen Lappen auf; die Mengenverhältnisse wechseln ziemlich stark; stellenweise ist er in geringer Menge vorhauden und an auderen Stellen sehr massenhaft. Die Kataklase ist ziemlich bedeutend. Größere Quarzindividuen umschließen öfter Feldspat, Glimmer und Hornblende.

Biotit und grüne Hornblende sind ziemlich stark und in gleichen Mengen vertreten, beide Mineralien sind lokal zum Teil umgewandelt in Chlorit, Epidot, Zoisit und Titanit unter Ausscheidung von Titaneisen. Orthit ist nur in ganz geringer Menge zu beobachten. Man trifft auch Epidot und Zoisit und Titanit (iu der charakteristischen Briefkouvertform au), die sicher keine Zersetzungsprodukte sind. Apatit und Zirkon sind ziemlich spärlich vertreten.

Schwefelkiesimprägnation findet sich dort besonders stark, wo die Zersetzung am meisten vorgeschritten ist.

3. Die nördliche Kontaktzone.

Da die nördliche Kontaktzone eine ungemein bedeutende Ausdehnung hat und die mannigfaltigsten Bildungen in sich begreift, so muß man sich nach eiuer zweckmäßigen Gruppierung umsehen, um den Überblick nicht zu verlieren. Durch die petrographische Beschaffenheit ist schon eiue natürliche Zweiteilung gegeben. Vom nördlichen Rande des Granitmassivs bis zur Mündung des Seitentales Turpal-tsche liegt eine umfangreiche und wechselvolle Serie der verschiedensteu kristallinischen Gesteine vor, in denen wohl alle Arten von Sedimenten, vom Konglomerat bis zum Tonschiefer und Kalkstein vertreten sind. In diesen treten auch an mehreren Stellen Eruptivgesteine auf. Vom Turpal-tsche-Tal an herrschen marmorisierte Kalke vor mit untergeordneten Einlagerungen von Hornfelsen und hornfelsähnlichen Bildungen, sowie mit stark hervortretenden Gängen und Lagern von Quarzporphyr. Gehen wir nun über zur Beschreibung des ersten Abschnittes.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

a) Die Gesteine vom Granitkontakt bis zum zentralen Marmormassiv.

Im ersten Abschnitte wurde noch die zweifellos zum Granit gehörige lamprophyrische Randzone besprochen. An sie schließt sich eine Reihe durch Struktur, mineralogische Zusammensetzung und äußere Erscheinungsform voneinander weit abweichender Gesteine an. von welchen nur in den Grundzügen eine Feststelluug der Reihenfolge möglich ist bei der außerordentlichen Mächtigkeit, welche dieser Komplex besitzt. Wegen der ausgedehnten Entwickelung von Hornfelsen kann man sie zusammenfassend als die Zone der Hornfelse bezeichnen, obwohl ihre mannigfachen Einlagerungen öfter eine recht große Bedeutung erreichen.

Vor allem muß eine kleinere Partie aus der Hauptmasse ausgeschieden werden, welche zu beiden Seiten des Kone-Chailik-Tals, das etwas nördlich von Chailik-Mabuse abzweigt, ansteht und sich durch höchst eigentümliche Beschaffenheit auszeichnet. Diese Serie beginnt nach einer schmalen Zone hornfelsartiger Gesteine, die das Granitmassiv umgeben. mit einem normalkörnigen, rötlichen Granit, der gegen das erwähnte Nebental unter die Moräne untertaucht. Die mikroskopische Übereinstimmung mit dem granulitischen Granit ist nicht sehr groß; doch beobachtet man auch hier, wenigstens stellenweise, die granulitische Struktur, sowie pegmatitische Verwachsung von Quarz und Orthoklas. Der Orthoklas erscheint in ziemlich großen Kristallen, in die Plagioklas, Quarz und Biotit eingewachsen sind. Der Plagioklas ist ein Oligoklas. Beide Feldspäte sind stark zersetzt und getrübt durch Serizit und Kalkspat. Der Quarz ist oft sehr stark zertrümmert. Der Biotit ist zum großen Teil in Chlorit umgewandelt. Titaneisen begleitet häufig den Biotit. Muskovit tritt nur in untergeordneten Mengen auf. Der Apatit ist meist farblos, vereinzelt auch zonar gefärbt. Der Zirkon zeigt gut ausgebildete Kristalle. Dazu kommen noch Rutil und Anatas, wahrscheinlich entstanden bei der Zersetzung des Biotites.

Möglicherweise ist dieser Granit eine Apophyse des granulitischen Massivs. Der Erhaltungszustand ist allerdings sehr verschieden; denn während der Granit im Massiv sehr wenig Kataklaserscheinungen aufweist und ziemlich frisch ist, ist hier der Granit stark zersetzt und zertrümmert.

Wenn man die von Moränen bedeckten Gehänge des genannten Seitentales überschritten hat (Fig. 1), so kommt man an vollständig dichte Dolomite von graulicher Farbe und dem normalen Habitus gewöhnlicher Sedimente. Daß das Gestein trotz dieses äußeren

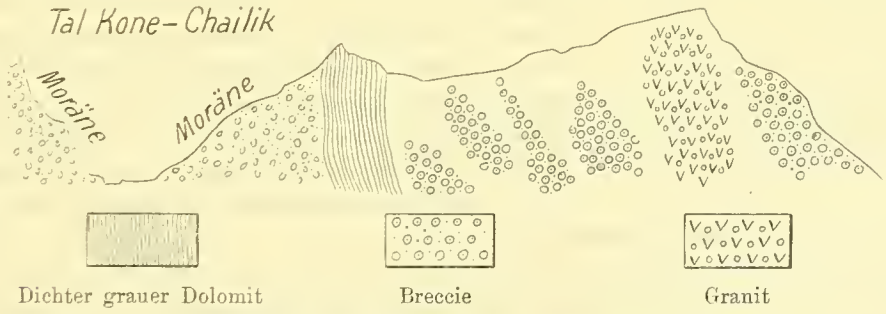


Fig. 1. Profil durch das Kone-Chailik-Tal nördlich von Chailik-Mabuse.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Habitus, der auch bei der mikroskopischen Untersuchung gleichbleibend entgegentritt, ein echtes Kontaktgestein darstellt, das beweist die Erscheinung, daß es stellenweise direkt gebändert ist durch zweifellose Granitlagen von normaler Struktur und verhältnismäßig grober Ausbildung.

Im Dünnschliff ist, wie schon bemerkt, nirgends eine Änderung der Struktur des Dolomites, selbst direkt am Kontakt mit den Granitlagen, zu erkennen, nur daß hin und wieder einzelne Feldspäte des letzteren im Dolomite schwimmen und der Granit selbst von Karbonaten ganz durchsetzt ist. Der Granit hat ziemlich normale Zusammensetzung und Struktur und enthält sowohl Biotit als Muskovit. Bemerkenswert sind gefärbte, zonar struierte Prismen von Apatit, kleine Fetzen von Turmalin und namentlich ein hoher Gehalt an Schwefelkies, der sich besonders in der Nähe der Granitadern anhäuft.

