

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

Ein Profil durch den nördlichen Teil des  
zentralen Tian-Schan.

Von

H. Keidel und P. St. Richarz.

(Mit 5 Tafeln.)



# I. Geologische Übersicht über den Bau des zentralen Tian-Schan

von

H. Keidol.

Noch vor kurzem haben wir nur wenig von dem zentralen Tian-Schan gewußt. Namentlich von den höchsten, nahe am Khan-Tengri sich erstreckenden Gebirgsteilen, wo es sehr große Gletscher gibt, zeigen alle Karten ein falsches Bild. Der hauptsächliche Zweck der Forschungsreise, die Herr Dr. Merzbacher<sup>1)</sup> in den Jahren 1902 und 1903 im Tian-Schan ausgeführt hat, war die geographische und geologische Erforschung dieses Gebiets. An dieser Forschungsreise habe ich als Geologe teilgenommen und bin an viele Stellen der inneren, höchsten Teile des Gebirges gekommen, wo vor mir noch kein Forscher gewesen war.

Diese Arbeit ist nun ein Versuch, die wichtigsten geologischen Verhältnisse des nördlichen zentralen Tian-Schan in großen Umrissen zu schildern; sie besteht aus zwei Teilen: der eine davon enthält die Ergebnisse der petrographischen Untersuchung von Gesteinen, die ich in dem sehr hohen, nahe am Khan-Tengri liegenden Gebirge gesammelt habe, der andere die wichtigsten Beobachtungen, die sich auf die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse beziehen. Die petrographische Untersuchung hat Herr P. Stephan Richarz ausgeführt, wofür ich ihm aufrichtig danke.

## I.

Als nördlichen zentralen Tian-Schan bezeichne ich denjenigen Teil des Tian-Schan, der von dem östlichen Ufer des Issyk-kul im Westen bis zu dem Großen Musart-Tal nach Osten reicht. Als südliche Grenze nehme ich die, wie wir sehen werden, in tektonischer Beziehung wichtige Linie des Inyltschek-Tals an, die ungefähr die Mittellinie des Gebirges in der Längsrichtung ist und nach Ostnordost auf den Khan-Tengri trifft. Die nördliche Grenze ist ziemlich deutlich gekennzeichnet durch eine Zone hochgelegener Steppen, die sich vom Issyk-kul nach Ostnordost erstrecken. Diese Steppen sind alte Seeböden und werden heute vom Kegen und vom Tekes durchflossen.

---

<sup>1)</sup> Merzbacher, Vorläufiger Bericht über eine in den Jahren 1902 und 1903 ausgeführte Forschungsreise in den zentralen Tian-Schan, Ergänzungsheft 149 zu Peterm. Mitteil., 1904, mit Karte.

Merzbacher, Forschungsreise im Tian-Schan, Sitz.-Ber. der math.-phys. Klasse der K. Bayer. Akad. der Wissensch., Bd. XXXIV, 1904, Heft III.

Merzbacher, The Central Tian-Schan Mountains, London, 1905, mit Karte.

In dem so begrenzten Gebirgsstück kann man leicht einen nördlichen und einen südlichen Teil unterscheiden, beide durch die Wasserscheide der Stromgebiete des Ili und des Jarkent-daria getrennt. Das östliche Ende des Terskei- oder Kirgisin-Ala-Tan bildet diese Wasserscheide vom Issyk-knl her bis in die Gegend des oberen Sary-dschass-Tals. In der Nähe des Aschu-tör-Passes biegt die Wasserscheide fast unter einem rechten Winkel nach Süden um, verläuft dann längs des vereisten Kammes,<sup>1)</sup> der die Firnbecken des Semonow-Gletschers und des westlichen Bayum-kol-Gletschers trennt und folgt weiter nach Osten der fast 6000 m hohen Kette, die nördlich vor dem Khan-Tengri liegt, und die ich hier weiterhin die „zentrale Kette“ nenne. Von dem Gebiet des östlichen Terskei-Ala-Tan, ungefähr von 79° ö. L. an, bis in die Gegend des obersten Sary-dschass-Tals ist diese Wasserscheide eine natürliche Grenze zwischen den inneren, sehr hohen, auffallend langen und fast parallelen Ketten im Süden und den viel niedrigeren äußeren Gebirgszügen im Norden. Östlich vom Aschu-tör-Paß, wo die Wasserscheide nach Süden umbiegt, ist diese Grenze nicht mehr deutlich; und die inneren Ketten gehen, indem das Gebirge gleichmäßig nach Norden niedriger wird, allmählich in die äußeren Gebirgszüge über. Wir unterscheiden also zwei Gebiete: nämlich die hohen inneren Ketten im Süden und die niedrigeren äußeren Gebirgszüge im Norden. Bei beiden ist die Richtung der Ketten oder das Streichen der Sedimente und die Längsrichtung der granitischen Massive in den abgetragenen Gebirgsteilen im allgemeinen O.N.O., wobei aber eine deutliche Drehung des Streichens von N.O. im Westen nach O.S.O. im Osten sichtbar ist. Ein Blick auf eine Übersichtskarte des Tian-Schan zeigt, daß die orographisch deutlich sichtbaren Teile des zentralen Gebietes sich in südwestlicher Richtung ausbreiten, wodurch die Ausdehnung des Tian-Schan in der meridionalen Richtung schon im Meridian des Bedel-Passes bedeutend größer wird, als im Meridian des Khan-Tengri. Die verschiedenen Gebirgsstücke des zentralen Tian-Schan, wovon wir einige kennen lernen werden, sind nur als die östlichen Enden der im Westen liegenden großen Ketten anzufassen; die granitischen Massive, woraus zum großen Teil die äußeren Gebirgszüge des nördlichen zentralen Tian-Schan bestehen, sind z. B. nur die östliche Fortsetzung der viel größeren granitischen Massen des Terskei-Ala-Tan. Daraus ergibt sich, daß der zentrale Tian-Schan nach Westen nicht natürlich begrenzt werden kann. Ähnlich ist es mit der Begrenzung im Osten. Die granitischen Massive und die Sedimente der äußeren Gebirgszüge streichen von W.S.W. heran und endigen nach einer leichten Beugung der Strichrichtung nach Osten, spitzwinkelig an den großen von Westen nach Osten verlaufenden Brüchen, an den südlichen Rändern der alten Seebecken, worin der Tekes und der Kegen fließen. Die zentrale Kette aber schwenkt deutlich aus der O.N.O.-O.W.-Richtung nach O.S.O. ab. In der Fortsetzung dieser Richtung kommen wir zum Musart-Paß. Es kann kaum ein Zweifel darüber bestehen, daß der kristallinische Kalk, woraus das Gebirge in der Umgebung dieses Passes besteht, von Westen her, aus dem Gebiet der nahe am Khan-Tengri sich erstreckenden zentralen Kette, heranstreicht und noch über den Paß hinaus nach Osten reicht. In den tief in das Gebirge eingeschnittenen Musart-Tälern bestehen die sich gegenüberliegenden Stücke der Talseiten aus den gleichen

<sup>1)</sup> Merzbacher, Ergänz.-Heft, Peterm. Mitteil., S. 18 und 29. In dem vergletscherten Kamme, der die Firnbecken des Semonow- und des westlichen Bayum-kol-Gletschers trennt, liegen zwei Einsattelungen, von denen Merzbacher die eine als Bayum-kol- und die andere als Semonow-Paß bezeichnet.



Gesteinen; sie haben auch dasselbe Streichen und denselben Bau. Die sehr deutlichen, tiefen Furchen der beiden Musart-Täler sind also keine Grenze des zentralen Tian-Schan nach Osten. wenn man für die Einteilung des Gebirges die geologischen Verhältnisse benutzt.

## II.

Die ersten Nachrichten über die geologischen Verhältnisse einiger Teile des nördlichen zentralen Tian-Schan hat Semonow<sup>1)</sup> gegeben; er ist im Jahre 1857 von der Gegend des Santasch-Passes, östlich vom Issyk-kul, durch einige Quertäler des östlichen Terskei-Ala-Tau bis zum oberen Sary-dschass-Tal gekommen. Auf diesem Wege hat er gefunden, daß granitische Gesteine in großer Masse den Terskei-Ala-Tau zusammensetzen, und daß darauf Kohlenkalk lagert. Am Issyk-kul beständen alle Vorsprünge des Gebirges aus kristallinen Felsarten, nämlich aus Granit und Syenit, die mit einem zerreiblichen Konglomerat bedeckt seien. Dies leicht nach N.W. geneigte Konglomerat hält Semonow für eine sehr junge Seebildung.

Sewerzow,<sup>2)</sup> der einige der Beobachtungen Semonows, zum Beispiel über die Verbreitung der kristallinen Gesteine im Terskei-Ala-Tau bestätigt hat, ist auf seiner großen Reise in den Jahren 1867 und 1868 nicht im zentralsten Tian-Schan gewesen.

Der nächste geologisch geschulte Forscher, der den zentralen Tian-Schan bereist hat, ist Ignatiew<sup>3)</sup> gewesen. Er hat im Jahre 1886 das östliche Ende des Terskei-Ala-Tau im Turgen-Aksu-Tal und im Berkut-Paß überschritten und die unteren Teile der großen Gletscher im Sary-dschass-Tal, im Adür-tör-Tal und im Inyltschek-Tal gesehen. Leider hat er seinen im Jahre 1887 veröffentlichten vorläufigen Bericht später nicht mehr durch genauere Mitteilungen über die geologischen Verhältnisse, die er beobachtet hat, ergänzt. Die erwähnten vorläufigen Mitteilungen geben ein nur lückenhaftes Bild von der Verbreitung der paläozoischen Sedimente und der granitischen Gesteine, jedoch fast gar keine Auskunft über die tektonischen Verhältnisse.

Ignatiew's Beobachtungen lassen aber erkennen, daß in der Umgebung des Sary-dschass-Tals ähnliche Sedimente und kristalline Gesteine vorkommen, wie sie Semonow und Sewerzow in den Gebirgszügen des Transileuischen-Ala-Tau, des Kungeu-Ala-Tau und des mittleren Terskei-Ala-Tau festgestellt haben, nämlich: paläozoische Tonschiefer, unterkarbonischer Kalk und von Eruptivgesteinen hauptsächlich Granit. Ignatiew erwähnt den großen Granitzug des Turgen-Aksu-Tals, die Tonschiefer auf der rechten Seite des Sary-dschass, den unterkarbonischen Kalk des Itsch-kele-tasch, der *Productus giganteus* und *Productus striatus* führt. Auch die bunten Mergel und Sandsteine im Kok-dschar-Tal hat er gesehen und nahe dabei in grauem Kalk Granitgerölle gefunden.

Die ausführlichsten Nachrichten über die Verbreitung der Sedimente und der granitischen Gesteine in einigen Teilen des zentralen Tian-Schan hat Friederichsen<sup>4)</sup> erst

1) Semonow, s. u. a. Peterm. Mitteil., 1858, S. 35 f.

2) Sewerzow, u. a. in Peterm. Mitteil., Ergänzungshefte Nr. 42 und 43, 1875.

3) Ignatiew, Vorläufiger Bericht über die Expedition zur Erforschung der Berggruppe Khan-Tengri, Iswestiya der K. Russ. Geogr. Gesellschaft, 1887, XXIII (russ.).

4) Friederichsen, Forschungsreise in den zentralen Tian-Schan und Dsungarischen Ala-tau, Mitteil. der Geogr. Gesellschaft zu Hamburg, Bd. XX, 1894.

vor kurzem gegeben; seine Beobachtungen hierüber erhalten besonderen Wert dadurch, daß er die verschiedenen Sedimente und die granitischen Gesteine auf seiner Karte genau verzeichnet hat, und daß die Gesteinsproben, die er gesammelt hat, namentlich die Eruptivgesteine, petrographisch untersucht worden sind. Die Untersuchung hat ergeben, daß unter den Eruptivgesteinen granitische Gesteine, namentlich Amphibolbiotitgranit, vorherrschen; und Petersen, der die Untersuchung ausgeführt hat, spricht<sup>1)</sup> die Ansicht aus, daß das von Friederichsen bereiste Gebiet des zentralen Tian-Schan in petrographischer Beziehung so einförmig zusammengesetzt sei, wie kaum ein anderes Gebiet von annähernd ähnlicher Ausdehnung. Wenn wir aber den Weg verfolgen, den Friederichsen gegangen ist, so sehen wir, daß die hohen inneren Ketten noch südlich hiervon liegen; die meisten Gesteinsproben, die Friederichsen im nördlichen zentralen Tian-Schan gesammelt hat stammen aus dem Gebiete der äußeren Gebirgszüge, einige davon, z. B. die Proben aus dem Sary-dschass-Tale, aus dem Grenzgebiet zwischen den inneren hohen Ketten und den äußeren Gebirgszügen, das nördlich von der Wasserscheide liegt. Die granitischen Gesteine zeigen fast alle mehr oder weniger deutlich Druckercheinungen.

Friederichsen hat auch in demselben Kalk, worin Ignatiew *Productus giganteus* gefunden hat, am Itsch-kele-tasch, Fossilien gesammelt und er hat nachgewiesen, daß dieser Kalk sich auf der rechten Seite des Sary-dschass-Tals weiter nach Osten ausdehnt. zum Kapkalk-Paß, wo er ebenfalls Fossilien führt.

In dem vorläufigen Bericht, den Merzbacher über unsere Forschungsreise veröffentlicht hat, finden wir Mitteilungen über die geologischen Verhältnisse der sehr hohen inneren Ketten: es sind die ersten Nachrichten hierüber, abgesehen von einigen spärlichen Angaben Ignatiows. Die großen granitischen Massen des Bayum-kol-Tals und der Umgebung des Semonow-Gletschers, die ausgedehnten Züge von kristallinen Schiefen, welche diese Massen umgeben, der paläozoische Schiefer des Inyltschek-Tals werden erwähnt; fast alle Verhältnisse, die in dieser Arbeit ausführlicher beschrieben werden, sind dort schon kurz angeführt, und es wird besonders die Tatsache hervorgehoben, daß der höchste Teil des Tian-Schan und auch sein höchster Gipfel, der Khan-Tengri, aus Sedimenten und nicht aus Eruptivgesteinen bestehen.

Diese Nachrichten geben zusammen schon ein ungefähr zutreffendes Bild von der Zusammensetzung des nördlichen zentralen Tian-Schan. Wir sehen, daß namentlich granitische Gesteine weit verbreitet sind; sie setzen den Terskei-Ala-Tau zusammen und sie treten auch in großen Massen in den hohen inneren Ketten an. In beiden Gebieten werden sie von kristallinen Schiefen, von Tonschiefern und von unterkarbonischem Kalk begleitet. Die höchsten Teile des Tian-Schan bestehen aus stark veränderten Sedimenten. Ächter Gneiß kommt selten vor, und mesozoische Bildungen hat man bis heute nicht gefunden, wohl aber sehr junge Ablagerungen in den alten Seebecken auf der nördlichen und südlichen Seite des zentralen Tian-Schan und zum Teil auch in den Talbecken im Inneren des Gebirges. Bei allen Mitteilungen, die wir vor unserer Expedition über die Zusammensetzung des Gebirges erhielten, fällt besonders der Mangel an Nachrichten über die tektonischen Verhältnisse auf; und wo wir sie in den erwähnten Berichten finden, beruhen sie weniger auf sicherer Beobachtung, als vielmehr auf Spekulation.

<sup>1)</sup> Friederichsen, l. c., Petrographischer Anhang.

lation. Es ist dies sehr begreiflich. Denn auf Forschungsreisen in einem sehr ausgedehnten Gebiet, namentlich wenn es ein Hochgebirge ist, gibt es auf dem schmalen Streifen des Reiseweges, wenn man nicht längeren Aufenthalt nimmt und Vorstöße ins Herz des Gebirges ausführt, selten eine Gelegenheit, sichere Beobachtungen über den Bau des betreffenden Gebietes zu machen. Wenn dies aber nur hier und da dennoch der Fall ist, dann bleiben die Beobachtungen meist ohne Zusammenhang.

Die allgemeinsten Tatsachen vom Bau des zentralen Tian-Schan sind freilich schon bekannt. Das Streichen der Sedimente, das sehr beständig N.O. oder O.N.O. ist, wird von allen Beobachtern übereinstimmend angegeben. Aber über die Fallrichtungen, die irgendwelche Gesetzmäßigkeiten viel schwerer erkennen lassen, sind die Nachrichten schon unsicher, denn hier tritt schon an die Stelle der fehlenden Beobachtungen, die Spekulation.

Die außerordentlichen Schwierigkeiten, die sich der Erforschung der höchsten Teile des Tian-Schan entgegenstellen, können nicht in kurzer Zeit bezwungen werden. Die Expeditionen, die nur flüchtig in diesen Teilen des Gebirges gewesen sind, wie die Ignatiows und Saposchnikows,<sup>1)</sup> haben unsere Kenntnisse von den geologischen Verhältnissen in der Umgebung der großen Gletscher nur um ein Geringes vermehren können. Gerade diese Teile des zentralen Tian-Schau waren aber, wie ich schon gesagt habe, unser besonderes Ziel; und wir haben, um sie erforschen zu können, unser Hauptlager längere Zeit an den Enden der großen Gletscher aufschlagen müssen. Dadurch habe ich viele schwer zugängliche Stellen in den vergletscherten Teilen des Gebirges gesehen, und die Beobachtungen haben Zusammenhang erhalten, so daß mir die hauptsächlichsten Verhältnisse soweit bekannt geworden sind, daß ich sie auf einer geologischen Übersichtskarte habe darstellen können.

Auf dieser Karte<sup>2)</sup> sind die Teile des Gebirges deutlich sichtbar, die in geologischer Beziehung noch wenig oder fast gar nicht bekannt sind. Einige dieser Lücken werden sobald nicht ausgefüllt werden, weil das betreffende Gebiet entweder sehr schwer zugänglich ist, wie zum Beispiel die Ketten am oberen Inyltschek-Gletscher nahe am Khan-Tengri, oder weil sich ein großer zusammenhängender Mantel von Firn und Eis darüber ansbreitet, wie dorten und namentlich auch über das Gebirge zwischen dem Semonow-Gletscher und dem Adür-tör-Tal. Andere, wenig bekannte Stellen allerdings, liegen zwischen den großen Quer- und Längstälern in Gebieten des Gebirges, die nicht gerade schwer zugänglich und zum Teil auch nicht mit Firn und Eis bedeckt sind; sie sind aber bisher nicht besucht worden. Dies gilt z. B. für manche Stellen nördlich von der Wasserscheide in den östlichen Teilen des Terskei-Ala-Tan. Die besten Aufschlüsse haben die tiefen Furchen der Quertäler auf der nördlichen Seite des Gebirges: das Tnrgen-Aksu-Tal, das Kok-dschar-Tal, das Kapkak-Tal, das Bayum-kol-Tal und noch weiter nach Osten das Kleine und das Große Mnsart-Tal und die Mukur-Mutu-Täler geliefert. Alle diese Täler münden nach Norden in große ehemalige Seebecken, die an dem nördlichen Rande des Gebirges sich dehnen. Die Quertäler, die in dem westlichen und dem mittleren Teile des nördlichen zentralen Tian-Schan liegen, sind nur in die nördlichen Abhänge des Gebirges eingeschnitten, und man sieht

<sup>1)</sup> Friederichsen, l. c., Einleitung.

<sup>2)</sup> Als orographische Übersichtskarte empfehle ich die dem Merzbacherschen Bericht in Petermanns Mitteilungen (l. c.) angefügte, mit unseren Reiserouten versehene Karte.



deshalb in ihren Furchen nur den geologischen Bestand der östlichen Ausläufer des Terskei-Ala-Tau. Die großen Quertäler im Osten reichen dagegen, weil die Wasserscheide nahe am Aschu-tör-Paß nach Süden umbiegt und auf die zentrale Kette übergeht, bis in das Herz des Gebirges, wo ihre Flüsse aus großen Gletschern entspringen. In ihren Furchen ist ein sehr großer Teil des ganzen nördlichen zentralen Tian-Schan aufgeschlossen. Weiter im Westen können wir dagegen die geologischen Verhältnisse der hohen inneren Kette nur in den oberen Abschnitten der großen Längstäler und in deren Nebentälern erkennen; hierzu gehören namentlich das Sary-dschass-Tal und das Inyltschek-Tal.

### III.

Die granitischen Massive. — Ein Blick auf die geologische Übersichtskarte zu dieser Arbeit zeigt, daß granitische Gesteine sowohl in den inneren hohen Kette, als auch in den äußeren Gebirgszügen des zentralen Tiau-Schau weit verbreitet und in einem hohen Grade an der Zusammensetzung des Gebirges beteiligt sind.

In den hohen inneren Ketten können wir deutlich zwei große granitische Massive unterscheiden, die durch die hohe, aus Sedimenten bestehende zentrale Kette und deren westliche Fortsetzung, den Sary-dschass-Tau getrennt werden, doch ist es von beiden Massiven nicht genau bekannt, wo sie im Osten beginnen und wo sie im Westen endigen mögen. Das nördliche Massiv ist hauptsächlich in dem östlichen Teile der inneren Ketten gut aufgeschlossen. Schon in den Zweigtälern des Kleinen Musart-Tals und auch noch weiter im Osten, im Großen Musart-Tal, ist es sichtbar; im oberen Teile des Bayum-kol-Tals beträgt seine Breite ungefähr 5 km (siehe Profil I auf Taf. III), erstreckt sich von dort nach Westen, setzt fast die ganze Umgebung des Semouow-Gletschers und das Stück des Gebirges zusammen, das vom Semouow-Gletscher und dem oberen Teile des Sary-dschass-Tals im Nordosten und Norden und vom Muschetow-Gletscher und dem Adür-tör-Tal im Süden und Südwesten eingeschlossen wird. Die hohe mit Firn und Eis bedeckte Kette, die sich in diesem Gebirgsstück erhebt, endet plötzlich mit steilem Abfall am Eingang des Adür-tör-Tales, an großen quer zum Streichen gerichteten Verschiebungen; die Fortsetzung des Massivs und die begleitenden Sedimente liegen weiter im Westen unter den jungen Bildungen und Aufschüttungen des zu einem Talbecken erweiterten Sary-dschass-Tals.

Letzteres gilt jedenfalls für den größeren, nördlichen Teil des Massivs; es ist aber zweifelhaft, ob es auch für den südlichsten Teil zutrifft; es scheint allerdings so, als ob die granitischen Gesteine, die man auf der nördlichen Seite des Tues-aschu-Passes findet (s. Profil XII auf Taf. IV), dessen westliche Fortsetzung seien. Dies ist aber bei den geringen Kenntnissen, die wir von dieser Gegend des Gebirges bisher gewonnen haben, heute noch nicht mit Sicherheit zu entscheiden.

Die südliche Grenze des Massivs ist sehr deutlich; sie wird auf der ganzen eben beschriebenen Strecke von der zentralen Kette gebildet und zwar liegt sie im Osten an dem südlichen Rande der Bayum-kol-Gletscher, in der Mitte an dem südlichen Rande des großen Firnbeckens, woraus der Semouow- und der Muschetow-Gletscher entspringen und im Westen auf der nördlichen Seite des Muschetow-Gletschers.

Auch die nördliche Grenze ist ziemlich deutlich; sie liegt im Osten in dem oberen Teile des Bayum-kol-Tals (s. Profil I), und erstreckt sich von dort fast in gerader Linie nach Westen. Zwischen dem Bayum-kol-Tal und dem Semonow-Gletscher ist sie eine Strecke weit unbekannt; dann sieht man sie unmittelbar neben der Endzunge des Semonow-Gletschers und im Westen endigt sie an den Verschiebungen auf der rechten Seite des Adür-tör-Tals.

Das südliche Massiv ist im Verhältnis zu seiner Länge sehr schmal. Es liegt auf der rechten Seite des Inyltschek-Tals (s. Profil XIII auf Taf. IV) und ist nur aus diesem Tal genauer bekannt. Es ist sehr wahrscheinlich, daß es nach Westen noch eine Strecke weit über die tief eingeschnittene Furche des Sary-dschass-Flusses hinausreicht, und nach Osten noch eine Strecke weit den südlichen Abhang der zentralen Kette, die dort fast unzugänglich ist, zusammensetzt. Dieses Massiv trennt, wie wir noch sehen werden, als ein schmaler Streifen, zwei durch ihre Zusammensetzung und ihren Bau ganz verschiedene Teile des Gebirges.

Es ist bemerkenswert, daß die granitischen Gesteine der hohen inneren Ketten, obgleich sie die Sedimente an Masse übertreffen, dennoch nicht die höchsten Teile dieser Ketten zusammensetzen. Abgesehen vom Khan-Tengri, der aus veränderten Sedimenten aufgebaut ist und außerhalb der hohen zentralen Wasserscheide liegt,<sup>1)</sup> besteht auch die höchste zentrale Kette ganz aus kristallinischem Kalk; ihre Gipfel, die im Durchschnitt über 6000 m hoch sind, überragen die Gipfel des granitischen Massivs im Bayum-kol-Tal und am Semonow-Gletscher um 1000 bis 1500 m an Höhe; und im Westen besteht der Kamm des Sary-dschass-Tau, der genau die Fortsetzung der zentralen Kette ist, fast ganz aus unterkarbonischem Kalk.

Die Untersuchung der granitischen Gesteine aus dem Massiv des oberen Bayum-kol-Tals hat ergeben, daß diese Gesteine ganz frisch sind und keine Kataklase zeigen; und die granitischen Gesteine auf der rechten Seite des Inyltschek-Tals haben den unterkarbonischen Kalk des Sary-dschass-Tau im Kontakt veräuert.

Wir wenden uns nun zu dem Granitmassive der äußeren Gebirgszüge, worin vom Terskei-Ala-Tau her bis zum Aschu-tör-Paß die Wasserscheide zwischen den Stromgebieten des Ili und des Jarkent-daria liegt.

Wenn man die Stellen der äußeren Gebirgszüge, wo Granit bekannt ist, miteinander verbindet, so treten hier deutlich zwei große Granitzüge hervor, nämlich ein nördlicher und ein südlicher. Der nördliche Zug, wovon nur die kleinen Stücke im Turgen-Aksu-Tal und am Sart-dschol-Paß in die Karte eingezeichnet sind, ist die östliche Fortsetzung der granitischen Achse des Terskei-Ala-Tau; er ist seit langem weiter im Westen in mehreren Profilen auf der Südseite des Issyk-kul bekannt. Von dort streicht dieser mächtige Granitzug über das Souka-Tal, das Dschütü-oguss-Tal, das Turgen-Aksu-Tal und über den Sart-dschol-Paß bis in die Gegend der Tekesquellen, wo er am Rande der Steppe endigt. Der südliche Granitzug ist im Westen schon in der Gegend des Kulu-Passes bekannt; er setzt das Gebirge auf der südlichen Seite des Terskei-Ala-Tau, zum Beispiel südlich vom Karakür- und vom Turgen-Aksu-Paß zusammen und bildet eine kurze Strecke weit die Wasserscheide, streicht quer über das obere Kok-dschar-Tal,

<sup>1)</sup> Merzbacher, Peterm. Mitteil., l. c., S. 74.

das Kapkak-Tal, den unteren Abschnitt des Bayum-kol-Tals und erreicht den südlichen Rand der Tekessteppe, wo er in der Nähe der Mündung des Großen Musart-Tales durch Brüche abgeschnitten wird. Ein breiter nach O.N.O. streichender Streifen von Sedimenten, der an mehreren Stellen an Breite zu- oder abnimmt oder sich in Nebestreifen spaltet, trennt diese beiden Granitzüge.

Von dem nördlichen Granitzug, der im Westen viel breiter ist als im Turgen-Aksu-Tal und am Sart-dschol-Paß, kennt man die granitischen Gesteine des Terskei-Ala-Tau in seiner ganzen Ausdehnung, von dem Gebiete an, wo er orographisch als geschlossener Gebirgszug deutlich hervortritt, das ist ungefähr im N.N.O. des Son-kul, bis zu den Vorbergen südlich vom Issyk-kul und zu den tiefen Quertälern, die bis in seine höchsten Teile eingeschnitten sind. Von dort reichen die granitischen Gesteine bis an den Issyk-kul, wo sie Semonow in den Vorsprüngen des Gebirges beobachtet hat. Im Westen, in der Umgebung der Poststation Kutemaldü sind die meisten Gerölle der jungen Seebildungen roter Granit. Friederichsen,<sup>1)</sup> der im Jahre 1902 die Vorberge und die Täler des Terskei-Ala-Tau, die südlich vom Issyk-kul liegen, bereist hat, berichtet, daß dort fast überall granitische Gesteine das Gebirge zusammensetzen. Amphibolbiotitgranit kommt hauptsächlich vor, dann Biotitgranit und an einigen Stellen Diorit. Zum Amphibolbiotitgranit gehört wahrscheinlich auch der größte Teil des Syenits, den die älteren Beobachter, z. B. Semonow und Muschetow, erwähnen. Friederichsen hat die Vorberge des Terskei-Ala-Tau in ihrer ganzen Breite gesehen; er ist am Korumdu-Paß in den westlichen Vorbergen mehr als 2800 m hoch gewesen, und hat dort und am Karatasch-Paß den südlichen Raud der Längstäler erreicht, welche den Hauptkamm des Terskei-Ala-Tau von den Vorbergen trennen. In den Tälern, die zu diesen Pässen führen, steht hauptsächlich roter Granit<sup>2)</sup> an. Schon Semonow ist im Souka-Tal über die Vorberge hinaus nach Süden bis zu dem Einschnitt des Souka-Passes gekommen, der in dem höchsten Kamm des Terskei-Ala-Tau, das ist in der Wasserscheide zwischen den Quellen des Naryn und dem Stromgebiet des Tschu liegt; er berichtet, daß hauptsächlich Syenit vorkommt, woraus die Vorberge ganz bestehen. Erst südlich von einem großen Längstal, das die Vorberge von dem Hauptkamm trennt und das ungefähr 10 km flußaufwärts von der Stelle, wo die Souka aus dem Gebirge tritt, in das Souka-Tal mündet, stehen steil fallende, metamorphe Sedimente an. Semonow meint deshalb, daß der Reisende schon in den Vorbergen die kristallinische Achse des Terskei-Ala-Tau, also die nördliche von den beiden großen Granit-Syenit-Achsen überschreite, woraus nach seiner Ansicht der Tian-Schan zusammengesetzt sei. Hieraus folgt jedenfalls, daß in der Linie des Souka-Tals die kristallinischen Gesteine von dem nördlichen Abhang des Hauptkamms bis zu der Niederung des Issyk-kul reichen, und daß die Vorberge ganz daraus bestehen. Ich kenne das Souka-Tal aus eigener Anschauung und habe von Süden kommend den Souka-Paß überschritten. Ich habe ein Profil entworfen, das auf der südlichen Seite des Terskei-Ala-Tau ungefähr in der Mitte zwischen dem Ak-bel und der Wasserscheide am Souka-Paß beginnt und das nach Norden über den Paß und das Souka-Tal bis zu dem breiten Uferstreifen auf der Südseite des Issyk-kul reicht: es ist aber nur ein

<sup>1)</sup> Friederichsen, l. c., S. 39 f.

<sup>2)</sup> Friederichsen, l. c., S. 47 und 51.



vorläufiges Profil, weil die Gesteinsproben, die ich dort gesammelt habe, noch nicht petrographisch untersucht worden sind. An diesem Profil (Figur XIV auf Taf. IV) ist aber jedenfalls zu sehen, daß die Masse der granitischen Gesteine sehr viel größer ist, als die der Sedimente. Granitische Gesteine findet man schon weit südlich vom Souka-Paß, wo das Gebirge stark abgetragen worden ist, dann am Passe selber. Hier enthält der helle, fast weiße Granit Einschlüsse von gebänderten metamorphen Sedimenten. Südlich vom Paß sieht man eine Zone von steil nach Norden einfallenden, stark veränderten Sedimenten. Dies sind die Grünschiefer, die Semonow erwähnt; es sind hauptsächlich Kalkphyllit, Phyllit und zum Teil amphibolitartige Gesteine. An einigen Stellen sieht man Aplit darin. Sodann folgt wieder derselbe Granit, wie er am Paß auftritt und hierauf ein schmaler Streifen von deutlich geschichtetem, steil nach Norden einfallendem, kristallinischem Kalk. Dieser Kalk setzt östlich vom Souka-Tal die südliche Seite des langen, aus Südost heranziehenden Längstales zusammen, das ich oben erwähnt habe. Weiter talabwärts sieht man auf fast 20 km nur granitische Gesteine; das ist in der Zone der Vorberge. In der südlichen Hälfte dieser Strecke enthält das Gestein sehr große Kristalle von Feldspat, sodaß es stellenweise porphyrische Struktur annimmt; in der nördlichen Hälfte findet man mittelkörniges Gestein. Hier ist das Gebirge auffallend niedriger als in der südlichen Hälfte der Vorberge; es hat viel weniger schroffe Formen als dort und erhebt sich kaum über die obere Baumgrenze. Nach Norden tauchen die granitischen Gesteine unter ein rotes, schwach nach Norden geneigtes junges Konglomerat und unter eine mächtige Decke von alter Moräne hinab. Man sieht bis zu der Stelle, wo der Granit verschwindet, in den Vorbergen keine Sedimente; und es scheint, daß die Ansicht Semonows richtig sei: daß nämlich die kristallinische, eigentliche Achse des Terskei-Ala-Tau in den Vorbergen liege.

Das eben erwähnte Profil ist bis zu der Stelle, wo der nördliche Teil der granitischen Vorberge des Terskei-Ala-Tau durch das junge Konglomerat und die alte Moräne begrenzt wird, in der Luftlinie ungefähr 35 km lang. Davon nehmen die Sedimente, die alle paläozoisches Alter haben, noch nicht den sechsten Teil ein. Dies zeigt sehr deutlich, daß in dem Meridian des Souka-Passes fast der ganze Terskei-Ala-Tau aus granitischen Gesteinen besteht.

Das nächste weiter östlich liegende große Quertal, über dessen geologische Verhältnisse wir einige Nachrichten haben, ist das Dschütü-oguss-Tal. Friederichsen ist dort gewesen und hat unter dem jungen Konglomerat am nördlichen Rande der Vorberge nicht Granit, sondern einen dünnplattigen bunten Mergel angetroffen, der Tongallen enthält und stärker disloziert worden ist als die darüber lagernden, gleichmäßig unter einem kleinen Winkel nach Norden einfallenden Schichten des Konglomerats. Weiter talaufwärts kommt unter den Geröllen des Dschütü-oguss ein roter Kalk vor, der viele Fossilien enthält. Schellwien,<sup>1)</sup> der die Fossilien untersucht hat, meint, daß der rote Kalk karbonisches oder permisches Alter habe, „daß aber die Zugehörigkeit zum unteren Karbon nicht gerade wahrscheinlich sei.“ Ich habe nun auch die Stücke gesehen, die Friederichsen gesammelt hat; sie stimmen vollständig mit denselben Gesteinen überein, die ich weiter im Osten in der Fortsetzung des Terskei-Ala-Tau, am Sart-dschol-Paß anstehend gefunden habe. Dort führen sie denselben breiten und flachen Spirifer und denselben kleinen Productus, der

<sup>1)</sup> Friederichsen, l. c., paläontol. Anhang.

in der Tat, wie Schellwien meint, dem *Productus longispinus* sehr ähnlich ist; außerdem aber kommt häufig *Productus giganteus* und *Productus striatus* darin vor. Es ist also kaum ein Zweifel darüber, daß der rötliche Kalk des Dschütü-oguss-Tals dasselbe Alter hat wie der rötliche Kalk am Sart-dschol-Paß, daß er also unterkarbonisch ist. Der bunte Mergel, der am Sart-dschol-Paß Gips enthält, liegt darüber. Friederichsen hat im Dschütü-oguss-Tal die granitische Zone der Vorberge nicht erreicht; daß sie dort aber nicht fern im Süden liegt, beweisen die von ihm beobachteten zahlreichen granitischen Gerölle des Flußbetts. Die Stelle, wo Friederichsen das Dschütü-oguss-Tal, von Westen kommend, gekreuzt und den nördlichen Rand der Vorberge berührt hat, liegt nördlicher als die Stelle, wo das Souka-Tal in das Becken des Issyk-kul mündet. Dies hat seinen Grund darin, daß östlich vom 78.° ö. L., wo die Souka aus dem Gebirge tritt, der Terskei-Ala-Tau sich mehr und mehr der nördlichen Parallelkette, dem Kungeu-Ala-Tau nähert. Wir kennen hier die Struktur des Gebirges noch zu wenig, um die Frage zu entscheiden, wie weit die auf allen Karten so deutlich sichtbare orographische Schwenkung, die der Hauptkamm des Terskei-Ala-Tau östlich vom 78.° ö. L. ausführt, mit den geologischen Verhältnissen zusammenhängt. Soviel ist aber schon bei dem Maß unserer heutigen Kenntnisse sicher, daß die paläozoischen Sedimente an den nördlichen Abhängen des Gebirges nach Osten zu an Breite zunehmen, die granitischen Massen dagegen abnehmen. Es war schon Semonow bekannt, daß die paläozoischen Sedimente in der Umgebung des Issyk-kul hauptsächlich auf dessen östlicher Seite vorkommen. Namentlich der unterkarbonische Kalk ist dort weit verbreitet, denn nördlich von Preobraschensk und weiter im Osten bestehen die östlichen Ausläufer des Kungeu-Ala-Tau hauptsächlich hieraus und aus Porphyr. Wir werden dem unterkarbonischen Kalk noch weiter im Osten, am Santasch-Paß begegnen und sehen, daß er dort wahrscheinlich mit dem unterkarbonischen Kalk auf der Südseite des Karkará-Beckens zusammenhängt. In der südwestlichen Fortsetzung des unterkarbonischen Kalks vom Santasch-Paß liegt nun der rote Kalk des Dschütü-oguss-Tals und daraus ergibt sich, daß die Decke des unterkarbonischen Kalks, die südlich von Prschewalsk die granitische Zone der Vorberge des Terskei-Ala-Tau nach Norden begrenzt, schon auf der östlichen Seite des Souka-Tals sichtbar ist.

Semonow hat die granitischen Gesteine der Vorberge östlich von Prschewalsk in den Aksu-Tälern gefunden, wo heiße Quellen (Arasan) daraus entspringen; er gibt die Entfernung zwischen dem Rande des Gebirges und der Quelle in dem kleinen Aksu-Tal auf 10 km an. Friederichsen hat dort Amphibolbiotitgranit gesammelt, paläozoische Sedimente aber nicht austehend getroffen, sondern nur als Gerölle in der alten Moräne am Ausgang des Tales gefunden.

Der Granitzug, der im Aksu-Tal zwischen den heißen Quellen und dem Rande des Gebirges sichtbar ist, erstreckt sich nach O.N.O., wo er in der Furche des Turgen-Aksu-Tals mehr als 18 km breit aufgeschlossen ist. Im Norden wird er am Gebirgsrande durch alte Moräne bedeckt und im Süden grenzt er an die Sedimente, die den Hauptkamm zusammensetzen, welcher die Wasserscheide zwischen dem Issyk-kul und dem Flußgebiet des Sary-dschass trägt. Wir befinden uns im Turgen-Aksu-Tal schon in dem Gebiet, das ich auf der geologischen Übersichtskarte darzustellen versucht habe. Die Karte zeigt, daß in O.N.O.-Richtung vom Turgen-Aksu-Tal granitische Gesteine in dem unteren Abschnitt des Kok-dschar-Tals und am Sart-dschol-Paß anstehen. Die granitischen

Gesteine des Turgen-Aksu-Tals und des Sart-dschol-Passes bilden also beiläufig das östliche Ende des großen Granitzugs, den ich als den nördlichen Granitzug der äußeren Gebirgszüge des nördlichen zentralen Tian-Schan bezeichnet habe.