Derartige Bildungen innerhalb von stark umkristallisierten Gesteinsserien erscheinen auf den ersten Blick immerhin recht merkwürdig. Die hier hervortretende Bildung ist aber keineswegs vereinzelt. Vor allem mag darauf hingewiesen werden, daß die Randzone der sogenannten Kalkkeile im Berner Oberland in zahlreichen Fällen durchaus übereinstimmende Beschaffenheit aufweisen. Im südlichen Musart-Tale aber geben uns die Einlagerungen von echt granitischer Natur den absoluten Beweis dafür, daß diese Bildungen den Wirkungen der kontaktmetamorphen Prozesse des Granits ausgesetzt gewesen sein müssen. Wie man sich im Einzelnen die dabei in Betracht kommenden Vorgänge denken soll, kann hier nicht eingehend abgeleitet werden. Es mag genügen, zu bemerken, daß die Beobachtung mit Sicherheit darauf hinweist, daß lokal selbst in den inneren Kontaktzonen noch die Karbonatgesteine, die doch so leicht kristallinische Struktur annehmen, durch eine Metamorphose zu Dolomit werden und durch eine diese häufig begleitende, untergeordnete Verkieselung vor weiterer Umwandlung bewahrt bleiben.

An den Granit schließt sich eine eigentümliche Breccie an. In einem meist dunkelgrauen bis schwärzlichen Zement umschließt sie sehr verschiedenartige Gesteinsbruchstücke und umhüllt wiederum einen Putzen von rötlichem Granit. Die einzelnen Gesteinsfragmente, welche mehr oder weniger gerundet und durchschnittlich 3—4 cm groß sind, bestehen aus Hornfels, Gneis, Glimmerschiefer u. s. w. Selbst der rötliche Granit, der den Putzen bildet, ist darunter vertreten. Noch merkwürdiger wird das Gebilde durch echte aplitische Injektionsadern, sowie durch die Erscheinung, daß die Breccie stellenweise im Granit zu schwimmen scheint. Dieser zeigt mikroskopisch eine weitgehende Zertrümmerung. Quarz und Feldspat sind zerdrückt, der Biotit meist zersetzt und mehr oder weniger verbogen und gestaut. Die granulitische Struktur, die offenbar vorhanden war, ist nur mehr in Andeutung zu erkennen. Ein Zweifel, daß hier eine dem Glauch von Nagyág analoge Reibungsbreccie vorliegt, könnte bei der petrographischen Beschaffenheit dieser Bildung kaum aufkommen, wenn sie nicht weiter nach Norden zu in eine arkoseähnliche Bildung von rötlicher Farbe übergehen würde, welche aus mannigfaltigen Mineralien und Mineralbruchstücken in einem Kalkspatzement bestehend, eigentlich sedimentären Charakter an sich trägt. Eine Einwirkung kontaktmetamorpher Agentien läßt sich an dieser nicht mit Sicherheit erkennen.

Den größten Teil der im Obigen abgegrenzten Zone bis zum Tale Turpal-tsche bilden eigentliche Kontaktgesteine: echte Hornfelse, Glimmerschiefer, Knotenschiefer und gneisähnliche Gebilde, hin und wieder mit granitischen Intrusionen. Der Charakter dieser

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Gesteine, von recht wechselnder Beschaffenheit, soll kurz skizziert werden. Beginnen wir mit der Beschreibung der Hornfelse.

α) Die Hornfelse.

Der Habitus der ursprünglichen Sedimente kommt in den mannigfaltigen Hornfelsbildungen meist recht gut zum Ausdruck. Da tritt uns zunächst ein Gestein entgegen von grauer bis schwarzer Farbe und unregelmäßigem Bruch. Es ist sehr kompakt mit etwas rauher Oberfläche. An verschiedenen Stellen treten deutliche Einschlüsse hervor, die man noch besser im Dünnschliff erkennt. Diese Einschlüsse sind bald eckige Quarzkörner, bald gerundete Gerölle von Glimmerschiefer und ähnlichen Gesteinen.

Unter dem Mikroskop besteht die Grundmasse aus einem Aggregat von feinen Quarzkörnern und Feldspat. Um diese legt sich eine Masse von feinschuppigem Biotit und wenig Muskovit. Hier finden sich massenhaft Nadeln von Turmalin, ferner etwas Titanit, Anatas, Apatit und Rutil. Letzteres Mineral tritt in bedeutenden Mengen und recht großen Körnern und Zwillingskristallen in dem Glimmerschiefereinschluß auf. Wir haben es hier offenbar mit einem konglomeratischen Sandstein zu tun, bei dem das tonige Bindemittel durch die Kontaktmetamorphose umkristallisiert wurde. Darüber läßt die mikroskopische Untersuchung keinen Zweifel.

Damit verwandt ist ein anderer Hornfels von schwarzer Farbe und rauhen Bruchflächen, auf denen man feine Biotitblättchen sieht.

Das mikroskopische Bild ist dem des vorigen Gesteins völlig gleich, nur daß die Einschlüsse von Geröllen fehlen. Zu dem Mineralbestand kommt noch etwas Kalkspat, Epidot, Klinozoisit und Titaneisen. Auch diesen Hornfels erkennt man deutlich im Mikroskop als kontaktmetamorph umgewandelten Sandstein.

Allmählich nimmt der Gehalt an Biotit ab, wobei die Quarz- und Feldspatkörner sich enger aneinanderschließen. Das hierher gehörige Gestein ist schwarz, feinkörnig, ziemlich hart und wenig geschichtet. Auf den Schichtfugen befinden sich Quarzinjektionen, in denen man mit der Lupe deutlich pechglänzende Körner und Prismen von Orthit wahrnimmt. Auf den Bruchflächen beobachtet man wenig roten Granat, der im Schliff sich kaum nachweisen ließ.

Quarz erkennt man im Dünnschliff als Hauptgemengteil. Er ist sehr feinkörnig, während er in den Injektionsadern recht grob ausgebildet ist. Hier sind die einzelnen Körner stark verzahnt und die Kataklase geht oft bis zur Mörtelstruktur. Neben dem Quarz bemerkt man auch etwas Albit. Biotit und Muskovit sind nicht sehr häufig. Ein verrostetes Karbonat wird Braunspat sein. Apatit bildet größere und kleinere Kristalle, Turmalin eine Reihe größerer blauer Fetzen.

Zwei Proben von quarzitischen Hornfels stellen den ursprünglich ziemlich reinen Quarzsandstein dar. Beides sind schmutzig-rötliche bis gelblich-braune Gesteine, die man makroskopisch schon als Sandsteine erkennt. Die eine Probe ist gebändert durch hellere Partien, die andere durch biotitreichere Lagen.