Wir haben vorhin gesehen, daß dieser Granitzug weit nach S.W. reicht; er ist südöstlich von Prschewalsk am Ausgang des Aksu-Tals sichtbar, und es ist kaum zweifelhaft, daß er noch weiter westlich mit den granitischen Massen des Souka-Tals zusammenhängt. Es bleibt aber doch noch die Frage zu beantworten, ob er die östliche Fortsetzung der granitischen Achse der Vorberge des Terskei-Ala-Tau ist oder die Fortsetzung der höheren nördlichen Achse, also der granitischen Gesteine, woraus das Gebirge in der Umgebung des Souka-Passes besteht. Die Beantwortung dieser Frage hängt enge mit der Entscheidung zusammen, ob die Richtung der Ketten des Terskei-Ala-Tau nur eine orographische Erscheinung ist, oder ob sie von der Streichrichtung der Sedimente und von der Längsrichtung der granitischen Massive abhängt; sie soll daher erst bei der Besprechung der tektonischen Verhältnisse gegeben werden.

Der südlichere der äußeren Granitzüge reicht, wie ein Blick auf die geologische Übersichtskarte lehrt, viel weiter nach Osten als der nördliche Granitzug. Der ziegelrote Biotitgranit am Ausgang des Großen Musart-Tals gehört noch dazu, und wahrscheinlich erstreckt er sich noch beträchtlich darüber hinaus nach Osten, denn in der Furche dieses Großen Quertals ist er noch mehrere Kilometer breit aufgeschlossen. Die nördliche Grenze



Fig. IV. Profil am nördl. Ende der Tekesebene (östliches Ende des südl. Granitzuges bei den Mukur-Mutu-Tälern).

Mafsstab 1:62,000.

gl gn Gneis, Glimmerschiefer, s grünlicher Phyllit, Tonschiefer, g roter Granit, c transgressiv lagernder unterkarbonischer Kalk mit *Productus giganteus*, m alte Moräne, f Schotter der großen Schuttkegel.

dieses Zuges bildet hier im Osten der südliche Saum der Tekesebeue, und in den Gebirgszügen, die diesen Saum begleiten, sind granitische Gesteine im ununterbrochenem Zusammenhang vom Großen Musart-Tal bis in die Nähe der Mündung des Bayum-kol-Tals entblößt. Das Profil des mittleren Mukur-Mutu-Tals (Fig. IV) zeigt die bedeutende Breite des südlichen Granitzugs westlich vom Großen Musart-Tal. Man sieht hier nur an wenigen Stellen Sedimente: nämlich Phyllit, Tonschiefer und unterkarbonischen Kalk. An dem Ausgang des Bayum-kol-Tals und westlich davon nehmen diese aber an Masse zu, und die nördliche Grenze der granitischen Gesteine weudet sich nun, indem sie, unregelmäßig und zuweilen unterbrochen, dem allgemeinen Streichen folgt, nach W.S.W. in das Innere des Gebirges. Westlich vom Bayum-kol-Tal erreicht nämlich der Streifen der Sedimente, der die beiden Granitzüge trennt, den südlichen Saum der Tekesebene.

Dieser Saum verläuft von der Gegend der Tekesquellen bis weit über das Große Musart-Tal hinaus fast genau von Westen nach Osten, also spitzwinklig zum Streichen



der Sedimente und zu der Längsrichtung des südlichen Granitzugs. Der trennende Streifen der Sedimente wird daher gleichsam plötzlich abgeschnitten. Dasselbe gilt für die granitischen Gesteine. Dies drückt sich deutlich in den orographischen Verhältnissen aus, indem der äußerste Rand der nördlichen Abhänge des Gebirges verhältnismäßig steil zur Tiefe geht.

Die granitischen Gesteine breiten sich von diesem Rande weit in das Innere des Gebirges aus. Dies zeigt sich namentlich in der Umgebung des unteren Bayum-kol-Tals deutlich. Und wo hier Sedimente vorkommen ist auch fast überall deren granitische Unterlage entblößt.

Wo die südliche Grenze der granitischen Gesteine östlich vom Bayum-kol-Tal liegt, wissen wir heute noch nicht. Wahrscheinlich wird der südliche Granitzug dort ebenso wie im Norden durch Sedimente in der Richtung des Streichens begrenzt.<sup>1)</sup> Die Verhältnisse, die wir in dem mittleren Teile des Bayum-kol-Tals kennen lernen werden, lassen darauf schließen. Westlich vom Bayum-kol-Tal ist die südliche Grenze eine Strecke weit im Aschu-tör-Tal bekannt. Die Karte zeigt, daß sie in diesem Tale in der Tat dem Streichen folgt; ihre Fortsetzung nach Westen ist wieder unbekannt. Die breite Zone der granitischen Gesteine des unteren Bayum-kol-Tals aber dehnt sich weit in dieser Richtung aus. Die von Merzbacher entdeckten und beschriebenen, hochgelegenen Seen Ak-kul und Kara-kul liegen darin.<sup>2)</sup> Man kommt westlich von diesen Seen in die Furche des Kapkak-Tals. Hier stellen sich vereinzelt Lappen von unterkarbonischem Kalk ein; aber fast an allen Stellen sieht man ihre granitische Unterlage. Die Breite des südlichen Granitzugs ist also im Kapkak-Tal kaum geringer als im Bayum-kol-Tal. Weiter westlich wird sie dagegen geringer und die Sedimente schwellen an. Wir kommen in das Gebiet der Wasserscheide in dem Bereich des Terskei-Ala-Tau. Der südliche Abfall gegen das Sary-dschass-Tal besteht aus Phyllit und unterkarbonischem Kalk. Im Norden aber streicht, tief durchschnitten vom Kok-dschar, der Sedimentstreifen vorüber, der die beiden großen Granitzüge trennt. Weiter westlich besteht die Wasserscheide beim Berkut-Paß ganz aus dem Granit, der in der westlichen Fortsetzung der großen Granitmassen des Kapkak-Tals liegt.

Sobald dieser Teil der Wasserscheide erreicht ist, sieht man die große Veränderung der morphologischen Verhältnisse des Gebirges in voller Deutlichkeit. Die Beständigkeit der Abdachung, welche die Umrandung der großen Quertäler im Osten auszeichnet, verschwindet hier. Der nördliche Abfall des Gebirges ist auf den Streifen des nördlichen Granitzugs beschränkt; in dem Gebiet des südlichen Granitzugs dehnen sich dagegen die in morphologischer Beziehung eigentümlichen, fast ebenen Hochflächen aus, die wir später näher betrachten wollen. Diese Hochflächen sind unabhängig von der Zusammensetzung und dem Bau des Gebirges: sie schneiden gleichmäßig die granitischen Gesteine und die

<sup>1)</sup> Infolge der Abreise Keidels nach Südamerika, habe ich die Lesung der Korrekturen übernehmen müssen. Dies gibt mir Gelegenheit zu einigen ergänzenden Aumerkungen, welche Teile des Gebirges betreffen, die Herr Keidel nicht gesehen hat, von mir aber nach dessen Heimreise noch besucht wurden. Die oben ausgesprochene Vermutung, daß auch weiter im Osten die Gesteine der Granitzone von den Sedimenten in der Streichrichtung, südlich begrenzt werden, habe ich in den Tälern Saikal und Doudukol bestätigt gefunden. Siehe Peterm. Mitteil., I. c., S. 88 f. und 93. G. Merzbacher.

<sup>2)</sup> Peterm. Mitteil., I. c., S. 89 f.

dislozierten Sedimente ab. Aber ihre Lage bezeichnet genau die Lage der verschiedenen Stücke des südlichen Granitzugs in dem Bereich der Wasserscheide. Ein solches Stück ist am Berkut-Paß, ein anderes weiter im Westen im Ottuk-Tal und am Törpu-Paß sichtbar.

Die großen Lücken in unserer Kenntnis von der Zusammensetzung des Gebirges in der Umgebung des Kulu- und des oberen Irtasch-Tals, des Kolpakowsky- und Petrow-Gletschers<sup>1)</sup> machen es sehr schwierig, nachzuweisen, ob die granitischen Massive auf der rechten Seite des Sary-dschass-Tals und in dem oberen Teile des Kok-dschar-Tals, welche die Hochflächen tragen, mit dem Granit zusammenhängen, woraus das gleichfalls ausgedehnte Hochflächen tragende Gebirge zwischen dem Ak-bel und dem Souka-Paß hauptsächlich besteht. Die Ähnlichkeit dieser Teile des Gebirges in morphologischer Beziehung ist aber erstaunlich groß; der Anblick der großen flach nach Süden geneigten Firn- und Eisfelder, die südwestlich vom Souka-Paß liegen und deren ebene Gesteinsunterlage deutlich sichtbar ist, überrascht den Reisenden ebenso sehr<sup>2)</sup> wie der Anblick der ebenen Hochflächen in der Umgebung des Sary-dschass-Tals. Darüber indes kann kaum ein Zweifel bestehen, daß das granitische Massiv des oberen Kok-dschar-Tals mit den granitischen Massen des Ottuk-Tals und Törpu-Passes zusammenhängt und wohl auch noch mit dem Granit in dem mittleren Teile des Kulu-Tals weiter westlich. Ich selbst bin nicht weiter westlich gewesen und Friederichsen, der den Kulu-Paß überschritten hat, führt aus dem oberen Teile des Kulu-Tals nur Sedimente an. Erst westlich von diesem Paß hat er wieder Granit und Gneisgranit in der Furche des Aschu-Kulu gefunden, der ein Nebenfluß des Irtasch ist. Von dort bis in die Nähe des Souka-Passes ist die Zusammensetzung des Gebirges unbekannt. Die granitischen Gesteine am Törpu-Paß und in dem unteren Teile des Kulu-Tals stehen mit dem Granit und dem Gneis des Arpatökyr-Plateaus in Verbindung; auch der schluchtartige enge Teil des Sary-dschass-Tals, ein wenig nördlich von der Mündung des Kulu besteht aus granitischem Gestein. Noch weiter östlich hat Friederichsen Granit und Gneisgranit auf der nördlichen Seite des Sary-dschass-Tau gefunden. Diese wenigen Nachrichten genügen aber nicht, um sicher entscheiden zu können, wie weit die granitischen Gesteine des südlichen Zuges nach Süden reichen; ihre südliche Grenze läßt sich heute auch nicht einmal ungefähr angeben. Die granitischen Gesteine, welche den südlichen Abhang des Sary-dschass-Tau zusammensetzen, gehören aber, wie wir gesehen haben, nicht mehr dazu.

Der nördliche Granitzug tritt östlich vom Souka-Tal in dem Gebiet des nördlichen zentralen Tian-Schan deutlich hervor; auch seine westliche Fortsetzung liegt wahrscheinlich in den nördlichen Vorketten des Terskei-Ala-Tau; nach Osten wird er allmählich schmaler, indem seine Masse abnimmt und die Sedimente, namentlich der unterkarbonische Kalk, mehr und mehr zunehmen; er liegt in diesem Gebiet des zentralen Tian-Schan überall nördlich von der Wasserscheide, so daß der stark zerschnittene nördliche Abhang des Gebirges hauptsächlich daraus besteht.

Der südliche Granitzug, der im Osten besser als im Westen bekannt ist, ist an vielen Stellen seines westlichen Teils schlecht aufgeschlossen. Denn die Hochflächen, die sich dort

<sup>1)</sup> Siehe die Karten bei Merzbacher und Friederichsen.

<sup>2)</sup> Merzbacher, l. c., S. 64 f.

zum großen Teil über die Gesteine dieses Zuges ausbreiten, liegen an vielen Stellen in großer Höhe, und sind dann mit Firn und Eis oder mit alter Moräne und anderem Schutt bedeckt. Dieser Umstand erschwert es, die Grenzen oder die verbindenden Stücke des Zuges zu erkennen. Im Osten hingegen ist auch der südliche Granitzug, da dort die Quertäler tief darin eingeschnitten sind, gut aufgeschlossen. Vielleicht liegt hierin der Grund, daß es scheint, als habe er dort größere Ausdehnung als im Westen. Jedenfalls setzt der südliche Granitzug im Nordrandgebiet des zentralen Tian-Schan die Wasserscheide zusammen; nur östlich vom Kapkak-Paß, wo er sich der Tekesebeue nähert, ist dies nicht der Fall; dort geht die Wasserscheide auf die zentrale Kette über.

#### IV.

Die Sedimente. — Nachdem wir nun gesehen haben, daß granitische Gesteine sowohl die hohen inneren Ketten als auch die äußeren Gebirgszüge, die sich als die östliche Fortsetzung des Terskei-Ala-Tau erweisen, zum großen Teil zusammensetzen, wollen wir sehen, welche Sedimente dort vorkommen und ob sie uns einen stratigraphischen Anhalt geben, das Alter der granitischen Gesteine und die Zeit der verschiedenen Phasen der gebirgsbildenden Bewegungen zu bestimmen. Dabei begegnen wir aber sogleich einer großen Schwierigkeit, die ihren Grund hauptsächlich darin hat, daß die Sedimentfolge in dem Gebiet des zentralen Tian-Schan sehr große Lücken aufweist, und daß sogar das Alter der paläozoischen Sedimente zum größten Teil nicht genau bestimmt werden kann. Außer den jung-tertiären Gobi-Sedimenten und den zum Teil pleistozänen Bildungen der alten Seebecken und der Talbecken, findet man im nördlichen zentralen Tian-Schan aber nur paläozoische Sedimente. Die jüngsten darunter sind die bunten, Gips führenden Mergel und roter Sandstein auf der südlichen Seite des Sart-dschol-Passes (siehe S. 100). Mesozoische Sedimente, die in anderen Gebieten des Tian-Schan als Landpflanzen und Kohle führende Schichten in großer Mächtigkeit und Ausdehnung vorkommen, sind dagegen bis heute im zentralen Tian-Schan nicht gefunden worden; und es gibt Anzeichen dafür, daß sie dort nicht abgetragen, sondern überhaupt nie vorhanden gewesen sind. Die Gebirgszüge des zentralen Tian-Schan gehören, wie wir noch sehen werden, in der Tat einem sehr alten Stück des Gebirges an, dessen ursprüngliche Anlage durch die späteren gebirgsbildenden Bewegungen mehrere Male verändert worden ist. Es ist natürlich sehr schwierig in einem solch alten, wiederholt abgetragenen und wieder aufgerichteten Gebirge die Zeit der Intrusionen der granitischen Massen zu bestimmen und die Spuren, welche die verschiedenen gebirgsbildenden Bewegungen zu verschiedenen Zeiten hinterlassen haben, zu erkennen, zu verfolgen und von einander zu unterscheiden, wenn die Sedimentfolge so große Lücken aufweist, wie im zentralen Tian-Schan.

Aber obwohl diese Schwierigkeiten sehr groß sind, so dürfte es uns dennoch gelingen, einige der hauptsächlichsten Ereignisse in der Geschichte unseres Gebietes dadurch zu erkennen, daß wir die Verbreitung und die Lagerungsverhältnisse der beiden einzigen Glieder der Sedimentfolge, deren Alter genauer bekannt ist: nämlich des unterkarbonischen Kalks und der tertiären Gobi-Sedimente, verfolgen. Diese sollen deshalb hier ausführlicher besprochen, die übrigen Sedimente dagegen nur soweit betrachtet werden, als es notwendig ist, um die in dieser Arbeit geschilderten Verhältnisse zu verstehen.



### 1. Die paläozoischen Sedimente.

Da außer einigen undeutlichen Resten von Cambrium, die in graublauem Tonschiefer am Kaschka-tur-Paß gefunden wurden, Fossilien in älteren paläozoischen Sedimenten außer einigen noch nicht sicher bestimmten devonischen Formen vom Ischtyk-Paß hauptsächlich nur im unterkarbonischen Kalk gefunden worden sind, so fehlt es bis jetzt an genügendem Anhalt, die Reihenfolge der paläozoischen Bildungen sicher festzustellen. Dennoch können wir mit Hilfe derjenigen petrographischen Verschiedenheiten, die allgemeine Bedeutung haben und weit verbreitet sind, sowie in einigen Gebirgstheilen auch mit Hilfe der Lagerungsverhältnisse wenigstens zwei große Gruppen von Sedimenten unterscheiden: nämlich die Phyllitgruppe und die Tonschiefergruppe.

Diese Einteilung hat aber nur beschränkte stratigraphische Bedeutung, da sie uns nur ungefähr in großen Zügen vor Augen führt, was älter und was jünger ist. Es ist sehr oft nicht möglich, sie im einzelnen Falle sicher anzuwenden; denn wir finden z. B. Phyllit nicht nur unter den Bildungen der Phyllitgruppe, sondern auch in der Gruppe der Tonschiefer; und öfters sehen wir eine Zone von Phyllit zwischen Tonschiefern, ohne daß ein Merkmal zur Beurteilung der Lagerungsverhältnisse vorhanden wäre. Dies sind zwei Beispiele, woran wir die beiden hauptsächlichsten Ursachen, die alle diese Unklarheiten hervorgerufen haben, erkennen können. Die großen Intrusionen der granitischen Gesteine, die zu verschiedenen Zeiten vor sich gegangen sind, haben nämlich an vielen Stellen und auf weite Entfernungen auch die Sedimente der Tonschiefergruppe so verändert, daß sie oft kristallinischer sind als die Bildungen der Phyllitgruppe, und die großen wiederholten Dislokationen haben die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse und die natürliche Reihenfolge der paläozoischen Sedimente fast unkenntlich gemacht. Vieles von den ursprünglichen stratigraphischen Verhältnissen mag, weil das Gebirge zu verschiedenen Zeiten stark abgetragen worden ist, überhaupt nicht mehr festzustellen sein.

Wir müssen uns aus diesen Gründen einstweilen damit begnügen, die großen Gruppen, die Sedimente von sehr verschiedenem Alter vereinigen mögen, nach den wenigen wirklich vorhandenen Merkmalen zu unterscheiden, es im einzelnen Falle aber oft unentschieden lassen, zu welcher Gruppe die jeweils in Frage kommenden Bildungen gehören. Auch steht es keineswegs fest, daß die hier angegebene Reihenfolge völlig richtig ist; sie ist aus der Verbindung vieler einzelner Beobachtungen und deren Kombination hervorgegangen.

Die Phyllitgruppe. — Am meisten verbreitet und auch am mächtigsten ist grauschwarzer und grünlicher Phyllit; er ist besonders mächtig entfaltet in den Gebirgen südlich vom Inyltschek-Tal. Man findet ihn aber auch unter den Sedimenten der äußeren Gebirgszüge; er enthält an manchen Stellen Kalkphyllit, graugelben Quarzit und quarzitisches Schiefer. Häufig ist auch grau-grüner Phyllit. Auch er enthält quarzitisches Lager und an manchen Stellen liegt darin ein amphibolitartiges Gestein, das aus einem basischen Eruptivgestein und den dazu gehörenden Tuffen durch Druck und Zersetzung entstanden ist. Die amphibolitartigen Gesteine begleiten dann Züge von weichen, feinschlammigen chloritischen Schiefen. Nur in den Phylliten allein kommen wahrscheinlich die echten Gneise vor, die aber nicht sehr mächtig auftreten. Ein Beispiel dafür ist u. a. der schmale Gneiszug in den Phyllitmassen auf der rechten Seite des oberen Sary-dschass-Tals.

Wenn auch alle diese Bildungen sehr alt sein mögen, so gehören sie nach meiner Auffassung doch nicht zum Grundgebirge, sondern sind wahrscheinlich jünger als Cambrium. Zusammen mit den Bildungen der Tonschiefergruppe stellen sie aber die ältesten noch sichtbaren Stücke des Gebirges dar, wovon wir eines in der mächtigen Schieferzone des Bayum-kol- und Sary-dschass-Tals kennen lernen werden. Wo die eigentliche stratigraphische Grenze zwischen diesen beiden Gruppen liegt, ist, wie schon hervorgehoben, nicht festzustellen. An den heute sichtbaren Grenzen zwischen Phyllit und Tonschiefer kommt an vielen Stellen des Gebirges ein ziemlich mächtiges Quarzitkonglomerat vor, dessen stark gepreßte und verdrückte Gerölle in einem dunklen, quarzreichen, kristallinen Bindemittel liegen. Dieses Konglomerat ist weit verbreitet; man findet es im Bayum-kol-Tal, im Sary-dschass-Tal, im Inyltschek-Tal und auch am Raude der Tekesebene zwischen dem Kleinen Musart-Tal und den Mukur-Mutu-Tälern, aber immer zusammen mit Phyllit. Es ist anzunehmen, daß dieses gewiß sehr alte Konglomerat das Zeichen einer Diskordanz andeutet, zumal es so weit verbreitet ist; aber bei der Unklarheit der stratigraphischen Verhältnisse bleibt dies nur eine Vermutung. Auch über die Mächtigkeit der Bildungen der Phyllitgruppe läßt sich nur wenig Sicheres sagen, da in den Bruchstücken des von ihr zusammengesetzten sehr alten Gebirges, die Art der alten Dislokationen an den heute scheinbar konkordant liegenden Schichten nicht mehr zu erkennen ist; es ist daher zweifelhaft, ob in den Aufschlüssen nicht dieselben Schichten infolge von Faltung mehrmals wiederkehren. Aber ein gewisses Verhältnis zwischen der Mächtigkeit der verschiedenartigen Bildungen tritt dennoch hervor: der grauschwarze Phyllit ist am mächtigsten, der deutlich grüne Phyllit viel weniger entwickelt; Quarzit und Quarzitschiefer haben verhältnismäßig nur eine untergeordnete Bedeutung.

Die Tonschiefergruppe. — Der Übergang vom Phyllit zu den Bildungen dieser Gruppe scheint allmählich zu erfolgen. An manchen Stellen findet man den dunklen, plattigen Tonschiefer, den wir als den ältesten betrachten, schon so verändert, daß man ihn als Phyllit bezeichnen könnte. Dies wird aber an vielen Stellen dadurch verschleiert, daß oft die jüngeren granitischen Gesteine der inneren Ketten, die hauptsächlich von diesem Tonschiefer begrenzt werden, ihn schon auf eine beträchtliche Entfernung vom Kontakte stark verändert haben. Wo aber der Tonschiefer nicht durch die Kontaktmetamorphose verändert worden ist, ist er plattig oder blätterig und sehr ebenflächig; er ist fast schwarz, grauschwarz oder dunkelblaugrau gefärbt und zeigt sich, wenn er verwittert, an vielen Stellen mit einer braunen Rinde überzogen. Zuweilen enthält er Kalkschiefer, der an manchen Stellen in dünnbankigem Kalk übergeht. Aus solchem Tonschiefer besteht ein großer Teil der inneren Kette nördlich vom Inyltschek-Tal. Man findet ihn im Bayum-kol-Tal (s. Profil I. Taf. III), im Sary-dschass-Tal (s. Profil XII, Taf. IV) und in den äußeren Gebirgszügen. Was seine Mächtigkeit anbelangt, so gilt davon dasselbe, was vom Phyllit gesagt worden ist.

Für jünger als den dunklen Tonschiefer halte ich weinroten und lebhaft grün gefärbten Tonschiefer, der zusammen mit rotem und grünem Radiolarit namentlich in der Umgebung des Kaündü-Tals vorkommt. Mit diesen Gesteinen wechsellagern Dolomit und dolomitischer, kristallinischer Kalk, die beide Crinoideenreste enthalten. Den bunten Schiefer und den Radiolarit, der reich an leider nicht mehr bestimmbareren Radiolarien ist, halte ich für devonisch. Auch der Dolomit hat sehr wahrscheinlich dasselbe Alter.

Außer diesen Bildungen kommen im zentralen Tian-Schan, namentlich in den äußeren Gebirgszügen, noch eine Reihe anderer Sedimente vor, die ohne jeden Zweifel jünger als die meisten der bisher erwähnten Bildungen sind, die aber wahrscheinlich auch einige von den jüngeren, für devonisch gehaltenen, faziell vertreten. Dies sind hauptsächlich graublauer und graugrüner, griffeliger und blätteriger Tonschiefer, worin z. B. am Kaschkatur-Paß die schon erwähnten verdrückten Reste von Couularien vorkommen, sodann dunkler, fast schwarzer Kieselschiefer und grauwackenähnliche Gesteine. Ich kann aber über die Reihenfolge dieser Bildungen ebensowenig sagen wie über die stratigraphischen Verhältnisse der älteren paläozoischen Sedimente.

Man findet den blaugrauen Tonschiefer hauptsächlich auf der rechten Seite des Sarydschass-Tals, im Kok-dschar-Tal, in der Umgebung des oberen Kapkak-Tals; er geht an manchen Stellen in Schiefertou über und tritt auf ziemlich großen Strecken zusammen mit dem unterkarbonischen Kalk an. Die Verhältnisse am Kaschkatur-Paß, die so deutlich die transgressive Lagerung des unterkarbonischen Kalks auf den älteren paläozoischen Bildungen erkennen lassen (s. Profil VI), geben uns auch Auskunft über die Stellung des Tonschiefers gegenüber dem Kalk.

Wenn man nämlich vom Kaschkatur-Paß nach Westen in das Kubergantü-Tal hinabsteigt, das ein Nebental des Kok-dschar-Tals ist, so sieht man auf beiden Seiten des Weges, der sich rasch nach Westen senkt, zunächst den gefalteten, blaugrauen Tonschiefer. Etwas weiter westlich verschwindet dieser Schiefer unter Schutt und Sumpfboden. Große Blöcke, die in dem Schutt umherliegen, bestehen nur aus Kalkkonglomerat. Steigt man nun nach Norden das Gehänge aufwärts, so sieht man, daß das Konglomerat scheinbar mit dem Tonschiefer wechsellagert; in Wirklichkeit ist dies aber nicht der Fall, sondern das Konglomerat fällt flach nach Norden ein, liegt diskordant auf dem gefalteten Tonschiefer, und die scheinbare Wechsellagerung wird dadurch hervorgerufen, daß eine große Anzahl von Längsverschiebungen Tonschiefer und Kalk zusammen in lange, schmale Schollen zerschnitten haben, die sich in Staffeln von Norden nach Süden senken. Es ist also kein Zweifel darüber, daß der Tonschiefer schon gefaltet war, als die unterkarbonische Transgression erfolgte; und dies Beispiel zeigt uns, daß zwischen Tonschiefer und dem Kalkkonglomerat eine stratigraphische Lücke vorhanden ist.

Konkordanz zwischen Tonschiefer und Kalk habe ich auch nur an wenigen anderen Stellen des Gebirges beobachtet, wo beide Bildungen zusammen stark disloziert worden sind. Es ist daher in der Tat sehr wahrscheinlich, daß diese Konkordanz nur vorgetäuscht wird und eine Folge der postkarbonischen Dislokationen ist.

Mit dem eben besprochenen Tonschiefer schließen die Bildungen der Tonschiefergruppe nach oben ab. Es ist dabei jedoch zu beachten, daß wir nach dem heutigen Stande unserer Kenntnisse die Frage nicht beantworten können, ob die erwähnten grauwackenähnlichen Gesteine und die fast schwarzen Kieselschiefer nicht vielleicht jünger sind als die Tonschiefer.

Der unterkarbonische Kalk. — Der unterkarbonische Kalk hat in unserem Gebiete eine größere Verbreitung als irgend ein Glied der älteren paläozoischen Bildungen; und obwohl diese Angabe im ganzen nur auf Schätzung beruht, so ist es doch nahezu sicher, daß sie richtig ist. Die große Verbreitung erklärt sich dadurch, daß der unterkarbonische Kalk nicht nur sehr große Teile des Gebirges fast allein zusammensetzt, sondern, daß er



auch ans den Gebieten der sedimentären Bildungen auf große Teile der granitischen Massive hinübergreift; er ist das Gebilde einer Transgression, und wir finden fast überall an seiner Basis, wo seine Unterlage aufgeschlossen ist, das Transgressionskonglomerat, das bald ein Kalkkonglomerat ist, wie über dem Tonschiefer am Kaschka-tur-Paß, bald ein polygenes Konglomerat, wie über den dislozierten Phylliten und Tonschiefern oder über den granitischen Massive. Da der unterkarbonische Kalk fast überall bestimmbare Fossilien führt, so ist es verhältnismäßig leicht ihn zu erkennen. Schon Semonow hat die bezeichnenden Fossilien des Kohlenkalks darin gefunden und angegeben, daß er das obere Glied der paläozoischen Schichtenfolge sei. Ignatiew hat an der Stelle, wo der Itsch-keletasch von Norden in das Sary-dschass-Tal mündet, *Productus giganteus* und *Productus striatus* gesammelt. An derselben Stelle oder doch nahe dabei und weiter im Osten am Kapkak-Paß hat vor kurzem auch Friederichsen unterkarbonische Fossilien gefunden.

Ich habe schon S. 100 erwähnt, daß der unterkarbonische Kalk östlich vom Issyk-kul in dem Maße unter den jungen Bildungen des Issyk-kul-Beckens hervortritt und an Ausdehnung zunimmt, wie sich der Terskei-Ala-Tau nach Norden dem Kungen-Ala-Tau nähert, und daß der Kalk des Sintasch-Passes wahrscheinlich unter den jungen Bildungen des Passes mit dem Kalk an dem südwestlichen Rande des Beckens von Karkará zusammenhängt. Auch noch weiter im Osten habe ich nur an wenigen Stellen ältere Bildungen gesehen, wohl aber den unterkarbonischen Kalk in großer Ausdehnung. Das Gebirge an den Rändern der alten Seebecken besteht hauptsächlich daraus, soweit es nicht von granitischen Gesteinen und von Porphyr zusammengesetzt wird. Man findet den Kalk, z. B. in den Bergen südlich und südöstlich von Karkará, in den Randketten des Gebirges an dem oberen Laufe des Tekes und weit und breit in den Gebirgszügen, die die Tekesebene im Süden begrenzen. In diesen Teilen des Gebirges, wo der nördliche Granitzug an Ausdehnung verliert, und wo sich, wie es scheint, die Achse des Terskei-Ala-Tau allmählich nach Osten senkt, greift der unterkarbonische Kalk von den Rändern des Sedimentstreifens, der die beiden großen Granitzüge des Terskei-Ala-Tau trennt, nach Süden und Norden auf die granitischen Massive hinüber. Wir finden ihn dort an vielen Stellen in transgressiver Lagerung über dem Granit. Wir beobachten ihn dagegen unter anderen Verhältnissen in den inneren hohen Ketten. Die geologische Übersichtskarte zeigt dort am Tüss-aschu-Paß Streifen des Kalks zwischen längsgestreckten Granitzügen. Es ist dunkelgrauer und heller Crinoideenkalk, der viele Fossilien, darunter *Productus giganteus* und *Productus striatus*, sowie Korallen führt. Der Kalk ist steil gestellt, gefaltet und im Kontakt mit dem Granit verändert worden. Auf eine beträchtliche Entfernung vom Passe nach Westen bestehen die höchsten Teile des Sary-dschass-Tau daraus: und es kann auch kein Zweifel darüber aufkommen, daß seine Fortsetzung nach Osten der kristallinische Kalk der hohen zentralen Kette ist, die wir bei der Besprechung des Bayum-kol-Tals noch näher kennen lernen werden. Diese wenigen Angaben genügen schon, die große Verbreitung des unterkarbonischen Kalks zu zeigen. Über seine Mächtigkeit vermag ich nichts Sicheres anzugeben. Die transgressiv liegenden, oft wenig gestörten Schollen in den granitischen Massiven sind zum Teil stark abgetragen worden, und außerhalb dieser Massive ist der Kalk, zusammen mit den älteren Sedimenten, so stark disloziert worden, daß es oft unmöglich ist, die Art der Lagerung zu erkennen oder nur zu entscheiden, ob der Kalk in seiner ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen ist. Vor allem ist aber

zu beachten, daß er, da er ein Transgressionsgebilde ist, an den verschiedenen, zum Teil ziemlich weit voneinander entfernten Stellen des Gebirges, je nachdem diese von der Transgression früher oder später erreicht worden sind, auch verschieden mächtig sein muß.

Man kann beobachten, daß von dem unterkarbonischen Kalk hauptsächlich zwei Varietäten vorkommen: nämlich dichter dunkelgrauer, oft dolomitischer Kalk und hellerer Crinoideenkalk. Crinoideenreste findet man zwar fast überall, doch zeigt es sich, daß sie an einzelnen Orten das Gestein besonders dicht erfüllen. Da diese gewiß voneinander verschiedenen Bildungen auch getrennt vorkommen, so ist es wahrscheinlich, daß sie zueinander in einem bestimmten stratigraphischen Verhältnis stehen; es ist auch möglich, daß sie sich an den verschiedenen Stellen des Gebirges vertreten. In der zentralen Kette, z. B. am Pik Nikolai Michailowitsch, der mehr als 6000 m hoch ist (s. Abbildung 2 auf Taf. D), ist der Gegensatz in der Färbung des dunklen und hellen Kalks durch die Metamorphose so lebhaft geworden, daß man deutlich erkennen kann, wie der helle, fast rein weiße Kalk durch immer häufigeres Auftreten von dünnen, dunklen Schichten in den fast schwarzen, körnigen Kalk übergeht. Dies ist aber Wechsellagerung und nicht Wiederholung derselben Schichten als eine Folge von Faltung.

Der dichte, dolomitische, dunkelgraue Kalk kommt, soweit meine Beobachtungen reichen, hauptsächlich an den nördlichen Abhängen des Gebirges vor, z. B. an dem südlichen Rande der Tekes-Ebene zwischen dem Großen Musart-Tal und dem Bayum-kol-Tal, zwischen diesem Tal und den Tekes-Quellen und noch weiter im Westen am südlichen Rande des Karkará-Beckens: er führt beinahe überall eine reiche Fauna, die fast nur bekannte und weltweit verbreitete Arten enthält. Namentlich ist er reich an Korallen und Brachiopoden, führt aber an den meisten Stellen auch Foraminiferen. Fast überall ist *Productus giganteus* häufig, daneben kommt auch *Productus striatus* vor; und von den Korallen sind außer großen Einzelkorallen besonders die stockbildenden Korallen der Gattungen *Syringopora* und *Lithostrotion* verbreitet.<sup>1)</sup> An manchen Stellen, z. B. südlich von Karkará und in der Umgebung des unteren Bayum-kol-Tals, besonders aber in der Umgebung der Mukur-Mutu-Täler, kann man deutlich beobachten, daß der dunkelgraue Kalk, der dicke Bänke zusammensetzt, nach oben in einen dunklen, dünnplattigen oder dünnbankigen Kalk übergeht, worin die Fossilien sehr häufig verkieselt sind.

Der Crinoideenkalk, der im ganzen heller gefärbt zu sein scheint als der eben besprochene dunkelgraue Kalk, kommt hauptsächlich an den südlichen Abhängen der äußeren Gebirgszüge und in den inneren Ketten vor; er geht an einigen Stellen in Crinoideenbreccie über, z. B. südlich vom Tüss-aschu-Paß und enthält dieselben Brachiopoden wie der dunkle Kalk, besonders häufig *Productus giganteus* und *Productus striatus*. Korallen lassen sich darin aber seltener beobachten. Ob aber diese Unterschiede eine stratigraphische Bedeutung haben, kann mit Hilfe der bisherigen Beobachtungen noch nicht sicher bestimmt werden; denn diese werden, außer durch die Dislokationen und die starke Abtragung auch durch die Metamorphose erschwert, die gegen die hohen zentralen Teile des Gebirges hin, mehr und mehr die unterkarbonischen Bildungen verändert hat.

---

<sup>1)</sup> Das gesamte auf den Reisen im zentralen Tian-Schan sowohl auf der Südseite als auf der Nordseite gesammelte sehr umfangreiche Faunenmaterial ist augenblicklich noch in Bearbeitung. Die Veröffentlichung der Ergebnisse der Bestimmung wird sich noch einige Zeit verzögern. G. Merzbacher.

Es fragt sich nun, ob alle bisher im zentralen Tian-Schan gefundenen karbonischen Bildungen, die in verschiedenen Teilen unseres Gebietes, wie wir gesehen haben, veränderliche Mächtigkeit sowie deutlichen Wechsel der petrographischen Beschaffenheit zeigen, zur unteren Abteilung des Karbons zu rechnen sind. Ich neige hiezu, da mehrere Gründe hierfür sprechen: Obwohl die Fossilien, die im Laufe der Expedition an verschiedenen, zum Teil weit voneinander entfernten Stellen in den karbonischen Bildungen des zentralen Tian-Schan gesammelt wurden, erst zum geringen Teil genauer untersucht worden sind, so hat sich doch schon jetzt soviel ergeben, daß die verschiedenen Faunen, sowohl die aus dem dunkelgrauen als auch die aus dem Crinoideenkalk eine auffallende Übereinstimmung zeigen. An den meisten Stellen ist zudem *Productus giganteus* das bezeichnende Leitfossil. Fusuliniden, die auf der südlichen Seite des Tian-Schan in den oberkarbonischen Bildungen so weit verbreitet sind, fehlen dagegen auf der Nordseite in dem zentralen Gebirgsstück vollständig. Gegen das Vorkommen von oberkarbonischen Bildungen spricht außerdem die Tatsache, daß Kalke mit *Productus giganteus* auf einer großen Strecke des nördlichen zentralen Tian-Schan nach oben in saline Sedimente übergehen, deren Bildung, wie wir bald sehen werden, mit einer Regression des Meeres zusammengehängt hat. Es ist also wahrscheinlich, daß die karbonischen Bildungen des nördlichen zentralen Tian-Schan zu der oberen Abteilung des unteren Karbons, nämlich zu der Stufe des *Productus giganteus*, gehören.

Ogleich es aus den erwähnten Gründen nicht möglich ist anzugeben, wie groß die Mächtigkeit der unterkarbonischen Bildungen im Sary-dschass-Tau und in der zentralen Kette ist, so scheint es mir doch fast sicher zu sein, daß sie dort größer ist als in den äußeren Gebirgszügen und daß sie von Süden gegen Norden allmählich abnimmt. Die Aufschlüsse auf der südlichen Seite des Sart-dschol-Passes lassen z. B. erkennen, daß

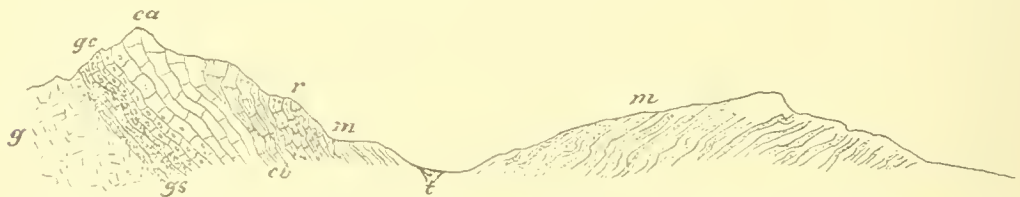


Fig. V. Profil durch die linke Seite des Kok-dschar-Tals, ca. 3 km südöstlich vom Sart-dschol-Paß.

Mafsstab 1 : 10,000.

g Granit, gs rote, sandig-kalkige Schotter aus Granitgrus mit Einzelkorallen, gc Kalk mit Granitgerölle, ca dichter, rauchgrauer und rötlicher Crinoideenkalk mit *Productus giganteus* und *Productus striatus*, cb dünnplattiger Kalk, r bunte plattige Mergel, m grauer und graugrüner Mergelton und Mergel mit Gips, t Erdtrichter.

dort der wenig mächtige graue Kalk mit *Productus giganteus* nach oben in rötlichen Kalk und darauf in bunte, Gips führende Mergel übergeht, daß also die Mächtigkeit dieses Kalkes auffallend gering ist gegenüber der des unterkarbonischen Kalks am Tüssaschu-Paß und in der zentralen Kette.