Beide Gesteine zeigen unter dem Mikroskop typische Pflasterstruktur. Sie bestehen zum größten Teil aus Quarzkörnern. In dem durch hellere Partien gebändertem Gestein kommt dazu noch ziemlich viel Kalkspat. Die feinen Biotitblättchen, die in nicht sehr bedeutenden Mengen vorkommen, durchsetzen hier in paralleler Anordnung die Quarz-

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

körner, während sie in dem anderen Gestein senkrecht zur Bänderung stehen. Im übrigen sind die Gesteine arm an Mineralien. Es sind wenig Muskovit, Hornblendefetzen, Chloritoid, Titanit, Anatas, Rutil, Schwefelkies und Turmalin.

Stellenweise werden diese Hornfelse sehr graphitreich; der Graphitgehalt wird in einer Probe so bedeutend, daß das Gestein ein fast kohliges Aussehen bekommt. Auf den undeutlichen Schieferungsflächen nimmt man gelbe Flecken von Nontronit wahr, sowie feine, aber aushaltende weiße Schnüre mit Feldspat.

Der Dünnschliff ist an den meisten Stellen wegen des Graphites ganz undurchsichtig. Das Gestein besteht zumeist aus Quarz und Feldspat, die sich ziemlich unregelmäßig durchdringen und öfters durcheinander geknetet erscheinen. Größere Quarzkörner zeigen starke Druckwirkungen. Der Feldspat ist oft umgewandelt zu Serizit und Nontronit, der die makroskopisch zu beobachtenden gelben Flecken bildet. Von sonstigen Mineralien sind zu nennen außerordentlich viel Rutil und Turmalin in gut ausgebildeten, größeren Prismen, die senkrecht zur Schieferung stehen.

An mehreren Stellen endlich treten Kalksilikathornfelse auf von schwärzlicher Farbe und meist plattiger Absonderung. Die im Dünnschliff untersuchte Probe ist gebändert durch helle Partien von mittelkörnigem Kalk. An den dunklen Stellen des Gesteins ist der Kalkspat, der auch hier den Hauptbestandteil bildet, feinkörnig bis undeutlich kristallinisch. Er ist stark erfüllt von Graphit, der meist in feinen Schüppchen, vereinzelt auch in breiten Bändern auftritt. Hier bemerkt man sehr kleine, radialstrahlig angeordnete Individuen eines Minerals, das höchst wahrscheinlich der Chloritgruppe angehört. An der Grenze zwischen den grobkörnigen und den feinkörnigen Partien zieht eine Schicht von feinem Quarz und Feldspat durch, die ebenfalls erfüllt ist von Graphit.

Anschließend hieran wäre noch ein sedimentärer Gneis zu erwähnen, ein graues Gestein von gneisähnlichem Habitus und schwacher Schieferung, stellenweise mit Injektionsadern von Quarz.

Quarz bildet unter dem Mikroskop den Hauptbestandteil. Er wird begleitet von ziemlich viel Albit, hin und wieder auch von Mikroklin. Kalkspat ist ebenfalls sehr häufig. Biotit erscheint bald in größeren, gut ausgebildeten Blättchen, bald in skelettartigen Kristallen. Hornblende bildet unregelmäßige, oft durchlöcherte Fetzen. Außerdem findet sich Apatit in großen prismatischen Körnern, ziemlich viel Titanit in großen Lappen, oft einen Rand um Titaneisen bildend, Schwefelkies, häufig verrostet, und wenige, aber große Individuen von blauem Turmalin.

β) Glimmerschiefer und Phyllit.

Gegenüber der großen Entwickelung der Hornfelse treten die übrigen Kontaktgesteine sehr in den Hintergrund. Was zunächst die Glimmerschiefer betrifft, so sind sie typisch nur an einer Stelle nahe am Kontakt entwickelt. Sie zeichnen sich aus durch einen ziemlichen Gehalt an Biotit, wodurch das Gestein schwach bronzefarben aussieht; diese Biotitschiefer, meist ohne Quarzlagen, gehen in echten Biotitfels über. In noch geringerem Maße sind Phyllite entwickelt, die kaum jemals typisch auftreten. Untergeordnet trifft man auch Knotenschiefer, von denen drei Proben vorliegen. Die eine ist ein phyllitähnliches, schieferiges Gestein mit sehr feinen Granatknötchen. Größer werden die Knoten in einer weiteren Probe. Es ist ein Glimmerfels von fast hornfelsartigem Habitus.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Unter dem Mikroskop beobachtet man viel Muskovit und etwas weniger Biotit als vorherrschende Gemengteile. Der Muskovit durchzieht das Gestein gewöhnlich in gewundenen Lagen. Der Biotit ist in der Regel feinschuppiger und häufig zu verfilzten Aggregaten vereinigt. Oft ist er in Chlorit umgewandelt. Zwischen den Glimmerlamellen findet sich Quarz, manchmal in größeren Individuen. Untergeordnet wird er von Feldspat begleitet, der starke Trübung zeigt. Roter Granat ist es, der die Knoten bildet. Er ist manchmal durchwachsen von Quarz und Glimmer. Dazu ist er erfüllt von Graphitstaub, der auch reichlich über das ganze Gestein verteilt ist. Apatit und Turmalin sind nicht gerade häufig. Außer einem Eisenerz, das in recht feinen Körnern vorkommt und einigen größeren Fetzen von Schwefelkies beobachtet man noch vereinzelt Rutilkörner.

Recht große Knoten von etwas eigentümlicher Beschaffenheit zeigt eine dritte Gesteinsprobe. Das Gestein hat phyllitartiges Aussehen, ist grau und seidenglänzend. Auf den Schichtflächen befinden sich ungefähr zentimetergroße Knoten, die vorherrschend aus Glimmer bestehen.

Unter dem Mikroskop bemerkt man in den Knoten nur eine Anreicherung des glimmerartigen Minerals, das zum größten Teil Chlorit ist. Auch hier ist, wie im ganzen Gestein, der Chlorit umgeben von einer feinkörnigen Masse von Quarz, Feldspat, Biotit und etwas Muskovit. Vereinzelt nimmt man in den Knoten auch Granat wahr. Turmalin ist sehr reichlich vertreten. Ferner findet sich etwas Apatit und Zirkon. Über das ganze Gestein verteilen sich einerseits runde Körner, wahrscheinlich von Magnetit, andererseits ein feiner Staub von Graphit.