Aber nicht nur die unterkarbonischen Bildungen, sondern auch die jüngeren Sedimente der karbonischen Schichtenfolge werden um so vollständiger und mächtiger, je mehr man sich von Norden dem südlichen Rande des Tian-Schan nähert. Ein vermittelndes Vor-



kommen ist mir vom Ischtyk-Paß bekannt, wo unterkarbonischer Kalk mit *Productus giganteus* mächtig entwickelt ist. Auch noch weiter südlich sind unterkarbonische Bildungen in außerordentlicher Mächtigkeit sehr weit verbreitet, hauptsächlich Dolomit, dolomitischer Kalk und Sandsteine. Die Gebirgszüge auf der rechten Seite des Kokschaal-Flusses bestehen zum größten Teil hieraus. Bei Utsch-Turfan enthalten diese Bildungen bis zu zwei Meter mächtige Bänke aus Brachiopodenschalen, namentlich aus Schalen des *Productus giganteus*.<sup>1)</sup>

Das untere Oberkarbon ist im Süden durch schwarze, an Gastropoden reiche Kalke, die *Spirifer mosquensis* als Leitfossil enthalten, vertreten, das mittlere Oberkarbon durch helle Fusulinenkalke. Am weitesten verbreitet sind die in petrographischer Beziehung sehr mannigfaltigen Bildungen des obersten Karbons. Die großen Faltenbögen, die zusammen bisher in der Literatur als Kokschaal-Tau bezeichnet wurden, bestehen zum größten Teil hieraus; diese Bildungen führen überall *Schwagerina princeps*, und enthalten eine Fauna, die ganz erstaunlich mit der des Uralischen Schwagerinenkalks übereinstimmt.

Aus dieser Verbreitung der verschiedenen Glieder des Karbons ergibt sich also, daß die karbonischen Bildungen auf der südlichen Seite des Tian-Schan vollständig entwickelt sind, daß dagegen in den nördlich daran grenzenden Teilen des Gebirges und im zentralen Tian-Schan nur die Kalke der Stufe des *Productus giganteus* vorhanden sind, und daß diese Kalke von Süden nach Norden an Mächtigkeit abnehmen.

Die intramittelkarbonischen gebirgsbildenden Bewegungen haben große Teile des Tian-Schan getroffen; wir können ihre Spuren auf der südlichen Seite des Gebirges deutlich in den stratigraphischen Diskordanzen der oberkarbonischen Sedimente erkennen. In dem nördlichen Teile des zentralen Tian-Schan, wo diese Bildungen fehlen, sehen wir die einzigen Spuren der beginnenden Bewegungen in den Bildungen der bunten, Gips führenden Mergel und roten Sandsteine südlich vom Sart-dschol-Paß, die eine Regression des karbonischen Meeres anzeigen. In der Gegend des Sart-dschol-Passes hat die Regression begonnen, nachdem die roten, plattigen Kalke, die *Productus giganteus* führen, gebildet worden waren.

Bunte Mergel, roter Sandstein und Konglomerat. — Dies sind die jüngsten paläozoischen Sedimente des nördlichen zentralen Tian-Schan; ich selbst habe sie hauptsächlich



Fig. VI. Profil durch den rechten Talrand des Sary-dschass-Tals am Kaschka-tur-Paß.

g Gneis, p Phyllit, gr grauwackenähnliches Gestein, t graublauer Tonschiefer, cg Quarzitkonglomerat der Transgression, c Kalk mit *Productus giganteus*, m alte Moräne, s Schutt, a Sumpf und Moorböden.

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 45. Über den geologischen Bau des südlichen Tian-Schan habe ich soeben eine Arbeit vollendet, welche unter dem Titel: „Geologische Untersuchungen im südlichen Tian-Schan nebst Beschreibung einer unterkarbonischen Brachiopodenfauna aus dem Kukurtuk-Tal“ im Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie in Stuttgart demnächst erscheinen wird.

Der Verfasser.

auf der südlichen Seite des Sart-dschol-Passes im Kok-dschar-Tal gefunden. Man trifft sie aber auch in den benachbarten, weiter westlich gelegenen Teilen des Gebirges; denn, wie wir schon bei der Besprechung des nördlichen Granitzugs (S. 99 f.) der äußeren Gebirgszüge gesehen haben, stimmen die bunten Mergel des Dschütü-oguss-Tals, die Friederichsen gefunden hat, mit dem bunten Mergel des Sart-dschol-Passes überein; sie sind aber noch weiter im Westen bekannt, wenn auch ihre stratigraphische Stellung nicht erkannt worden ist. Schon Semonow<sup>1)</sup> berichtet von dem Konglomerat der Buam-Schlucht, wo der Tschu, aus dem Issyk-kul-Becken kommend, die westlichen Ausläufer des Kungeu-Ala-Tau durchbricht. Die Seiten des Durchbruchtals bestehen dort zum großen Teil aus Bildungen, die denen des Sart-dschol-Passes und des Dschütü-oguss-Tals gleichen: es kommen aber außerdem noch mächtig entwickelte Konglomerate vor. Ganz dieselben Bildungen habe ich auch noch weiter westlich an den nördlichen Abhängen des Alexander-Gebirges südlich von Pischpek gesehen: es sind auch dort bunt gefärbte Mergel, rotviolette und rote Sandsteine sowie grobes Konglomerat.

In der Buam-Schlucht finden wir außerdem die folgenden Verhältnisse: An dem Ausgang der Schlucht sieht man etwas talaufwärts von der Poststation Dschil-aryk, wo Gneis und Gneisgranit austehen, unter fluvioglazialen Schotter und Gehängeschutt auf der linken Seite des Tschu zuerst roten und violetten Tonsandstein und bunten Mergel, die höchst wahrscheinlich das Liegende der weiter talaufwärts sichtbaren Schichtenfolge bilden. Ein wenig weiter östlich steht dicht am Flusse stark zersetzter, violetter Porphyran, der wahrscheinlich in den roten Sandsteinen und bunten Mergeln liegt. Noch weiter talaufwärts folgt darüber in mannigfacher Wechsellagerung roter Sandstein, blauer, grauer und grüner Mergel und grobes Konglomerat. Dies Konglomerat enthält sehr große Blöcke, die zum Teil aus Kalk, zum Teil aus kristallinen Gesteinen bestehen.

Friederichsen<sup>2)</sup> hat dicht am Tschu einen Minettegang angetroffen, der feinkörniges Konglomerat durchbrochen hat. Da ich diesen Teil des Gebirges nur flüchtig gesehen habe, so kann ich über die Lagerungsverhältnisse der roten Sandsteine, bunten Mergel und groben Konglomerate und ihre Beziehungen zu den älteren Bildungen in der Umgebung des Tschu-Tals keine Angaben machen. Ich sah vom Flusse aus nur, daß die bunten Sedimente auf dessen linker Seite hauptsächlich nach Süden, auf der rechten Seite zum Teil nach Norden einfallen.

Südlich vom Sart-dschol-Paß, auf der rechten Seite des Kok-dschar-Tals, sind dagegen die Lagerungsverhältnisse klarer. Da sie sowohl über die transgressive Lagerung des unterkarbonischen Kalks auf Granit als auch über den allmählichen Übergang des unterkarbonischen Kalks in die bunten Mergel ausgezeichneten Aufschluß geben, so wollen wir sie hier genauer betrachten.

Von Karkará führt ein von den Kirgisen benutzter Weg durch das Gebirge über den ungefähr 3700 m hohen Sart-dschol-Paß nach Süden in den unteren Teil des Kok-dschar-Tals. Auf diesem Wege kommt man aus dem alten Seebecken von Karkará zunächst am Fuße des Gebirges in einen breiten von Osten nach Westen verlaufenden Gürtel niedriger waldreicher Hügel. An den wenigen Stellen, die von der Vegetation ent-

<sup>1)</sup> Semonow, Peterm. Mittel., 1858, S. 358 und Zeitschr. Gesellsch. f. Erdkunde, Berlin, 1869.

<sup>2)</sup> Friederichsen, l. c., S. 33, petrograph. Anhang, S. 248.

blößt sind, sieht man, daß diese Hügel aus lebhaft rot gefärbten Sedimenten bestehen; es sind hauptsächlich weiche, rote, dann blaugraue und graue Mergel, Mergeltone, Tonsandsteine und Glimmer führender, dünnplattiger Sandstein: dieselben Bildungen, worin nordwestlich von Karkará<sup>1)</sup> eine jungtertiäre Fauna von Süßwassergastropoden vorkommt. Südlich von diesen Hügeln erheben sich zuerst vereinzelt, dann in geschlossenem, O.W. bis O.N.O. streichendem Zuge steil nach Süden einfallende Schollen von dolomitischem und plattigem, grauem Kalk. In dem plattigen Kalk findet sich ziemlich häufig *Productus giganteus*, in dem dolomitischen Kalk schlecht erhaltene Brachiopoden, Korallen und Bryozoen. Hoch an die Kalkschollen hinan, 300 bis 400 m über die Sohle des alten Seebeckens von Karkará reichen die verhüllenden tertiären Bildungen und umgeben stellenweise die Kalkschollen von allen Seiten. Zwischen unterkarbonischem Kalk und tertiären Bildungen führt nun der Weg zum Sart-dschol-Paß, zuerst nach Süden, dann nach Südosten zum Teil durch bewaldetes Gebirge. Dicht unterhalb der oberen Baumgrenze tritt an einigen Stellen Granit auf, dann noch einige große Schollen von hellem, unterkarbonischem Crinoideenkalk, deren granitische Unterlage aber nicht sichtbar ist. Oberhalb der Baumgrenze zeigt sich bis zum Paß, zwei bis drei Stunden weit nur Granit. Es ist dies das östlichste der auf der geologischen Übersichtskarte noch eingezeichneten Stücke des nördlichen Granitzuges.

Man steigt von Norden allmählich zum Paß hinauf, der in einer flachen Einsenkung des stark abgetragenen granitischen Hauptkammes liegt. Ganz in der Nähe des Passes findet man schon auf der Nordseite große Blöcke und kleinere Stücke von grauem unterkarbonischem Kalk. Daraus ergibt sich, daß einst der Mantel der unterkarbonischen Bildungen auf der nördlichen Seite des Hauptkammes bis in die Höhe des Passes gereicht haben muß. Westlich vom Paßeinschnitt erscheint in einiger Ferne in der Höhe des Hauptkammes, deutlich horizontal geschichtetes Gestein; es scheint also dort noch eine größere Scholle des unterkarbonischen Kalks erhalten zu sein.

Auf der steil geneigten Südseite des Hauptkammes fallen, nicht weit unterhalb der Paßhöhe, zahlreiche Konglomeratblöcke auf, die aus Kalk- und Granitgeröllen zusammengesetzt sind; in einzelnen Blöcken herrschen die Granitgerölle so vor, daß die Blöcke fast ganz daraus bestehen, in andereu verdrängen wieder die Kalkgerölle den Granit bis auf wenige kleine Stücke, die in der einschließenden Kalkmasse zerstreut liegen. Wenn man nun weiter nach Süden in das Kok-dschar-Tal hinabsteigt, so stößt man ungefähr 500 bis 600 m unterhalb der Paßhöhe in dem Bett des vom Paß herabfließenden Baches an einen Felsriegel, der vom Wasser durchschnitten worden ist. Dieser Riegel besteht aus O.N.O. streichendem, schwach nach Norden einfallendem, unterkarbonischem Kalk, den man auch noch eine Strecke weiter zu beiden Seiten des Weges in den vorspringenden Kanten des Gehänges beobachten kann. Es ist nun bemerkenswert, daß hier der Kalk auf allen Seiten vom Granit umgeben ist; die Grenze zwischen Kalk und Granit läßt sich allerdings an dieser Stelle nicht feststellen, weil sie von Moränen und Gehängeschutt verdeckt wird. Aber etwas weiter am Gehänge abwärts, finden wir Verhältnisse, die ich in der folgenden Skizze (Figur VII) darzustellen versucht habe: Im Hintergrunde erheben sich einige Gipfel, die aus Granit bestehen und zum Zuge des Hauptkammes gehören, im Vordergrund am

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 4.



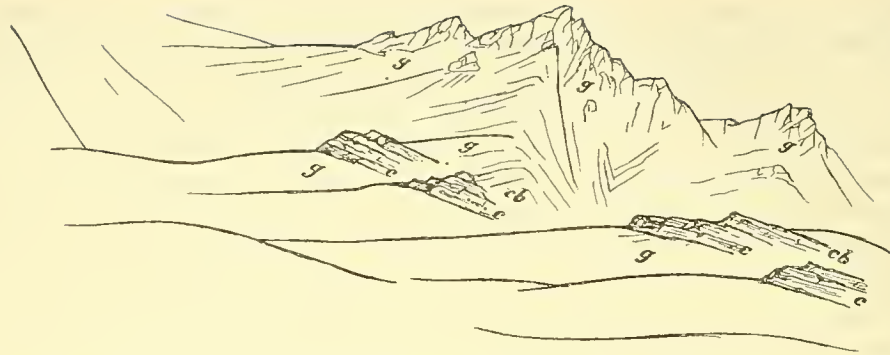


Fig. VII. Reste von ingressiv liegendem Schotter aus Konglomerat und unterkarbonischem Kalk am Sart-dschol-Paß.

g granitische Gesteine, c Konglomerat aus Granit und Kalkgeröllen, darunter sandige Schichten, die aus Granitgrus bestehen, darin Korallen, cb unterkarbonischer Kalk mit *Productus giganteus* und *Productus striatus*.

Gehänge aber liegen vereinzelte, getrennte Schollen von geschichtetem Konglomerat und unterkarbonischem Kalk. Das Konglomerat, das aus Granit und Kalkgeröllen besteht, liegt an der Basis des Kalks unmittelbar auf Granit, der auf allen Seiten ansteht und auch zwischen den Schollen in den Furchen des Gehänges angeschnitten ist. Die Schollen setzen auf ihrer Rückseite am Granit ab und es kann kein Zweifel darüber aufkommen, daß sie einst in einem langgestreckten Streifen zusammengehängt haben.

Da die Schollen in einer flachen Einsenkung des Gehänges liegen, an welchem man, um in das Kok-dschar-Tal zu gelangen, in Südrichtung etwas hinansteigen muß zu jener Stelle des Gehänges, an das sie sich anzulehnen scheinen, so trifft man oberhalb der Schollen wieder auf Granit; dann senkt sich das Gehänge zur Tiefe des Kok-dschar-Tals. Auf dem Abstiege dahin zeigt sich nochmals eine Kalkscholle von geringem Umfang, deren Bänke mäßig nach Norden geneigt sind; dann verdeckt dichte Vegetation das anstehende Gestein. Ganz zuletzt kann man noch dünnplattigen, Glimmer führenden roten und grünlichen Sandstein beobachten, der O.N.O. streicht und steil nach Süden einfällt. An dieser Stelle läßt sich zwar die Grenze zwischen Kalk und Sandstein der Vegetation wegen nicht feststellen; doch kann man immerhin sehen, daß sich der unterkarbonische Kalk in der östlichen Fortsetzung des Streichens schwach nach Norden einfallend, an den Granit anlehnt, daß bunte Mergel und Sandstein etwas südlich davon sein Hangendes bilden, und daß alle diese Bildungen in einem scharfen flexurartigen Bogen nach Süden zur Tiefe des Kok-dschar-Tals umbiegen.

Über das Lagerungsverhältnis zwischen dem unterkarbonischen Kalk und den bunten, Gips führenden Mergeln und Sandsteinen finden wir weiter östlich auf der rechten Seite des Kok-dschar-Tals Aufschluß. Etwas talaufwärts vom Wege, der vom Sart-dschol-Paß, dem schon erwähnten Bache folgend, nach Süden hinab zum Kok-dschar führt, mündet ein von Norden kommendes kleines Seitental. Der Hintergrund dieses Seitentals liegt im Granit und man sieht dort an der Grenze von Granit und Sedimenten und weiter südlich das folgende Profil (s. Profil V): Dicht über dem Granit liegt plattiger, zum Teil

knolliger, rötlicher sandiger Kalk, worin abgeriebene Brachiopodeuschalen vorkommen. Zwischen diesem Kalk und dem Granit findet man ein rotes klastisches Gestein, das aus kleinen aufbereiteten Bruchstücken des Granits, namentlich aus Quarz und Feldspat besteht. Schon in diesen grusig-sandigen, wenig mächtigen Schichten erscheinen öfters Einzelkorallen. Über dem rötlichen plattigen Kalk folgt dickbankiger Kalk, der in den unteren Lagen noch rötlich gefärbt ist und gerundete Gerölle von Granit enthält, in den oberen Lagen aber verschwinden die Gerölle mehr und mehr; es kommen jedoch noch Bruchstücke von Quarz, von zersetztem Feldspat und vor allem von dunklem Glimmer darin vor. Schon in diesen Lagen führt der Kalk sehr viele Fossilien: stockbildende Korallen wie *Lithostrotion*, sehr häufig *Productus striatus*, dann *Productus giganteus*, *Productus inflatus*, *Productus longispinus* n. a. Die darüber folgenden Bänke bestehen aus dichtem hellgranen Kalk, worin Crinoideenreste und dieselben Fossilien vorkommen, wie in den tieferen Bänken. Dieser Kalk geht nach oben in dünnplattigem rötlichem, Crinoideenreste enthaltendem Kalk über, der vollständig dem rötlichen Kalk gleicht, welchen Friederichsen als Geröll im Flussbett des Dschütü-oguss-Tals gesammelt hat (siehe S. 100). Darüber folgt bunter mergeliger Kalk, dann plattiger bunter Mergel, der hellen Glimmer und Tongallen führt: darauf weiche graue und graugrüne, gipshaltige Mergel und zuletzt roter, plattiger Sandstein. Der Gips bildet weiße gebänderte Einlagerungen in den Mergeln und seitlich von dem eben beschriebenen Profil findet man auf der Sohle des Seitentales mit Wasser angefüllte Erdtrichter.

Hier sehen wir also deutlich, daß der unterkarbonische Kalk auf dem Granit transgressiv liegt, daß der massive grane Kalk nach oben in rötlichen Kalk, dieser dann in bunte, Gips führende Mergel übergeht, und daß darauf dann der rote plattige Sandstein folgt.<sup>1)</sup> Ich habe aber an dieser Stelle kein Konglomerat anstehend gefunden, das mit den bunten Sedimenten wechsellagert, sondern nur lose Blöcke aus Granit und Kalkgeröllen gefunden.

Aus allen diesen Tatsachen ergibt sich zusammen mit den über die Verbreitung der karbonischen Bildungen auf der südlichen Seite des Tian-Schan<sup>2)</sup> gemachten Beobachtungen folgendes: Die marine Schichtenfolge des Karbons ist vollständig auf der südlichen Seite des Tian-Schan entwickelt: namentlich das Unterkarbon tritt dort in weiter Verbreitung und in großer Mächtigkeit auf. Im Hangenden des Kalks mit *Productus giganteus* tritt dort mehr und mehr Sandstein auf; dann stellen sich Kalk- und Quarzkonglomerate ein. In den Geröllen der Kalkkonglomerate kommen unterkarbonische Fossilien vor. Diese grobklastischen Bildungen gehören also wahrscheinlich zum mittleren und oberen Oberkarbon; aber auch an anderen Stellen, wo die Kalke der Stufe des *Spirifer mosquensis* zahlreiche Fossilien führen, wie z. B. bei Kara-dschul am Südrand, westlich von den Salzsümpfen des Schorköl, erkennt man deutlich an der Beschaffenheit der Bildungen wesentliche Abnahme der ehemaligen Wassertiefe. In die Zeit des unteren und mittleren Oberkarbons fällt eine Phase der gebirgsbildenden Bewegungen, die einen großen Teil des Tian-Schan getroffen haben. Die in petrographischer Beziehung mannigfaltigen Bildungen

<sup>1)</sup> Einen ähnlichen Übergang des unterkarbonischen Kalks in saline Bildungen habe ich auch in den nordöstlichen Vorketten, im Temurlik-Tau beobachtet, im Dschidschen Tale. G. Merzbacher.

<sup>2)</sup> Siehe meine S. 111 erwähnte, demnächst erscheinende Abhandlung.

des oberen Oberkarbons liegen diskordant auf den älteren karbonischen Bildungen: sie enthalten *Schwagerina princeps* und, abgesehen von der Gattung *Enteletes*, eine *Fanna*, die vollständig mit der *Fanna* des nralischen Schwagerinenkalks übereinstimmt (siehe S. 111). Von der karbonischen Schichtenfolge ist hingegen in den mittleren und nördlichen Teilen des zentralen Tian-Schan nur der Kalk mit *Productus giganteus* gefunden worden. Dieser Kalk ist in der zentralen Kette und im Sary-dschass-Tan ohne Zweifel mächtiger als an vielen Stellen der äußeren nördlichen Gebirgszüge, wo er nach oben erst in bunte, Gips führende Mergel, dann in rote Sandsteine und Konglomerate übergeht. Auch dort weisen Mergel auf Abnahme der Wassertiefe, das heißt auf die beginnende Regression des Meeres hin. Die großen zum Teil eckigen Blöcke in den Konglomeratbänken der Buam-Schlucht, wovon manche mehr als einen Meter Durchmesser haben und also nicht weit transportiert sein können, verraten die Nähe von Landflächen und dadurch auch, daß mit der Regression des Meeres die gebirgsbildenden Bewegungen begonnen haben.

Die früher erwähnte geringere Mächtigkeit des unterkarbonischen Kalks im Kok-dschar-Tal läßt verschiedene Deutungen zu: entweder hat die Transgression die grauwackige Unterlage dort später erreicht, als im Gebiet der zentralen Kette und des Sary-dschass-Tau, oder die Regression hat dort früher begonnen und die bunten Sedimente vertreten einen Teil des unterkarbonischen Kalks, oder aber, und dies ist am wahrscheinlichsten: die Transgression ist über eine gebirgige Oberfläche vor sich gegangen.

Wie dem nun aber auch sei, so scheinen marine Sedimente jedenfalls nach der Ablagerung des Kalks mit *Productus giganteus* und nach der Regression des Meeres in dem Gebiet des nördlichen zentralen Tian-Schan nicht mehr gebildet worden zu sein. Die bunten Sedimente kommen dort, soweit die bisherigen Beobachtungen reichen, nur an den nördlichen Abhängen des Gebirges vor; sie setzen einen langen und verhältnismäßig schmalen Streifen zusammen, der sich mit manchen Unterbrechungen vom Kok-dschar-Tal längs der nördlichen Seite des Terskei-Ala-Tan über das Durchbruchstal des Tschn am westlichen Ende des Issyk-kul nach Westen bis zu den nördlichen Abhängen des Alexander-Gebirges erstreckt. Verlauf und Ausdehnung dieses Streifens, wie sie sich ungefähr aus der jetzigen Lage der verschiedenen Reste der bunten Sedimente ergeben, mögen in Wirklichkeit etwas anders gewesen sein; denn vor allem ist deren Absatz von Lage und Ausdehnung der alten Gebirgsrümpfe, die von der unterkarbonischen Transgression vermutlich nur zum Teil betroffen worden sind, abhängig gewesen. Es kann kein Zweifel darüber herrschen, daß große Teile dieser Gebirgsrümpfe uns in den heute noch sichtbaren grauwackigen Massiven des Terskei-Ala-Tan und seiner östlichen Fortsetzung erhalten geblieben sind, denn die transgressive Lagerung des unterkarbonischen Kalks über Granit ist nicht nur am Sart-dschol-Paß und im Kok-dschar-Tal, sondern auch an vielen anderen Stellen, namentlich im Gebiet des südlichen äußeren Granitzuges sichtbar. Die geringe Mächtigkeit der unterkarbonischen Bildungen und ihre Lagerungsverhältnisse am Sart-dschol-Paß weisen darauf hin, daß die Transgression dort in der Tat über einer sehr unebenen Oberfläche vor sich gegangen, und daß sie vielleicht an manchen Stellen mehr eine Ingression gewesen ist. Wir kennen allerdings nicht das Maß der Veränderungen, welche die äußeren Gebirgszüge des nördlichen zentralen Tian-Schan und die westlich davon gelegenen Teile des Terskei-Ala-Tan durch die späteren gebirgsbildenden Bewegungen erlitten haben und vermögen deshalb auch nicht zu beurteilen, wie weit die



Höhenunterschiede, die heute zwischen diesen Teilen des Gebirges bestehen, abgesehen von der Abtragung, erst später entstanden sind. Wahrscheinlich ist es aber, daß die alten Gebirgsstücke, worin die granitischen Massive besonders ausgedehnt gewesen sind, zur Zeit der unterkarbonischen Transgression verschiedene Höhe gehabt haben, sodaß sie also von der Transgression nicht alle oder doch nicht gleichmäßig getroffen worden sind. Die bisherigen Beobachtungen lassen ferner schon erkennen, daß die alten paläozoischen Sedimente in unserem Gebiet nach Osten mehr und mehr an Ausdehnung zunehmen, wo die transgressive Lagerung des unterkarbonischen Kalks sowohl über Granit als auch über den alten paläozoischen Sedimenten noch am meisten sichtbar wird, das ist zwischen dem oberen Teile des Sarydschass-Tals im Westen und dem großen Musart-Tal im Osten. Vielleicht hängt dies zusammen mit einer ursprünglichen Erniedrigung des Gebirges durch Senkung der alten Faltenachsen nach N.O. unter Zunahme der Sedimente und Abnahme der granitischen Massive.

#### Die tertiären Bildungen.

Durch Semonow und Sewerzow, sowie durch spätere Reisende sind uns aus vielen Teilen des Tian-Schan, sowohl von den Rändern als auch aus dem Inneren des Gebirges, rote Sedimente bekannt geworden, die durch ihre Beschaffenheit und durch ihre Lagerungsverhältnisse auf den ersten Blick verraten, daß sie sehr junge Bildungen sind. Semonow<sup>1)</sup> erwähnt solche Bildungen vom Issyk-kul, namentlich aber von der sogenannten Dschalanasch-Hochfläche, die auf der nördlichen Seite der östlichen Ausläufer des Kungu-Ala-Tau liegt. Sewerzow<sup>2)</sup> hat rote Sedimente, hauptsächlich Sandstein, Steinsalz führenden Ton und Konglomerat, aber auch noch jüngere weniger feste und geschichtete Bildungen in weiter Verbreitung zwischen dem Issyk-kul und dem Tschatyr-kul im Gebirgsland des Naryn gesehen. Stoliczka,<sup>3)</sup> der von Kaschgar aus den Tschatyr-kul besucht hat, berichtet von gelblichen und rötlichen Tonen, die Konglomeratbänke enthalten und eine breite Zone an dem nördlichen Rande der Kaschgarischen Niederung zusammensetzen, ferner von rotem Sandstein und Konglomerat, die in den Gebirgszügen südlich vom Tschatyr-kul in der Umgebung des Tojun-Tals vorkommen und die zum Teil von basaltischen Gesteinen durchbrochen worden sind. Alle Forschungsreisende, die den Tian-Schan später bereisten, haben die roten Sedimente auch in anderen Teilen des Gebirges angetroffen. Romanowsky und Muschketow haben sie in den westlichen und nördlichen Teilen des Gebirges in weiter Verbreitung gesehen und Bogdanowitsch<sup>4)</sup> und Obrutschew<sup>5)</sup> haben gezeigt, daß sie die Ränder des östlichen Tian-Schan und des Bei-Schan begleiten und zwischen die Gebirgszüge eindringen. Die neueren Forschungen haben nun ergeben, daß sie sogar in den höchsten Teilen des Gebirges, nämlich im zentralen Tian-Schan vorkommen. Ich habe sie zwischen dem Bedel- und dem Ak-bel-Paß, sowie

1) Semonow, Peterm. Mitteil., 1858, S. 357 und 360.

2) Peterm. Mitteil., Ergänzungsheft Nr. 42, S. 13, 32 und 48 f. Nr. 43, S. 13 f., 42 f., 69 f. und 85 f.

3) Record Geolog. Survey of India, 1874, VII und Quaterly Journal, 1874, XXX.

4) Ergebnisse der Tibet-Expedition des M. W. Pewtzow. Bd. II. Geologische Untersuchungen von K. J. Bogdanowitsch. Petersburg 1892 (russ.).

5) Obrutschew W. A., Zentral-Asien, Nördliches China und Nan-Schan. 2 Bde. Petersburg 1900 und 1901 (russ.). Siehe besonders Bd. II, S. 647 f.

im Quellgebiet des Kara-sai gesehen, wo sie in der Nähe der höchsten Erhebungen mehr als 3600 m hoch liegen (Merzbacher, l. c., S. 63).

Friederichsen hat sie westlich davon beobachtet, nämlich am Unterlaufe des Orto-Utsch-kul, das ist an den südlichen Abhängen des Terektü-Tau nördlich vom Irtasch. Nach seinem Bericht kommen dort noch in der Höhe von 3700 m rote und braunrote Konglomerate und Sandsteine vor. Weiter im Osten hat Friederichsen<sup>1)</sup> im Sary-dschass-Tal in dem Einschnitt des Tschilun, der ein linker Nebenfluß des Sary-dschass ist, rötliche, geschichtete Sande und Konglomerate in der Höhe von 3000 m gesehen; die gleichen Bildungen habe ich weiter nach Osten verfolgt und die geologische Übersichtskarte zu dieser Arbeit zeigt, daß sie auf der linken Seite des Flusses fast den ganzen nördlichen Abhang des Sary-dschass-Tau begleiten.

Aus diesen Nachrichten geht die außerordentlich große Verbreitung der roten Sedimente im Tian-Schan hervor, und zwar begleiten sie nicht nur die Ränder des Gebirges auf großen Strecken, sondern sie breiten sich auch über weite Flächen des Gebirges aus, die sich zwischen dem Issyk-kul und dem südlichen Rande des Gebirges bei Kaschgar erstrecken. Auch reichen sie zu bedeutenden Höhen hinan und man findet sie selbst noch in der Nähe der höchsten und zentralsten Teile des Gebirges.

Die roten Sedimente werden allgemein als tertiäre Bildungen betrachtet. Es ist aber bei dem Mangel an Fossilien in den meisten Fällen unmöglich, das Alter der verschiedenen Gruppen dieser Sedimente, die sich nur mit Hilfe der Lagerungsverhältnisse oder gewisser petrographischer Unterschiede in Glieder trennen lassen, genauer zu bestimmen. Dagegen ist es möglich, jedoch nur bis zu einem gewissen Grade eine Altersfolge nachzuweisen.

Vergleichen wir nun zunächst die roten Sedimente der verschiedenen Gebiete des Gebirges miteinander und stellen wir fest, welche Unterschiede sich dabei ergeben.

Semonow<sup>2)</sup> berichtet, daß junge Sedimente die Dschalanasch-Hochfläche mehrere hundert Fuß hoch bedecken und in den tiefen Einschnitten des Kegen und der Merke-Flüsse sehr gut aufgeschlossen sind, daß sie aus Sand, Lehm und aus Steingeröllen von allen möglichen Größen bestehen, sowie daß sie zu einem lockeren und losen Konglomerat nur schwach verkittet erscheinen. Dies sei, so meint Semonow, „ein von den zahlreichen Flüssen angeschwemmter Boden ganz modernen Ursprungs, ungestört auf anstehenden festen Gesteinen angehäuft und aufgelagert.“ Diese Beschreibung ist ausführlich genug, um erkennen zu lassen, daß mit den Bildungen der Dschalanasch-Hochfläche ein großer Teil der Bildungen übereinstimmt, womit die weiten Becken des Karkara und Tekes angefüllt sind.

Diejenigen roten Sedimente, die auf der südlichen Seite des Issyk-kul an dem Fuße des Terskei-Ala-Tau vorkommen, beschreibt Semonow als ein Konglomerat, in welchem Quarz, Feldspat, Granitkörner und auch größere Gerölle zu einem mehr oder weniger zerreiblichen Gestein verkittet worden sind. Dieses Konglomerat, das an manchen Stellen auch gefestigt erscheint, fällt unter einem Winkel von 35° nach Norden ein. Semonow meint nun, es sei auch dies eine Bildung offenbar ganz modernen Ursprungs, nämlich eine Seebildung des Issyk-kul.

Friederichsen.<sup>3)</sup> der dieses Konglomerat auch untersucht hat, neigt zu der Ansicht,

<sup>1)</sup> Friederichsen, l. c., S. 108 und 109.

<sup>2)</sup> Petermanns Mitteil., 1858, S. 360.

<sup>3)</sup> Friederichsen, l. c., S. 72.

daß es durch Anhäufung von Gebirgsschutt entstanden sei, und daß die Neigung der Schichten nicht durch Dislokation entstanden, sondern die natürliche Neigung des Schuttes an den Gehängen einer ausgedehnten Mulde darstelle.

Sewerzows rote Bildungen sind zweifellos zum Teil anders beschaffen, als die jungen Bildungen der Dschalanasch-Hochfläche, der Becken des Tekes, des Karkara und des Issyk-kul: zum Teil stimmen sie aber auch damit überein. Es lassen sich nämlich unter diesen Bildungen, wie Sewerzow selbst schon angedeutet hat, zwei Gruppen unterscheiden, die verschiedene petrographische Beschaffenheit und verschiedene Lagerungsverhältnisse haben.<sup>1)</sup> Die erste, älteste Gruppe, enthält die festen oder mürben roten Sandsteine mit untergeordneten Konglomeratschichten und tonige Gesteine, die Steinsalz führen. Diese Bildungen bedecken einen großen Teil des Gebirges zwischen dem Issyk-kul und dem Tschatyrkul: sie sind disloziert worden, fallen nach Norden und Süden ein und folgen dem Streichen der Ketten, die hauptsächlich aus paläozoischen Gesteinen bestehen. Sewerzow sagt darüber: „Dieser rote Sandstein mit dem ihm untergeordneten Konglomerat und dem stellenweise sich vorfindendem Steinsalz ist ohne Zweifel eine Meeresformation, und seine quer durch das ganze System (des Tian-Schan) sich hinziehenden Entblößungen, weisen darauf hin, daß zu der Zeit, als dieser Sandstein sich ablagerte, sich wahrscheinlich an der Stelle der eben angegebenen Reihe von Gebirgssätteln eine Meerenge befand.“

Die zweite, jüngere Gruppe, enthält geschichtete Ablagerungen, welche die weiten Becken des Gebirges am Naryn erfüllen. Diese Bildungen sind weniger fest als die Sedimente der ersten Gruppe, ihre Farben sind blasser und ihre Konglomerate sind schwach verfestigte Gerölllagen; im Ganzen sind sie wenig gestört, wenn auch einige Dislokationen darin vorkommen. Die Beschreibung Sewerzows läßt erkennen, daß diese Bildungen mit den Ablagerungen der Dschalanasch-Hochfläche und denen der Becken auf der Nordseite des Gebirges übereinstimmen, von denen Sewerzow meint, daß sie in großen Seen abgelagert worden seien.

Wir begeben uns nun weiter nach Süden und betrachten die jungen Bildungen zwischen dem Tschatyrkul und Kaschgar, worüber wir Nachrichten durch Stoliczka und Bogdanowitsch erhalten haben. Wir folgen Stoliczkas Bericht<sup>2)</sup> und beginnen im Süden: „Eine breite Zone von jungen Bildungen begleitet nördlich von Kaschgar den äußersten Saum des aus paläozoischen Sedimenten bestehenden Gebirges.“ Nach Stoliczka finden sich hauptsächlich geschichteter Ton und Sand, meist gelblich weiß, an einigen Stellen auch rötlich gefärbt; manche Lagen sind durch kalkiges oder kieseliges Zement verhärtet. Diese Bildungen sind disloziert worden, sind gefaltet und werden von Brüchen durchschnitten. Stoliczka bezeichnet sie als Artusch-Schichten<sup>3)</sup> und meint, sie hätten neogenes Alter und wären marinen Ursprungs. Fossilien sind aber bisher nicht darin gefunden worden.

Die eben erwähnten Bildungen liegen vor dem Rande des Gebirges; im Gebirge selber treten in der Umgebung des Tojun-Tals und noch weiter nördlich zwischen dem Sujok-

<sup>1)</sup> Peterm. Ergänzungsh. Nr. 42, S. 32 und besonders Nr. 43, S. 42 f. und 69 f.

<sup>2)</sup> Records Geolog. Survey of India, 1874.

<sup>3)</sup> Sollte Artysch heißen, nach der in der Nähe gelegenen Dörfergruppe Artysch (siehe Merzbacher, l. c., S. 37 f.).



Fluß und dem Turugart-Paß rote Sandsteine und Konglomerate auf, die von basaltischen Gesteinen durchbrochen worden sind. Südlich von Tschakmak liegen große vereinzelt Schollen desselben roten, rotgelben und weißen Sandsteins diskordant auf den abgetragenen paläozoischen Sedimenten. Der Sandstein führt zerstreute und in Lagen angehäuften gerundete Gerölle von rotem und grünem, Radiolarien führenden Hornstein und von rötlichem Quarz. Die basaltischen Gesteine treten als Lagergänge und Gänge auf.

Nördlich von Tschakmak nehmen die aus paläozoischen Sedimenten bestehenden Ketten an Höhe ab und an ihre Stelle treten niedrigere Gebirgszüge, die aus rotem und weißem Sandstein und aus Konglomeraten bestehen. Die basaltischen Gesteine erreichen dort eine große Mächtigkeit, treten in Lagergängen auf und vereinzelt auch als große Decken. An einigen Stellen sieht man auch hier, daß der Sandstein diskordant auf paläozoischen Sedimenten liegt, an den meisten Orten ist aber die Unterlage nicht sichtbar. Die Sandsteine und Konglomerate sind disloziert worden, fallen unter Winkeln von 30° bis 40° nach Norden ein und bilden eine mächtige Schichtenfolge. Stoliczka und Bogdanowitsch halten sie für tertiäre Bildungen. Der erwähnte südlich von Tschakmak auftretende rote Sandstein, der Hornsteingerölle führt, ist ein verhältnismäßig nur wenig mächtiges Glied dieser Bildungen.

Wir haben also aus dem Gebirge südlich vom Tschatyr-kul bisher zwei verschiedene Glieder der roten Sedimente kennen gelernt: nämlich die Artysch-Schichten Stoliczkas und die eben besprochenen Sandsteine und Konglomerate.

Es gibt in diesem Teile des Gebirges aber noch eine dritte Art von Bildungen. Stoliczka bezeichnet sie als „gravel“ und gibt an, daß sie an einigen Stellen zu Konglomeraten verfestigt worden seien; er hält sie mit Recht für die Ablagerungen ehemaliger großer Flüsse. Zunächst ist zu bemerken, daß Bogdanowitsch<sup>1)</sup> diese Bildungen mit Konglomeraten vergleicht, die östlich vom Tschatyr-kul weit verbreitet sind, und daß er ihnen tertiäres Alter zuschreibt. Es handelt sich hier aber in der Tat weniger um Kiesel, wie Stoliczka meint, als vielmehr um Konglomerate, die an den meisten Stellen recht fest sind.

Diese Konglomerate sind im Allgemeinen deutlich geschichtet und liegen am Rande des Gebirges diskordant über den Artysch-Schichten, im Innern des Gebirges aber diskordant über den tertiären Sandsteinen. Am Rande des Gebirges sind sie mehrere hundert Meter mächtig und sehr weit verbreitet und erfüllen auch weiter im Osten die beckenartigen Vertiefungen des Gebirges: sie bestehen dort aus Geröllen von granitischen und basaltischen Gesteinen, aus solchen der paläozoischen Sedimente und auch Stücke des roten tertiären Sandsteins finden sich darin, während ihr Bindemittel kieselig oder kalkig ist, an vielen Stellen aber auch lehmig. Diese Konglomerate sind nur wenig disloziert worden, fallen mit schwacher Neigung nach Norden gegen das Gebirge ein und sind jünger als der tertiäre Sandstein und also auch jünger als die Artysch-Schichten.