Als Einlagerungen in diesen zweifellosen Kontaktgesteinen trifft man eine Reihe abweichender, teils eruptiver, teils sedimentärer Gesteine. Von letzteren ist hauptsächlich eine im Profil gezeichnete mächtige Partie von Konglomeraten zu erwähnen, nach Keidels Angaben von grober Beschaffenheit mit violetter Grundmasse, von dem kein Material zur Untersuchung vorlag. Dagegen konnten wir zwei Proben von Quarzporphyr untersuchen, die den Hornfelsen bei Chailik-Mabuse eingelagert sind. Die eine Probe zeigt ein lichtes Gestein mit feinkörniger Grundmasse und zahlreichen Feldspateinsprenglingen. Das andere ist etwas bräunlich und durch Biotitmembranen etwas schieferig. Das mikroskopische Bild der ersteren zeigt zahlreiche, ziemlich gut umgrenzte Individuen von Orthoklas und Plagioklas, von welchen der letztere häufig serizitisiert ist. Dazwischen finden sich entweder Anhäufungen von Quarz oder eine aus Quarz und Feldspat bestehende Grundmasse in regellosen Körnern. Die übrigen Mineralien sind die gewöhnlichen. Oft macht sich eine Imprägnation von Karbonaten bemerkbar, und auch Schwefelkies ist in nicht geringer Menge vorhanden. Von ihm unterscheidet sich der andere Quarzporphyr nur durch den höheren Gehalt an Biotit.

In den oberen Teilen dieses Abschnittes werden die Hornfelse an mehreren Stellen durch Grünschiefer ersetzt, die zweifellos kontaktmetamorph umgewandelte basische Eruptivgesteine darstellen. Drei Proben wurden genauer untersucht.

Die erste Probe ist ein grünes, recht feinkörniges Gestein mit schwacher Schieferung. Auf einigen Flächen sieht man 1—3 cm lange Hornblendekristalle. Im Dünnschliff erkennt man als Hauptgemengteil Hornblende. Es ist die gemeine Hornblende, die aber etwas abweichende Färbung hat mit einem Stich ins Violette, was auf einen Gehalt an Titan schließen läßt. Die einzelnen Individuen liegen regellos nach allen Richtungen durcheinander.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Die Zwischenräume füllen Quarz und Feldspat aus. Letzterer ist der Hauptsache nach Andesin, während vereinzelt auch Oligoklas-Andesin beobachtet wurde. Ein Eisenerz, das in zahlreichen zum Teil skelettartigen Körnern auftritt, läßt sich nicht näher bestimmen, da es durchaus frisch ist. Es kann sowohl Eisenglanz als auch Titaneisen sein.

Eine zweite Probe ist etwas dunkler und durchsetzt durch Bänder von grobkörnigem Kalkspat. Die Hornblende ist auch hier der Hauptgemengteil in derselben Ausbildung. Der Quarzgehalt ist etwas größer als in der vorigen Probe. Der Feldspat wechselt wieder zwischen Andesin und Oligoklas-Andesin. Wo der Kalkspat vorherrscht, ist er grobkörnig ausgebildet. Besonders in der Nähe der kalkreicheren Partien, zum Teil auch von diesen eingeschlossen, treten Epidot und Klinozoisit auf. Apatit findet man in großen Basisschnitten, sowie in kleinen Prismen. Titanit läßt sich in ziemlichen Mengen und großen Körnern nachweisen.

Die dritte Probe endlich unterscheidet sich von den vorigen durch einen bedeutenden Gehalt an Biotit, der stellenwese ganze Lagen im Gestein bildet. Mikroskopisch stimmt dieses vollständig nach Struktur und Mineralbestand mit der ersten Probe überein, nur tritt etwas Braunspat auf, der teilweise verrostet ist.

Anschließend wäre noch ein eigenartiger Serpentin zu erwähnen, der in Blöcken etwas nördlich von Chailik-Mabuse gefunden wurde. Das Gestein besteht aus dichten, schwärzlichen Serpentinbrocken, die von einem schuppigen, talkähnlichen Aggregate wie eine Breccie durchsetzt werden.

Die wenig mächtige Kalkeinlagerung dieses Abschnittes stimmt mit den entsprechenden Vorkommnissen der folgenden Zone vollständig überein.

b) Das zentrale Marmormassiv.

Dieser Abschnitt zeichnet sich vor dem besprochenen besonders dadurch aus, daß er zum allergrößten Teil aus kristallinischen Kalken und Dolomiten besteht. Von der Ausdehnung dieser Sedimente kann man sich einen Begriff machen, wenn man bedenkt, daß die Kalkzone mit dem Ende des Profils nicht abschließt, sondern sich den Gletscher entlang etwa 18 km bis zum Paß und noch darüber hinaus, andernteils ebenso weit nach Westen erstreckt. Der Hauptsache nach haben wir einen weißen Kalk vor uns, der bald gröber, bald feiner körnig ausgebildet ist. Die dolomitischen Partien zeichnen sich, wie immer, durch besonders feinkörnige Beschaffenheit aus. Auch der graue Kalk mit großen Tremolitkristallen, der immer wieder mit den weißen Kalken wechsellagert, ist sehr feinkörnig. Unter den weißen Marmoren finden sich so reine, durchscheinende Muster, daß sie den Vergleich mit denen von Laas oder Pentelikon wohl aushalten können. Durch den Wechsel der grauen und weißen Kalke tritt das Maß der Knetung und Verbiegung, wie sie die Granitintrusion im Gefolge hatte, deutlich hervor. (Figur 3, Tafel I.)

Mit den Kalken wechsellagern Hornfelse und hornfelsähnliche Bildungen, deren verschiedene Vorkommnisse wir hier näher betrachten wollen. Südlich von Tamga-tasch, wo die Kalke besonders stark gekuetet sind, ist es ein biotitreicher Hornfels, der sich in diese einschaltet. Es ist ein dunkles, grobschieferiges Gestein mit schwachem Bronzeglanz und splittrigem Bruch. Eine Bänderung durch hellere und dunklere Partien ist makroskopisch zu beobachten. Mikroskopisch erkennt man, daß das Gestein zumeist aus Biotit besteht, dessen Gehalt in den einzelnen Lagen wechselt. Die Zwischenräume zwischen den

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Biotitblättchen füllen Quarz und Kalkspat aus, beide sehr feinkörnig ausgebildet. Graphit durchzieht das Gestein in breiten Bändern parallel zur Schieferung. Sonst beobachtet man noch wenig Apatit, Titanit, Chloritoid und Schwefelkies, der meist verrostet ist.

Aus dem Gebiete nördlich von Tamga-tasch wurden vier Hornfelse genauer untersucht. Der erste findet sich unterhalb der Moräne. Das Gestein ist grau bis schwarz, ziemlich kompakt und wenig schieferig. Hier und da stellen sich Quarzinjektionen ein. Die mikroskopische Untersuchung ergibt eine feine Grundmasse, die hauptsächlich aus Quarz, vielleicht auch zum Teil aus Feldspat besteht, und die ganz erfüllt ist von feinen Biotitblättchen. Kalkspat, der in geringeren Mengen, aber größeren Körnern auftritt, ist auf das ganze Gestein verteilt. Er findet sich auch in den Quarzadern und ist hier grobkörnig und mannigfach verzahnt. Die übrigen Mineralien sind einzelne größere Körner von Mikroklin, viel blauer Turmalin in großen Individuen, Chloritoid in ziemlich großen unregelmäßigen Kristallen und gut ausgebildete Prismen von Zirkon.