Wir wollen nun noch die roten Sedimente zweier anderen Gebiete des Gebirges ganz kurz betrachten: nämlich die des zentralen Tian-Schan und die der alten Seebecken auf der nördlichen Seite des Gebirges. Zunächst sind zwei Stellen zwischen dem Bedel-

<sup>1)</sup> Ergebnisse der Pewzowschen Tibet-Expedition. Bd. II: Geologische Untersuchungen in Ost-Turkestan von K. J. Bogdanowitsch. Petersburg 1892 (russisch), S. 66 f.

Paß und dem Ak-bel-Plateau zu erwähnen; die eine liegt ungefähr eine halbe Tagereise nördlich vom Bedel-Paß, die andere in dem Quellgebiet des Kara-sai.<sup>1)</sup> An diesen beiden Stellen zeigen sich rote, lockere feinkörnige Konglomerate, die meist aus kleinen Geröllen von Quarz, Quarzit und Kalk bestehen und auch noch Brocken von Phyllit und Tonschiefer enthalten. Daneben findet man geschichteten roten und grauen Ton und sogar einige dünne Bänke von graugelbem, stark tonhaltigem Kalk. Diese roten Sedimente erfüllen sowohl nördlich vom Bedel-Paß als auch im Quellgebiet des Kara-sai sehr hoch gelegene, flache Becken des Gebirges (siehe S. 117), das dort aus stark dislozierten Sedimenten, namentlich aus Phyllit, Tonschiefer und Quarzit besteht; sie sind hauptsächlich an den Rändern dieser Becken sichtbar, wo sie unter einer mächtigen Decke von alten Moränen und rezenten Aufschüttungen hervortreten. Auf der nördlichen Seite des Kara-sai-Quellgebietes fallen sie steil nach Norden unter paläozoischen Tonschiefern ein.

Die Beschreibung, welche Friederichsen<sup>2)</sup> von den roten Bildungen des Orto-Utschikul gibt, zeigt, daß diese vollständig den roten Bildungen gleichen, die wir in den Becken nördlich vom Bedel-Paß und am Kara-sai fanden; es sind lockere rote Konglomerate, die Bruchstücke der in der Nähe anstehenden Gesteine, namentlich von Tonschiefer und Gneis, enthalten. Daneben kommt auch ein plattiger, tonhaltiger, hellgelber Kalk vor. Auch diese Bildungen sind disloziert worden; sie fallen 35° nach Süden und in dem Quellgebiet des Flusses anscheinend auch nach Norden ein; ihr Streichen ist N.O. bis O.N.O. gerichtet. Friederichsen meint, daß sie, wie andere ähnliche Bildungen, durch Anhäufung von Schutt entstanden seien.<sup>3)</sup>

Rote Sedimente, welche wir im Kaündü-Tale auf weiten Strecken des Mittellaufes verbreitet fanden, stimmen mit denen der Becken nördlich vom Bedel-Paß und im Kara-sai-Quellgebiet beiläufig überein.<sup>4)</sup> Es sind auch dort hauptsächlich lockere Konglomerate, die zum größten Teil auffallend rot gefärbt sind. Man findet darin sowohl gerundete Gerölle von Kalk und Quarzit, wenig Granit und sehr viel Gabbro, als auch Brocken von Phyllit und Tonschiefer. Diese Konglomerate sind fast immer deutlich geschichtet; an einigen Stellen verliert sich aber die Schichtung, indem das Bindemittel stark zunimmt und lehmig wird. Diese roten Konglomerate des Kaündü-Tals, die sich nach Süden bis zum Utschat, nach Osten bis in die Nähe des Kara-art-scha, eines Nebenflusses des Koi-kaf, ausdehnen, sind sehr stark disloziert worden (siehe Figur VIII); sie setzen zwischen den hohen Gebirgszügen des zentralen Tian-Schan ein relativ niedriges Hügelland zusammen und liegen an den meisten Stellen scheinbar konkordant auf den paläozoischen Bildungen, auf Phyllit, Tonschiefer und dolomitischem Kalk, sind aber zusammen mit diesen durch große im Streichen verlaufende Brüche in Streifen zerschnitten worden.

1) Merzbacher, l. c., S. 63.

2) l. c., S. 108.

3) l. c., S. 38, 72 f., 74, 109, 122, 156.

4) Hierzu möchte ich bemerken, daß ich im Kaündü-Tal, welches ich mehrmals besucht und von einem Ende zum andern durchwandert habe, während Herr Keidel es nur flüchtig an einer Stelle berühren konnte, zwei verschiedene Arten von Konglomeraten gefunden habe, außer den erwähnten lockeren, groben roten Konglomeraten, kommt auch ein weniger grobes, gelbliches, ungemein festes vor, welches talauswärts mehr und mehr in Sandstein übergeht. (Siehe übrigens S. 79 meines Berichtes.)

G. Merzbacher.



Fig. VIII. Profil durch das Gebirge auf der südlichen Seite des Kaündü-Tals.

Mafsstab 1:33000.

p grauschwarzer und grünlicher Phyllit, t plattige, lebhaft rot und grün gefärbte Tonschiefer, z. T. Hornstein, c paläozoischer, z. T. kristallinischer Kalk, d Dolomit, g rote Gobi-Sedimente, st Schotter der Terrasse auf der rechten Seite des Kaündü-Tals, s Gehängeschutt, a Gabbro.

Von den roten Sedimenten, die wir bisher aus den hochgelegenen Teilen des zentralen Tian-Schan, aus der Gegend des Bedel-Passes, vom Kara-sai, vom Orto-Utsch-kul und vom Kaündü-Tal kennen, unterscheiden sich die Bildungen des Sarydschass-Tals hauptsächlich durch ihre ungestörte Lagerung, aber auch durch ihre etwas abweichende petrographische Beschaffenheit. Die Bildungen des Sarydschass-Tals sind blässer gefärbt; ihr Bindemittel verschwindet öfters gänzlich, sodaß nur loser Sand oder grusiger, mit kleinen Gesteinsbruchstücken vermengter, rotgelber Lehm die Lücken zwischen den Geröllen erfüllt. Diese sind sehr mächtig und haben ursprünglich das ganze Becken des Sarydschass-Tals erfüllt.

Wir wenden uns nun zu dem letzten der Konglomerat-Gebiete, nämlich zu den alten Seebecken auf der nördlichen Seite des zentralen Tian-Schan, die sich, wie ich schon S. 92 erwähnt habe, vom Issyk-kul weit nach Osten erstrecken und vom Kegen und Tekes durchströmt werden. Wir haben schon S. 118 das rote Konglomerat des Issyk-kul-Beckens kennen gelernt, das Semonow für eine Seebildung hält. Dieses Konglomerat sieht man auf beiden Seiten des Seebeckens; es lagert diskordant über granitischen Gesteinen und paläozoischen Sedimenten und setzt zum Teil die breiten Uferstreifen des Sees und die niedrigen Gebirgszüge am Saume der Vorberge des Terskei- und des Kungeu-Ala-Tau zusammen.

Aus ganz ähnlichen Bildungen bestehen die bewaldeten Gebirgsrücken in der Umgebung des Santasch-Passes, wo sich der Terskei-Ala-Tau und der Kungeu-Ala-Tau fast berühren. Obwohl dort die Aufschlüsse wegen der ungemein üppigen Vegetation und wegen der großen Ausdehnung der alten Moränen nur spärlich sind, so sieht man doch deutlich, daß die jungen Bildungen ebenso wie am Issyk-kul aus rotem, lockerem, feinkörnigem Konglomerat bestehen. Dieses Konglomerat enthält auch größere Gerölle und Bruchstücke von Granit, Porphyr und Kalk; es ist deutlich geschichtet und fällt unter mäßiger Neigung nach Norden ein, streicht in der Richtung der Längsachse des Issyk-kul, also nach O.N.O. Die Färbung ist etwas heller als die der Konglomerate des Issyk-kul; dies läßt sich dadurch erklären, daß es an einer Stelle liegt, wo die Sedimente des Terskei- und des Kungeu-Ala-Tau mächtiger entwickelt sind als dies an den Ufern des Issyk-kul der Fall ist. Das Konglomerat des Santasch-Passes enthält deshalb mehr Gerölle dieser Sedimente, namentlich des unterkarbonischen Kalks, als das Konglomerat des Issyk-kul, das fast ganz aus granitischen und porphyrischen Gesteinen zusammengesetzt ist.



Die roten Sedimente des Santasch-Passes reichen nun nach Osten bis in das hochgelegene Becken von Karkará; aber je weiter man sie nach Osten verfolgt, um so deutlicher tritt eine gewisse Veränderung ihrer Beschaffenheit hervor: das Konglomerat wird lockerer: seine Mächtigkeit nimmt ab und Zwischenlagen von rötlichem, graugelbem und gelbweißem, zum Teil lößähnlichem Lehm, schalten sich mehr und mehr ein. Schließlich besteht die sehr mächtige Schichtenfolge hauptsächlich hieraus; eigentliche Konglomerate sind kaum noch vorhanden, sondern nur noch mehr oder weniger mächtige Gerölllager. Durch diese Lager, durch Streifen von Kies und kaum verfestigtem Gesteinsschutt, sowie durch die verschiedene Färbung des Lehms ist eine Schichtung noch zu erkennen, und man bemerkt außer einer leichten, aber veränderlichen Neigung der Schichten kein Zeichen, das auf bedeutendere Dislokationen schließen ließe. Wir werden später ähnliche Vorkommnisse bei Betrachtung der tektonischen Verhältnisse, die sich an den Rändern der Tekes-Ebene zeigen, kennen lernen.

Wenn man nun die Ränder des Beckens von Karkara genauer untersucht, so findet man die folgenden bemerkenswerten Verhältnisse: Das rote Konglomerat des Santasch-Passes setzt einen bewaldeten und mit Matten bedeckten Gebirgszug zusammen, der im Westen aus dem Tale des Tub ansteigend, den Einschnitt des Passes trägt, und sich in seinem Verlaufe nach Osten in dem Hügelland auf der südlichen Seite des Beckens von Karkara verliert. Im Westen berührt dieser Zug die nach O.N.O. gerichteten, aus unterkarbonischen Kalk und Porphyrr bestehenden, dem Kungeu-Ala-Tau vorgelagerten niederen Ketten; er trennt das Issyk-kul-Becken vom Karkara-Becken, indem er in schräger Richtung den Kungeu-Ala-Tau mit dem Terskei-Ala-Tau verbindet und erhebt sich 300 bis 400 m über den Boden des Beckens von Karkara. Zwischen seinem nördlichen Fuße und dem südlichen Abhang des Kungeu-Ala-Tau liegt, als eine schmale Einsenkung der westliche Zipfel des Beckens von Karkara. Die östlichen Ausläufer des Kungeu-Ala-Tau bilden hier nur niedrige Gebirgsrücken und sind hauptsächlich aus dem gleichen rötlichen unterkarbonischen Kalk zusammengesetzt, den wir schon aus dem Dschütüoguss-Tal und vom Sart-dschol-Paß (S. 112) kennen gelernt haben. An dem äußersten Saum ihrer südlichen Abhänge, das ist also an dem nördlichen Rande der eben erwähnten Einsenkung, sieht man aber steilstehende, N.O. bis O.N.O. streichende, plattige oder in dünnen Bänken abgelagerte, feste bunte Mergel, Glimmer führende tonige Sandsteine und graugrüne und graublaue Mergeltonne. Diese Sedimente, die von ferne gesehen, durch ihre im Ganzen rote Färbung auffallen, legen sich in diskordanter Lagerung an den unterkarbonischen Kalk; sie tragen die Terrasse eines alten Sees, verschwinden nach Süden unter den rezenten Aufschüttungen des Beckens und bilden weiter in östlicher Richtung dessen nördlichen Rand. Da sie fast nur aus tonigen und mergeligen Bildungen bestehen, da sogar die Sandsteine zurücktreten und Konglomerate selten vorkommen, so unterscheiden sie sich schon hiedurch auf den ersten Blick von den Konglomeraten des Santasch-Passes und damit auch von denen des Issyk-kul und von den lehmigen, Geröll führenden Schichten des Karkara- und des Tekes-Beckens.

Es zeigt sich, daß sie auch älter als diese Bildungen sind, denn in westlicher Richtung verschwinden sie mit steiler Schichtenstellung unter den Konglomeraten des Santasch-Passes. Dort liegt also zwischen den stark dislozierten Mergeln des Karkara-Beckens und dem schwach nach Norden geneigten Konglomerat des Santasch-Passes eine deutliche

Diskordanz. Ganz dieselben Verhältnisse finden wir nun auf der südlichen Seite des Gebirges im Tojuu-Tal nördlich von Kaschgar. Dort werden die mehr oder weniger dislozierten Artysch-Schichten Stoliczkas (siehe S. 119 f.) von den schwach nach Norden einfallenden, sehr mächtig entwickelten Konglomeraten (den Gravels Stoliczkas) überlagert.<sup>1)</sup>

Was nun hier im Becken von Karkara und weit entfernt davon, auf der südlichen Seite des Gebirges in der Nähe von Kaschgar deutlich hervortritt: nämlich die Diskordanz zwischen den dislozierten älteren und den wenig oder gar nicht gestörten jüngeren Bildungen, hat aber eine allgemeine Bedeutung. Indem wir speziell von der Voraussetzung ausgehen, daß die gebirgsbildenden Bewegungen, durch welche die älteren roten Sedimente stark disloziert worden sind, große Teile oder auch das ganze Gebiet des heutigen Gebirges getroffen haben, und davon, daß die Phase dieser Bewegungen die letzte war und fast ihr Ende erreicht hatte, als die weniger gestörten Bildungen abgelagert wurden, erhalten wir in der Diskordanz ein Mittel, eine ungefähre Altersgrenze zu bestimmen. Es setzt uns dies zunächst in die Lage die jüngeren Bildungen miteinander zu vergleichen: den Ablagerungen der Dschalanasch-Hochfläche entsprechen die roten Konglomerate des Issyk-kul, des Sautasch-Passes, die Ablagerungen der Tekes-Ebene, der größte Teil der Bildungen des Beckens von Karkara, ferner Sewerzows Seebildungen in der Umgebung des Naryn, die Konglomerate über den Artysch-Schichten und die ungestörten Konglomerate auf der nördlichen Seite des Sary-dschass-Tau. Außer dem sehr wesentlichen gemeinsamen Merkmal der geringen Dislokation kommt hier noch ein anderes sehr wichtiges Kennzeichen in Betracht: die große Ähnlichkeit, welche alle diese Bildungen miteinander haben und zwar hat diese Ähnlichkeit ihre Ursache in derselben Art der Entstehung und ist so groß, daß die verschiedenen Beobachter unabhängig voneinander zu sehr verschiedenen Zeiten dieselben oder doch ähnliche Ansichten über die Entstehung dieser Bildungen ausgesprochen haben: Semonow sagt, daß die Ablagerungen der Dschalanasch-Hochfläche durch Flüsse angehäuft worden seien; die roten Konglomerate des Issyk-kul hält er für eine Seebildung. Sewerzow hat die gleiche Meinung hinsichtlich der jungen Bildungen des Naryn-Hochlandes geäußert<sup>2)</sup> und Stoliczka spricht die Ansicht aus, daß die Konglomerate (gravels), welche über den Artysch-Schichten liegen, durch fließendes Wasser gebildet worden seien. Friederichsen hingegen meint, wie schon erwähnt, daß die Konglomerate des Issyk-kul und von anderen Orten. Anhäufungen von Gebirgsschutt wären, deren Bildung als Folge einer langen Kontinentalperiode vor sich ging.

In diesen meist grobklastischen Sedimenten sind (siehe S. 118) bis heute nirgends Fossilien gefunden worden: weder marine Fossilien, die wir bei der Beschaffenheit dieser Sedimente auch nicht erwarten können, noch Süßwassergastropoden oder Pflanzreste, noch die Knochen großer Landbewohner. Da wir also das Alter der Sedimente nicht unmittelbar ermitteln können, so wollen wir wenigstens versuchen, die Lage der Diskordanz an ihrer Basis zu bestimmen, und zu diesem Zweck betrachten wir die Unterlage der jungen Bildungen. Diese besteht, wie ich schon mehrfach hervorhob, aus ganz verschiedenen

<sup>1)</sup> Siehe Merzbacher, l. c., S. 37.

<sup>2)</sup> Allerdings nimmt Sewerzow schon (Peterm. Mitteil., Ergänzungsheft Nr. 42 S. 32, Nr. 43 S. 43, 45, 46 und 69) für eine Stufe dieser Ablagerungen, welche sich durch geringe oder gar keine Dislokation von den darunter liegenden, stark gestörten älteren unterscheiden, fluvioglazialen Ursprung an.

Gesteinen. An einigen Stellen sind es ganz alte Felsarten. Die Bildungen der Dschalanasch-Hochfläche, die Semonow für eine Ablagerung der Flüsse hält, liegen auf granitischen und porphyrischen Gesteinen und auf unterkarbonischem Kalk, die Konglomerate des Issyk-kul, soweit dies zu ermitteln ist, hauptsächlich auf Granit, die des Sary-dschass-Tals auf Phyllit und Tonschiefer. An den meisten Stellen besteht die Unterlage aber aus tertiären Gobi-Sedimenten. Im Gebirgsland des Naryn sind es zum großen Teil die roten, braunen und grauen Sandsteine, Steinsalz führenden Tone und Konglomerate, von denen Sewerzow zum Teil<sup>1)</sup> marine Entstehung angenommen hat; in der Umgebung des Tschatyr-kul die roten und weißen, von Basalt durchbrochenen Sandsteine, die von Stoliczka und Bogdanowitsch in das Tertiär gestellt werden, an dem südlichen Rande des Gebirges die Artysch-Schichten, für die Stoliczka neogenes Alter und marinen Ursprung annimmt. Aber weder in den roten, Steinsalz führenden Tonen und Sandsteinen Sewerzows noch in den tertiären Sandsteinen und Konglomeraten auf der südlichen Seite des Tschatyr-kul und des Tojun-Tales noch in den Artysch-Schichten Stoliczkas sind bisher Fossilien gefunden worden.

Dagegen ist es mir gelungen in der Schichtenfolge der steil gestellten roten und grauen Mergel, Tone und Sandsteine des Karkara-Beckens, ungefähr 5 km nördlich von Karkara, eine aus graugrünem mergeligem Ton bestehende Bank zu entdecken, die zahlreiche Süßwassergastropoden enthält, welche auf pliozänes Alter schließen lassen.<sup>2)</sup> Der Streifen dieser Bildungen ist sehr breit, und etwas weiter im Norden gewinnen die Kirgisen an Stellen, wo ich nicht gewesen bin, Steinsalz daraus; es ist also immerhin möglich, daß auch noch ältere und noch jüngere Bildungen als die Gastropoden führenden Mergel bei Karkara darin vorkommen. Wie dem nun aber auch sei, so steht doch jedenfalls so viel fest, daß diese in steiler Schichtenstellung auftretenden Sedimente diskordant von dem flach nach Norden einfallenden Konglomerat des Santasch-Passes überlagert werden.

Wenn ich nun zur Betrachtung der übrigen Bildungen der Unterlage übergehe, so möchte ich vorausschicken, daß ich an dieser Stelle den Versuch nicht unternemen will, die Beziehungen ausführlich zu besprechen, die zwischen den verschiedenen Gliedern der roten Sedimente an den Rändern des Gebirges, namentlich auf dessen südlicher Seite zu erkennen sind, weil wir uns dadurch zu sehr von dem eigentlichen Gegenstande dieser Arbeit entfernen würden. Dies soll in einer von mir vorbereiteten Arbeit über meine Untersuchungen in der Kaschgarischen Niederung geschehen. Ich will hier vielmehr nur kurz die Tatsachen anführen, die sich bei dieser ausführlichen Besprechung ergeben werden:

a) Die Bildung roter Sedimente hat schon zu der Zeit des Mesozoicums begonnen; denn es war, zum Beispiel am südlichen Rande der Kaschgarischen Niederung, schon eine mächtige Schichtenfolge von rotem Mergel, Ton, Sandstein und Konglomeraten von der Beschaffenheit der Gobi-Sedimente vorhanden, als der Mergel mit *Gryphaea Esterhazyi*, der eine eozäne Transgression von kurzer Dauer bezeichnet, darüber abgelagert wurde. Die Bildungen dieser Transgression haben nur sehr geringe Mächtigkeit, und breiten sich nur über die südlichen Teile der Niederung des Jarkent-daria aus; sie liegen heute

<sup>1)</sup> Peterm. Mitteil., Ergänzungsheft Nr. 43 S. 42, 43, 69, 70, 73.

<sup>2)</sup> Ich habe diese Funde Herrn Dr. M. Schlosser zur Untersuchung übergeben, welcher das Ergebnis seiner Bearbeitung demnächst veröffentlichen wird, doch kann schon jetzt gesagt werden, daß es unentschieden bleiben muß, ob spätmiozäne oder pliozäne Bildungen vorliegen. G. Merzbacher.



zwischen Alai und Tian-Schan in bedeutenden Höhen und stellen so die Verbindung mit dem marinen Tertiär des Ferghana-Beckens her. Zu der Zeit der Transgression waren einfachere Verhältnisse in der Verteilung von Erhebungen und Niederungen vorhanden und der Unterschied von Höhen und Tiefen war viel geringer als heute.

b) Die ältesten roten Bildungen liegen auf der südlichen Seite des Tian-Schan, an dem südlichen Rande der nach N.W. streichenden Gebirgszüge des Chalyk-Tau und an dem nördlichen Rande des Kaschgarischen Gebirges konkordant über graugrünen, Pflanzen und Kohle führenden mesozoischen Sandsteinen und Konglomeraten, in die sie nach unten allmählich übergehen. Bei einer Vergleichung der verschiedenen Gebiete ergibt sich, daß diese roten Bildungen an der Basis nicht gleichmäßig zusammengesetzt sind, sondern, daß sie sowohl in der horizontalen als auch in der vertikalen Richtung einen ähnlichen, wenn auch nicht so starken Wechsel von fein- und grobklastischen Sedimenten zeigen, wie die eigentlichen Gobi-Sedimente; man muß daher annehmen, daß sie wie diese unter ähnlichen und örtlich wechselnden Verhältnissen abgelagert wurden. An ihrer Beschaffenheit ist mit Sicherheit erkennbar, daß sie hauptsächlich in fließendem Wasser, in seichtem Wasser oder zum Teil vielleicht auch subaëriell entstanden sind. Es hat also in großen Teilen der hier in Frage kommenden Gebiete seit der Zeit des jüngeren Paläozoicums oder des älteren Mesozoicums, abgesehen von der nur kurze Zeit dauernden eozänen Transgression, keine Meeresbedeckung bestanden. Im großen Ganzen kann ein Unterschied in der Zusammensetzung der mesozoischen Bildungen und der alttertiären Gobi-Sedimente kaum festgestellt werden. Ein Unterschied andererseits zeigt sich allerdings darin, daß die mesozoischen Bildungen graugrün sind und Kohle führen, die Gobi-Sedimente dagegen rot sind und Gips und Steinsalz führen.

c) Die Abhängigkeit der Beschaffenheit der roten Sedimente von den örtlichen Verhältnissen ist namentlich an den Rändern und in den daran grenzenden Teilen der nach N.O. streichenden Gebirgszüge des südlichen Tian-Schan sichtbar, wo die roten Sedimente in diskordanter Lagerung Vertiefungen des Gebirges ausfüllen oder seine abgetragenen Falten bedecken. Die ältesten Bildungen sind hauptsächlich verschieden gefärbte und beschaffene Sandsteine. Diese Sandsteine enthalten kleine, stark gerundete Gerölle von rotem und grünem Hornstein und rotem Quarz; sie sind an einigen Stellen, wie im Tojun-Tal und im Sugun-Gebiet von basaltischen Gesteinen durchbrochen worden. Da Fossilien nicht darin gefunden worden sind, so kann ihr Alter nicht genauer bestimmt werden.

Stoliczka's Artysch-Schichten sind jünger als diese Sandsteine, welche keine einheitliche konkordante Schichtenfolge bilden. Außer den Bildungen, die Stoliczka anführt, findet man noch roten, tonigen Sandstein, Gips und Steinsalz führenden Ton und bunte Mergel längs der Linie des Tojun-Tals. Diese Bildungen werden durch markante Diskordanzen getrennt und, an die Diskordanzen gebunden, trifft man grobe und feine Konglomerate aus Geröllen der paläozoischen Sedimente und an einigen Stellen auch von basaltischen Gesteinen. Auch diese Konglomerate sind noch stark disloziert worden.

Die Dislokationen der verschiedenen roten Sedimente zeigen zusammen mit den Diskordanzen, die eine Abtragung des Gebirges voraussetzen, daß gebirgsbildende Bewegungen und Unterbrechungen während der Bildung dieser Sedimente erfolgt sind. Diese Bewegungen haben eine allgemeine Bedeutung gehabt. Einige Teile des Tian-Schan sind erst hiedurch

entstanden, andere aber stark verändert worden. Die ursprünglich einfacheren Verhältnisse in der Verteilung der alten, abgetragenen Gebirgszüge und der Niederungen sind dadurch verwickelter, der Unterschied zwischen Höhen und Tiefen ist größer geworden. Um dies zu zeigen, genügt der Hinweis darauf, daß die eozäne Transgression der Niederung des Jarkent-daria von Westen gekommen ist, und daß man heute an der Stelle der verbindenden Straße zwischen dieser Niederung und dem Ferghana-Becken die Austern führenden Schichten des Eozäns zwischen den alten Felsarten des Tian-Schan und des Alai in Höhen von mehr als 4000 m findet. Die Becken oder auch die tiefgelegenen Strecken des Landes, wo sich der feine Detritus sammeln konnte, haben also im Allgemeinen durch die Gebirgsbewegungen an Ausdehnung verloren. Die Tone und Sandsteine der basalen Schichten der roten Sedimente nehmen im Ganzen an Mächtigkeit ab und an ihre Stelle treten nach oben mehr und mehr grobklastische Bildungen.

Die genauere Untersuchung der verschiedenen Glieder der Gobi-Sedimente zeigt dies sehr deutlich. Die Sandsteine des oberen Tojun-Tals, welche wir zu den ältesten Bildungen unter diesen Sedimenten rechnen, führen nur sehr kleine Gerölle der widerstandsfähigsten Gesteine, und Konglomerate sind im allgemeinen selten. Die Artysch-Schichten, die jünger sind und, wie ich schon hervorhob, Sedimentgruppen von verschiedenem Alter umfassen, sind im Ganzen reich daran. Vergleicht man alle erwähnten Sedimente ohne Rücksicht auf die Diskordanzen, so zeigt es sich, daß die Psephite der verschiedenen Gruppen von den Rändern des Gebirges nach außen an Mächtigkeit abnehmen und durch Psammite und Pelite ersetzt werden, sowie daß in allen Gruppen zusammengenommen, diese nach oben an Bedeutung verlieren und durch Psephite mehr und mehr ersetzt werden. Die ganz jungen, wenig dislozierten Bildungen, die wir für das jüngste Glied der Gobi-Sedimente halten, bestehen an den meisten Stellen fast ganz aus grobklastischen Bildungen. Es ist klar, daß diese Verhältnisse, die wir im Ganzen betrachtet in fortschreitender Ordnung finden, während der ganzen Zeit der Bildung der Gobi-Sedimente auch räumlich nebeneinander ohne Ordnung, aber in viel beschränkterem Maße bestanden haben.

Die roten, Salz führenden Tone und Sandsteine Sewerzows liegen — was er selbst zwar nicht feststellte, was aber aus seiner Schilderung der Lagerungsverhältnisse hervorgeht — über abgetragenen Teilen des Gebirges, wovon Reste bis in eine sehr späte Zeit erhalten geblieben sind; sie verraten durch die Art ihrer Konglomerate die Mitwirkung von fließendem Wasser bei ihrer Bildung. Die pliozänen Tone und Mergel von Karkara, welche Süßwassergastropoden führen, liegen in einem Becken des Gebirges, das seit langer Zeit bestanden hat und während der letzten Phase der gebirgsbildenden Bewegungen wahrscheinlich noch vergrößert worden ist. Grobklastische Bildungen, ja sogar Sandsteine sind dort selten. Wir haben es hier mit Ablagerungen eines ausgedehnten ehemaligen Sees zu tun.

Aus alledem ist zu entnehmen, wie schwierig es ist, die verschiedenen Glieder der Gobi-Sedimente zu vergleichen und die Frage nach ihrem Alter zu beantworten. Nach den bis heute vorhandenen Beobachtungen ergeben sich als sicher, kurz wiederholt nur die folgenden Beziehungen: die roten Sandsteine auf der südlichen Seite des Tschatyr-kul und im Tojun-Tal sind älter als die Sedimente der Artysch-Schichten und wahrscheinlich auch älter als die roten Salz führenden Tone und Sandsteine Sewerzows. Diese sind aber älter als der größte Teil der Tone und Mergel des Karkara-Beckens, die vielleicht den jüngeren Bildungen der Artysch-Schichten äquivalent sind. Über das Alter der roten

Sedimente aus der Gegend des Bedel-Passes und des Kara-sai, des Orto-Utsch-kul sowie über das der im Kaündü-Tal abgelagerten läßt sich bis jetzt nichts Sicheres sagen; da sie aber stark disloziert worden sind, kommt ihnen gewiß ein höheres Alter zu, als dem Konglomerat des Sary-dschass-Tals und den übrigen, diesem Konglomerat entsprechenden Bildungen vom Issyk-kul und von anderen Orten.

Zum Schlusse fassen wir noch einmal die Ergebnisse zusammen, die sich aus allen diesen Tatsachen ergeben:

Die Bildung roter Sedimente mit Einschaltungen ausgedehnter grobklastischer Zwischenlagen, die in fließendem Wasser entstanden sind, beginnt in der mesozoischen Zeit. Diese Bildungen liegen in gewissen Teilen des Gebirges und seiner Ränder diskordant auf den stark abgetragenen alten Felsarten, in anderen Teilen aber konkordant auf den mesozoischen Angara-Schichten, in welche sie nach unten allmählich übergehen. Außer den Gebilden der eozänen Transgression, die man bis jetzt nur von dem südlichen Rande der Niederung des Jarkent-daria kennt, sind marine Sedimente nicht gefunden worden.

Es folgen die gebirgsbildenden Bewegungen der tertiären Zeit zu wiederholten Malen; dies ist sichtbar an den Diskordanzen. Die einzelnen Gruppen der roten Sedimente wurden disloziert, dann abgetragen, aufs Neue gebildet, nochmals disloziert und wieder abgetragen. Auf solche Weise kompliziert sich die Verteilung von Höhen und Tiefen; die tiefgelegenen Striche des Gebirges und seiner Ränder wurden kleiner und die Bedingungen der Ablagerung der roten Sedimente werden dadurch in der Beziehung verändert, daß in den jüngeren Schichtengruppen mehr und mehr grobklastische Bildungen auftreten.

So kommen wir zu der großen Diskordanz, die am Santasch-Paß, im Tojun-Tal, östlich davon und an so manchen anderen Stellen sichtbar ist. Die jüngsten Bildungen, über welche diese Diskordanz sich ausbreitet, sind gewisse Glieder der Artysch-Schichten und die Mergel und Tone von Karkara, denen wir pliozänes Alter zuschreiben. Die jungen, wenig gestörten Bildungen über der Diskordanz sind also noch jünger, doch muß es unentschieden bleiben, mit welcher Stufe des Pliozäns sie beginnen.

Die jungen Bildungen. — Diese Bildungen fassen wir deshalb zu einer Gruppe zusammen, weil sie gegenüber den älteren, bis in das Pliozän reichenden tertiären Sedimenten ihrer Unterlage, wenig oder gar nicht gestört worden sind, und weil für ihre Ablagerung nur ein verhältnismäßig kurzer Zeitabschnitt in Frage kommen kann.

Ich vermag in dieser Abhandlung über diese Bildungen nur die wichtigsten Beobachtungen anzuführen und muß darauf verzichten, die Folgerungen, die sich aus der Vergleichung der in verschiedenen Gebieten auftretenden Arten ergeben, hier ausführlicher zu begründen. Denn obgleich auch bei diesem Gegenstand die Vergleichung des zentralen Tian-Schan mit den benachbarten Gebieten ebenso notwendig wäre, wie bei manchen anderen Punkten seiner stratigraphischen Verhältnisse, so sind doch mit der Frage nach Entstehung und Verbreitung dieser jungen Bildungen so viele andere wichtige Fragen enge verknüpft, z. B. die nach der Entstehung und dem Alter mancher großer Quertäler, nach der Veränderung der Gefälls-



verhältnisse, nach der Ausdehnung und den Phasen der ehemaligen Vergletscherung, daß es nicht möglich ist diese Verhältnisse hier erschöpfend zu besprechen.<sup>1)</sup>

Die jungen Ablagerungen sind, wie wir schon gesehen haben, sehr mächtig. Semonow<sup>2)</sup> gibt an, daß sie die Dschalanasch-Hochfläche mehrere hundert Fuß hoch bedecken; dies mag auch für das Becken des Issyk-kul zutreffen, wo die roten, flach nach Norden einfallenden Konglomerate jedoch nicht vollständig aufgeschlossen sind, sondern zum Teil von alter Moräne und rezenten Ablagerungen des Sees bedeckt werden oder unter dessen Spiegel hinabsinken. Stoliczka war erstaunt über die Mächtigkeit dieser Bildungen (gravels) im Tojun-Tal. Dort sieht man sie mäßig nach Norden geneigt und in gleichmäßiger Schichtenfolge quer zum Streichen fast eine halbe Tagereise weit aufgeschlossen; östlich vom Tojun-Tal sind sie in den Becken des Gebirges 150—250 m mächtig. Auch in der Tekes-Ebene, wo ihre Unterlage nicht sichtbar ist, erreichen sie große Mächtigkeit und Ausdehnung; im Sary-dschass-Tal sind sie zwar zum großen Teil durch die Erosion wieder entfernt worden, aber doch noch immer sehr mächtig (S. 122). In den tertiären Mergelgebirgen des Südrandes, dem Topa-dawan und Tschul-Tau (Merzbacher, l. c., S. 36 f. und 45), welche ein Äquivalent der Artysch-Schichten sind, liegen sie weit verbreitet als Decken diskordant über den Gips und Salz führenden tertiären Mergeln und Tonen. Allenthalben sind sie in verschiedener Höhe abgelagert worden. Die rötlichen Konglomerate des Sary-dschass-Tals liegen fast ganz ungestört mehr als 3000 m hoch, und wenn wir für die Randgebiete des Gebirges, die ungefähr mittlere Höhenlage der Flüsse, die in die jungen Bildungen eingeschnitten sind und die des Issyk-kul-Spiegels nehmen, so erhalten wir die folgenden Werte: für die Tekes-Ebene 1700 m, für das Karkara-Becken 1900 m (2100 am Santasch), für den Issyk-kul 1600 m, für die Gegend von Tangitar und Basch-sugun auf der Südseite des Gebirges 1800 m, für das Tojun-Tal 17—1800 m und für den Topa-dawan 16—1700 m, für den Tschul-Tau etwa 14—1500 m. Diese Zahlen geben aber nur ganz ungefähr die Höhenunterschiede an. Genauere Werte lassen sich nur schwer oder gar nicht ermitteln; denn einmal ist die Lagerung der jungen Bildungen an den meisten Stellen, wenn auch nur wenig, so doch immerhin gestört worden, und an manchen Stellen ist ihre Unterlage, die am besten für die Vergleichung geeignet wäre, gar nicht sichtbar.

Aber die Tatsache, daß die Unterlage der jungen Bildungen des Sary-dschass-Tals bei 3000 m entblößt ist, in den Randgebieten des Gebirges aber durchschnittlich 1300 bis 1400 m tiefer liegt, genügt alleiu schon, um zu zeigen, daß diese Bildungen in sehr verschiedener Höhe abgelagert worden sind. Zieht man dabei auch in Betracht, daß zur Zeit der Ablagerung Bodenbewegungen stattgefunden haben, so hatten diese doch kein sehr großes Maß, jedenfalls bei weitem nicht solche Bedeutung wie die Bewegungen, die noch die pliozänen Bildungen des Karkara-Beckens und die Artysch-Schichten etc., getroffen haben.

<sup>1)</sup> Ich möchte hier schon jetzt darauf hinweisen, daß aus der Bildung dieser verschiedenen und in verschiedener Weise abgelagerten Konglomerate, Sandsteine und Tone mit Sicherheit hervorgeht, aber auch aus anderen Verhältnissen bewiesen werden kann, daß in der Tertiärzeit und später im Tian-Schan wasserreiche Epochen mit solchen verhältnismäßiger Trockenheit wiederholt abgewechselt haben. Über diese mit dem Prozesse der Talbildung und dem Verlaufe der Eiszeiten im Tian-Schan in engem Zusammenhang stehende Frage, werde ich meine Beobachtungen in einer eigenen Arbeit veröffentlichen. G. Merzbacher.

<sup>2)</sup> Peterm. Mittel., 1858, S. 357.

Obgleich wir also sehr bedeutende Bodenbewegungen nicht voraussetzen können, so weisen doch die Lagerungsverhältnisse der jungen Bildungen darauf hin, daß seit deren Ablagerung Veränderungen in der Gestalt der Oberfläche ausgedehnter Teile des Gebirges vor sich gegangen sind.

Wenn wir die Lagerungsverhältnisse und die Verbreitung der jungen Bildungen genauer verfolgen, so zeigt es sich, daß diese entweder große Becken des Gebirges zum Teil, oder kleinere Becken ganz erfüllten und über deren Ränder eine zusammenhängende Decke bildeten. Für den ersten Fall haben wir im Issyk-kul-Becken und in den Becken von Karkara und des Tekes gute Beispiele, für den zweiten Fall finden wir vorzügliche Aufschlüsse am südlichen Rande des Gebirges (Bassius von Argu, Tegermen, Sugun).

Die Geschichte der großen Becken auf der Nordseite des Gebirges ist schwierig zu verfolgen; wir werden einiges davon noch im tektonischen Teile dieser Arbeit kennen lernen, müssen uns aber hier zunächst mit der unbestreitbaren Tatsache begnügen, daß diese Becken zum großen Teil schon seit der tertiären Zeit bestehen, und daß sie also schon vorhanden waren, als die jungen Bildungen abgelagert wurden. Dagegen wollen wir die Verhältnisse auf der südlichen Seite des Gebirges genauer betrachten, weil sich dort Gelegenheit bietet, sowohl das Maß der Veränderungen, welche die jungen Bildungen seit ihrer Ablagerung erfahren haben, zu erkennen, als auch ihre Entstehung zu beurteilen.

Stoliczka's<sup>1)</sup> Profil durch die Zone seiner „Artysch-Schichten“ zeigt, obgleich es die tektonischen und die stratigraphischen Verhältnisse nur in den äußersten Umrissen wiedergibt, doch ganz gut die außerordentliche Mächtigkeit der jungen Bildungen (gravels), vor allem aber die exponierte hohe Lage ihrer steilen, nach Süden gekehrten Erosionsränder, an denen die schwach nach Norden geneigten Konglomerat-Schichten austreichen. Schou an dieser Stelle, die am Ausgange des Tojun-Tals, nördlich von Kaschgar liegt, zeigt es sich, daß die jungen Bildungen über den dislozierten und abgetragenen Gobi-Sedimenten diskordant liegen, und daß sie die Vertiefungen ausfüllen, welche zwischen den aus paläozoischen Sedimenten bestehenden Ketten des Gebirges und den Gobi-Sedimenten oder in den Gobi-Sedimenten selber liegen. Weiter im Osten sind die Aufschlüsse noch klarer: Zwischen Tangitar und Basch-sugun sieht man sehr deutlich, daß die Einsenkungen zwischen den äußersten frei stehenden Kulissen des Gebirgsrandes ganz angefüllt sind mit jungen Bildungen, und daß diese über den Rändern der Kulissen zusammenschließen. Auf diese Weise sind nicht nur die Vertiefungen zwischen den aus paläozoischen Sedimenten bestehenden Ketten und Kulissen, sondern auch die Vertiefungen zwischen den Erhebungen der Gobi-Sedimente ausgeglichen worden, sodaß sich eine mächtige,

<sup>1)</sup> Records, l. c., S. 25. Zu diesem Profil ist zu bemerken, daß die Entfernung zwischen Kaschgar und Tschon-terek (Chung-terek im Profil) in der Luftlinie ungefähr 50 km beträgt. Im Verhältnis zur Länge sind die Höhen deshalb stark übertrieben; und auch das Verhältnis zwischen der Höhe der niedrigen Gebirgszüge, die aus den „Artysch-Schichten“ bestehen, und der Höhe der eigentlichen Ketten, die aus paläozoischen Sedimenten zusammengesetzt sind, ist nicht richtig ausgedrückt. Ich wähle dennoch dieses Profil, weil es die erste, unbefangene Darstellung von Verhältnissen gibt, die in der Literatur oft erwähnt worden sind. Die Schichtung der jungen Bildungen (gravel, Nr. 1 im Profil) ist nicht angegeben; einer der steilen Erosionsränder liegt etwas links seitlich von dem C in dem Worte „Chung-terek“. An diesem Rande streichen die schwach nach Norden geneigten Konglomeratschichten aus und das Profil gibt richtig wieder, daß die obere Kante des Randes höher liegt, als irgend ein Punkt der aus Artysch-Schichten bestehenden Unterlage.

zusammenhängende Decke über große Teile des Gebirgsrandes ausgebreitet hat. Wir müssen nun annehmen, daß diese Decke, die fast ausschließlich aus geschichteten, grobklastischen Bildungen besteht, vom Gebirge abdachende Flächen gebildet hat, und daß auf diesen Flächen Gerölle über große Strecken durch fließendes Wasser ausgebreitet worden sind. Die Lage, in welcher wir die Reste dieser Decke heute finden, zeigt uns nun die Größe der Veränderungen, die seit ihrer Bildung eingetreten sind. Ein Beispiel dafür bietet schon das angeführte Profil Stoliczkas. Wir können dort die exponierte Lage der Erosionsränder nicht allein durch Abtragung erklären, sondern müssen, um die anormale Neigung der Schichten nach Norden gegen das Gebirge zu verstehen, annehmen,<sup>1)</sup> daß doch sehr späte Bodenbewegungen stattgefunden haben. Ganz ähnliche Verhältnisse, wie im Tojun-Tal lassen sich aber an vielen Stellen des von uns in großer Ausdehnung bereisten Südrandes des Gebirges nachweisen.

Schon dies allein genügt, um zu zeigen, daß in der Tat nicht nur die Oberfläche des Gebirges, sondern auch dieses selber seit der Ablagerung der jungen Bildungen in einem deutlich erkennbarem Maße verändert worden ist. Aber auch Beispiele anderer Art, wie die zweifellos durch späte Bewegungen verursachten Veränderungen der Gefällsverhältnisse und die damit zusammenhängende Bildung vieler in jüngeren Ablagerungen eingeschnittenen Durchbruchstäler, würden dies zeigen.<sup>2)</sup>

Während es nun verhältnismäßig leicht ist, die Entstehung der jungen Bildungen an den Rändern des Gebirges zu erkennen, ist es viel schwieriger ihre Entstehung in den großen, tiefen und geschlossenen Becken zu erklären. In einem solchen Becken liegt z. B. der Issyk-kul. Es ist klar, daß jeder Versuch, hier die Entstehung der jungen Ablagerungen zu erklären, voraussetzt, daß die Geschichte des Beckens selber bekannt sei. Dies ist um so notwendiger, als gerade das Issyk-kul-Becken in einer Zone großer Dislokationen liegt, die, wie die steile Stellung der pliozänen Bildungen des Karkara-Beckens beweist, noch in sehr später Zeit vor sich gegangen sind. Semonow meint, das rote Konglomerat des Issyk-kul, das den nördlichen Fuß des Terskei-Ala-Tau begleitet, sei eine junge Seebildung. Das Konglomerat reicht aber wahrscheinlich tief unter den Spiegel des Issyk-kul hinab, und östlich vom Santasch-Paß liegt es mehr als 2000 m hoch. Es nimmt auch eine beträchtliche Fläche ein. Ist es dennoch eine Seebildung und erklärt sich dadurch die nordwärts gerichtete Neigung seiner Schichten? Friederichsen denkt an eine Auffüllung des Beckens durch Gebirgsschutt und meint, daß auch in diesem Falle die Neigung der Schichten ursprünglich sein könne. Aber die gleichmäßige Verbreitung der gröberen Gerölle und die deutliche Schichtung können alsdann nur durch fließendes Wasser verursacht worden sein, und die Ablagerung so mächtiger grobklastischer Bildungen setzt ganz erhebliche Wassermengen voraus. Ist aber dennoch zu jener Zeit kein See vorhanden gewesen und war also das Issyk-kul-Becken damals geöffnet? Dies sind Fragen, auf die wir heute bei unseren geringen Kenntnissen der Verhältnisse noch keine

<sup>1)</sup> Die Erklärung, welche Stoliczka selbst für die merkwürdige Erscheinung gibt, ist interessant, siehe *Rec. G. S. o. J.*, VIII, S. 14.

<sup>2)</sup> Dazu gehören z. B. auf der Nordseite des Gebirges die sogenannte Buamschlucht, die des Terte und Kusgun-ya etc., auf der Südseite mehrere im Merzbacher'schen Berichte erwähnte Durchbrüche, z. B. die des Tilbitschek, des Kap-salyan und Kepek-tschai im Chalyk-Tau, die des Tangitar, des Gess-Maidan und Kurumduk, sowie andere mehr.



befriedigende Antwort erwarten können. Wie dem nun aber auch in dem einzelnen Falle sein mag, so ist es doch gewiß, daß der größte Teil der jungen Bildungen auf fluvialen Wege entstanden ist, sowohl in den hoch im Inneren des Gebirges liegenden flachen Becken als auch besonders an den Rändern des Gebirges.<sup>1)</sup>

Wir finden ähnliche Bildungen auch noch heute,<sup>2)</sup> namentlich auf der südlichen Seite des Tian-Schan in dem oft 20 bis 30 km breiten Streifen der rezenten Schuttdecken, die sich vom Rande des Gebirges nach außen gegen die Wüste senken, und die häufig die äußersten niedrigen Kulissen des Gebirges und die Sättel und Mulden der Gobi-Sedimente fast ganz bedecken. Größe und Ausdehnung der heutigen Schuttdecken bleiben aber, so bedeutend sie auch sein mögen, weit hinter denen der jüngsten Ablagerungen zurück; das zeigt sich allenthalben, besonders bei der Vergleichung beider Erscheinungen in den Randtälern des Gebirges. Wir müssen deshalb, um diesen Unterschied erklären zu können, für die Zeit der Ablagerung der jungen Bildungen viel reichlichere Niederschläge für alle Teile des Gebirges voraussetzen, als wir sie heute selbst in dessen regenreichsten Teilen beobachten.

In den Zeitabschnitt nach Ablagerung der jungen Bildungen und vor der Ablagerung der rezenten Schuttdecken fällt die ehemalige große Vergletscherung des Tian-Schan, die weit bedeutender gewesen ist, als man bisher angenommen hat. Ich führe, um dies zu beweisen, nur zwei Erscheinungen an.<sup>3)</sup> Westlich vom Ausgang der Buam-Schlucht sieht man auf der linken Seite des Tschu, dicht an der Straße, die von Stary-Tokmak nach der Poststation Dschil-aryk führt, ungefähr in der Höhe von 1200 m, also 400 m tiefer als der Spiegel des Issyk-kul liegt, mitten in der Steppenvegetation sehr gut erhaltene Granitrundhöcker mit glatter, fast frischer Oberfläche und Gletscherschrammen, die in der Richtung des Tschu-Tals verlaufen. Am Ausgang des südlichen Musart-Tals zeigen sich 200—300 m über dem Talboden alte Moräne am Gebirgsrand und vor dem Ausgang mitten in der Kieswüste mächtige Endmoränen. Sowohl am nördlichen als auch am südlichen Rande des Tian-Schan hat also das Eis die Niederungen am Fuße des Gebirges erreicht, und wir finden seine Spuren an Stellen, wo heute trockene Steppe oder heiße Wüste vorhanden ist.

Angedehnte, sehr gut erhaltene Terrassen zeigen an, daß sich der Issyk-kul in postdiluvialer Zeit bis an den Santasch-Paß nach Osten ausgedehnt hat, und der Gastropoden führende Seelöß in dem Talbecken von Kok-mainak<sup>4)</sup> beweist, daß er auch noch weiter nach Westen gereicht hat. Man findet ähnliche Terrassen auch im Karkarál- und im Tekes-Becken, im Kapkak-Tal, sowie im Argu-Becken etc. und an vielen Stellen

<sup>1)</sup> Auch der Umstand, daß diese Bildungen häufig in dem Maße, als sie sich vom Inneren des Gebirges nach außen hin erstrecken, an grobem Material verlieren und mehr und mehr feinkörnig werden, spricht hierfür. G. Merzbacher.

<sup>2)</sup> Siehe Merzbacher, l. c., S. 28, 38, 40, 46, 81, 85.

<sup>3)</sup> Im übrigen verweise ich auf die zahlreichen, in Merzbachers Bericht angeführten Tatsachen.

<sup>4)</sup> Friederichsen, l. c., s. Abb. 4 auf Taf. 3; die hellen Streifen in der Mitte des Bildes sind Seelöß, der Süßwassergastropoden führt, aber abgesehen davon ist zu beachten, daß die wagerechten Terrassen zwischen Prschewalsk (Karakol) und dem Santasch-Paß mehr als 1800 m hoch liegen, daß die Höhe des Tschu-Tals bei Kok-moinak aber nur ungefähr 1530 m beträgt. Dies gibt eine deutliche Vorstellung von der Größe und Tiefe des Issyk-kul in postdiluvialer Zeit.

auf der südlichen Seite des Gebirges, wo zur gleichen Zeit viele ausgedehnte Seen bestanden haben. Ein großer Teil der Niederungen vor den nördlichen Abdachungen des zentralen Gebirges, die heute von den großen Zuflüssen des Ili durchströmt werden, worunter das beste Beispiel das weite und sehr lange Becken des Tekes ist, waren früher mit Seen ausgefüllt. Am Südrand des Gebirges lassen sich an allen Mündungen der Flußtäler Merkmale und Reste einer glazialen Epoche nachweisen, wo man jetzt nur trockene Steppe findet. Hieraus ergibt sich überaus deutlich die große Veränderung der klimatischen Verhältnisse, die in der Quartärperiode und später eingetreten ist.

Den ehemaligen Seen kommt also postglaziales Alter zu oder sie haben schon in der letzten Zeit der großen Vergletscherung bestanden: ihre Terrassen ziehen sich, gut erhalten über die anfertigten Endmoränen hin, die vor dem Ausgang der großen Quertäler liegen. Zur Zeit dieser Wasserbedeckung haben die heutigen oro- und hydrographischen Verhältnisse zum größten Teil, wenigstens in allgemeinen Zügen, schon bestanden. Einige der großen Quertäler mögen seitdem, wie das Beispiel des Tschu-Durchbruchs in der Buam-Schlucht zeigt, vergrößert worden sein. An den Mündungen der großen Quertäler auf der südlichen Seite der Tekesebene reichen dagegen die Terrassen des großen Sees, drei oder vier übereinander, eine Strecke weit in die Täler hinein;<sup>1)</sup> weiterhin sieht man aber darüber und talaufwärts die unversehrte alte Moräne.

Noch lehrreicher sind die Verhältnisse auf der Südseite des Gebirges in der nördlichen Umrandung der Kaschgarischen Niederung. Dort liegen ausgedehnte flache Talbecken, von denen schon Stoliczka<sup>2)</sup> berichtet hat, in der Zone der Gobi-Sedimente und weiter nördlich zwischen den aus paläozoischen Gesteinen zusammengesetzten Ketten und Kulissen des eigentlichen Gebirges. Der Boden und zum Teil auch die Ränder dieser Becken bestehen aus jungen Konglomeraten, die diskordant die dislozierten Gobi-Sedimente überlagern.<sup>3)</sup> An den Beckenrändern, auch in den mürben Sandsteinen und Mergeln der Gobi-Sedimente, sieht man heute noch an manchen Stellen die Terrassen der alten Seen.<sup>4)</sup> Wo die Quertäler in die Becken münden, zeigen sich, besonders gut aufgeschlossen bei Tischyktasch im Tojun-Tal, verfestigte fluvioglaziale Schotter, die vom Tojun-Fluß in 20 bis 30 m hohen, nahezu senkrechten Wänden angeschnitten worden sind. Weiter talaufwärts, zwischen Tschon-terek und Mursa-terek, wird auf beiden Talseiten oberhalb der Schotter alte Moräne sichtbar. Die Furche des Tojun-Tals war also im ganzen zur Zeit der großen Seen, gegen das Ende der Vergletscherungsperiode im allgemeinen schon so beschaffen, wie heute. Nun liegen aber die steilen, nach Süden gekehrten Ränder der jungen, schwach dislozierten Konglomerate, die bei der Besprechung von Stoliczkas Profil erwähnt worden sind, 300 bis 400 m über den fluvioglazialen Schottern der Talsohle. Hiedurch wird uns ein anderer Beleg für die bedeutende Veränderung gegeben, welche die Oberfläche des Gebirges seit Bildung der jungen Konglomerate erlitten hat, die eine so große Mächtigkeit erreichen. Es zeigt uns ferner, daß, abgesehen von wenigen Ausnahmen, die sich aber durch besondere Verhältnisse erklären lassen, seit der Zeit der Bildung der

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 8, 30, 87 u. s. w.

<sup>2)</sup> Records, VIII, S. 15: „A peculiar feature in this part of the hills consists in the occurrence of extensive plains to which the name jilga is generally applied.“

<sup>3)</sup> Merzbacher, l. c., S. 37, 33, 41.      <sup>4)</sup> *ibid.* S. 38.

jungen Konglomerate bis zu der Zeit der fluvioglazialen Schotter nur grobklastische Sedimente abgelagert worden sind. Die Mächtigkeit der fluvioglazialen Schotter, die zur Zeit der großen Seen oder kurz vorher entstanden sind, ist viel geringer als die Mächtigkeit der jungen Konglomerate. Obgleich wir Verhältnisse, die es erschweren, den Prozeß der Ablagerung beider Bildungen miteinander zu vergleichen, nicht zu berücksichtigen vermögen, wie z. B. den Unterschied in der Dauer der Ablagerung und die wahrscheinlich sehr große Verschiedenheit der damaligen Oberflächenverhältnisse des Gebirges von den späteren, so ergibt sich dennoch klar, daß seit Bildung der jungen Konglomerate bis zur Zeit der Ablagerung der fluvioglazialen Schotter eine Periode sehr großen Wasserreichtums abnahm und besonders auch die Menge des fließenden Wassers dauernd allmählich abgenommen hat.

Wir kennen zwar nicht das Alter der großen Diskordanz an der Basis der jungen Bildungen und wissen deshalb auch nicht, ob deren grobklastische Sedimente schon in der Zeit des Pliozäns entstanden sind; aber dies ist wahrscheinlich der Fall, und es scheint deshalb, als ob gegen das Ende dieses Zeitabschnitts die Niederschlagsmengen in einem hohen Maße gestiegen sind, so daß dadurch im Verein mit der großen Höhe des Gebirges und weniger durch Verminderung der allgemeinen Temperatur die ausgedehnte Vergletscherung des Gebirges entstanden ist.

Wenn wir noch einmal kurz zusammenfassen, was sich bei Betrachtung der jungen Bildungen ergibt, so kommen wir zu den folgenden Ergebnissen: Diese Bildungen sind in verschiedener Höhe entstanden, ihre heutige Lage kann deshalb nicht dazu benutzt werden, den Betrag der späten Dislokationen zu ermitteln, und ihr gemeinsames Merkmal ist, außer der sehr ähnlichen Beschaffenheit, die auf Ablagerung in fließendem Wasser schließen läßt, das geringe Maß ihrer Dislokationen im Vergleiche zu denen der älteren Bildungen. Die großen, weit ausgreifenden, gebirgsbildenden Bewegungen der tertiären Zeit hatten daher schon vor Beginn dieser Ablagerung ihr Ende erreicht. An der Basis der jungen Bildungen sieht man, wo deren tertiäre Unterlage sichtbar wird, eine weit verbreitete Diskordanz, und die Sedimente der Unterlage sind stark disloziert worden. Die Gastropoden führenden Mergel von Karkará zeigen, daß diese Dislokationen, die durch große, weit gedehnte, gebirgsbildende Bewegungen verursacht wurden, noch im Pliozän, wenn nicht früher, entstanden sind.

Die weite Verbreitung und große Masse der grobklastischen Sedimente und die Tatsache, daß an vielen Stellen die rote Färbung verschwindet, zeigen ein Wachsen der Niederschlagsmengen nach dieser Zeit an. Es entstanden während dieser Zeit die Grundzüge der heutigen Oberflächenverhältnisse des Gebirges; viele der großen Täler wurden damals gebildet. Diese Vermehrung der Niederschlagsmengen verursachte in erster Linie die Vergletscherung des hohen Gebirges, als deren Folge wieder die großen Seen beim periodischen Rückgang der großen Vereisung entstanden sind.



## V.

Nachdem wir bereits hervorgehoben haben, daß granitische Gesteine im nördlichen zentralen Tian-Schan sehr weit verbreitet sind, und nachdem wir die Sedimente, die sich dort finden, zum Teil kennen gelernt und hiedurch die erforderliche Grundlage für Betrachtung der tektonischen Verhältnisse erhalten haben, wollen wir untersuchen, wie weit es möglich ist, an der Hand der bisherigen Tatsachen die verschiedenen Stücke im Bau des nördlichen zentralen Tian-Schan zu unterscheiden. Daß solche deutlich unterscheidbare Stücke vorhanden sind, ergibt sich schon aus den bisher mitgeteilten Beobachtungen und ich erinnere, um dies zu zeigen, nur daran, daß die granitischen Gesteine, welche einen großen Teil der äußeren Gebirgszüge zusammensetzen, sehr alt sind, daß sie Kataklyse zeigen, und daß der unterkarbonische Kalk auf ihnen transgressiv liegt; daß dagegen die granitischen Gesteine, welche in den hohen inneren Ketten große Massive zusammensetzen, wo sie genauer untersucht wurden, nämlich im Bayum-kol-Tal, keine Kataklyse zeigen, und daß sie im Sarydchass-Tau und anderwärts den unterkarbonischen Kalk im Kontakt verändert haben.

Obgleich die geologische Übersichtskarte, die ich für diese Arbeit entworfen habe, sehr große Lücken hat, so zeigt sie doch, daß die Struktur der inneren Gebirgsteile, die sich sehr deutlich in dem gleichmäßigen und geradlinigen Verlauf der granitischen Massive und der Sedimente ausprägt, viel besser erhalten zu sein scheint, als die der äußeren. Nichts ist aber mehr geeignet, den Unterschied zwischen den äußeren Gebirgszügen und den inneren zu kennzeichnen, als die Lagerungsverhältnisse des unterkarbonischen Kalks, der in den äußeren Gebirgszügen in großen unregelmäßig verteilten Lappen und Schollen transgressiv auf den granitischen Gesteinen und den älteren paläozoischen Sedimenten liegt, dagegen in den inneren Teilen des Gebirges zwischen langgestreckten granitischen Massiven steil gestellt oder gefaltet worden ist. Dieser Unterschied tritt auch in orographischer und morphologischer Beziehung deutlich hervor, sodaß wir Kriterien verschiedener Art haben, die äußeren Gebirgszüge von den inneren Ketten im Alter zu unterscheiden. Ehe wir die tektonischen Verhältnisse der verschiedenen Gebirgsteile im einzelnen verfolgen, ist es geboten, einen Querschnitt zu betrachten, der sowohl die inneren Ketten als auch die äußeren im Zusammenhang zeigt.

Von den großen Quertälern, welche in die nördlichen Abhänge des zentralen Tian-Schan eingeschnitten sind, eignet sich hierzu am besten das Bayum-kol-Tal, weil es ganz in der Nähe des höchsten Gebirgsteiles, nämlich nahe am Khan-Tengri beginnt und uns in seiner tiefen Furche in ausgezeichneten Aufschlüssen fast alle die Unterschiede zeigt, die ich eben erwähnt habe. Wir haben hiebei den Vorteil, daß die Gesteine, die das Gebirge längs dieser Linie zusammensetzen, in ausreichendem Maße petrographisch untersucht worden sind (siehe Profil Fig. I auf Taf. III).

Das Bayum-kol-Tal beginnt ungefähr 15 km nordöstlich vom Khan-Tengri am nördlichen Fuße der höchsten zentralen Kette; es ist ungefähr 60 km lang und mündet nahe westlich von der russisch-chinesischen Grenze in die Steppe des Tekes. Man kann in den das Tal umrahmenden Gebirgen in morphologischer Beziehung drei natürlich begrenzte Abschnitte unterscheiden: Der südliche Abschnitt ist das Hochgebirge und darin liegt der oberste Teil des Bayum-kol-Tals. Auf beiden Seiten dieses Talabschnittes tragen die Gipfel Firn und Eis und dazwischen sieht man Gletscher in den flachen Mulden.

Auch der Talboden liegt dort noch über der Baumgrenze und man findet nur niedrige Sträucher von *Juniperus sabina*, *Caragana jubata* und *Salix*-Arten. Der zweite Abschnitt, worin der mittlere Teil des Tals liegt, ist die breite Zone des Gebirges, die sich sowohl in vielen Teilen des Tian-Schan, als auch in anderen innerasiatischen Gebirgen zwischen der Firngrenze und der oberen Baumgrenze ausdehnt. Es ist dies das in morphologischer Beziehung interessante Schuttgebiet, das durch ausgedehnte, von den Flüssen herbeigetragene Schuttmassen, die in beckenartigen Weitungen flach aufgebracht wurden, ausgezeichnet ist.<sup>1)</sup> Teilweise liegt der Talboden des mittleren Bayum-kol-Tals schon etwas unter der oberen Baumgrenze. Der dritte und längste Abschnitt, der untere Teil des Tals, hat schon Mittelgebirgsformen. Hier findet man Landschaften, die denen der europäischen Voralpen ähnlich sind. An vielen Stellen reichen die Matten bis zu den Gipfeln und dichte Bestände der schönen *Picea Schrenkeana* bedecken Talseiten und Berggehänge. Von den drei Abschnitten des Tales gehören der untere und der mittlere, sowie die nördliche Hälfte des oberen Abschnitts in geologischer Beziehung zu den äußeren Gebirgszügen; doch ist der Unterschied in orographischer Beziehung zwischen diesen und den inneren Ketten deshalb hier nicht mehr so deutlich, weil, wie ich schon im einleitenden Teil zu dieser Abhandlung gesagt habe, die Wasserscheide hier in der zentralen Kette liegt und das Gebirge sich deshalb gleichmäßiger von Süden nach Norden erniedrigt, als z. B. westlich vom Aschutör-Paß, wo die Wasserscheide dem östlichen Verlaufe des Terskei-Ala-Tau folgt. Die Gesteine, die Herr Richarz untersucht hat, habe ich teils im oberen, teils im mittleren Bayum-kol-Tal gesammelt.

Um eine Übersicht über die in geologischer Beziehung verschiedenen Teile des Gebirges dieser beiden Talabschnitte zu erhalten, betrachten wir am besten zunächst das Bild Fig. I auf Tafel I.

Ich versetze den Leser auf die Höhe eines die Talsohle um mehrere hundert Meter überragenden Bergsturzes, der sich auf der linken Talseite erhebt, ungefähr dort, wo sich kurz hintereinander von Südost der Ala-aigür und von Südwest der Aschutör in den Bayum-kol ergießen,<sup>2)</sup> das ist an der Stelle, wo Profil I auf Taf. III im Norden endigt.<sup>3)</sup> Im Rücken hat man den unteren Abschnitt des Bayum-kol-Tals, also den größten Teil der waldreichen äußeren Gebirgszüge des nördlichen zentralen Tian-Schan. Vor dem Beschauer zu Füßen breitet sich der ebene, mit Schotter bedeckte Talboden des mittleren Talabschnittes aus. Im Hintergrunde des Bildes liegt genau im Süden die pyramidenförmige Gestalt des Khan-Tengri. Davor aber und ein wenig weiter östlich erhebt sich ein mit Eis bekleideter hoher Berg. Zwischen diesen Berg, der in der zentralen Kette liegt, und den Khan-Tengri ziehen wir die von W.S.W. nach O.N.O. verlaufende südliche Grenze des nördlichen zentralen Tian-Schan, da sie dann mit der in tektonischer Beziehung wichtigen Linie des Inyltschek-Tals zusammenfällt. Der Khan-Tengri besteht, wie wir schon wissen, aus veränderten Sedimenten, die sich in seinem Gipfel mehr

<sup>1)</sup> Siehe übrigens Merzbacher, l. c., S. 8 f., 25, 31, 79, 85, 88, 94 u. s. w.

<sup>2)</sup> Der Leser, der die Karte von Friederichsen benutzt, muß beachten, daß derselbe das mittlere und obere Bayum-kol-Tal als Ala-aigür, das Aschutör-Tal als Beian-kol-Tal, den Aschutör-Paß als Naryn-kol-Paß und das Kara-kol-Tal (Nebental des Sary-dschass-Tals) als Aschutör-Tal bezeichnet. Die Karte Merzbachers hat die richtigen Bezeichnungen; s. Merzbacher, l. c., S. 13 f.

<sup>3)</sup> Merzbacher, l. c. S. 8 und 9.

als 7000 m hoch erheben; der hohe mit Eis bedeckte Gipfel und die zentrale Kette, in deren Nähe er liegt, bestehen aus stark verändertem, zum Teil kristallinischem, unterkarbonischem Kalk. Unter dem Khan-Tengri und scheinbar ein wenig westlich davon erheben sich im Hintergrunde des Bildes noch zwei Berge; sie sind vom Khan-Tengri ungefähr 13 und 15 km, vom Standpunkt des Beschauers 19 und 16 km entfernt und bestehen aus granitischen Gesteinen.

Der übrige auf dem Bilde sichtbare Teil des Gebirges bildet die Umgebung des mittleren Teils des oberen Talabschnitts. Die mit Schnee und Firn bedeckten Höhen zur Linken bestehen aus einer Schichtenfolge von Gneis, Phyllit, Tonschiefer und Dolomit und aus einem schmalen Granitmassiv (siehe Profil I auf Taf. III und die Skizze in Fig. XVII), die Talhänge im Vordergrund auf beiden Seiten des Tals werden aus Biotitgranit gebildet.

Hiemit haben wir auf einer ungefähr 30 km langen Linie vom Khan-Tengri im Süden bis zu der Mündung des Ala-aigür-Tals im Norden quer zum Streichen die wichtigsten Teile kennen gelernt, die das Gebirge zusammensetzen.

Es sind:

1. die Kette des Khan-Tengri,
2. die zentrale Kette,
3. das Granitmassiv im oberen Teile des Bayum-kol-Tals,
4. die Schichtenfolge von Gneis, Tonschiefer, Dolomit u. s. w., die ich, um eine kurze Bezeichnung zu wählen, als die Schieferzone des Bayum-kol-Tals bezeichnete,
5. das Granitmassiv in der nördlichen Hälfte des mittleren Talabschnittes, das einen Teil des südlichen Granitzugs der äußeren Gebirgszüge bildet.

Von diesen Teilen liegt die Kette des Khan-Tengri schon außerhalb unseres Gebietes; die zentrale Kette und das Granitmassiv des oberen Bayum-kol-Tals bilden zusammen die inneren Ketten, die Schieferzone und das Granitmassiv am Ala-aigür-Tal gehören dagegen, strenge genommen, schon zur Gruppe der äußeren Gebirgszüge. Das Profil in Fig. III, Taf. III zeigt, daß hier im Bayum-kol-Tal der Teil des Gebirges, den wir aus geologischen Gründen zu den äußeren Gebirgszügen rechnen, ungefähr dreimal so breit ist, als die inneren Ketten.

Wir wollen nun die eben erwähnten Teile des Gebirges im einzelnen näher betrachten: Genauere Angaben über die petrographische Beschaffenheit der granitischen Gesteine und der Sedimente, die das Gebirge in der Umgebung des oberen und mittleren Talabschnitts zusammensetzen, finden wir in der hier anschließenden Arbeit von Richarz und einige Angaben über die granitischen Gesteine der äußeren Gebirgszüge bei Petersen.<sup>1)</sup>

### 1. Der Khan-Tengri.

Wir wissen durch Merzbacher,<sup>2)</sup> daß sich der höchste Berg des Tian-Schan, der Khan-Tengri, in einer schmalen langgestreckten Kette erhebt, die der Inyltschek-Gletscher umfließt. Die Kette ist in geologischer Beziehung die östliche Fortsetzung der Kette auf der linken (südlichen) Seite des unteren Inyltschek-Tals; sie ist noch etwas über den Khan-Tengri hinaus bekannt; dagegen ist nicht ganz festgestellt, wo sie im Osten endet. Wir

<sup>1)</sup> Friederichsen, l. c., petrogr. Anh., S. 275 f., nicht Nr. 220, das aus dem Aschu-tör-Tal stammt.

<sup>2)</sup> Merzbacher, l. c., S. 74.



wissen aber, daß sie dorten mit der wasserscheidenden zentralen Kette znsammenhängt, die sich ihrerseits unter einer Abschwenkung des Streichens nach S.O. in den hohen Ketten am Musart-Paß fortsetzt.

Die Kette anf der linken Seite des Inyltschek-Gletschers besteht hauptsächlich aus Serien von granschwarzem und grünlichem Phyllit, Glimmerschiefern und Amphiboliten, worin an mehreren Stellen mächtige Lager von Gabbro und, wie die vorläufige Untersuchung der gesammelten Gesteinsproben ergeben hat, auch von stark veränderten Quarzporphyren vorkommen; ferner aus verändertem dolomitischen Kalk und crinoideenhaltigen Dolomit, in welchen auch erkennbare unterkarbonische Fossilien vorkommen.

Das Profil in Figur IX zeigt uns, obgleich es nicht vollständig ist, den Ban dieser Kette. Alle Schichten fallen, abgesehen von örtlichen Störnngen, im Ganzen unter Winkeln von  $20^{\circ}$  bis  $40^{\circ}$  nach Süden ein.

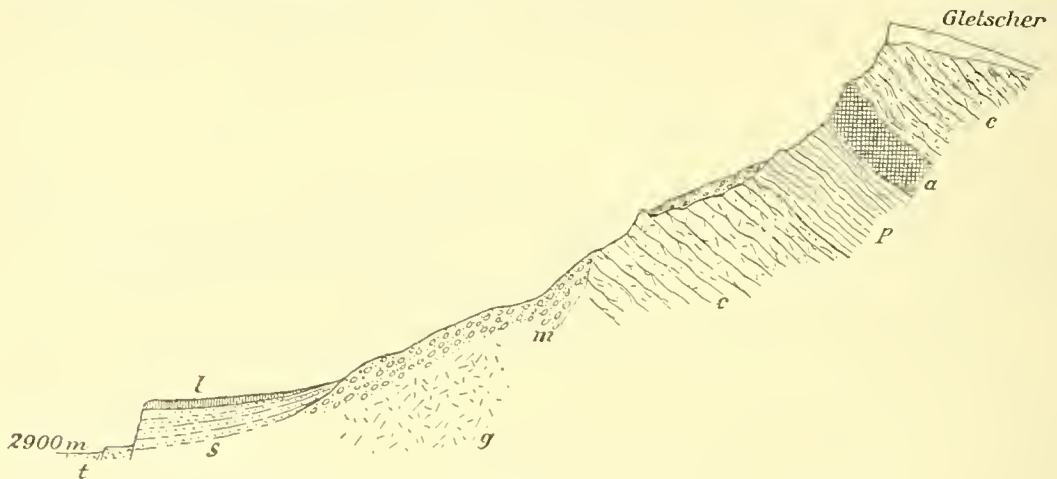


Fig. IX. Profil durch die linke Uferkette des unteren Inyltschek-Tals.

Mafsstab 1:10,000.

p grünlicher Phyllit, c kristallinisch-paläozoischer, zum Teil dolomitischer Kalk, m alte Moräne, s Schuttkegel, l fluviatiler Löß, t Terrassenschotter des Flußbettes, g Granit, a Gabbro.

Ein breiter Streifen von Grundmoräne verhüllt den nördlichen Fuß der Kette an den meisten Stellen des Tales. Dicht unterhalb der Gletscherzunge ist diese aber fast bis an den Talboden entblößt und man sieht, daß dort der untere Teil des Gehänges, soweit man überhaupt anstehendes Gestein erreichen kann, aus dem grünschwarzen und grünlichen Phyllit besteht. Der Phyllit verschwindet, indem er nach O.N.O. streicht, zum großen Teil talaufwärts unter dem Eis des Inyltschek-Gletschers; aber ungefähr 16 km von der Endzunge entfernt, wird er wieder in der Kette sichtbar, die den Khan-Tengri trägt, denn diese Kette beginnt,<sup>1)</sup> indem sie plötzlich mit steilen Wänden mitten ans dem Eis des Inyltschek-Gletschers zu bedeutender Höhe emporragt, mit Phyllit.

Ganz sicher ist hiemit der Zusammenhang ja nicht erwiesen; aber abgesehen davon, daß diese Kette in der Streichrichtung der linken Uferkette des oberen Inyltschek-Tals

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 70.

liegt, weist auch ihr Bau in der Nähe des Khan-Tengri und am Khan-Tengri selber auf diesen Zusammenhang hin.

Wir finden nämlich auch dort dieselben Gesteine und ähnliche Lagerungsverhältnisse, wie auf der linken Seite des Inyltschek-Tals. An der Stelle, wo sich die Kette des Khan-Tengri aus dem Inyltschek-Gletscher erhebt, sind der Phyllit und die anderen ihn begleitenden Sedimente stark zerknittert, aber man erkennt doch im Ganzen deutlich das Südfallen.

Dies wiederholt sich auch am Khan-Tengri und der Berg zeigt bei seiner gewaltigen Größe eine überraschende Einfachheit des Baues. Schon von weitem kann man von einigen hochgelegenen Stellen des nördlichen zentralen Tian-Schan,<sup>1)</sup> z. B. vom Sart-dschol-Paß, von der Kette auf der rechten Seite des oberen Sary-dschass-Tals aus, besonders deutlich aber von den Talgehängen des mittleren Bayum-kol-Tals aus erkennen, daß in dem unteren Teile des Khan-Tengri dunkles Gestein ansteht, daß dagegen der obere Teil des Berges aus einem hellen Gestein aufgebaut ist.

Die Skizze in Figur XV zeigt uns das Bild des Berges, wie man es von einem hochgelegenen Punkte der Gehänge des mittleren Bayum-kol-Tals sieht. Der Berg liegt von diesem Punkt ungefähr 35 km in südlicher Richtung entfernt. Man erkennt aber dennoch auf das Deutlichste dunkles Gestein an dem Fuße der steilen Nordwand der Gipfelpyramide und dessen scharfe, sanft von Westen nach Osten ansteigende Grenze gegen das darüber lagernde helle Gestein der Gipfelwände.

Dasselbe beobachtet man von einem hochgelegenen Punkte der rechten Umrandung des oberen Inyltschek-Tals. Auch hier erkennt man das dunkle Gestein in dem unteren Teile des Gipfelbaues und darüber das helle Gestein des Gipfels. Von hier aus sieht man aber, daß sich die Grenze zwischen beiden von Norden nach Süden senkt.

Dies wird durch Merzbachers in der Nähe des Berges gemachten Beobachtungen bestätigt, und es zeigt sich, daß der Sockel des Khan-Tengri in der Tat aus dunklen Sedimenten, nämlich hauptsächlich aus grünlichen Phylliten besteht, worin ein basisches Eruptivgestein, wahrscheinlich Gabbro,<sup>2)</sup> in großer Menge vorkommt, daß dagegen das helle Gestein des Gipfels kristallinischer Kalk (zum Teil etwas dolomitisch) ist. Alle diese Bildungen fallen unter Winkeln von 20° bis 30° nach Süden ein, so daß die Kalk- und Dolomitbänke und zum Teil auch noch der Phyllit sowohl auf der nördlichen als auch auf der südlichen Seite des Berges ausstreichen. Das helle massive

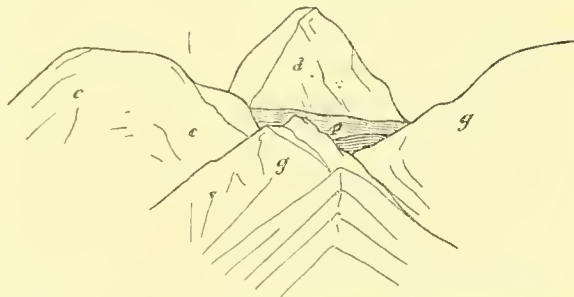


Fig. XV. Blick auf den Khan-Tengri von Norden (vom mittleren Teil des Bayum-kol-Tales aus).

d kristallinischer, zum Teil etwas dolomitischer Kalk des Khan-Tengri, p Phyllite mit basischen Eruptivgesteinen darin von der Basis des Berges, c kristallinische Kalke der zentralen Kette, g Granit des oberen Bayum-kol-Tals.

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 68.

<sup>2)</sup> Das Untersuchungsergebnis des petrographischen Befundes der Gesteine aus dem oberen Inyltschek-Tal liegt noch nicht vor.

Gestein liegt über dem dunklen Phyllit flach gewölbeartig gebogen, wie das Stück einer riesigen, sanft nach Süden geneigten Platte.<sup>1)</sup> Wir haben hier also im Gauzeu dieselben Lagerungsverhältnisse, wie sie weiter im Westen, auf der südlichen Seite des Inyltschek-Tals zu beobachten sind.

Die Kette auf der linken Seite des Inyltschek-Tals streicht demnach in der Nähe der Endzunge des Inyltschek-Gletschers in der Richtung nach O.N.O. auf die rechte Seite des Gletschers hinüber und setzt sich in der Kette des Khan-Tengri nach Osten fort. Dabei erhebt sie sich von Westen nach Osten allmählich zu sehr bedeutender Höhe.

Der Bau der Ketten am Khan-Tengri und auf der linken Seite des Inyltschek-Tals wiederholt sich weiter im Süden. Die alten Gesteine, die dort die Ketten zusammensetzen: Phyllit, paläozoischer Tonschiefer, kristallinischer Kalk und Dolomit zeigen fast überall südliches Einfallen; die wenigen Ausnahmen haben nur örtliche Bedeutung. Granitische Gesteine in großer Menge sind, soweit das Gebirge südlich vom Inyltschek-Tal heute bekannt ist, das ist nach Süden bis in die tiefe Furche des Koikaf-Tals,<sup>2)</sup> nach Osten bis an die an den Hintergrund der mächtigen Gletscher des Inyltschek- und des Kaündü-Tals, nur an einer Stelle, nämlich südlich vom Khan-Tengri, zwischen dem Inyltschek- und dem Koikaf-Gletscher gefunden worden. Basische Eruptivgesteine kommen dagegen häufig vor. Lagergänge und mächtige Lager von Gabbro schalten sich zwischen die alten Gesteine ein.