Die übrigen Hornfelse stehen an den Seitenwänden des Gletschers an. Es sind schwarze, nicht allzu harte Gesteine. Zwei von ihnen, die eine schwache Schieferung aufweisen, enthalten Injektionsadern von Quarz. Die mikroskopische Betrachtung gibt folgendes Bild. Das am meisten kompakte Gestein zeigt eine feinkörnige Grundmasse mit Pflasterstruktur und besteht aus Quarz und Feldspat. In dieser Grundmasse schwimmen ziemlich gleichmäßig verteilt feine Blättchen von Biotit. Ebenso gleichmäßig verteilt finden sich feine Körner von Titaneisen, die sich durch Leukoxenbildung zu erkennen geben. Dazu kommen noch kleine Körner von Anatas und gut ausgebildete Kristalle von Apatit. Als größere Einsprenglinge wären zu nennen Tafeln von Biotit und Muskovit, Quarzkörner und zum Teil schwarz umgrenzte Kristalle von Oligoklas-Andesin.

Der folgende, etwas schieferige Hornfels wurde in zwei Schliffen untersucht, von denen der eine annähernd parallel, der andere ziemlich senkrecht zur Schieferung liegt. Im Schliff parallel zur Schieferung beobachtet man ein ziemlich gleichmäßig körniges Aggregat von Kalkspat und Quarz. Biotit bildet kleine, unregelmäßige Blättchen. Der Graphit, der sich im ganzen Gestein findet, hält sich besonders an die biotitreicheren Partien. Muskovit ist wenig vorhanden, ebenso Turmalin. In dem zur Schieferung senkrechten Schliff tritt der Turmalin bedeutender hervor. Hier beobachtet man auch viel Chloritoid, der im anderen Schliff nicht zu finden war, sowie gemeine Hornblende in etwas eigentümlicher Ausbildung, meist in schlecht begrenzten, durchlöcherten Kristallen.

Die letzte Probe endlich enthält wieder Quarzinjektionen auf den Schichtflächen und Rissen. Unter dem Mikroskop beobachtet man eine feinkörnige Grundmasse, vorherrschend aus Quarz bestehend, in die viel Biotit in feinen Blättchen richtungslos eingestreut ist. Die Injektionsadern von Quarz enthalten auch etwas Muskovit. Im übrigen finden sich noch Einsprenglinge von Apatit in größeren prismatischen Kristallen, viel blauer Turmalin, etwas Zoisit und Chloritoid, ferner Rutil in zahlreichen Körnern und Zwillingen und etwas Zirkon, Anatas und zum Teil verrosteter Schwefelkies.

Sonstige nichtkarbonatische Kontaktgesteine mit Ausnahme eines nicht sehr typischen Glimmerschiefers sind in dem ganzen Gebiete nicht beobachtet worden.

Eine besondere Bedeutung für diesen Abschnitt haben die Vorkommnisse von Quarzporphyr, welche zum Teil als Einlagerungen zum Teil direkt gangförmig in den Kalken auftreten. (Fig. 2 und die Tafel I.) Nach den Mitteilungen Keidels spielen Quarzporphyre

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

namentlich an der Südseite des Tian-Schan eine Rolle (s. auch Merzbacher, Peterm. Mitt., Ergänzungsheft Nr. 49, S. 47). Sie finden sich hier in pflanzenführenden Sandsteinen und Konglomeraten des älteren Mesozoikums. Nördlich von Bai, d. i. östlich vom Musart-Tal, befindet sich eine Decke, die dem Bozener Quarzporphyr an Mächtigkeit und Ausdehnung nichts nachgibt. Die Effusion steht nach Keidels Beobachtungen mit den gebirgsbildenden Bewegungen des älteren Mesozoikums im Zusammenhang, in welche Zeit er auch die Bildung der zentralen Ketten verlegt.

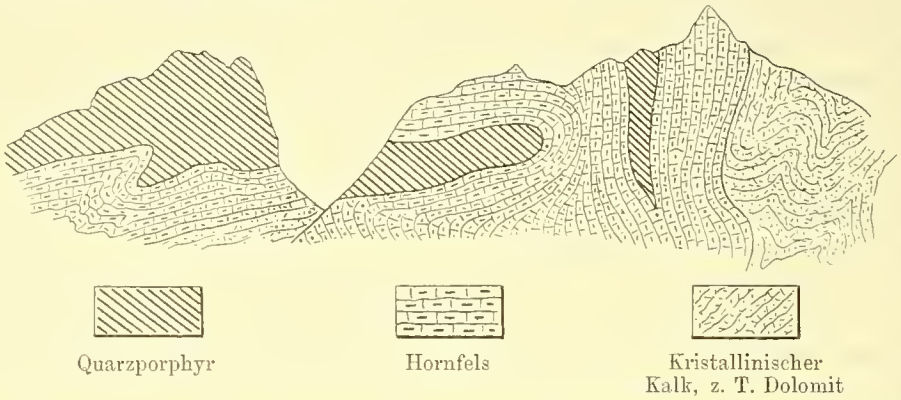


Fig. 2. Quarzporphyr in körnigem Kalk, etwas südlich vom Musart-Paß. (Länge ca. 800 m.)

Auch im oberen Teil des südlichen Musart-Tals trifft man den Quarzporphyr an mehreren Stellen; zunächst in einer mächtigen Masse südlich von Tamga-tasch, die den Eindruck eines Ganges macht und von welcher eine Apophyse südlich davon abzweigt (Tafel I, Fig. 3). Etwas nördlich davon steckt ein weiterer Gang in den Schiefern (Tafel I, Fig. 2). Noch weiter nach Norden längs des Gletschers bildet der dunkle Quarzporphyr stark hervortretende Lager in dem weißen körnigen Kalk (Tafel I, Fig. 1). Von diesem Quarzporphyr liegen nicht weniger als sieben Proben vor, welche die verschiedenen Übergänge vom normalen Gestein bis zu stark serizitisierten, mehr oder weniger unkenntlichen Bildungen darstellen.

Der normale Quarzporphyr zeigt eine graue bis schwärzliche Farbe und ist ziemlich feinkörnig. Auf den Bruchflächen treten 2—3 mm große Quarzkristalle hervor. Unter dem Mikroskop nimmt man zunächst eine sehr feine Grundmasse wahr, aus Quarz und Feldspat bestehend. Sie ist durchaus frisch und weist keine Spur von Serizitbildung auf. Nur an einigen Stellen zeigt sich in geringem Maße Kalkinfiltration auf Sprüngen und Rissen. Die Einsprenglinge sind vorherrschend Quarz und Feldspat. Der Quarz zeigt die typischen Korrosionsformen, meist gedrungene Doppelpyramiden, in welche die Grundmasse schlauchförmige Einbuchtungen eingefressen hat. Der Quarz weist starke Kataklase auf. Oft ist ein Kristall, der seine äußeren scharfen Umrisse bewahrt hat, im Innern in lauter kleinere Fragmente zerlegt, die verschieden auslöschen. Die einzelnen Teile des so zermalmten Kristalls sind unter sich in mannigfaltiger Weise verzahnt. Längere Kristalle sind gebogen und zerbrochen. Die Feldspateinsprenglinge sind vorherrschend Orthoklas in perthitischer Verwachsung mit Plagioklas. Er ist zum Teil scharf begrenzt zum Teil magmatisch korrodiert und führt Einschlüsse von sehr kleinen Quarzkristallen. Der Plagioklas variiert

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

in den verschiedenen Proben zwischen Albit-Oligoklas und Oligoklas-Andesin. Einzelne Einsprenglinge sind erfüllt von Mikrolithen von Kaliglimmer. Ursprünglicher Biotit ist zersetzt zu einem Aggregat von Eisenglanz und Chlorit, wobei die skelettartige Verteilung des Eisenglanzes noch die frühere Form des Biotites erkennen läßt. Eisenglanz findet sich im ganzen Gestein in geringer Menge und feiner Verteilung. Seltener sind größere skelettartige Körner. Außerdem beobachtet man noch etwas Orthit und Turmalin.

Eine zweite Probe ist dieser fast ganz gleich. Abweichend ist eine schwache, aber deutliche Schieferung. Auch das mikroskopische Bild stimmt mit dem vorigen durchaus überein. Beim Quarz reicht die Kataklase bis zur Mörtelstruktur. Von akzessorischen Mineralien konnten nachgewiesen werden wenig Zirkon, Titaneisen und Turmalin. Serizit durchzieht das Gestein in parallelen Schnüren, die sich um die Einsprenglinge herumwinden. Im ganzen ist die Veränderung des Porphyrs noch gering.

Eine weitere Probe ist makroskopisch kaum als Quarzporphyr zu erkennen. Mit der Lupe sieht man einzelne sehr kleine Quarzeinsprenglinge. Das Gestein ist gleichmäßig dicht und von rötlicher Farbe. Unter dem Mikroskop unterscheidet sich das Gestein, was Struktur und Zusammensetzung angeht, in nichts von den vorhergehenden Proben. Die Kataklase macht sich an den Quarzeinsprenglingen lange nicht so stark bemerkbar. Sie offenbart sich nur in der undulösen Auslöschung. Jedenfalls steht sie weit zurück hinter jener des normalen Quarzporphyrs. Dafür ist die Serizitisierung der Grundmasse um so stärker. Diese ist nämlich nur an wenigen Stellen gut erhalten. Auch nimmt man Neubildung von Albit auf Klüften wahr, sowie Imprägnation mit Schwefelkies.

Verwandt damit ist ein mehr helles Gestein mit Andeutung von Schieferung, sonst aber noch ziemlich kompakt wie das vorige. Die Druckwirkungen sind hier wieder etwas stärker.

Bedeutend stärker vorgeschritten ist die Zersetzung bei einer weiteren Gesteinsprobe. Der Quarzporphyr hat hier lichte Farbe, ist deutlich schieferig und reich an Serizit, der makroskopisch schon deutlich hervortritt. Die mikroskopische Untersuchung zeigt klar die Zugehörigkeit zum selben Quarzporphyr. Wir beobachten immer dieselbe Grundmasse und dieselben Einsprenglinge. Die Kataklase ist wenigstens nicht stärker als beim normalen Gestein. Die Serizitisierung ist recht bedeutend. Auch machen sich sonst bedeutendere Zersetzungen bemerkbar. Das Titaneisen ist zum größten Teil zu Titanit geworden, der in ziemlichen Mengen auftritt und manchmal noch Reste des Titaneisens einschließt. Dazu kommen noch größere Körner von Anatas. Als Andeutung einer Saussuritisierung wird man die Neubildung von Orthit und Epidot ansehen müssen. Beide finden sich in Putzen und unregelmäßigen Körnern, stellenweise zusammen mit Biotit und Titanit.

Wohl am stärksten verändert ist das Ganggestein bei Tamga-tasch. Es ist hell und nähert sich in seinem ganzen Habitus einem Serizitschiefer. Mikroskopisch erkennt man, daß die Grundmassen wenigstens soweit erhalten, um die Zugehörigkeit zum selben Gestein konstatieren zu können. Die Kataklase ist auch hier bedeutend. Die Feldspäte sind in reichem Maße serizitisiert. Bei manchen Kristallen sind die serizitischen Blättchen vom Rande aus senkrecht in den Kristall hineingewachsen. Zu den Einsprenglingen kommt noch Biotit, dessen größere Kristalle häufig zersetzt sind zu Titaneisen, Titanit und Anatas. Blauer Turmalin ist ziemlich reichlich vertreten.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Gneisartiges Aussehen hat das Gestein einer Apophyse nördlich davon. Serizitisierung und Druckwirkung sind hier wohl am stärksten. Die größeren Einsprenglinge sind schlecht erhalten. Besonders der Quarz scheint an einzelnen Stellen ganz zermahlen zu sein. Das Gestein weist außerordentlich viel Titaneisen auf, das teilweise zersetzt ist zu Anatas. Offenbare Neubildungen sind unregelmäßige Körner von Orthit und Biotitkristalle, die oft senkrecht zur Schieferung stehen. In diesem Falle sind sie gewöhnlich gedrungener ausgebildet.

Daß auch der Quarzporphyr kontaktmetamorph beeinflußt wurde, dafür scheinen zunächst zu sprechen die zweifellosen Neubildungen von Biotitkristallen; sodann die Imprägnation mit Turmalin und schließlich die mannigfaltigen Zersetzungen des Feldspates zu Saussurit und serizitischen Mineralien; endlich die Tatsache, daß der Grad der Zersetzung in keinem nachweisbaren Zusammenhang steht mit dem Maß der Kataklase, daß vielmehr, wenigstens teilweise, das stärker zersetzte Gestein geringere Druckwirkungen aufweist als das weniger zersetzte.

Zu erwähnen wären endlich noch die Adern, die an verschiedenen Stellen des Profils beobachtet wurden. Bei Tamga-tasch bildet ein Aplitgang die nördliche Grenze des Quarzporphyrs. Nach der Art seines Auftretens könnte er auch als Salband des Quarzporphyrs aufgefaßt werden, wie es von Keidel geschieht. Die Frage wird sich schwer entscheiden lassen.