Der hier in Rede stehende Teil des Gebirges gehört, ebenso wie der Khan-Tengri streng genommen, nicht mehr zum Gebiet des nördlichen zentralen Tian-Schan, entsprechend der Begrenzung, die ich für dieses Gebirgsstück in der Einleitung gegeben habe. Wir wollen seinen Bau aber dennoch hier kurz erörtern, weil es zum Verständnis der tektonischen Verhältnisse der nördlich davon liegenden Gebirgsteile notwendig ist. Die geologischen Verhältnisse, die im Profil IX dargestellt sind, bleiben auf eine beträchtliche Strecke weit nach Osten fast unverändert sichtbar. Der Weg aus dem mittleren Inyltschek- zum Kaündü-Tal führt durch zwei von einer Hochfläche getrennte verbindende Täler, die Atschailo-Täler. An der Stelle, wo das nördliche Atschailo-Tal in das Inyltschek-Tal mündet, ungefähr 17 bis 18 km unterhalb der Endzunge des Inyltschek-Gletschers,<sup>3)</sup> springt ein Teil der linken Uferwand spornartig gegen die Mitte dieses Tales vor und in dem toten Winkel dahinter findet man viel alte Moräne. Der Sporn und die unterste, tief eingeschnittene Strecke des nördlichen Atschailo-Tals besteht aus steil nach Süden einfallendem grauem, kristallinischem Kalk. Ungefähr 1 km südlich von der Mündung gabelt sich dieses Tal. Der eine Ast ist nach O.N.O. gerichtet, der andere verläuft nach S.O. und mündet etwas spitzwinklig zur Richtung des Inyltschek-Tals. Bis an die Gabelung sieht man, vom Inyltschek-Tal kommend, den Kalk. In der Gabelung folgt grauer und grünlicher Phyllit, der, wie der Kalk, steil einfällt und weit nach Süden reicht, wo er einen hohen Gipfel bildet. Der Weg zum Kaündü-Tal, der dem nach S.O. verlaufenden Aste folgt, steigt in steilen Serpentinien zu einem hochgelegenen, flachen, mit alter Moräne erfülltem Boden an, der ungefähr dem Streichen der Phyllite folgt. Auf der linken Seite sieht man im Südosten eine hohe, aus kristallinischem Kalk bestehende, stark

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 75.

<sup>2)</sup> ibidem S. 70, 72, 78, 81 f.

<sup>3)</sup> ibidem S. 77.



vergletscherte Kette. Im Nordwesten dagegen, zur Rechten ist das schiefriige von der linken Seite des Inyltschek-Tals heranziehende Gebirge eine ziemliche Strecke weit in einem sehr auffallendem Maße abgetragen.<sup>1)</sup> Die Wasserscheide ist mitten in den begrünten alten Moränendecken kaum sichtbar; auch im oberen Teile des südlichen Atschailo-Tals ändert sich die Umgebung nicht. Der untere Talabschnitt bildet jedoch vor der Mündung eine enge Schlucht, die, weil sie sich nach Süden wendet, tief in den Kalkzug eingeschnitten ist, der die vergletscherte Kette auf der südlichen Seite der oberen Atschailo-Täler bildet. In dieser Schlucht sieht man aufs Neue die große Beständigkeit des südlichen Fallens. Nun steigt man auf steilem Pfad ins Kaündü-Tal hinab, das an dieser Stelle fast von Osten nach Westen verläuft. Der kristallinische Kalk der vergletscherten Kette ist auf der linken Seite des Kaündü-Tals wieder sichtbar (siehe das Profil in Figur VIII); der Phyllitzug, in den Atschailo-Tälern von alten Moränen fast ganz bedeckt, tritt in der rechten Talwand heraus. Hier sieht man auch seine Zusammensetzung; ungemein mächtige Massen von Gabbro, wovon Teile schon vom Atschailo-Tal aus sichtbar werden, liegen darin. Geht man im Kaündü-Tal aufwärts, so bemerkt man, daß auf den Kalk der vergletscherten Kette weit und breit im Südost Phyllit und Tonschiefer folgen. An vielen Stellen bricht auch dort der Gabbro durch. Dieser Phyllitzug streicht nach O.N.O.; sein äußerster nördlicher Saum, aus rotem und grünem Tonschiefer, aus Radiolarit und grauem Phyllit zusammengesetzt, erscheint über der steilen Wand des erwähnten Kalkes auf der linken Talseite. Unterhalb dieser Stelle wendet sich das Kaündü-Tal nach Südwesten und erweitert sich zu einem flachen Becken mit verhältnismäßig niedrigen Rändern. In diesem Becken erscheinen, einen unerwarteten Anblick mitten im wilden Hochgebirge bietend, die lebhaft rotgefärbten Gobi-Sedimente. Diese Sedimente, die ich schon bei Besprechung der stratigraphischen Verhältnisse mehrfach erwähnt habe, findet man auf beiden Seiten des Kaündü-Tals; sie erstrecken sich namentlich aber weit nach Süden, wo sie bis in die Gegend des Utschat-Tals ein nicht hohes, von höheren Ketten umrahmtes Bergland zusammensetzen. Auf der rechten Talseite reichen sie dagegen nur 200 bis 300 m über das Niveau des Flusses und grenzen in scheinbar konkordanter Lagerung an Schiefer oder an die mächtigen Massen von Gabbro, die dort anstehen. Auf der linken Seite sieht man unterhalb der Gobi-Sedimente die Unterlage, aus paläozoischen Bildungen bestehend, an vielen Stellen zutage treten. Allerorten fallen diese Bildungen, hauptsächlich grauer Phyllit und kristallinischer Kalk, nach Süden ein und folgen in langgestreckten Graten dem allgemeinen Streichen nach O.N.O. Über diese Unterlage breiten sich die Gobi-Sedimente in scheinbar konkordanter Auflagerung als eine ausgedehnte Decke aus und bilden das Hangende auf den flachen Südseiten der aus paläozoischen Sedimenten bestehenden Grate und Rücken. Dies geschieht in mehrfacher Wiederholung auf der Linie unseres Profils. An keiner anderen Stelle habe ich eine ähnliche Überdeckung der Gobi-Sedimente durch die alten Bildungen beobachtet. Nichts spricht überzeugender dafür, daß hier große, im Streichen verlaufende Brüche vorhanden sind, als diese Verhältnisse und der Umstand, daß auch die Gobi-Sedimente davon getroffen worden sind, zeigt, daß diese Brüche während der letzten großen Phase der gebirgsbildenden Bewegungen entstanden sind. Das Ausmaß der Brüche muß sehr beträchtlich sein. Die sichtbare Höhe

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 77.

der Verschiebung beträgt an einer Stelle der linken Talseite des Kaündü dicht oberhalb der Einmündung des Atschailo-Tals mehr als 800 m. In dieser Höhe sieht man eine Schichte der Gobi-Sedimente, die weiter im Westen am Talboden liegt, über der steilen linken Uferwand. Hieraus ergibt sich zugleich, daß an dieser Stelle die tiefe und breite Furche des Kaündü-Tals erst nach der Bildung der Brüche entstanden sein kann.

Die steilen Nordseiten der Grate, welche den Verlauf der Brüche bezeichnen, lassen deutlich erkennen, daß sich die Schichten nach Westen neigen. Dies ist eine Erscheinung von allgemeiner Bedeutung, denn sie wiederholt sich an allen in Frage kommenden Stellen. Das Gebirge, das also aus langgestreckten, durch die Brüche getrennten, nach O.N.O. streichenden Schollen besteht, steigt nach Osten allmählich an. Was hier in der Umgebung des mittleren Kaündü-Tals so deutlich sichtbar ist, wiederholt sich im Inyltschek-Tal und in der Kette des Khan-Tengri. Auch dort sind große Brüche vorhanden, die besonders deutlich auf der rechten Seite der Endzunge des Inyltschek-Gletschers hervortreten und scheinbar in der Richtung der Talachse verlaufen; sie trennen die Kette des Khan-Tengri von der zentralen Kette und die linke Uferkette des Inyltschek-Tals vom Sary-dschass-Tau. Auf diese Weise erklärt sich die auffällig große Verschiedenartigkeit in der Zusammensetzung der Ufergebirge auf beiden Seiten des Inyltschek-Tals. Die Linie dieses Tals wird zu einer tektonisch wichtigen Linie, welche die in geologischer Beziehung natürliche, südliche Grenze des nördlichen zentralen Tian-Schan hier zu ziehen gestattet (siehe S. 91). In diesen Verhältnissen zeigt sich aber fast ausschließlich die Wirkung der letzten Bewegungen. Wie das Gebirge vordem beschaffen war, ist heute schwer zu ermitteln. Vor allem erscheint es für diesen Zweck wichtig, das Alter der mächtigen Dolomit- und Kalkmassen zu kennen, die in der Umgebung des Khan-Tengri und südlich vom Inyltschek-Tal so weit verbreitet sind.

Unterkarbonische Fossilien, darunter *Productus giganteus*, kommen am oberen und mittleren Inyltschek-Gletscher vor und Merzbacher hält dafür,<sup>1)</sup> daß zwischen dem hellen Gestein der Gipfelpyramide des Khan-Tengri und dem Phyllit an seiner Basis eine angesprochene Diskordanz vorhanden sei. Die Natur dieser Diskordanz, ob stratigraphisch oder tektonisch, konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Die Tatsache aber, daß der helle Kalk und Dolomit des Gipfels verhältnismäßig flach liegt, der Phyllit darunter aber überaus heftig gestört worden ist, macht es sehr wahrscheinlich, daß auch der Gipfel des Khan-Tengri aus unterkarbonischem Kalk und Dolomit besteht, und daß an dessen Basis eine ähnliche wichtige Transgressionsdiskordanz vorhanden ist, wie die, welche wir schon kennen gelernt haben, als von den Verhältnissen auf der rechten Seite des Sary-dschass-Tals, am Kaschka-tnr-Paß die Rede war. Ein Teil der Kalk- und Dolomitmassen ist aber älter, und hiedurch wird die Erkennung der Verhältnisse sehr erschwert.

Die ganz alten, vor der unterkarbonischen Transgression erfolgten Bewegungen mögen, wie auch das Beispiel der Schieferzone des Bayum-kol-Tals zeigt, sehr heftig gewesen sein. Im hohen Grade auffallend ist in diesem Teile des Gebirges die Beständigkeit des südlichen Einfallens.

Wir fassen also kurz zusammen, was sich an der Hand der bisherigen Beobachtungen über das Gebirge in der Umgebung des Khan-Tengri und südlich vom Inyltschek-Tale sagen läßt:

<sup>1)</sup> Mündliche Mitteilung.

Granitische Gesteine sind selten, dagegen basische Eruptivgesteine außerordentlich häufig. Als Sedimente zeigen sich hauptsächlich Phyllit, Tonschiefer, Dolomit und Kalk. Untergeordnet kommt Radiolarit und Quarzit vor. Über diesen alten Bildungen erscheinen (wahrscheinlich jungtertiäre) Gobi-Sedimente in der Umgebung des Kaündü- und Utschat-Tals. Alle diese Bildungen streichen im Allgemeinen nach O.N.O.; sie sind, abgesehen von den Gobi-Sedimenten, in Zoneu angeordnet, von denen wir, vom Inyltschek-Tal nach Süden gehend, die folgenden unterscheiden können: a) die Zone von kristallinischem Kalk und Dolomit auf der linken Seite des Inyltschek-Tals, b) die Zone von Phyllit, die an der Gabelung des nördlichen Atschailo-Tals sichtbar wird, den Untergrund der Atschailo-Täler nach Südwest bildet und sich nach Nordost in der Kette des Khan-Tengri fortsetzt, c) die Zone von kristallinischem Kalk und Dolomit, in welcher die hohe vergletscherte Kette auf der südlichen Seite der Atschailo-Täler liegt, d) die Zone von Phyllit und Tonschiefer östlich davon in der Umgebung des mittleren Kaündü-Tals. Über c) und d) legen sich die Gobi-Sedimente dieses Tales. Diese Zonen werden im Streichen von Brüchen begleitet, die sowohl in der Kette des Khan-Tengri, als auch besonders in den Gobi-Sedimenten des mittleren Kaündü-Tals sichtbar sind. Die Sedimente steigen, indem sie beständig nach Süden einfallen, allmählich von Westen nach Osten zu den bedeutendsten Höhen des Gebirges am Khan-Tengri und im Hintergrund des Kaündü-Gletschers an.

## 2. Die zentrale Kette.

An der Stelle, wo sich die Kette des Khan-Tengri in der Mitte des Inyltschek-Gletschers, ungefähr 16 km von dessen Endzunge entfernt, zu erheben beginnt, teilt sie, wie schon hervorgehoben, den Inyltschek-Gletscher in zwei Arme. Auf dem linken (südlichen) Arm ist Merzbacher<sup>1)</sup> bis an den Fuß des Khan-Tengri vorgedrungen. Der rechte Arm aber, der schmaler ist als der linke, erwies sich als unzugänglich; denn die ganze Breite zwischen dem südlichen Ende der Kette des Khan-Tengri und der nördlich davor liegenden zentralen Kette wird von einem Eisse<sup>1)</sup> eingenommen, der von steilen Felswänden eingeschlossen, den Zugang versperrt. Wir kennen also die Furche des nördlichen Gletscherarms nicht und wissen nicht, aus welchen Gesteinen dort der südliche Abfall der zentralen Kette besteht. Dagegen ist deren nördliche Seite gut bekannt. Würde man von dem nördlichen Fuße des Khan-Tengri nach Norden über die zentrale Kette steigen, so käme man dicht östlich an dem höchsten darin liegenden Gipfel, den Merzbacher Pik Semonow genannt hat,<sup>2)</sup> vorbei auf den vereisten Kamm, der die Firnbecken des Semonow- und Muschketow-Gletschers von den Firnbecken des westlichen Bayumkol-Gletschers trennt. Dieser Kamm trägt die zwei Einschnitte, welche als Semonow- und Bayumkol-Paß bezeichnet wurden, und auf ihm verläuft, wie wir schon wissen (S. 92 etc.), vom Aschu-tör-Paß her die Wasserscheide des zentralen Tian-Schan. Das Stück der zentralen Kette, das sich von diesem Kamme und von der östlichen Seite des Pik Semonow nach Osten bis zum Pik Nikolai Michailowitsch erstreckt, liegt im Hintergrunde des Bayumkol-Tals, den wir nun zunächst betrachten wollen.

Eine tiefe Einsenkung trennt diesen Teil der zentralen Kette, deren Gipfel mehr als 6000 m hoch sind, von dem im Norden liegenden Gebirge, das von dem Bayumkol-Fluß

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 70 f.

<sup>2)</sup> ibidem S. 19.



von Süden nach Norden tief durchfurcht worden ist. In dieser Einsenkung fließen die beiden Zweiggletscher des Bayum-kol fast aus entgegengesetzten Richtungen, von O.S.O. und von W.S.W. zu einer gemeinsamen Endzunge zusammen. Die einzelnen Firnbecken, welche diese beiden Gletscher alimentieren, liegen, in einer Reihe nebeneinander, in kar-artigen Vertiefungen des nördlichen Abfalles der zentralen Kette.<sup>1)</sup>

Die Moränen, die aus diesen Firnbecken kommen, geben Aufschluß über die Gesteine, aus denen die zentrale Kette besteht. Man findet stark veränderte Sedimente, granitische Gesteine scheinen aber nicht vorzukommen. Sehr häufig ist weißer, körniger Kalk, dann dunkler Kalk; jede Spur von organischen Resten ist daraus verschwunden. Diese Gesteine stammen von den höchsten Teilen der Kette, wo an manchen Stellen der steile Fels aus dem mächtigen Mantel von Schnee und Eis zutage tritt. Auch hellen und dunklen kristallinen Crinoideenkalk findet man und darin werden Reste von Korallen und Brachiopoden sichtbar; so habe ich zum Beispiele noch erkennbare Reste der Schalen von Spirifer und Diclasma darin gesehen. Der Crinoideenkalk stammt gleichfalls zum größten Teile vom oberen Teil der Umrandung.

Obgleich die große und mächtige Decke von Schnee und Eis, welche die nördlichen Abhänge der zentralen Kette bekleidet, es verhindert, die Stellen zu erreichen, wo diese Gesteine anstehen, so kann man doch auch schon von ferne sehr gut beobachten, daß in der Tat der Kamm der Kette und der obere Teil ihres nördlichen Abhangs aus hellem und dunklem kristallinen Kalk bestehen. Und an dem Wechsel der Farbe erkennt man sehr deutlich, daß die Kalkbänke steil stehen und in der Richtung der Kette, also O.N.O. bis N.O. streichen. Dies wird auch bestätigt durch Beobachtungen an den Abhängen der von der zentralen Kette nach Norden abzweigenden Seitenkämme. Hier stehen die Schichten allerdings nicht mehr ganz senkrecht, sondern sie fallen mehr oder weniger steil nach Süden ein (siehe Profil X), und man sieht an den höher gelegenen Aufschlüssen, daß die Änderung des Fallens allmählich vor sich geht.

Am Boden der Einsenkung, worin die beiden Bayum-kol-Gletscher liegen, gibt es zwischen dem Eis und den Moränen nur wenig entblößtes Gestein; man vermag daher kein vollständiges Profil der Zusammensetzung des Baus des Gletscherbodens zu bilden. Immerhin gewinnt man einige Klarheit dadurch, daß man die über das ganze Gletschergebiet zerstreuten Aufschlüsse so miteinander verbindet, daß sie Teile eines Profiles werden. Gerade südlich von der Stelle, wo sich die beiden Hauptarme des Bayum-kol-Gletschers zu der gemeinsamen Endzunge vereinigen und genau in der nach Süden verlängerten Richtung des obersten Bayum-kol-Tals endigt ein mit Schutt bedeckter Seitenkamm der zentralen Kette, auf dem man allmählich fast bis zu deren halben Höhe nach Süden ansteigen kann. An diesem Kamme (Profil II auf Taf. III in der unteren rechten Ecke) zeigt sich, aus welchen Gesteinen der südliche Teil des Gletscherbodens und der Fuß der zentralen Kette bestehen.

Man findet, wenn man vom Fuße der Kette nach Norden geht, die folgenden Verhältnisse: Der stark veränderte helle und dunkle Kalk, der, wie gesagt, hauptsächlich die hohen Teile der zentralen Kette zusammensetzt, kommt an dem unteren Teile ihres

<sup>1)</sup> Siehe die Abbildung auf Taf. I, die einen Teil des östlichen Zweiggletschers, seine Firnbecken sowie den Pik Nikolai Michailowitsch zeigt.

nördlichen Abhangs nur noch selten vor: dort wird dünnbankiger kristallinischer Crinoideenkalk sichtbar, der mit Kalktonschiefer und Tonschiefer wechsellagert, und nach Norden stellt sich mehr und mehr Phyllit ein. Vom Fuße der Kette sieht man bis zu dem Ende des Seitenkamms diese Bildungen eine mannigfach wechselnde Schichtenfolge zusammensetzen, so daß die kalkigen Glieder hauptsächlich am Fuße der zentralen Kette und in dessen Nähe, die tonigen dagegen mehr im Norden, im südlichen Teile und in der Mitte des Gletscherbodens vorkommen.

Diese Anordnung der verschiedenen Sedimente kann man sehr gut außer in Abldg. X und XI, in Fig. 2 auf Taf. I erkennen. Der kristallinische Kalk, dessen senkrechte Stellung

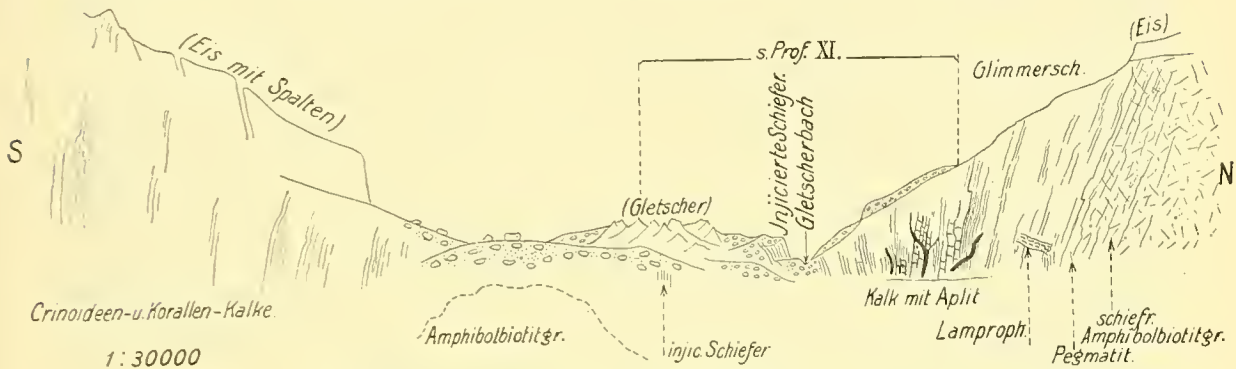


Fig. X. Profil durch den Gletscher des Bayum-kol-Talschlus von Süd nach Nord.

durch den Wechsel von heller und dunkler Färbung dort sehr scharf hervortritt, zeigt sich besonders deutlich an der steilen Westwand des Pik Nikolai Michailowitsch, von wo er geradlinig nach Westen und Osten streichend, den Kamm und die Gipfel der zentralen Kette zusammensetzt. Am Fuße der Kette zeigen sich die nach Norden abzweigenden Seitenkämme, welche die Firnbecken des östlichen Bayum-kol-Gletschers voneinander trennen. Diese Seitenkämme haben keine scharfen Formen; sie sind gerundet und sehr stark mit Schutt bedeckt, bestehen aus Phyllit und Schiefen, die, wie man sehr gut beobachten kann, einen breiten nach Osten verlaufenden Streifen zusammensetzen.

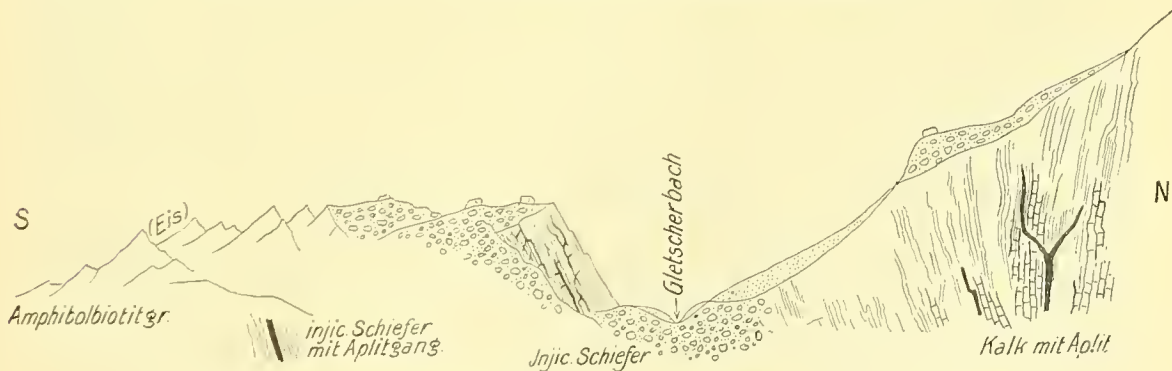


Fig. XI. Profil durch den Gletscher des Bayum-kol-Talschlus von Süd nach Nord.  
Mittelstück aus Profil X.

Die bisher geschilderten Verhältnisse zeigen also, daß der südliche Teil der Umrandung des Bayum-kol-Gletschers aus zwei verschiedenen Teilen besteht: nämlich aus dem steilstehenden Kalk der zentralen Kette und aus einer Schichtenfolge von Kalk, Tonschiefer und Phyllit, die am Fuße der Kette sichtbar wird und ungefähr bis in die Mitte des Gletscherbodens reicht. In der nördlichen Hälfte des Gletscherbodens und in seiner nördlichen Umrandung finden wir dagegen andere Gesteine: nämlich solche granitischer Natur und dazwischen eine schmale langgestreckte, im Streichen verlaufende Zone von injizierten und deshalb sehr stark veränderten Schiefeln. Der Kontakt zwischen den granitischen Gesteinen des Gletscherbodens und dem Phyllit und Tonschiefer in dessen südlichem Teile ist namentlich an dem Ende des Seitenkammes deutlich zu sehen, der nahe an der Stelle endigt, wo sich die beiden Hauptarme des Bayum-kol-Gletschers vereinigen.

Man findet dort am Kontakt von Süden nach Norden (siehe Profil II auf Taf. III) erst Tonschiefer und Phyllit, dann einen schmalen Streifen von zerrüttetem, stark verändertem Kalk, hierauf granitisches Gestein. Durch die petrographische Untersuchung des Kalks wurden die Erscheinungen der Kontaktmetamorphose nachgewiesen; das granitische Gestein gehört zu dem Amphibolbiotitgranit des oberen Bayum-kol-Tals. Wenn man sich in der Richtung dieses Profils weiter nach Norden begibt, so kommt man am Ende des Seitenkammes auf die Endzunge des Bayum-kol-Gletschers, wo eine Strecke weit alles anstehende Gestein mit Eis und Moräne bedeckt ist. An der Spitze der Endzunge sieht man aber neben dem Eise, auf dessen westlicher Seite, zuerst mürbes, grünliches Gestein, dann nördlich davon ein wenig Biotitglimmerschiefer.

Wir müssen nun, um diese Verhältnisse genauer kennen zu lernen, die oben erwähnten Gesteine im Streichen verfolgen, bis wir in der westlichen und östlichen Umrandung der Bayum-kol-Gletscher dazu geeignete Aufschlüsse finden.

Zunächst ist der Kontakt zu verfolgen, der nur eine kurze Strecke weit sichtbar ist. Man sieht ihn am Ende des erwähnten Seitenkammes, dann taucht er nach Osten unter das Eis und die Moränen des östlichen Bayum-kol-Gletschers hinab und verläuft darunter bis hin an den äußersten östlichen Rand der Einsenkung, in welcher die Bayum-kol-Gletscher liegen. Dort wird er nochmals sehr deutlich sichtbar. Es kann kaum ein Zweifel darüber sein, daß die gerade Verbindungslinie zwischen diesen beiden Stellen den Verlauf des Kontaktes unter dem Eise ungefähr richtig wiedergibt. Nach Westen ist dieser viel schwerer zu verfolgen als nach Osten; denn der westliche Bayum-kol-Gletscher ist stark zerrissen und verhüllt die Stellen, wo der Kontakt beobachtet werden könnte, noch mehr als in der östlichen Umrandung. Die Tatsache aber, daß an der östlichen Seite des Kammes, der die Firnbecken des westlichen Bayum-kol-Gletschers und des Semonow-Gletschers trennt, außer den Gesteinen, die wir am Fuße der zentralen Kette finden, auch Granit ansteht,<sup>1)</sup> macht es sehr wahrscheinlich, daß der Kontakt auch dort vorhanden ist.

Wir sehen also, daß die Sedimente, die den Fuß der zentralen Kette und den südlichen Teil des Bodens der beiden Bayum-kol-Gletscher zusammensetzen, an einer langen, geraden, dem allgemeinen Streichen folgenden Linie durch die granitischen Gesteine, woraus der nördliche Teil des Gletscherbodens besteht, begrenzt werden. Diese granitischen Gesteine sieht man, abgesehen von dem vordersten Ende des schon öfters erwähnten Seiten-

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c. S. 29.



kammes, auch an einigen Stellen, sowohl am nördlichen Rande des östlichen Bayum-kol-Gletschers als auch im Westen zwischen dem Eis und den Moränen des westlichen Gletscherarms. Leider ist es nicht möglich im Osten die Breite des Zuges, den sie zusammensetzen, zu ermitteln, da dort dessen Grenze gegen die im Norden folgenden injizierten Schiefer durch den Gehängeschutt und zum Teil auch durch Vegetation verdeckt wird.

Die Länge dieses Zuges ergibt sich für die Einsenkung der Bayum-kol-Gletscher aus der Entfernung der Stellen, wo sein Kontakt gegen die Sedimente am Fuße der zentralen Kette noch sichtbar ist; im Osten erreicht er also den äußersten Teil der Umrandung und wahrscheinlich reicht er noch weiter darüber weg; nach Westen erstreckt er sich, indem er allmählich breiter wird, noch über den Semonow-Gletscher hinaus; denn man findet dort noch in dessen oberem Teile die Zone der injizierten Schiefer (siehe die Karte).

Die dortige Breite dieses Zuges kann nur geschätzt werden; in dem Profil der Endzunge (Profil II auf Taf. III) ist dieser quer zum Streichen ungefähr 700 m weit sichtbar oder an dem Gehängeschutt zu erkennen; es ist aber sehr wahrscheinlich, daß er sich noch 200 bis 300 m weiter nach Norden unter dem Eis und den Moränen der Endzunge fortsetzt; so mag seine Breite hier ungefähr 1 km betragen. Dies ist aber wohl auch seine größte Breite innerhalb der Umrandung des Bayum-kol-Gletschers.

Die Zone der injizierten Schiefer, die diesen Granitzug im Norden begrenzt, ist nicht so breit; ihre Grenzen sind aber nur an wenigen Stellen deutlich zu erkennen. Dennoch kann man die Schiefer sowohl an der Beschaffenheit des Gehängeschutts als auch an der Zusammensetzung der Moränen in der Streichrichtung innerhalb der Umrandung der Bayum-kol-Gletscher so weit verfolgen, als der Granitzug und sein Kontakt gegen die Sedimente der zentralen Kette zu sehen ist.

Die petrographische Beschaffenheit der injizierten Schiefer ist in der Arbeit von Richarz zu finden, und ich will deshalb hier nur die hauptsächlichsten Verhältnisse anführen:

In den Aufschlüssen, die zwischen dem Eis und den Moränen des westlichen Bayum-kol-Gletschers an einigen Stellen vorhanden sind, finden wir ziemlich nahe dem nördlichen Rande des Granitzugs zum größten Teil in losen Blöcken der Moräne, aber auch anstehend, ein stark gepreßtes granitisches Gestein, dessen basische Gemengsteile in Lagen angeordnet und in der Zersetzung begriffen oder schon zersetzt worden sind. Große an den Rändern ausgezogene Feldspate liegen darin. Dieses Gestein gehört zum Granitzug; es stimmt vollständig mit dem Gestein an der nördlichen Grenze des Granitmassivs im oberen Bayum-kol-Tal überein. Zwischen der Stelle, wo es in den Moränen und unter dem Eise des westlichen Bayum-kol-Gletschers vorkommt und dieser Grenze liegen nun die injizierten Schiefer, die namentlich in der tiefen Furche des Baches aufgeschlossen sind, der am nördlichen Rande des westlichen Bayum-kol-Gletschers entspringt. Es sind hauptsächlich Kalk und Tonschiefer, die von Aplitgängen und Adern durchschwärmt werden und so verändert worden sind, daß man mit bloßem Auge kaum noch erkennen kann, daß das Gestein ursprünglich ein Sediment gewesen ist. An einigen Stellen hat es eine deutlich gneisähnliche Beschaffenheit angenommen; an anderen Stellen, dicht an der Grenze des Granitmassivs des oberen Bayum-kol-Tals ist die Veränderung nicht so weit gegangen.

Wir können in der Zone der injizierten Schiefer drei verschiedene Glieder in petrographischer Beziehung unterscheiden: nämlich erstens den Biotitglimmerschiefer, der hauptsächlich am nördlichen Rande des östlichen Bayum-kol-Gletschers dicht neben dem

Granit des oberen Bayum-kol-Tals vorkommt (siehe Profil I auf Taf. III), zweitens das grünliche, mürbe Gestein, das wir von der linken Seite der Endzunge des Gletschers kennen, das auch in der Furche des westlichen Bayum-kol-Gletschers angeschlossen ist und zu dem wahrscheinlich auch der Chloritknotschiefer gehört, den man in der rechten Ufermoräne der Endzunge findet, zuletzt die veränderten Kalke und Tonschiefer, die hauptsächlich am nördlichen Rande des westlichen Bayum-kol-Gletschers, an der Grenze des Granitmassivs des oberen Bayum-kol-Tals anstehen.

Obgleich es sehr wahrscheinlich ist, daß diese Angaben, die sich aus den bisherigen, noch nicht erschöpfenden Beobachtungen und aus nur wenigen Aufschlüssen ergeben, die ganze Verbreitung dieser Gesteine nicht ganz genau wiedergeben, so zeigen sie doch, daß die Zone der injizierten Schiefer auf den beiden Seiten der Endzunge des Bayum-kol-Gletschers verschieden zusammengesetzt ist; denn der Glimmerschiefer der rechten Talseite scheint auf der linken zu fehlen, wogegen die veränderten Kalke und Tonschiefer auf der rechten Seite kaum sichtbar sind.

Dies trifft zusammen mit einer gewissen Verschiedenheit der granitischen Gesteine auf den beiden Seiten der Endzunge des Bayum-kol-Gletschers; es läßt sich darüber heute zwar noch nichts ganz Bestimmtes sagen, es scheint aber, als hätte diese Verschiedenheit der granitischen Gesteine ihren Grund in einem Altersunterschiede. Jedenfalls verläuft die südliche Grenze des Granitmassivs des oberen Bayum-kol-Tals nicht so regelmäßig, wie die auf dessen nördlicher Seite. Da ich sie aber wegen der starken Moränendecke und wegen des Gehängeschutts nicht genau verfolgen konnte, so habe ich es vorgezogen, sie auf der geologischen Übersichtskarte geradlinig anzugeben.

Wir unterscheiden also im Hintergrunde des Bayum-kol-Tals, das ist in der zentralen Kette und in der vor ihr im Norden liegenden Einsenkung der beiden Bayum-kol-Gletscher in geologischer Beziehung die folgenden Glieder:

a) den kristallinen Kalk der Kette, b) die Schiefer an ihrem nördlichen Fuße, die bis zu der Mitte der Einsenkung reichen, c) den schmalen Granitzug in der nördlichen Hälfte der Einsenkung und d) die Zone der injizierten Schiefer an dessen nördlichem Rande.

Wie wir gesehen haben kann man alle diese Glieder längs der ganzen Einsenkung der beiden Bayum-kol-Gletscher annähernd verfolgen. Die kristallinen Kalke der zentralen Kette reichen über den Pik Nikolai Michailowitsch hinaus nach Osten und dies gilt auch für die Schiefer vom nördlichen Fuß der Kette. Der schmale Granitzug in der nördlichen Hälfte der Einsenkung ist noch in deren östlichen Umrandung sichtbar, ebenso die Zone der injizierten Schiefer. Es ist aber unbekannt, wie weit sich diese beiden Glieder noch darüber hinaus nach Osten erstrecken.<sup>1)</sup> Dagegen können wir sie nach Westen eine beträchtliche Strecke weit verfolgen. Wir sehen den kristallinen Kalk in der zentralen Kette auch noch in deren höchstem Gipfel, dem Pik Semonow, an dessen westlicher Flanke zutage treten, wo auch die steile Stellung der Schichten noch deutlich sichtbar wird. Von dort nimmt die zentrale Kette, wie aus der Skizze Figur XVI ersichtlich wird, ungefähr bis zum Meridian des Eissees, der den nördlichen Arm des Inyltschek-Gletschers

<sup>1)</sup> Ich möchte hiezu ergänzend bemerken, daß ich die gleichen Gesteine, in der gleichen Folge weiter im Osten bei meinen Untersuchungen im Hintergrunde der Täler Saikal und Dondukol feststellen konnte.  
G. Merzbacher.

absperirt, fast einen Kammverlauf in gerader Linie. Am nördlichen Fuße des Piks Semonow breitet sich das dem Semonow- und dem Muschketow-Gletscher gemeinsame große Firnbecken aus. Etwas weiter westlich hiervon erhebt sich aber zwischen den beiden Gletschern, erst schmal dann aber nach Westen rasch breiter und höher werdend, eine Zwischenkette, die weiterhin den nördlichen Rand des Muschketow-Gletschers bildet. Der nördliche Abfall dieser Kette ist ganz vereist, die südliche Seite dagegen ist von Eis

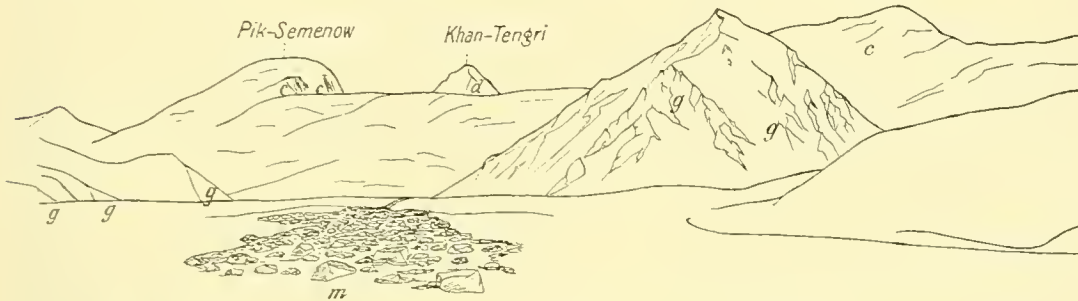


Fig. XVI. Blick von der Mittelmoräne des oberen Semonow-Gletschers (4000 m) nach S.S.O. auf zentrale Kette.

g Granit der Zwischenkette, d Dolomit und dolomitischer, sowie kristallinischer Kalk des Khan-Tengri, c kristallinischer Kalk der zentralen Kette, m Mittelmoräne des Semonow-Gletschers.

und Schnee in ihren unteren Teilen frei und man sieht, daß sie hauptsächlich aus granitischen Gesteinen besteht. Diese Gesteine liegen nun genau in der westlichen Fortsetzung des Granitzugs, den wir aus der nördlichen Hälfte der Einsenkung der beiden Bayum-kol-Gletscher kennen gelernt haben. Obgleich wir diesen Zug von Osten her nur bis an den schon mehrfach erwähnten wasserscheidenden Kamm, wo er unter Firn und Eis verschwindet, verfolgen können, so ist es doch sehr wahrscheinlich, daß der Granit der eben besprochenen Zwischenkette in Wirklichkeit seine westliche Fortsetzung ist, um so wahrscheinlicher, als die Zone der injizierten Schiefer nördlich davon auch in der Umrandung des oberen Semonow-Gletschers noch einmal sichtbar wird (siehe die geologische Karte).

In der zentralen Kette aber, die, wie gesagt, vom Pik Semonow fast in gerader Linie nach W.S.W. verläuft, erheben sich noch drei oder vier gleichfalls über 6000 m hohe Gipfel, die auf dessen Südseite dem oberen Muschketow-Gletscher einen prachtvollen Rahmen verleihen. An den Flanken dieser Gipfel kann man an einigen Stellen, ähnlich wie an der westlichen Seite des Piks Semonows, beobachten, daß auch hier der kristallinische Kalk noch vorkommt und man erkennt auch deutlich, daß er steil steht. Es ist also kaum ein Zweifel darüber, daß in der Tat der kristallinische Kalk vom Pik Nikolai Michailowitsch her bis in diesen Teil der zentralen Kette und wahrscheinlich auch noch weiter nach Westen reicht. Weiter westlich kenne ich das Gebirge bis in die Nähe des Tüss-aschu-Passes nicht mehr; es trägt dort eine außerordentlich mächtige Eiskecke und Merzbacher,<sup>1)</sup> der auch den unteren Teil der Umrandung des Muschketow-Gletschers gesehen hat, berichtet, daß an den nach Norden gerichteten Abhängen der linken Uferkette des Muschketow-Gletschers kein anstehendes Gestein aus dem mächtigen Firn- und Eis-

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 67.



mantel hervortritt; seine Angaben über die Zusammensetzung der Moränen lassen aber erkennen, daß dort dieselben Gesteine wie in der südlichen Hälfte der Einsenkung des Bayum-kol-Tals vorkommen: nämlich heller und dunkler kristallinischer Kalk, Phyllit und Tonschiefer.

Daraus ergibt sich mit Sicherheit, daß sich der kristallinische Kalk der zentralen Kette bis an den mittleren Teil des Muschketow-Gletschers verfolgen läßt, daß er auch westlich vom Pik Semonow noch die sehr hohen Gipfel der Kette zusammensetzt, und daß er nach den Beobachtungen Merzbachers wahrscheinlich auch noch weiter im Westen vorkommt. Dasselbe gilt von dem aus Phyllit und Tonschiefer zusammengesetzten Streifen am nördlichen Fuße der zentralen Kette: diese Bildungen sind aber westlich von der Einsenkung der Bayum-kol-Gletscher nur noch an wenigen Stellen sichtbar, weil sie dort meist von Firn und Eis bedeckt werden. Man sieht sie nur noch in geringer Ausdehnung auf der linken Seite des Muschketow-Gletschers.

Der in der nördlichen Hälfte der Einsenkung der Bayum-kol-Gletscher auftretende Granitzug reicht also weit nach Westen; er bildet die Zwischenkette zwischen den oberen Teilen des Semonow- und Muschketow-Gletschers und noch weiter im Westen die rechte Uferkette dieses Gletschers, nimmt dabei vom Bayum-kol-Gletscher her nach Westen bedeutend an Mächtigkeit zu.

Am deutlichsten zeigt sich dieses Anschwellen auch am Verlauf der Zone der injizierten Schiefer, die, wie schon hervorgehoben, noch einmal in der Umrandung des oberen Semonow-Gletschers sichtbar werden, dorten aber nördlicher liegen als am Bayum-kol-Gletscher.

Wenden wir uns nun zur Betrachtung der dritten Zone von Gesteinen nochmals zum Bayum-kol-Tal, so vergegenwärtigen wir uns wieder unsern auf S. 136 erwähnten Standpunkt auf dem Bergsturz und erblicken hier nach Süden gewendet:

### 3. Das Granitmassiv des oberen Bayum-kol-Tals.

Die hauptsächlichsten Verhältnisse dieses Massivs hat Richarz in seiner Arbeit ausführlicher besprochen. Die hohen Teile der nördlichen Umrandung der beiden Bayum-kol-Gletscher bestehen ganz aus den granitischen Gesteinen dieses Massivs, wogegen die unteren Teile noch in der Zone der injizierten Schiefer liegen. Zunächst ist nochmals darauf hinzuweisen, daß die Gesteine des Massivs auf den beiden Seiten der Endzunge des Bayum-kol-Gletschers nicht völlig miteinander übereinstimmen. Wie weit diese Verschiedenheit geht, hat durch die petrographische Untersuchung leider nicht nachgewiesen werden können, da einige von den Gesteinsproben, die ich auf der linken Seite der Endzunge gesammelt habe, abhanden gekommen sind: sie ergibt sich jedoch auch schon bei makroskopischer Betrachtung. Der Granit auf der linken Seite der Gletscherzunge ist reicher an basischen Gemengteilen, die zum Teil in der Zersetzung begriffen sind, als der Granit auf der rechten Seite; der Feldspat ist fleischrot, und die großen Einsprenglinge haben dieselbe Färbung. In dem Granit der rechten Seite kann man dagegen die spärlichen basischen Gemengteile mit bloßem Auge kaum erkennen, das Gestein hat eine lichtere Färbung und die großen Einsprenglinge des Feldspats sind hellgrau.

Der Granit auf der linken Seite der Endzunge des Bayum-kol-Gletschers hat äußerlich große Ähnlichkeit mit manchen granitischen Gesteinen der äußeren Gebirgszüge und mit solchen auf der nördlichen Seite des Sary-dschass-Tau. Der Granit der rechten

Seite ist dagegen bisher nur in dem Massiv des oberen Bayum-kol-Tals sowie in dessen westlicher Fortsetzung gefunden worden.

Die Zusammensetzung des Granitmassivs des oberen Bayum-kol-Tals ist im Profil I auf Taf. III dargestellt: wir sehen, daß an den Rändern des ungefähr 5 km breiten Massivs porphyrische Ausbildung vorhanden ist, die sich gegen das Innere des Massivs hin aber bald verliert. Hier, wo das Gestein normalkörnig wird, nimmt der Plagioklas so an Bedeutung zu, daß das Gestein als Tonalit bezeichnet werden kann.

Die südliche Grenze des Massivs bildet, wie schon gesagt wurde, die Zone der injizierten Schiefer, nämlich auf der rechten Seite der Endzunge des Bayum-kol-Gletschers Glimmerschiefer, auf der linken Seite stark veränderter Kalk und Tonschiefer. Nur in der Tiefe des Einschnittes des Bayum-kol-Tals sieht man die scharfe Grenze zwischen den injizierten Schiefen und den granitischen Gesteinen; in der Höhe ist sie dagegen an den Gehängen meist durch Moräne und Schutt bedeckt. Soweit sie verfolgt werden kann, zeigt es sich, daß sie den Schichtflächen der Schiefer und sehr wahrscheinlich auch im Allgemeinen deren Streichen folgt; noch deutlicher ist dies der Fall am nördlichen Rande des Massivs. Hier grenzen die granitischen Gesteine an Tonschiefer und Phyllit, die durch die Kontaktmetamorphose stark verändert worden sind; ihre Grenzfläche ist den Schichtflächen der Sedimente parallel und folgt daher deren Streichrichtung, die O.N.O. bis O.W. ist. Nach dieser Richtung kann man sie von einem hochgelegenen Punkte innerhalb des Massivs eine beträchtliche Strecke weit auf beiden Seiten des Bayum-kol-Tals überblicken.

Nur im Profil betrachtet, erscheint das granitische Massiv des oberen Bayum-kol-Tals wie ein mächtiger Lagergang, der dem Streichen und Fallen der umgebenden Sedimente auf beträchtliche Entfernung folgt. Wir wollen aber schon hier bemerken, daß der Granitzug in der Einsenkung der beiden Bayum-kol-Gletscher, wie die petrographische Untersuchung lehrt, ohne Zweifel zu dem Massiv des oberen Bayum-kol-Tals gehört, ganz abgesehen von den Gründen, die wir dafür in den tektonischen Verhältnissen finden und in dem Umstand, daß die granitischen Massen nach Westen breiter werden und an Mächtigkeit bedeutend zunehmen.

#### 4. Die Schieferzone des Bayum-kol-Tals.

An der nördlichen Grenze des Granitmassivs kommen wir in die vierte große Zone, die wir in der Umgebung des Bayum-kol-Tals unterschieden haben: nämlich in die mächtige Schichtenfolge von Phyllit, Tonschiefer, amphibolitartigem Gestein, Gneis und Dolomit.

Diese Zone ist im Bayum-kol-Tal sehr breit; sie reicht von der Mitte des oberen bis zu der Mitte des mittleren Talabschnitts und sie wird im Norden, wie wir gesehen haben, von einem Granitmassiv, das schon als ein Teil des südlichen Granitzugs der äußeren Gebirgszüge angesehen werden muß, begrenzt.

Das Profil I auf Tafel III zeigt, daß wir in dieser Schieferzone mehrere Glieder unterscheiden können, und zwar von Süden nach Norden, in der folgenden Anordnung: a) in der nördlichen Hälfte des oberen Bayum-kol-Tals Phyllit und Tonschiefer, b) an der Grenze des oberen und mittleren Talabschnitts einen Streifen von amphibolitartigem Gestein, begleitet von grünlichem Phyllit, von hochkristallinischem Schiefer und Gneis, c) zwei Züge von Crinoideendolomit, die durch ein 1 km breites Granitmassiv getrennt werden, zuletzt d) nochmals einen breiten Streifen von Phyllit und Tonschiefer.

Die verschiedenen Glieder der Schieferzone haben verschiedenes Alter; sie gehören zum Teil zu der Phyllitgruppe, zum Teil zu der Gruppe der Tonschiefer des zentralen Tian-Schan; sie haben also paläozoisches Alter und sind jedenfalls alle älter als der unterkarbonische Kalk. Einige davon fallen durch ihre petrographische Beschaffenheit und durch ihre Färbung so auf, daß man sie leicht im Streichen verfolgen und auch dort wieder erkennen kann, wo sie vom Bayum-kol-Tal schon weit entfernt vorkommen. Wir finden z. B. denselben Tonschiefer, der im Bayum-kol-Tal in der nördlichen Hälfte des oberen Talabschnitts ansteht, weiter im Westen auf der linken Seite des oberen Sary-dschass-Tals wieder, und der grünliche Phyllit und das amphibolitartige Gestein ist am Aschu-tör-Paß und noch weiter westlich auf der rechten Seite des Sary-dschass-Tals auch sichtbar. Dort ist die Reihenfolge der verschiedenen Glieder der Schieferzone, soweit sie aufgeschlossen sind, dieselbe wie im Bayum-kol-Tal. Dies ergibt sich sogleich, wenn wir den Verlauf der Tonschiefer und des amphibolitartigen Gesteins verfolgen und dieses Profil des oberen Bayum-kol-Tals mit dem Profil des oberen Sary-dschass-Tals vergleichen (s. Profil XII auf Taf. IV).

Wir wollen zunächst die Gruppe der Sedimente betrachten, die wir unter a) zusammengefaßt haben.

Im oberen Teile des Bayum-kol-Tals sieht man darin an der Grenze des oberen Granitmassivs alle Zeichen der Kontaktmetamorphose. Dicht am Granit beobachtet man Hornfels, dann etwas davon entfernt Fleckschiefer, zuletzt Knotenschiefer. Die Regelmäßigkeit dieser Erscheinungen im Ganzen wird nur ein wenig dadurch gestört, daß der Granit zum Teil in mächtigen Apophysen in den umgebenden Mantel der Tonschiefer eingedrungen ist. Man kann nun ganz deutlich beobachten, daß die kristallinische Beschaffenheit der Schiefer in dem Maße abnimmt, als die Entfernung von der Grenze des Granitmassivs zunimmt. Zuerst sieht man, wenn man den eigentlichen Kontakthof verlassen hat, stark veränderte Schiefer: Quarzphyllit und Phyllit, und fast jedes Stück, das man anschlägt, hat auf den Schichtflächen einen dichten Überzug von Glimmer. Diese Beschaffenheit verliert sich ungefähr 2 km vom Massiv entfernt mehr und mehr nach Norden und das Gestein ist nun ein harter plattiger, fast schwarzer oder ein blättriger, weniger fester, dunkelgrauer Tonschiefer, der sich auf den Schutthalden zum Teil mit einer braunen Verwitterungsrinde bedeckt. An einigen Stellen zeigen sich, eingeschaltet in den Tonschiefer, Quarzit und Quarzitschiefer. Dies bleibt so bis in die Nähe des grünlichen Phyllits am nördlichen Ende des oberen Bayum-kol-Tals. In den Tonschiefern eingelagert findet man an mehreren Stellen, namentlich auf der linken Seite des Tals einen feinkörnigen, grauen oder grau-grünen, stark gepreßten Granit und Gneisgranit, dessen Verbindung mit dem Tonschiefer der starken Schuttdecke und der Moränen wegen aber nicht erkannt werden kann.

Ganz dieselben Verhältnisse beobachten wir im oberen Teile des Sary-dschass-Tals. Nur finden wir dort unmittelbar am Kontakt gegen das Granitmassiv des Semonow-Gletschers an Stelle von kristallinischem Schiefer einen schmalen Streifen von metamorphem Kalk. Nach Norden folgt darauf zuerst die Zone der Tonglimmerschiefer, dann die der dunklen und grauen Tonschiefer, worin auch hier wie im Bayum-kol-Tal Granit vorkommt.<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Friederichsen, l. c., S. 131 und 274.



Das zweite Glied der Schieferzone, das wir mit b) bezeichnet haben, bildet einen viel schmäleren Streifen, als die Phyllite und Tonschiefer südlich davon. Die Breite dieses Streifens beträgt im Bayum-kol-Tal ungefähr 300 bis 350 m; aber die Tatsache, daß diese Bildungen, hauptsächlich grünlicher Phyllit und amphibolitartiges Gestein, auch im Sary-dschass-Tal in derselben Lage zu den Phylliten und Tonschiefern wie im Bayum-kol-Tal vorkommen, zeigt, daß diese Bildungen ein selbständiges Glied der ganzen Schieferzone sind. Im Bayum-kol-Tal ist die Zusammensetzung dieses Streifens wegen der alten Moräne, des Gebirgsschuttes und der dichten Vegetation nur sehr schwierig zu verfolgen; es zeigt sich aber dennoch, daß er aus verschiedenen Bildungen besteht. Man findet dort die folgenden Verhältnisse:

Der obere Teil des Bayum-kol-Tals wird nach Norden durch einen Felsriegel abgeschlossen, der aus grünlichem Phyllit besteht und vom Flusse in einem engen Einschnitt durchbrochen worden ist.<sup>1)</sup> Hinter diesem Riegel kommt man, auf der rechten Talseite gegen Norden gehend, an alte Moräne und Schutt, auf der linken Seite auf einen Bergsturz, der dort einen großen Teil des Gehänges verdeckt. Ungefähr 300 m nördlich von dem Riegel hat sich der Bayum-kol-Fluß zum zweiten Male in gefestigte alte Moräne und anstehendes Gestein eingeschnitten. Bis hierher ungefähr reicht die Serie der Bildungen, die wir unter b) zusammenfaßten.

Auf dieser Strecke also finden wir von Süden gegen Norden zuerst den grünlichen Phyllit, begleitet von weichen, blättrigen chloritischen Schiefen, sodann ein grünliches, zunächst noch schieferiges Gestein, das aber immer dichter wird und in unregelmäßigen, kantigen Stücken springt. In diesem Gestein zeigen sich die ersten Vorkommnisse von Gabbro, der in Lagergängen auftritt. Weiter im Norden sind die Schutthalden so mächtig, daß man, wenigstens im unteren Teile des Gebirges, die Art der Verbindung des Gabbros mit den übrigen ihn umgebenden Bildungen nicht mehr mit Sicherheit erkennen kann. Noch weiter talabwärts stehen Glimmerschiefer und gneisähnliche Schiefer an, sodann Gneis; dieser reicht bis an den zweiten, oben erwähnten Einschnitt des Bayum-kol-Flusses (siehe Profil I).

Im Sary-dschass-Tal dagegen zeigt sich nur der südliche Teil dieser Schichtenfolge, nämlich nur der grünliche Phyllit und das amphibolitartige Gestein. An der Stelle, wo das Kara-kol-Tal in das Sary-dschass-Tal mündet, sieht man (siehe Profil Fig. XII), in dem breiten Schotterbett des Sary-dschass nach Norden gehend, an den unteren Teilen des Gebirges auf der rechten Talseite einige Rundhöcker, die aus grünlichem Phyllit bestehen, darauf bis zu der Höhe des Gehänges alte Moräne, dann nochmals eine Strecke weit grünlichen Phyllit und den weichen blättrigen, chloritischen Schiefer, zuletzt in der Furche eines von Norden kommenden, hängenden Seitentales das amphibolitartige Gestein. Sobald man dieses erreicht, verliert sich die deutliche Schichtung. Obgleich es mir nicht gelungen ist hier ein basisches Eruptivgestein, wie im Bayum-kol-Tal zu finden, so besteht für mich doch kaum ein Zweifel darüber, daß das amphibolitartige Gestein daraus hervorgegangen, aber fast bis zur Unkenntlichkeit verändert und zersetzt worden ist. Noch weiter nach Norden stößt man erst auf einen schmalen Zug von Granit

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 8.

und darauf auf unterkarbonischem Kalk, der mit mäßiger Neigung nach Norden einfällt und sich weit und breit nach Westen, Norden und Osten ausdehnt.

Es bleibt nun noch ein Sediment zu erwähnen, dessen stratigraphische Stellung nicht sicher zu ermitteln ist, dessen weite Verbreitung an der Grenze von Tonschiefer und grünlichen Phyllit (b) aber zeigt, daß es eine gewisse Bedeutung hat. Es ist dies das schon bei der Besprechung der paläozoischen Sedimente (S. 106) erwähnte Quarzitkonglomerat. Dieses Konglomerat ist im Sary-dschass-Tal, an der Stelle, wo sich der Sary-dschass und der Kara-kol vereinigen und weiter im Osten im Kara-kol-Tal auf der rechten Talseite nahe am Flußbett nur wenig mächtig aufgeschlossen. Man sieht es zwischen Tonschiefer und grünlichem Phyllit auch auf der westlichen Seite des Aschu-tör-Passes, und es kommt außer in den früher erwähnten Örtlichkeiten auch im Bayum-kol-Tal vor. Dort habe ich es aber nicht anstehend, sondern nur in Blöcken auf den Schutthalden am nördlichen Ende des oberen Talabschnittes gefunden. Das Konglomerat ist deshalb interessant, weil überall seine Gerölle stark deformiert sind und das ganze Gestein verändert ist. Dadurch unterscheidet es sich von den ähnlichen Konglomeraten an der Basis des unterkarbonischen Kalks, deren Gerölle unverändert sind. In Anbetracht der weiten Verbreitung dieser Konglomerate ergibt sich hieraus, daß die Veränderung des Konglomerates an der Grenze von Phyllit und Tonschiefer schon vor der unterkarbonischen Transgression erfolgt sein muß.

Wir wenden uns nun zur dritten Gruppe von Sedimenten, die die Schieferzone des Bayum-kol-Tals zusammensetzen, nämlich zu (c) den beiden Zügen von Crinoideendolomit.

Nördlich vom erwähnten zweiten engen Einschnitt des Bayum-kol sieht man noch eine Strecke weit talabwärts Gneis; dann kommt eine Schutthalde, die die Grenze zwischen Gneis und dem darauffolgenden Dolomit verdeckt. Zusammensetzung und Bau des nächsten talabwärts folgenden Stückes der rechten Talseite sind am besten auf der Skizze Figur XVII zu erkennen (dazu Profil D). Man bemerkt dort von Süden nach Norden zunächst ein breites steil abfallendes Band des Dolomits, das schräg den Hang hinaufzieht. Die Bänke des Dolomits fallen steil nach Süden ein; sie werden talabwärts durch Glimmerschiefer begrenzt, der allmählich in Gneisgranit übergeht; dann folgt der Kern eines ungefähr 1 km

N

S



Fig. XVII. Talboden des mittleren Bayum-kol-Tals (rechte Talumrandung) von der linken Seite gegen O.S.O. gesehen.

gr präkarbonischer Granit, an den Rändern Gneisgranit, gn Gneis, p Phyllit und amphibolitartige Gesteine, m Gabbro, c karbonische Kalke, d Dolomit, s Tonschiefer und Phyllit, Adinole und Hornfels.

Streichen O.W. bis O.N.O. Fallen steil nach Süd oder senkrecht.

breiten Granitmassivs, das aus Biotitgranit besteht. Der nördliche Rand dieses Massivs zeigt wieder Gneisstruktur: nochmals wie an dessen äußersten südlichen Saume zeigt sich Glimmerschiefer und darauf das zweite senkrecht stehende Band des Dolomits. Das Streichen des Dolomits ist hier  $80^{\circ}$  O.N.O. bis O.W. Die petrographische Untersuchung hat ergeben, daß der vom Dolomit eingeschlossene Granit dieselbe Zusammensetzung und Beschaffenheit zeigt wie der Biotitgranit in der nördlichen Hälfte des mittleren Bayum-kol-Tals, der zu den präkarbonischen Graniten der äußeren Gebirgszüge zu zählen ist. Wenn man nun die Grenzzone dieses Granitmassivs gegen den nördlich darauffolgenden Dolomit genauer untersucht, so zeigen sich zwischen dem Glimmerschiefer am äußersten Saume des Massivs und dem Dolomit zunächst noch etwas Phyllit und feinblättriger graugrüner Tonschiefer, die mit dünnplattigem dolomitischen Kalk wechsellagern und im Ganzen nur wenig mächtig sind, weshalb ich sie in das Profil nicht eingezeichnet habe. Dann erst folgt der massive, zum Teil in dicken Bänken abgelagerte Dolomit. Mitten darin findet man aber wieder graugrünen Tonschiefer mit plattigem, dolomitischen Kalk wechsellagernd und dann am nördlichen Rande des Dolomitbandes nochmals denselben Wechsel und einen allmählichen Übergang in die weiter talabwärts folgenden Phyllite und Tonschiefer.

Damit kommen wir zu dem letzten, am weitesten im Norden liegenden Stücke (d) der Schieferzone des Bayum-kol-Tals, welche vom petrographischen Gesichtspunkt aus in der Abhandlung von Richarz erläutert wird. Ich möchte hiezu noch hervorheben, daß an der Grenze gegen den nördlich folgenden präkarbonischen Granit Zeichen der Kontaktmetamorphose in Gestalt von Hornfels und Adinolen deutlich sichtbar sind; auch Aplit findet man in den Schiefen.

Im Sary-dschass-Tal haben wir nur den südlichen Teil der Schieferzone, den Phyllit und Tonschiefer, den grünlichen Phyllit und das amphibolitartige Gestein getroffen. Wie wir gesehen haben, folgt auf der rechten Seite des oberen Sary-dschass-Tals darauf zuerst Granit, dann unterkarbonischer Kalk. Wir finden dort weder den Gneis, noch den Dolomit, noch den Phyllit und Tonschiefer. Um dieses Verhältnis zu erklären, müssen wir nochmals einen Blick auf Profil (Figur VI S. 111) werfen: Durch mehrfache Beobachtungen hat sich ergeben, daß der grünliche Phyllit mit den amphibolitartigen Gesteinen von Osten her über den Aschu-tör-Paß, längs der rechten Seite des Kara-kol- und des Sary-dschass-Tals bis in die Gegend des Kaschka-tur-Passes streichen; sie bilden auf dieser ganzen Strecke (siehe die Karte) einen zusammenhängenden, zwar schmalen, aber geschlossenen Zug, der im Kara-kol- und im Sary-dschass-Tal orographisch dadurch deutlicher hervortritt, daß dort die unmittelbar südlich davon liegenden Tonschiefer durch die Erosion entfernt worden sind und sich an ihrer Stelle das ungemein breite Schotterbett des Sary-dschass ausdehnt. Etwas talaufwärts vom Kaschka-tur-Paß sieht man nun, daß der Phyllitzug der rechten Talseite an quer zum Streichen gerichteten Verschiebungen mehrere Male nach Norden zurückweicht, so daß der mit alter Moräne bedeckte Talboden des Sary-dschass rechtwinklig in die Talwand vordringt und dadurch rasch breiter wird. Der Phyllitzug der rechten Talseite ist also durch große quer zum Streichen gerichtete Verschiebungen in mehrere Stücke zerschnitten worden (siehe auch S. 107) und diese Stücke liegen so, daß die rechte Talwand talaufwärts vom Kaschka-tur-Paß, im Grundriß gesehen, wie eine Treppe aussieht, wodurch das am weitesten im Westen gelegene Stück auch am weitesten im Norden liegend erscheint. Ungefähr 5 km talabwärts vom Kaschka-



tur-Paß endigt nun im Sary-dschass-Tal das letzte Stück des Phyllitzuges, indem es unter unterkarbonischem Kalk verschwindet und dieser Kalk bildet von nun an weiter im Westen die rechte Talseite.<sup>1)</sup> An diesem letzten Phyllitstück sieht man nun sehr deutlich die transgressive Lagerung des unterkarbonischen Kalks nahe am Kaschka-tur-Paß. Wir finden dort, wie Profil Fig. VI zeigt, die folgende Verhältnisse: Der grünliche Phyllit mit dem amphibolitartigen Gestein steht auch hier wie weiter talaufwärts und wie im Bayum-kol-Tal fast senkrecht oder fällt unter einem sehr steilen Winkel nach Süden ein. Vom Bett des Sary-dschass-Flusses nach Norden gehend sehen wir zuerst am Talboden von alter Moräne umgeben einen Rundhöcker aus grünlichem Phyllit, darauf in der rechten Talwand, eingeschaltet in diesen Phyllit, schmale Züge von Gneis und grauackennähnlichem Gestein, das Bruchstücke von Quarz und Feldspat enthält. Die Wand ist in der Höhe der Talseite fast eben abgeschnitten. Begibt man sich dorthin, so hat man vor sich im Norden eine fast horizontale, mit Schutt bedeckte Hochfläche, die in dem südlichen Rande des Gürtels der Denudationsflächen liegt, den wir bei Besprechung des südlichen äußeren Granitzuges kennen gelernt haben. Hier ist in der Nähe des Sary-dschass-Tals wie auch weiter östlich (siehe Profil XII) nur ein Stück davon erhalten; die Hochfläche ist nur schmal, sie endigt nach Norden an einem Abbruch, an dessen steilem Abfall horizontal liegende Bänke von unterkarbonischem Kalk ausstreichen. Der Kalk führt *Productus giganteus* und an seiner Basis sieht man ein Konglomerat, dessen Gerölle in der Linie des Profils über dem Phyllit hauptsächlich aus Quarzit, daneben aus Phyllit, Tonschiefer, Gneis und stark zersetzten granitischen Gesteinen bestehen. Demnach kann kein Zweifel darüber herrschen, daß in diesem Konglomerat eine Reihe von Gesteinen vorkommt, die aus den Äquivalenten der Schieferzone des Bayum-kol-Tals stammen: und damit ist bewiesen, daß die Sedimente dieser Schieferzone, wenigstens die des südlichen Teils — nur diese sind im Sary-dschass-Tal sichtbar — älter sind als unteres Karbon, und dass diese Sedimente schon disloziert waren, als die Transgression vor sich ging.

Es bleibt nun noch zu entscheiden, ob dies auch für den nördlichen Teil der Schieferzone zutrifft. Die eben besprochenen Verhältnisse lassen mit voller Deutlichkeit erkennen, daß im Meridian des Kaschka-tur-Passes in der Tat nur die südliche Hälfte der Schieferzone zutage tritt. An Stelle des nördlichen Teils finden wir dagegen den unterkarbonischen Kalk in transgressiver Lagerung, und weiter im Westen verschwindet der Phyllit ganz darunter. Wenn wir die Höhen vergleichen, die der Phyllit und der unterkarbonische Kalk auf der rechten Seite des Kara-kol- und des Sary-dschass-Tals auf einer dem Streichen folgenden Linie erreichen, so finden wir, daß sie von Osten nach Westen stetig abnehmen. Am Aschu-tör-Paß liegt der Phyllit mehr als 4200 m hoch, an der Stelle, wo sich der Kara-kol mit dem Sary-dschass vereinigt, erreicht er 4000 m, am Kaschka-tur-Paß nur 3700 m, und weiter im Westen finden wir an der Stelle, wo der Phyllit verschwunden ist, den unterkarbonischen Kalk am Talboden des Sary-dschass schon bei 3000 m Höhe. Von Osten, von der Gegend des Aschu-tör-Passes beginnend, versinkt also der Phyllitzug mehr und mehr gegen Westen und in dem Maße, wie dies geschieht, verschmälert er sich, und der unterkarbonische Kalk greift über ihn hinweg bis an den Rand des Sary-dschass-Tals. Dies Versinken geht aber nicht all-

<sup>1)</sup> Siehe Merzbacher, l. c., S. 22.

mählich und beständig, sondern sprungweise an den quer zum Streichen gerichteten Verschiebungen vor sich. Es sind dies die gleichen Verschiebungen, an denen plötzlich die hauptsächlich aus granitischen Gesteinen bestehenden Ketten zwischen dem Sary-dschass- und dem Adür-tör-Tal auf der rechten Seite des Adür-tör endigen (S. 96).

Nach Osten ist der Phyllitzug der rechten Seite des Sary-dschass-Tals über den Aschu-tör-Paß hinaus noch eine beträchtliche Strecke weit sichtbar, weiter östlich aber ist das Gebirge in der Fortsetzung seiner Streichrichtung unbekannt (siehe die Karte).<sup>1)</sup>

Auf der östlichen Seite des Passes sieht man in der tiefen, von Süden nach Norden verlaufenden Furche des obersten Teils des Aschu-tör-Tals in südlicher Richtung die dunklen Gesteine der Schieferzone; unmittelbar nördlich vom Passe zeigen sich aber in dieser Furche mächtige, ausgedehnte Massen von lichtem, ziemlich kristallinischem Kalk. Ich habe in ihm zwar keine bestimmbareren Fossilien gefunden, doch liegt dieser Kalk direkt in der Streichrichtung des unterkarbonischen Kalks, der im Kara-kol-Tal auf der nördlichen Seite des Phyllitzugs durch Granit im Kontakt verändert worden ist und gleicht ihm vollständig, sodaß kein Zweifel darüber aufkommen kann, daß er unterkarbonisches Alter hat, wenn auch das verbindende Stück zwischen ihm und dem als unterkarbonisch bekannten Kalk des Kara-kol-Tals nicht genauer geprüft wurde. Verfolgt man diesen das oberste Aschn-tör-Tal auf mehrere Kilometer umrandenden Kalk quer zu seinem Streichen, so sieht man an der Stelle, wo dieses Tal aus der S.N.-Richtung nach N.O. umbiegt auf der rechten Talseite den Kalk nach Osten fortsetzen, auf der linken Seite dagegen eine beckenartige Erweiterung, an deren südlichem Rande der Kalk steil abbricht. Weiter talabwärts wird zuerst eine nach O.N.O. streichende Zone von Tonschiefer und Phyllit sichtbar, dann granitisches Gestein, nämlich Granitgneis und Granit. Die Grenze zwischen den granitischen Gesteinen und den Sedimenten verläuft in der allgemeinen Streichrichtung nach O.N.O. und es zeigt sich, wenn man den Granit noch weiter talabwärts verfolgt, daß er mit dem Granit der nördlichen Hälfte des mittleren Bayum-kol-Tals zusammenhängt. Dies ergibt sich auch aus der petrographischen Untersuchung. Petersen<sup>2)</sup> hat die Proben untersucht, die Friederichsen von dem Gneis und Granit im Aschu-tör-Tal gesammelt hat; es ist ein Biotitgranit, der seiner Beschreibung nach vollständig mit dem Granit des nördlichen Teils des Bayum-kol-Tals übereinstimmt, also auch präkarbonisches Alter haben und zu dem südlichen Granitzug der äußeren Gebirgszüge des nördlichen zentralen Tian-Schan gehören dürfte.

Die Phyllite und Tonschiefer, die wir weiter südlich im Aschn-tör-Tal antreffen, liegen in der westlichen Fortsetzung des Streichens des nördlichen Teils der Schieferzone des Bayum-kol-Tals; sie stoßen, wie schon angedeutet, unmittelbar an die Kalkzone des Passes an, wo diese eine Höhenlage von 33—3500 m erreicht.

Fassen wir diese Tatsachen zusammen, so ergibt sich das folgende Bild: Westlich vom Kaschka-tur-Paß verschwindet das grünliche Phyllit der rechten Seite des Sary-dschass-Tals und an seiner Stelle reicht der unterkarbonische Kalk bis an den Rand des

<sup>1)</sup> Hierzu möchte ich bemerken, daß nach meinen späteren Beobachtungen bei Durchforschung der östlicher liegenden Quartäler Klein Musart, Saikal und Dondukol dort in der Tat die Phyllitmassen einen immer breiter werdenden Gürtel bilden, der im großen Musart-Tal seine größte Breite gewinnt.

G. Merzbacher.

<sup>2)</sup> l. c., S. 274.

Sary-dschass-Tals, wo er in Höhen von 3000—3300 m liegt. Am Kaschka-tur-Paß liegt er 3500 m hoch in transgressiver Lagerung auf dem letzten im Westen sichtbaren Stück des Phyllitzugs; noch weiter im Osten erreicht der Phyllit eine Höhe von 4000 m, und auf seiner nördlichen Seite sieht man, durch einen Granitzug davon getrennt, den unterkarbonischen Kalk, dessen Bänke unter Winkeln von 30—40° nach Norden einfallen und Gipfel von über 4000 m Höhe zusammensetzen. Westlich vom Aschu-tör-Paß finden sich im Kara-kol-Tal ganz ähnliche Verhältnisse (Profil Fig. XII): der unterkarbonische Kalk ist durch Granit im Kontakt verändert worden und seine Schichten stehen steil. Dies bleibt so bis zum Meridian des Aschu-tör-Passes. Auf dieser gauzen Strecke vom Kaschka-tur-Paß her bildet der unterkarbonische Kalk einen zusammenhängenden breiten Streifen auf der Nordseite des Phyllitzugs und verdeckt die Sedimente des nördlichen Teils der Schieferzone des Bayum-kol-Tals; weiter im Westen überdeckt er auch ein Stück des südlichen Teiles dieser Zone, liegt dann transgressiv darauf, lehnt sich weiter östlich mit mäßig nach Norden einfallenden Bänken daran und steht schließlich im Kara-kol-Tal und nördlich vom Aschu-tör-Paß steil, sodaß dort die Diskordanz zwischen ihm und dem älteren Phyllit verwischt wird. Auf der östlichen Seite des Aschu-tör-Passes bricht er an von Norden nach Süden gerichteter Linie steil ab und weiter östlich erscheinen, noch zum Teil in der Fortsetzung seines Streichens, die Phyllite und Tonschiefer des nördlichen Teils der Schieferzone des Bayum-kol-Tals, die im Aschu-tör von demselben präkarbonischen Biotitgranit wie im mittleren Bayum-kol-Tal im Norden begrenzt werden. Weder im Sary-dschass-, noch im Kara-kol-Tal, noch am Aschu-tör-Paß sieht man den Crinoideendolomit des mittleren Bayum-kol-Tals oder sonst ein Stück des nördlichen Teils der Schieferzone. Erst dort, wo der unterkarbonische Kalk nicht mehr vorhanden ist, wie in dem mittleren Teile des Aschu-tör-Tals, kommt diese Gruppe wieder zum Vorschein.

Bei Besprechung des Phyllitzugs der rechten Seite des Sary-dschass-Tals habe ich S. 155 hervorgehoben, daß dieser Zug in der Nähe des Kaschka-tur-Passes von großen, quer zum Streichen gerichteten Verschiebungen in mehrere Stücke zerschnitten worden ist. Man erkennt dieses Verhältnis, wie schon erwähnt wurde, auch an den verschiedenen Höhen, die der unterkarbonische Kalk auf einer im Streichen des Phyllitzugs liegenden Linie einnimmt. Diese Verschiebungen haben in der Umgebung des Sary-dschass-Tals eine große Bedeutung für den Bau des Gebirges; sie haben nicht nur den Phyllit und den unterkarbonischen Kalk der rechten Talseite betroffen, sondern sie reichen noch weiter nach Süden. Die große beckenartige Erweiterung des Sary-dschass-Tals, die im Osten etwas talaufwärts von der Mündung des Adür-tör-Flusses also ungefähr da begiunt, wo die Verschiebungen in der Nähe des Kaschka-tur-Passes so deutlich hervortreten, ist hauptsächlich dadurch verursacht worden.<sup>1)</sup> daß ein großes Stück des südlichen Teils der Schieferzone sowie des im Süden daran grenzenden granitischen Massivs (siehe S. 96 und 156), das in der westlichen Fortsetzung des Bayum-kol- und des Semonow-Massivs liegt, an diesen Verschiebungen abgesunken ist.

Aber auch im Osten zeigen sich diese Verschiebungen; schon die verhältnismäßig tiefe Lage des unterkarbonischen Kalks im Aschu-tör-Tal östlich vom Aschu-tör-Paß,

<sup>1)</sup> Merzbacher. l. c., S. 22.



an einer Stelle, wo wir eigentlich den nördlichen Teil der Schieferzone des Bayum-kol-Tals sehen müßten, und der steile Abbruch des Kalks längs einer von Norden nach Süden verlaufenden Linie, lassen darauf schließen, daß hier Verschiebungen vorhanden sind. Wir sehen aber ihre Anzeichen auch im mittleren Teil des Bayum-kol-Tals.<sup>1)</sup> Die Spuren einiger Querverschiebungen lassen sich an der steilen, gegen das Tal abfallenden Wand des nördlichen Dolomitbandes erkennen. Zwei von diesen Verschiebungen sind besonders deutlich bis in das im Süden folgende Granitmassiv zu verfolgen. Dies würde aber noch nicht beweisen, daß den Verschiebungen eine größere Bedeutung zukommt. Bei der Vergleichung der beiden Talseiten zeigt es sich jedoch, daß die verschiedenen Bildungen der rechten Talseite nicht in der geraden Fortsetzung des Streichens auf die linke Seite hinüberreichen, sondern daß sie dort sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung verschoben worden sind. Wie groß das Maß der Verschiebungen ist, habe ich aber wegen der mächtigen alten Moränendecke und der dichten Vegetation bei der Kürze der mir zur Verfügung stehenden Zeit nicht bis ins einzelne feststellen können und deshalb wurden sie auch in der Karte nicht berücksichtigt. Soviel scheint mir aber gewiß, daß der ganze mittlere Teil des Bayum-kol-Tals in einer Zone dicht nebeneinander liegender, quer zum Streichen gerichteter Verschiebungen liegt.

Aus allen diesen Beobachtungen ergibt sich nun, daß in der Schieferzone des Bayum-kol-Tals, von dort bis zum Kasckka-tur-Paß und wahrscheinlich auch noch darüber hinaus nach Westen eine Anzahl quer zum Streichen verlaufender Störungen vorhanden ist, welche die Schieferzone in Stücke zerschnitten haben, und daß über den tiefer liegenden Stücken an vielen Stellen der unterkarbonische Kalk in transgressiver Lagerung erscheint.

Hiedurch wird aber noch nicht genügend erklärt, warum einzelne Glieder der Schieferzone, wie deren südlicher Teil, und in einem gewissen Grade auch der grünliche Phyllit auf eine lange Strecke sichtbar sind, während der nördliche Teil an den meisten Stellen durch den unterkarbonischen Kalk verdeckt wird.

Wir haben schon bei der Besprechung des graublauen Tonschiefers des Kasckka-tur-Passes (S. 107), den wir als eines der jüngsten Glieder der paläozoischen Schieferserie betrachten, gesehen, daß dieser Tonschiefer westlich vom Kasckka-tur-Paß, in dem oberen Teile des Kubergantü-Tals, zusammen mit dem basalen Konglomerat des unterkarbonischen Kalks durch eine Anzahl staffelförmig auftretender Längsbrüche zerschnitten worden ist. Ich habe diese Brüche nach Westen nicht weiter verfolgt; nach Osten sieht man sie eine Strecke weit über den Kasckka-tur-Paß hinaus; noch weiter östlich ist aber das Gebirge eine Strecke weit bisher nicht genauer untersucht worden. Wir haben zunächst die Tatsache zu berücksichtigen, daß die Schieferzone des mittleren Bayum-kol-Tals schon zu den äußeren Gebirgszügen gehört, wo, wie wir wissen, die Granitmassive stark abgetragen und die Sedimente disloziert waren, als die unterkarbonische Transgression vor sich ging. In diesem Teile des zentralen Tian-Schan, der also ein heute noch sichtbares Stück aus dem Rumpfe eines sehr alten Gebirges darstellt, erkennen wir, wenn wir von den Stauchungen und flexurartigen Verbiegungen, die der unterkarbonische Kalk zwischen den alten Granitmassiven erlitten hat, absehen, die Wirkung der

---

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c. S. 8.

späteren gebirgsbildenden Bewegungen hauptsächlich in den sehr häufigen und oft sehr großen Brüchen. Unter diesen Brüchen haben namentlich die Längsbrüche und die spitzwinkelig zum Streichen verlaufenden Brüche für den Bau und die Gestalt der äußeren Gebirgszüge eine große Bedeutung (siehe S. 98 und 101). Es ist wahrscheinlich, daß der starre Rumpf des alten präkarbonischen Gebirges auch während der verschiedenen späteren Phasen der gebirgsbildenden Bewegungen in ähnlicher Weise beeinflusst worden ist; daß dort also sowohl während der intrakarbonen, als auch während der postkarbonischen und der tertiären tektonischen Vorgänge, Brüche entstanden sind. Spuren hievon finden wir, abgesehen von den schon erwähnten Stellen, wie wir später sehen werden, auch an sehr vielen anderen Orten der äußeren Gebirgszüge.