III. Schlussfolgerungen.

Überblicken wir nun die an den Gesteinen des südlichen Musart-Tals beobachteten Erscheinungen, so muß uns zunächst die ungemein ausgedehnte Kontaktmetamorphose auffallen. Denn daß es sich um diese handelt, kann nach der Untersuchung der Gesteine nicht mehr zweifelhaft sein. Die typischen Hornfelsbildungen von den verschiedensten Punkten des Profils, die wir bald als Einlagerungen in den kristallinischen Kalken angetroffen haben, bald in mächtigen, selbständigen Schichtensystemen, mehrfach begleitet von Glimmer- und Knotenschiefern, lassen wohl keine andere Deutung zu. Für die Kontaktmetamorphose sprechen ferner die aplitischen Adern, von denen zwar nur wenige, diese aber an den verschiedensten Stellen beobachtet wurden, und die zweifellos eine größere Bedeutung haben, als man aus den Beobachtungen an dem wenig umfangreichen Material ersieht. Sie wird auch bestätigt durch die massenhafte Turmalinimprägnation. Wir finden fast kein Gestein, dem der Turmalin fehlt, oft aber sehen wir diesen in ganz bedeutenden Mengen auftreten. Jeder Zweifel also an der Entstehung der kristallinischen Beschaffenheit der Gesteine durch Kontaktmetamorphose scheint hier völlig ausgeschlossen zu sein.

Wenn wir uns nun fragen, welchem Granit die weitgehenden Umwandlungen zuzuschreiben sind, so kommen nicht weniger als drei Massive in Betracht, zunächst das Massiv, das sich auf der Nordseite des Gebirges befindet etwa 15 Kilometer vom Musart-Paß; sodann das Doppelmassiv im südlichen Musart-Tale, das wir oben näher kennen gelernt haben. Die Entfernung der beiden Massive auf der Nord- und Südseite voneinander ist eine recht bedeutende und beträgt mindestens 50 Kilometer. Gleichwohl finden sich auf dieser weiten Strecke fast ausschließlich typische Kontaktgesteine. Ja es läßt sich nicht

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

einmal eine Zunahme oder Abnahme der Intensität der Umwandlung in diesem gewaltigen Komplex deutlich konstatieren.

Sicher ist nun, daß jeder von den drei genannten Graniten seine Kontaktzone hat oder doch gehabt hat. Diese im einzelnen zu umgrenzen, wird schlechthin unmöglich sein. Dabei bleibt aber bestehen, daß sich sehr weit von den beiden Massiven, die für die oberen Teile des südlichen Musart-Tals in Frage kommen, noch ausgesprochene Kontaktgesteine vorfinden. Auch kann man wohl nicht umhin, das gewaltige Marmormassiv als eine einheitliche Bildung gleicher Art aufzufassen.

Deswegen verdient das südliche Musart-Tal ganz besonderes Interesse als typisches Beispiel, wie die Kontaktmetamorphose wirkt, wenn die Intrusion des Granites verbunden war mit gebirgsbildenden Bewegungen. Daß letzteres der Fall war, ist ganz die Ansicht Keidels, der nach allen Beobachtungen die Entstehung der zentralen Ketten in das ältere Mesozoikum verlegen zu müssen glaubt. Dafür sprechen auch die massenhaften Quarzporphyrergüsse, die sich teilweise in Schichten finden, die zweifellos dem älteren Mesozoikum angehören. Die Gebirgsfaltung brachte natürlich mannigfaltige Störungen des Schichtenverbandes mit sich und bahnte dem Granit die Wege. Die Quarzporphyrgänge inmitten des kristallinischen Kalkes bestätigen die Ansicht, daß sich darunter noch gewaltige Granitmassen finden, von denen der Quarzporphyr etwa die Ausläufer darstellt. Auch die Aplitgänge und -Adern in den Kalken sowohl wie in den Hornfelsen lassen sich wohl schwerlich anders erklären. Wenn man das alles bedenkt, so hat die weitgehende Kontaktmetamorphose nichts besonders Auffälliges mehr an sich, ja wir finden es ganz selbstverständlich, daß diese eine so bedeutende Ausdehnung hat.

Es ist dieses von um so höherem Interesse, als gerade in einem ähnlichen Gebiete, in unseren Zentralalpen, die Ansicht, daß die kristallinische Beschaffenheit der Gesteine der Kontaktmetamorphose zuzuschreiben sei, immer mehr an Boden gewinnt. Eine jede neue, vorurteilslos unternommene Spezialuntersuchung erbringt neue Beweise für die Kontaktmetamorphose. Wenn man sich aber von vielen Seiten noch sträubt, eine so weit sich erstreckende Kontaktmetamorphose anzunehmen, so kann man jetzt den Alpen den zentralen Tian-Schan gegenüberstellen. Wenn dort die Kontaktmetamorphose für weit vom Granit entfernte Gesteine nachgewiesen ist, so kann sie auch in den Alpen nicht mehr befremden, wo es sich doch meistens um noch geringere Entfernungen handelt, ganz abgesehen davon, daß die große Entfernung gewöhnlich nur eine scheinbare ist, weil der metamorphosierende Granit nicht an der Oberfläche liegt, sondern in der Tiefe verborgen ist, aber nicht selten durch Straßen- und Tunnelbauten in seinem Versteck entdeckt wird zur Warnung für alle allzu eifrigen Anhänger des Dynamometamorphismus.

Aber noch einen anderen wichtigen Punkt lehrt uns die Untersuchung des südlichen Musart-Tales. Es ist wieder dieselbe Erscheinung, wie sie im II. Teil dieser Arbeiten vom oberen Bayum-kol-Tal beschrieben wurde: der eine Rand des Granitmassivs ist von typischen Kontaktgesteinen: Hornfelsen und Knotenschiefern begleitet, am anderen treten an deren Stelle: Gneis, Glimmerschiefer und Phyllit; an der einen Seite normale, an der anderen Piezokontaktmetamorphose. Von den stets als typisch bezeichneten Kontaktmineralien, wie Andalusit, Kordierit, findet man im ganzen Profil durch den zentralen Tian-Schan keine Spur, von anderen, wie Granat, nur

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

vereinzelte Vorkommnisse. Das zeigt aber, daß es gänzlich verfehlt ist, die Kontaktmetamorphose dann zu leugnen, wenn die genannten Mineralieu fehlen, und selbst dann, wenn die typischen, oder sagen wir besser, die allgemeiu als typisch anerkauuten Kontaktgesteiue nicht vorhanden sind. Man darf eben die Kontaktmetamorphose nicht nach einem Schema behandeln, sonderu muß alle geologischen und petrographischen Momente in Uutersuchung zieheu und abwägen, dann erst kann die schwierige Frage nach der Entstehung der „kristallinischen Schiefer" befriedigeud gelöst werdeu.

Was endlich das Alter der verschiedenen Granitmassive betrifft, so sind für dessen genauere Bestimmung wenig sichere Anhaltspunkte vorhanden. Wenn das Massiv auf der Nordseite, wie Keidel, und auch wohl mit Recht, annimmt, die Fortsetzuug ist vou jeuem Granitzug, der in der weiteren Umgebuug des Khau-Tengri am Tüs-aschu-Paß (siehe Abhandluugen XXIII, S. 96, 163 f. und 167) die karbonischen Kalke koutaktmetamorph umgewandelt hat, so steht auch hier dessen postkarbonisches Alter fest. Von dem Doppelmassiv des südlichen Musart-Tales läßt sich nur das eine mit ziemlicher Bestimmtheit sageu, daß der nördliche Teil jünger ist als der größere südliche. Der südliche Teil des Massivs aber ist jedenfalls älter als das obere Karbon, das allem Anscheiue nach transgredierend die Kontaktzoue überlagert. Keidel hält auch diesen Granit für karbonisch. Die petrographische Untersuchung erbrachte selbstverständlich weder für noch gegen diese Ansicht irgend welche Gründe.

St. Gabriel im Juni 1906.

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

Bei Tamga-Tasch. Einlagerung von Quarzporphyr in weissem Kalk.

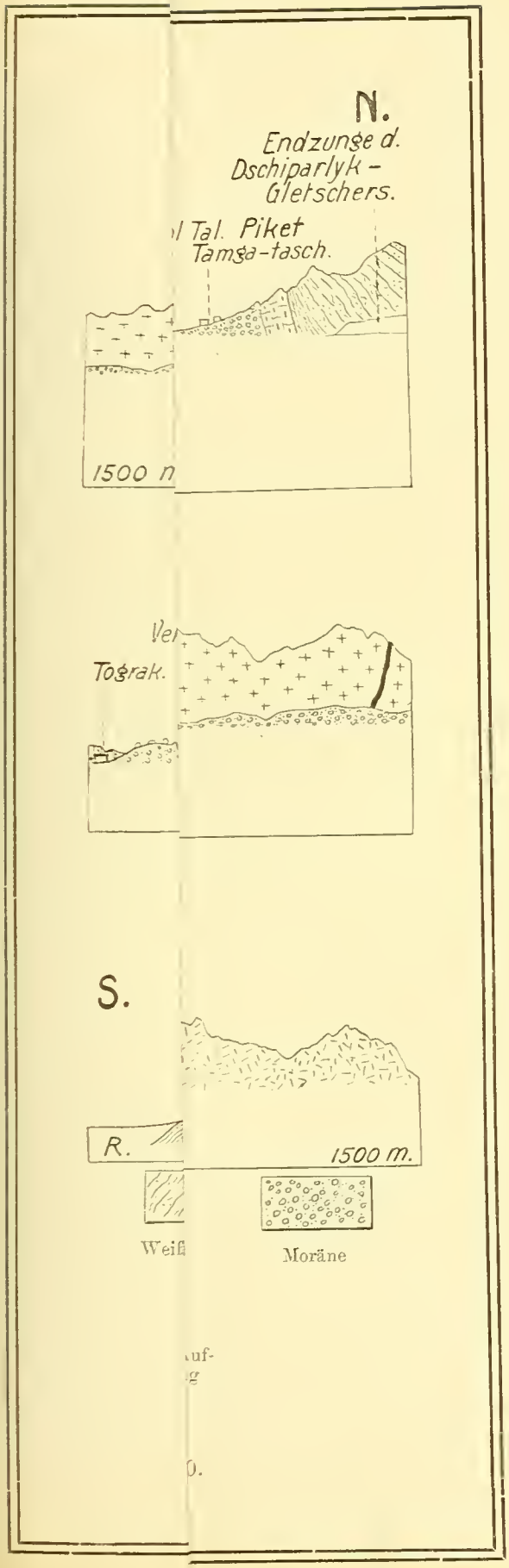
Oberhalb Tograk-Jailak.
Weisser Kalk mit dunklem Quarzporphyr in Hornfels.

2 km unterhalb Tamga-Tasch.
Quarzporphyr in weissem Kalk.

Dr. Merzbacher phot

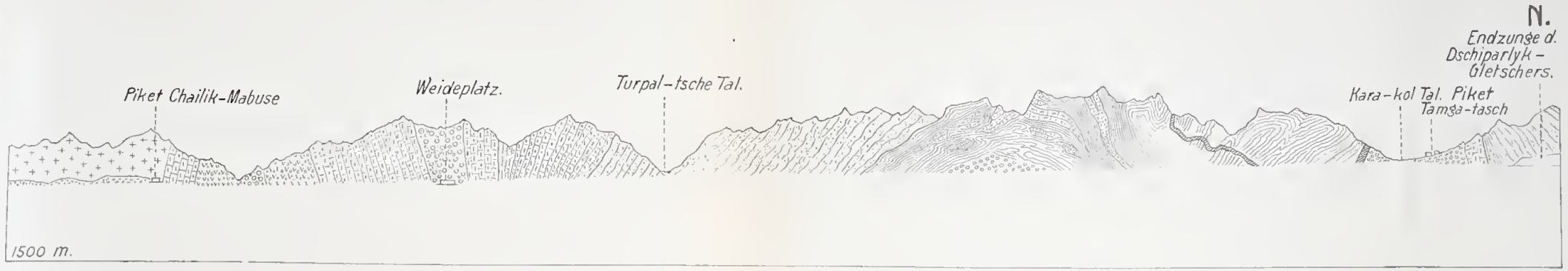
© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

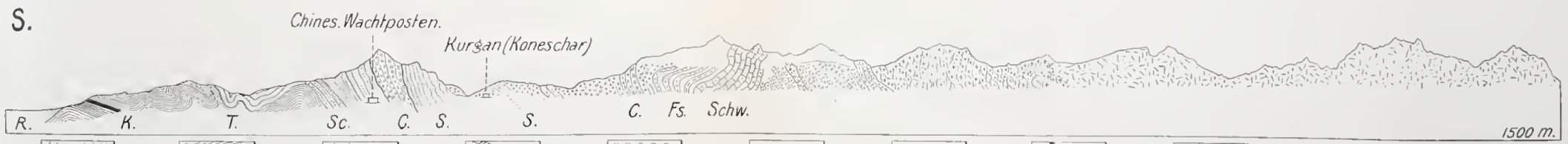
© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

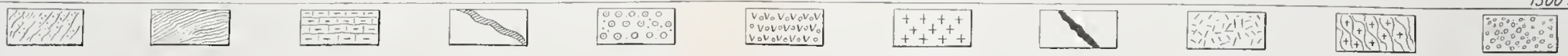


© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.biologiezentrum.at







Schw. Schwagerinenkalk
Fs. Fusulinensandstein
C. Rötliches Konglomerat
S. Sandstein
C. Kalkkonglomerat der tibetanischen Transgression
Sc. Sandstein und Konglomerat der Angaraschichten
T. Tonschiefer der Angaraschichten
K. Kohlenflöz
R. Rezente Aufschüttung

Profil durch die rechte Seite des südlichen Musart-Tals von der Endzunge des Dschiparlyk-Gletschers bis zum Rande der Niederung des Jarkent-daria. Maßstab 1 : 50,000.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Abhandlungen der Bayerischen Akademie der Wissenschaften - Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse

Jahr/Year: 1909

Band/Volume: 23

Autor(en)/Author(s): Kleinschmidt P. A. S.V.D., Limbrock H.

Artikel/Article: Aus den wissenschaftlichen Ergebnissen der Merzbacherschen Tian-Schan-Expedition. III. Die Gesteine des Profils durch das südliche Musart-Tal im zentralen Tian-Schan. 213-232