Für das Gebiet der inneren Ketten des zentralen Tian-Schan läßt sich aus den bereits geschilderten Verhältnissen entnehmen, daß zusammen mit den gebirgsbildenden Bewegungen während einer, vielleicht auch während zweier Phasen, die Intrusion sehr ausgedehnter granitischer Masse vor sich gegangen ist, durch die der unterkarbonische Kalk im Kontakt verändert wurde. Zu diesen granitischen Massen gehört auch noch der schmale Granitzug, der westlich vom Aschu-tör-Paß den grünlichen Phyllit auf der rechten Seite des Sary-dschass-Tals von dem nördlich darauf folgenden unterkarbonischen Kalk trennt. Wo dieser Granit auftritt, fällt der unterkarbonische Kalk steiler ein, und die Deutlichkeit der Längsbrüche verliert sich. In diesem Teile der Schieferzone des Bayum-kol-Tals, welche die granitischen Massive des alten Gebirges von den jüngeren Massiven der inneren Ketten trennt, sind die Spuren der zu verschiedenen Zeiten vor sich gegangenen Bewegungen so verwischt worden, daß es nicht möglich ist, sie nach den wenigen bisher gemachten Beobachtungen sicher zu kennzeichnen.

Friederichsen<sup>1)</sup> erwähnt den steilen Abfall, den der unterkarbonische Kalk westlich vom Kaschka-tur-Paß mehr als 30 km weit talabwärts auf der rechten Seite des Sary-dschass-Flusses zur Schau trägt. Dieser Abfall tritt in der Landschaft sehr auffällig dadurch hervor, daß er den südlichen Rand der ausgedehnten Denudationsflächen der äußeren Gebirgszüge bildet, und daß sich an seinem südlichen Fuße der auch fast ebene, weite Talboden des Sary-dschass ausbreitet. Friederichsen vermutet, daß dieser Abfall ein langer Bruchrand oder eine Flexur sei, woran ein großer Teil der Denudationsflächen im Süden abgesunken sei. Dies ist in der Tat der Fall. Der tiefer liegende Flügel wird allerdings durch alte Moräne und Schutt verhüllt; man sieht aber an vielen Stellen des langen Abfalls, daß der unterkarbonische Kalk entweder abbricht und alter Schiefer darunter hervorkommt oder, daß er in flexurartigen Stauchungen nach Süden zur Tiefe umbiegt. Dieser Abfall liegt nun in der Streichrichtung des grünlichen Phyllits des oberen Sary-dschass-Tals, jedenfalls in der westlichen Fortsetzung der Schieferzone des oberen Bayum-kol-Tals, und es ist daher augenfällig, daß hier in der Tat ein Teil der Schieferzone von einem großen Längsbruch getroffen worden ist. Obgleich es heute noch nicht möglich ist, dies auch im Osten für den nördlichen Teil der Schieferzone nachzuweisen, so erklärt sich doch sehr wahrscheinlich auch dort das Verschwinden dieses Teils der Schieferzone durch Längsbrüche.

---

<sup>1)</sup> Friederichsen, l. c., S. 124 und 129. Der Abfall des unterkarbonischen Kalks tritt auf Friederichsens Karte, Blatt I, deutlich hervor.

Aus allen den bisherigen Beobachtungen über die Schieferzone des Bayum-kol-Tals ergibt sich folgendes:

1. Die Schieferzone besteht aus verschiedenen Bildungen: aus Gneis, Phyllit, amphibolitartigem Gestein, Tonschiefer und Dolomit. Diese verschiedenen Bildungen haben ein verschiedenes Alter. Diskordanzen sind darin vorhanden, wie uns z. B. das veränderte Quarzitkonglomerat zeigt, das sowohl auf der rechten Seite des Sary-dschass- und des Kara-kol-Tals, als auch im Bayum-kol-Tal und an andern Orten (S. 106), wenn auch wenig mächtig, so doch in weiter Verbreitung auftritt. Alle Bildungen der Schieferzone aber sind älter als unteres Karbon.

2. Auch stellen sie keine Einheit in stratigraphischer, wohl aber in tektonischer Beziehung dar, indem sie in einer geradlinig nach O.N.O. streichenden Zone die präkarbonischen Granitmassive im Rumpf des alten Gebirges von den jüngeren Massiven der inneren Ketten trennen. Wo immer die Schieferzone oder ein Teil hiervon sichtbar ist, bemerkt man, abgesehen von den nachträglichen Störungen, daß die Schichten senkrecht stehen oder steil nach Süden einfallen. Diese Dislokationen haben zum großen Teil schon bestanden, als die unterkarbonische Transgression vor sich ging, was uns die Lagerungsverhältnisse am Kaschkatur-Paß und an andern Orten zeigen.

3. Eine gewisse Zugehörigkeit der Schieferzone zu der starren Masse der abgetragenen alten präkarbonischen Gebirgsteile, die sich schon aus der diskordanten und transgressiven Lagerung des unterkarbonischen Kalks über beiden ergibt, zeigt sich aber auch darin, daß der hauptsächlichste Typus der Dislokationen, den wir in den alten granitischen Gebirgsteilen beobachten, auch in der Schieferzone vorherrscht: nämlich die großen Brüche. Querbrüche haben die Schieferzone in Stücke zerschnitten und Längsbrüche, die am Kaschkatur-Paß und auf der rechten Seite des Sary-dschass-Tals sichtbar sind, haben einzelne Teile der Schieferzone auch in der Längsrichtung gegeneinander verschoben.

4. Hiedurch erklärt es sich, daß wir auf einer im Streichen der Schieferzone liegenden Linie dasselbe Glied in verschiedener Höhe finden und daß wir es schließlich im Westen unter der Decke des unterkarbonischen Kalks verschwinden sehen, sowie daß einige Teile, namentlich der nördliche Teil der Schieferzone in der Richtung des Streichens von dem unterkarbonischen Kalk bedeckt werden.

5. Die Nähe der jüngeren granitischen Massen der inneren Ketten, zwischen denen der unterkarbonische Kalk in der zentralen Kette steil aufgerichtet oder gefaltet worden ist, macht sich in der Schieferzone durch die Einschaltung eines schmalen Granitzugs und in der steilen Stellung des unterkarbonischen Kalks nordwestlich vom Aschutör-Paß auf der rechten Seite des Sary-dschass-Tals bemerkbar. Dagegen hängt das vom Dolomit umgebene Granitmassiv des mittleren Bayum-kol-Tals vermutlich mit den präkarbonischen Granitmassiven der äußeren Gebirgszüge zusammen.

Ich gehe nun zur Besprechung der Verhältnisse über, die in den inneren Ketten westlich vom Bayum-kol-Tal vorherrschen.

An der südlichen Grenze der Schieferzone des Bayum-kol-Tals kommen überall, wo die Grenzen bekannt sind, granitische Gesteine vor. Im Bayum-kol-Tal setzen diese das Massiv des oberen Talabschnitts zusammen. Wir haben gesehen, daß dort die Grenzfläche dieses Massivs im Norden mit dem Streichen und Fallen der Sedimente zusammenfällt,



und daß im Süden noch ein schmaler Granitzug durch eine Zone von injizierten Schiefen von dem Massiv abgetrennt wird. Die nördliche Grenze läßt sich vom Bayum-kol-Tal noch einige Kilometer weit nach Westen übersehen; weiter westlich ist das Gebirge bis in die Nähe des Aschu-tör-Passes nicht genauer untersucht worden. Im oberen Teile des Sary-dschass-Tals sieht man die Grenze aber wieder dicht unterhalb der Endzunge des Semonow-Gletschers (Profil XII auf Taf. IV). Es steht dort dem Granit zunächst veränderter Kalk an: darauf folgt Schiefer wie im Bayum-kol-Tal. Die Grenze zwischen Granit und Sedimenten quert unter spitzem Winkel das Sary-dschass-Tal, sodaß die linke Seite des Tales noch eine Strecke weit unterhalb der Endzunge des Gletschers aus Granit besteht (siehe auch Skizze Fig. XVIII). Wo der Kontakt am linken Ufer wieder deutlich sichtbar wird, sieht man die Verhältnisse, die im Profil Figur XIX dargestellt sind.



Fig. XVIII. Blick von der Endzunge des Semenow-Gletschers nach Westen in den oberen Teil des Sary-dschass-Tales. (Höhe des Standpunktes ca. 3400 m.)

s Tonschiefer, Kalkschiefer und zum Teil Phyllit, gr Granit, c unterkarbonischer Kalk mit *Productus giganteus*, et Kontakt zwischen Granit und Schiefer.

Man sieht den Kontakt zwischen Schiefer und Granit, die deutliche Längsstufe auf der linken Seite des Sary-dschass, im Hintergrunde in der Mitte des Bildes die höchst auffälligen Denudationsflächen am Kaschka-tur-Paß (ca. 3500 m).

An dieser Stelle findet man eine Scholle von körnigem Kalk von Granit umgeben; dann folgt nach Norden an der Grenze des Massivs nochmals Kalk, dann umgewandelte Schiefer, hauptsächlich Phyllit, und in der breiten Talleiste gegen das Bett des Sary-dschass-Flusses von Brüchen durchschnittener Tonschiefer, der in den tiefen, engen Einschnitten der aus den Gletschern der linken Talseite entspringenden Bäche, gut aufgeschlossen ist. Es zeigen sich hier also am Kontakt in der Zusammensetzung der Schieferserie dieselben Verhältnisse, wie an der Endzunge des Semonow-Gletschers, und nur darin besteht ein Unterschied, daß unmittelbar an der Grenze des Granitmassivs die Schichten nach Norden einfallen, wogegen sie in der Talleiste lebhaft disloziert erscheinen. Weiter westlich entfernt sich die Grenze des Granitmassivs, indem sie im Allgemeinen dem Streichen der Sedimente folgt, mehr und mehr vom Sary-dschass-Tal nach Süden.

Wie schon erwähnt wurde, endigen der Granit und die ihn begleitenden Sedimente am westlichen Rande der großen beckenartigen Erweiterung des Sary-dschass-Tals auf der rechten Seite des Adür-tör-Flusses an großen Querverschiebungen.<sup>1)</sup>

Auf der ganzen Strecke vom Bayum-kol-Tal bis zum Adür-tör-Tal bildet, soweit das Gebirge genauer bekannt ist, dasselbe Glied der Schieferzone die Grenze gegen die granitischen Gesteine im Süden; nur sieht man unmittelbar am Kontakt im Bayum-kol-Tal umgewandelte Schiefer, am Semonow-Gletscher und auf der linken Seite des Sary-dschass-Tals dagegen zwischen Granit und Schiefer noch einen Streifen von körnigem Kalk. Auf dieser ganzen Strecke fällt die Grenzfläche des Granits mit dem Einfallen der Sedimente zusammen: das Einfallen ändert sich aber von Osten nach Westen; es ist im Osten steil nach Süden, im Westen steil nach Norden. Am Semonow-Gletscher sieht man denselben hellgrauen Amphibolbiotitgranit wie im Bayum-kol-Tal, mit großen weißlichen Feldspäten. Die tiefsten Punkte, an denen die granitischen Gesteine noch sichtbar sind, liegen im Bayum-kol-Tal ungefähr bei 3000 m. an der Endzunge des Semonow-Gletschers bei 3400 m. auf der rechten Seite des Adür-tör bei 3200 m.

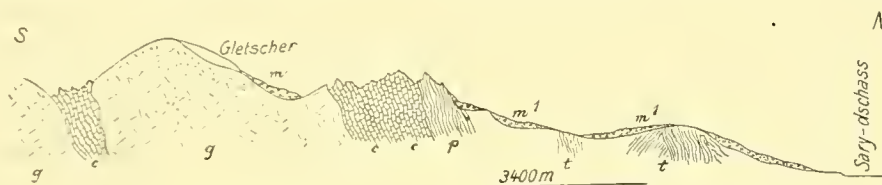


Fig. XIX. Profil durch die linke Seite des oberen Sary-dschass-Tales.

Kontakt an der südlichen Grenze der Schieferzone unterhalb der Vereinigungsstelle von Sary-dschass und Kara-kol.

Mafsstab 1:13,500.

g Granit des Semenow-Massivs, c kontaktmetamorpher Kalk, p umgewandelter Phyllit, t Phyllit und Tonschiefer, m Moräne der heutigen Gletscher, m<sup>1</sup> Moräne der alten Gletscher.

Über die Verbreitung des Granits des obersten Bayum-kol-Tals gegen Westen habe ich mich schon S. 96 f. ausgesprochen; es ist nicht sicher erwiesen aber sehr wahrscheinlich, daß die Granite unter der Endzunge des Muschketow-Gletschers und unter dem Bette des daraus entspringenden Adür-tör-Flusses fortstreichen und mit dem Granit zusammenhängen, der im Meridian des Tüss-aschu-Passes auf der nördlichen Seite des Passes ansteht (siehe die Karte und das Profil in Fig. XIII sowie S. 96 und 108). Es wäre wichtig dies sicher nachzuweisen,<sup>2)</sup> denn es würde hiedurch wahrscheinlich gemacht, daß das ganze, sehr große Massiv in Wirklichkeit nicht einheitlich, also nicht durch denselben Prozess entstanden ist. Die bisherigen Beobachtungen reichen aber noch nicht aus dies zu entscheiden. Abgesehen von der schon nahe der Endzunge des Bayum-kol-Gletschers bemerkbar werden-

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 22.

<sup>2)</sup> Dies kann erst geschehen, wenn auch die dort gesammelten Gesteine petrographisch genauer untersucht sein werden, was bis jetzt noch nicht möglich war, da der Vollständigkeit eines geologischen Gesamtdurchschnittes wegen, zunächst die Gesteine eines großen südlichen Quertales, des südlichen Musart-Tales, systematisch bearbeitet wurden. Das Ergebnis wird in unmittelbarer Folge nach dieser Arbeit in diesen Abhandlungen erscheinen.

G. Merzbacher.

den Verschiedenheit der granitischen Gesteine (S. 148 und 150), die sicher nachzuweisen der zukünftigen Forschung überlassen bleiben muß, zeigt auch die Vergleichung der Massive im Westen und Osten eine gewisse Verschiedenheit der Gestalt. Im Westen ist das Massiv breiter als im Osten und an seinen Grenzen fallen die Sedimente nach außen ein: im Süden der Tonschiefer und Phyllit am nördlichen Fuße der zentralen Kette nach Süden, im Norden die Bildungen des südlichen Teils der Schieferzone nach Norden. Im Osten dagegen gleicht das Massiv mit seinen nach Süden steil einfallenden Grenzflächen einem mächtigen Intrusivlager (S. 151).

Über die Lagerungsverhältnisse und die Ausdehnung der granitischen Gesteine, die sich in der Fortsetzung dieses Massivs nach Westen, nördlich vom Tüss-aschu-Paß finden, kann ich nur wenige Angaben machen. Zwischen der Endzunge des Muschketow-Gletschers und dem oberen Teile des Tüss-aschu-Tals ist das Gebirge zum Teil noch unbekannt,<sup>1)</sup> und zwischen dem unteren Teile des Adür-tör-Tals und dem unteren Teile des Tüss-aschu-Tals befanden wir uns innerhalb der mehrfach erwähnten großen Brüche, die den östlichen und den südlichen Rand der beckenartigen Erweiterung des Sary-dschass-Tals begleiten. Hier liegen die granitischen Gesteine und die paläozoischen Sedimente, worunter auch unterkarbonischer Kalk, unter der Decke der horizontal geschichteten roten, sehr jungen Konglomerate (S. 118), die ihrerseits wieder von mächtiger Moräne überlagert werden. Hier, zwischen dem nördlichen Fuße des Sary-dschass-Tau und dem Sary-dschass-Fluß befindet man sich daher am Beginne eines durchschnittlich 10 km breiten und mehr als 50 km talabwärts reichenden Streifen von niedrigen, gerundeten Hügeln, die aus jungem Konglomerat und alter Moräne bestehen. In den dazwischenliegenden Wannen trifft man auf versumpftem Boden Moränenseen.<sup>2)</sup>

Der Tüss-aschu-Fluß hat sich in dieses Hügelland 120—150 m tief eingeschnitten, und in seiner Furche ist im Süden nahe am Rande des eigentlichen Gebirges die aus paläozoischen Sedimenten bestehende Unterlage aufgeschlossen und zwar zum ersten Male 1 km westlich von der Öffnung des Nebentals zum Haupttal. Es sind hauptsächlich dunkle Tonschiefer, hier und dort mit Kalkschiefern wechsellagernd, also im allgemeinen dieselben Bildungen, wie wir sie aus dem südlichen Teile der Schieferzone des Bayumkol-Tals und aus der Talleiste auf dem linken Ufer des oberen Sary-dschass-Tals kennen. Am Tüss-aschu erscheinen sie gefaltet, aber auch von Brüchen durchschnitten; Streichen und Fallen ändern sich auf kurzen Entfernungen. Wir treffen die gleichen Schiefer also auch noch weiter talaufwärts, wo sie den äußersten Saum des Sary-dschass-Tau zusammensetzen (siehe Profil XIII, Taf. IV) und den Granit begrenzen, aus dem die nördlichen Abhänge des Sary-dschass-Tau zusammengesetzt sind. Man findet auch hier Tonglimmerschiefer; aber irgendwelche unzweifelhafte Spuren der Kontaktmetamorphose habe ich bei der Kürze der mir zur Verfügung stehenden Zeit nicht entdecken können. Weiter talaufwärts trifft man längs des Weges zum Tüss-aschu-Paß die folgenden Verhältnisse: Das Tüss-aschu-Tal durchschneidet die nördlichen Abhänge des Sary-dschass-Tau von Norden nach Süden. Eine Strecke weit sieht man zu beiden Seiten des Weges nur granitische Gesteine, die eine nach O.S.O. streichende Zweigkette zusammen-

<sup>1)</sup> Siehe darüber Merzbacher, l. c., S. 69.

<sup>2)</sup> Friederichsen, l. c., S. 123 und Karte Bl. 1; Merzbacher, l. c., S. 22.



setzen. Schon auf der südlichen Seite dieser Kette wird die Öffnung eines großen Längstales passiert, das ein wenig schräg zum Streichen des Sary-dschass-Tau verlaufend, fast ganz in Granit eingeschnitten zu sein scheint. Bei der Ausmündung dieses Tales in die Furche des Tüss-aschu findet man aus Moräne und Schutt herausragenden — und deshalb nur wenig mächtig aufgeschlossen — kristallinen Schiefer, der zum Teil hornfelsartige Beschaffenheit zeigt. auf der südlichen Seite des Längstales tritt wieder Granit auf, so daß die Schiefer im Norden und Süden von ihm eingeschlossen werden. Den Granit kann man eine ziemliche Strecke weit im Längstal aufwärts verfolgen; nach der Gestalt der Felsen zu schließen, bildet er auch dessen Hintergrund, wo sich große Firnfelder ausbreiten. Auf der linken Seite des Tüss-aschu mündet auch von Westen her ein Längstal, das aber kürzer ist als das östliche; auch dort setzen granitische Gesteine die Talumwallung zusammen. Beim Aufstiege zum Tüss-aschu-Passe machen sich zu beiden Seiten der Hochtalfurche zunächst granitische Wände bemerkbar, dann aber trifft man auf Kalk (siehe S. 108 und Profil XIII). Die Grenze zwischen Granit und Kalk ist leider durch eine große Schutthalde teilweise verdeckt, so dass man sie in der Höhe des Paßwegs nicht genau verfolgen kann. In den Schutthalden, die nach ihrer Lage und Zusammensetzung zu schließen, zweifellos ganz aus der Nähe der Grenze stammen, befinden sich große Blöcke, die zum Teil aus hellgrauem Kalk, zum Teil aus sandfarbenem dolomitischen Kalk bestehen. Der Kalk ist verändert und ist es um so mehr, je näher man ihn an der Grenze gegen den Granit findet.<sup>1)</sup> An den oberen Teilen des Gehänges erkennt man, daß er massiv ist, aber mit der zunehmenden Entfernung vom Granit immer deutlicher bankig wird. Die Bänke stehen steil und etwas weiter aufwärts gegen den Paß bilden sie eine überaus klare, ein wenig nach Norden geneigte Falte. Unmittelbar südlich von dieser Falte kommt man auf der Höhe des Passes auf einen nach Westen steil abbrechenden Gletscher, in dessen Moräne sich viel körniger, hellgrauer Crinoideenkalk und dunkler Kalk finden, ferner Blöcke eines Kalkkonglomerats, das außer Kalkgeröllen auch Bruchstücke von hartem, fast schwarzem Tonschiefer enthält. In der Umgebung des Gletschers, besonders südlich davon, ist der Kamm des Sary-dschass-Tau stark abgetragen worden und mit einer mächtigen Decke von Moräne und Schutt bedeckt. Aus diesem Schutt ragt in steil gestellten Bänken zerrütteter, gelbgrauer, zum Teil dolomitischer Kalk heraus, der von der Erosion in abenteuerliche Gestalten zerschnitten worden ist. Diesen Kalk sieht man noch eine Strecke weit nach Süden nahe am Wege, der von der Paßhöhe in das Inyltschek-Tal hinabführt, trifft aber dann bald auf einen dunklen, zum Teil plattigen Crinoideenkalk, dessen Bänke steil nach Süden einfallen, also mit den Bänken des ebenerwähnten Kalks konkordant liegen. Dieser Crinoideenkalk bildet ein breites Band in der Höhe der nördlichen Talseite des Inyltschek-Tals, wo man ihn in der Fortsetzung der Streichrichtung nach W.S.W. und O.N.O. weithin an seiner dunklen Färbung erkennen kann; er ist sehr fossilreich und geht an einigen Stellen in Crinoideenbreccie über. Man findet darin außer anderen Fossilien namentlich große Einzelkorallen und zahlreiche Stücke des *Productus giganteus*.

Tiefer abwärts am Wege zum Inyltschek-Tal macht sich ungefähr in der Mitte des Gehänges die Grenze des Kalks gegen den Granit bemerkbar. Ehe man aber diese Grenze erreicht, sieht man ein in den dunklen Crinoideenkalk eingeschaltetes Konglomerat, das

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 24.

nur wenige Meter mächtig ist und außer Kalkgeröllen auch solche kristallinischer Gesteine, hauptsächlich stark zersetzter granitischer Gesteine enthält. Zwischen diesem Konglomerat und dem Granit liegt noch körniger Kalk, der rot und violett gefärbt ist. Aber auch hier ist die Veränderung des Kalks nicht am Anstehenden in ihrem Verlauf genauer zu beobachten, da gerade die Grenze zwischen dem veränderten Kalk und dem Granit durch den Schutt des dunklen Crinoideenkalks größtenteils verdeckt wird. Immerhin läßt sich die Grenze in der geradlinigen Fortsetzung des Streichens auf beiden Seiten des Weges eine beträchtliche Strecke weit an der lebhaft roten Färbung des veränderten Kalks verfolgen. Wir treffen also in dem breiten Streifen des Kalks, der hier den Kamm des Sary-dschass-Tau zusammensetzt (siehe Profil XIII) von Norden nach Süden die folgenden Verhältnisse:

Im Norden Granit: an der Grenze gegen diesen Granit ist der Kalk körnig und massig. Dann sieht man deutlich die Bauung des Kalks und eine große Falte, die beinahe an den nördlichen Rand des Paßgletschers reicht. Hier zeigen sich in der Moräne Blöcke eines Kalkkonglomerates, das Bruchstücke von schwarzem Tonschiefer enthält, weiterhin südlich sehen wir gelblichen, zum Teil dolomitischen Kalk, dann bankigen und plattigen, dunklen Crinoideenkalk mit *Productus giganteus*, darauf ein Konglomerat mit zersetzten granitischen Gesteinen, zuletzt einen Streifen von massigem, körnigem Kalk, der an Granit grenzt.

Hiezu möchte ich bemerken, daß sich aus der an den Rändern der Kalkzone auftretenden allmählichen Veränderung des Kalks, die von innen nach außen stärker wird, ergibt, daß auf beiden Seiten Primärkontakt des Kalks mit den granitischen Gesteinen vorhanden ist. Bemerkenswert ist auch, daß Konglomerate vorkommen, die in die Schichtenfolge des Kalks eingeschaltet sind. Das Konglomerat in der Moräne des Paßgletschers, das Bruchstücke von schwarzem Tonschiefer enthält, ist allerdings nicht anstehend gefunden worden, wohl aber das Konglomerat mit Geröllen kristallinischer Gesteine auf der südlichen Seite der Kalkzone, das in konkordanter Lagerung mit dem umgebenden Kalk steil nach Süden einfällt. Es muß ferner nochmals hervorgehoben werden, daß die granitischen Gesteine dieses Konglomerats zum Teil zersetzt oder zum Teil in der Zersetzung begriffen sind, daß aber dagegen der südlich davon anstehende Granit, soweit ein Vergleich noch möglich ist, anders beschaffen, jedenfalls aber noch frisch ist. Eine Wiederholung derselben Schichten durch Stauchung oder Faltung ist für den nördlichen Teil der Kalkzone bis zu einem gewissen Grade sicher, wie weit dies aber für die dunklen Crinoideenkalk zutrifft ist ungewiß; jedenfalls läßt es sich mit Hilfe der bisherigen Beobachtungen nicht entscheiden. An demjenigen Teil des Gebirges, der im Profil als unter dem Paßgletscher liegend eingezeichnet ist, waren keine Aufschlüsse sichtbar.

Ich halte die ganze Schichtenfolge von Kalk und dolomitischen Kalk, die wir hier am Tüss-aschu-Paß treffen, für unterkarbonisch, hauptsächlich auf Grund der Erfahrungen in anderen Teilen des Gebirges. Die Konglomerate, die darin vorkommen, scheinen Konglomerate der Transgression zu sein; sie enthalten Bruchstücke von altpaläozoischen Sedimenten und von granitischen Gesteinen, die älter sind als die in der Umgebung anstehenden Granite. Die Lagerungsverhältnisse sind aber schwer zu erklären, da die Unterlage des unterkarbonischen Kalks nicht sichtbar ist.

Ich möchte noch hinzufügen, daß im nördlichen Teile der Kalkzone eine gewisse Veränderlichkeit des Streichens hervortritt; man kann dort ganz deutlich beobachten, daß die Grenze des Granits leicht spitzwinklig zum Streichen des gefalteten und gestauchten

Kalks verläuft. Es hat fast den Anschein, als sei hier am Tüss-aschu-Paß für das Gesamtstreichen der Kalkzone nicht sowohl die hier zu beobachtende Streichrichtung des Kalks als vielmehr die Richtung der Längsachsen der auf den Gebirgsseiten vorherrschenden granitischen Massen maßgebend.

Der Granitzug auf der Nordseite des Tüss-aschu-Passes ist im Streichen nur eine kurze Strecke weit bekannt; er besteht dort, wie bereits mehrfach erwähnt, in der Hauptmasse aus Amphibolbiotitgranit, der große fleischrote Einsprenglinge von Feldspat enthält. Dieses Gestein ist, wie ich schon hervorhob, dem Granit sehr ähnlich, der im oberen Teil des Bayum-kol-Tals auf der linken Seite der Endzunge des Bayum-kol-Gletschers ansteht.<sup>1)</sup> Der auf der südlichen Seite des Tüss-aschu-Passes auftretende Granit setzt auch den unteren Teil der rechten Talseite des Inyltschek-Tals zusammen und ist mir von der Endzunge des Inyltschek-Gletschers bis zu der Stelle bekannt, wo der Inyltschek in den Sary-dschass mündet, also auf einer mehr als 50 km laugen Strecke. Man sieht auf dem Wege talabwärts deutlich, daß der unterkarbonische Kalk vom Tüss-aschu-Paß, nach W.S.W. streichend, den Kamm des Sary-dschass-Tau zusammensetzt, sodaß sich auf der ganzen rechten Talseite des Inyltschek-Tals dieselben Verhältnisse finden, die wir in dem Profile des Tüss-aschu-Passes auf der südlichen Seite des Passes kennen gelernt haben. Im Meridian des Tüss-aschu-Passes treffen wir aber nur die wenigen Bestandteile der inneren Ketten des nördlichen zentralen Tian-Schan, die der zentralen Kette im Osten und dem Granitzug der Zwischenkette an ihrem nördlichen Fuße entsprechen. Die westliche Fortsetzung der granitischen Gesteine des obersten Bayum-kol-Tals und des Semonow-Gletschers sowie der südliche Teil der Schieferzone des Bayum-kol-Tals liegen unter den jungen Bildungen der beckenartigen Erweiterung des Sary-dschass-Tals begraben (siehe S. 163 und 164). Es macht sich also am Tüss-aschu-Paß in den Verhältnissen gegenüber denen, die wir im Osten beobachten konnten, insofern ein Unterschied bemerkbar, als die Zone der Phyllite und Tonschiefer, die wir im Hintergrund des Bayum-kol-Tals in der Einsenkung des Bayum-kol-Gletschers am Fuße der zentralen Kette feststellen konnten, nicht mehr vorhanden ist, daß dagegen die Masse der granitischen Gesteine sehr zugenommen hat. Die große Länge des Granitzugs auf der rechten Seite des Inyltschek-Tals und die Tatsache, daß er noch etwas über die Endzunge des Inyltschek-Gletschers hinaus nach Osten reicht, rechtfertigen die Vermutung, daß auch die südlichen Abhänge der zentralen Kette zwischen dem nördlichen Arm des Inyltschek-Gletschers und dem Muschetow-Gletscher ähnlich zusammengesetzt sind, wie die rechte Talseite des Inyltschek-Tals (siehe S. 95, 97 und 143).

Nachdem nun das Wesentlichste von den geologischen Verhältnissen der inneren Ketten, soweit sie untersucht werden konnten, gesagt ist, wollen wir auch die tektonischen und morphologischen Verhältnisse der äußeren Gebirgszüge näher betrachten:

#### Die tektonischen Verhältnisse der äußeren Gebirgszüge.

Es wurde bereits eingehender darüber berichtet, daß diese Teile des nördlichen zentralen Tian-Schan hauptsächlich aus granitischen Gesteinen bestehen, und daß diese Gesteine in zwei großen Zügen, die durch einen Streifen von paläozoischen Sedimenten getrennt werden, angeordnet sind. Es sei auch in Erinnerung gebracht, daß paläozoische

<sup>1)</sup> Siehe die Fußnote S. 163.



Sedimente auch an der nördlichen Seite des nördlichen Granitzugs, z. B. am Issyk-knl und weiter östlich am Santasch-Paß vorkommen, und daß sie auch an der Südseite des südlichen der äußeren Granitzüge, wo wir sie in der Schieferzone des Bayum-kol-Tals kennen gelernt haben, vorhanden sind. Unter den paläozoischen Bildungen ist der unterkarbonische Kalk, abgesehen von den Mergeln und Sandsteinen des Sart-dschol-Passes, das jüngste und das am weitesten verbreitete Glied und überall, wo man seine Unterlage sehen konnte, beobachteten wir, daß er transgressiv liegt. Sowohl in den Massiven der beiden Granitzüge als auch im Gebiet der paläozoischen Sedimente konnte die transgressive Lagerung festgestellt werden, und zwar über Granit am Sart-dschol-Paß, über altem Phyllit am Kaschka-tnr-Paß und ähnlich an andern Orten. Später werden wir das gleiche Verhältnis am südlichen Rande der Tekes-Ebene kennen lernen und darauf, daß es sehr wahrscheinlich auch zwischen dem Sary-dschass und dem Baynm-kol-Tal vorherrscht, haben wir schon hingewiesen. Was aber für diese zum Teil beträchtlich voneinander entfernten Stellen gilt, können wir auch mit Recht für den ganzen Raum des Gebirgstells, der in dieser Arbeit unter den Begriff der äußeren Gebirgszüge fällt, annehmen. Indem wir nämlich von den Verhältnissen am Sart-dschol-Paß und Kaschka-tur-Paß ausgegangen sind, sind wir zu der Vorstellung einer ansgebreiteten unterkarbonischen Transgression gekommen, die vor sich gegangen ist, als die granitischen Massen schon zum größten Teil abgetragen und als die altpaläozoischen Bildungen schon disloziert gewesen sind (siehe S. 115 f. und 161).

Wir haben also in den äußeren Gebirgszügen des nördlichen zentralen Tian-Schan den zum Teil noch sichtbaren Rumpf eines alten Gebirges vor uns.

Die Längs- und Querbrüche, durch die am Kaschka-tnr-Paß und in der Schieferzone des Baynm-kol-Tals der unterkarbonische Kalk verschoben worden ist, die großen Brüche auf der Nordseite des Gebirges, die flexurartigen Biegungen des unterkarbonischen Kalks auf der südlichen Seite des Sart-dschol-Passes und noch manche andere Beispiele, die bisher noch nicht besprochen worden sind, zeigen aber, daß auch nach der unterkarbonischen Transgression gebirgsbildende Bewegungen eingetreten sind. Fassen wir der Übersichtlichkeit wegen die S. 118 f., 126 f. und 159 f. hervorgehobenen Bewegungsreihen zusammen, so handelt es sich 1. um die intrakarbonischen Bewegungen, deren Spuren sich in der Regression des unterkarbonischen Meeres auf der Nordseite und in den Diskordanzen der karbonischen Serie auf der Südseite des zentralen Tian-Schan zu erkennen geben, dann 2. um postkarbonische Bewegungen, in die Zeit des jüngsten Paläozoicums oder ältesten Mesozoicums fallend, wahrscheinlich verbunden mit der Intrusion und Effusion großer Lager und Decken von Quarzporphyr. In diese Phase der Bewegungen fällt sehr wahrscheinlich auch zum größten Teil die Intrusion der großen granitischen Massen der inneren Ketten und die Bildung der granitischen Achsen in den Faltenbögen auf der Südseite des zentralen Tian-Schan;<sup>1)</sup> 3. um die verschiedenen tertiären Bewegungen, deren Spuren in den Diskordanzen der Gobi-Serie sichtbar sind, und durch die noch die pliozänen Bildungen des Karkará-Beckens disloziert worden sind; 4. um die sehr jungen Bewegungen, welche an den Dislokationen der zum Teil postpliozänen, präglazialen Konglomerate in vielen Teilen des Gebirges kenntlich sind.

<sup>1)</sup> In dieser Hinsicht verweise ich nochmals auf meine (Fußnote S. 111) angekündigte Arbeit über den südlichen Tian-Schan.

Wir haben gesehen, daß in dem Gebiet des nördlichen zentralen Tian-Schan bisher außer den tertiären Gobi-Sedimenten und den noch jüngeren, nur wenig dislozierten Konglomeraten keine Bildungen gefunden worden sind, die jünger wären als die karbonischen Mergel und Sandsteine des Sart-dschol-Passes und vor allem, daß keine mesozoischen Bildungen bekannt geworden sind, weder marine Sedimente noch Landpflanzen und Kohle führende Sandsteine und Konglomerate, die sonst in gewissen Gebieten des Tian-Schan mächtig entwickelt sind. Aus diesem Grunde ist es, ganz abgesehen von der Unzulänglichkeit der bisherigen Beobachtungen, nicht möglich, an unserem Gebirgsteile die tektonischen Vorgänge einiger Zeitabschnitte, namentlich die des jüngeren Paläozoicums und älteren Mesozoicums, auch nur in den äußersten Umrissen zu ermitteln. Außer der unterkarbonischen Transgression, die in so großer Deutlichkeit an den verschiedenen Stellen der äußeren Gebirgszüge sichtbar ist, können wir daher erst wieder die Vorgänge der tertiären Zeit mit einiger Sicherheit erkennen. Ich habe schon (S. 104) gesagt, daß es wenig wahrscheinlich ist, daß mesozoische Landpflanzen führende Sandsteine und Konglomerate in dem nördlichen Teile des zentralen Tian-Schan abgelagert und dann wieder entfernt worden sind.<sup>1)</sup> Das Gebirge hat wohl, nachdem es vor der unterkarbonischen Transgression schon stark abgetragen worden war, in diesem Zustand lange Zeiträume an den Bewegungen der karbonischen Zeit teilgenommen, ist sodann durch die postkarbonischen Bewegungen hauptsächlich als eine starre Masse verändert und dann in stetem Zuge bis in die tertiäre Zeit hinein abgetragen, dann nochmals verändert und abermals abgetragen worden. Gegen die Ablagerung von mesozoischen Bildungen, limnischen oder kontinentalen Ursprungs, die eine gewisse Tiefe des Niveaus der Unterlage voraussetzt, spricht neben den Verhältnissen, die wir sogleich betrachten werden, vor allem die Tatsache, daß die bisher aus dem Tian-Schan bekannt gewordenen mesozoischen Bildungen in einer bisher nicht beachteten, aber sehr beachtenswerten Gesetzmäßigkeit nur in den nach N.W. streichenden Gebirgszügen, die erst während der tertiären Zeit entstanden sind, vorzukommen scheinen. In Übereinstimmung hiemit ergibt sich bei einer genaueren Verfolgung der Verbreitung und Lagerungsverhältnisse der Gobi-Sedimente, daß diese tertiären Bildungen in den wirklich alten Teilen des Tian-Schan, also in dem Gebiet der nach N.O. streichenden Gebirgszüge überall, wo ihre Unterlage sichtbar ist, diskordant auf abgetragenen paläozoischen Sedimenten lagern.

Wegen der großen Lücken in der Sedimentfolge muß die Frage nach Art und Größe der Veränderungen, welche die postkarbonischen Bewegungen im Gebiet der äußeren Gebirgszüge hervorgerufen haben, unbeantwortet bleiben; es ist aber gewiß, daß, wenn das Gebirge seit jenen Bewegungen bis in die Tertiärzeit hinein abgetragen worden ist, die Spuren der Abtragung noch sichtbar sein müssen, wenn anders sie nicht durch später vor sich gegangene tertiäre Bewegungen wieder verwischt worden sind. Dies führt uns zu der Frage nach der Art, Lage und Ausdehnung der Dislokationen, die durch diese Bewegungen verursacht worden sind.

Wir wollen nicht jetzt schon diese Dislokationen einzeln nacheinander betrachten, wozu die bisherigen Beobachtungen zum Teil noch nicht ausreichen, sondern wollen

<sup>1)</sup> Friederichsen, l. c., S. 156 und 157 spricht von einer kontinentalen Periode und meint, daß während dieser Periode tektonische Vorgänge eingetreten und Binnenablagerungen gebildet wurden.

zunächst sehen, ob es wirklich Abtragungsflächen gibt, die derart enge mit den tertiären Dislokationen in Verbindung treten, um es klar zu machen, daß sie älter sind als diese. Dadurch erhalten wir am besten einen Überblick über das Maß der Abtragung und der später durch die tertiären Dislokationen eingetretenen Veränderung.

Es ist Friederichsens<sup>1)</sup> Verdienst, daß er als Erster auf die in morphologischer Beziehung eigentümlichen, zum Teil fast ebenen Hochflächen, die sich in der Umgebung des Sary-dschass-Tals und weiter westlich in der Umgebung der Hauptwasserscheide ausdehnen, mit dem Hinweisse aufmerksam gemacht hat, daß diese Flächen wahrscheinlich alte Denudationsflächen seien, entstanden während einer kontinentalen Periode.

Nur wenig später hat Davis<sup>2)</sup> die ausgedehnten, hoch liegenden Flächen, die er südlich vom Issyk-kul und in der Umgebung des Son-kul gesehen hat, beschrieben und mit großem Nachdruck die Ansicht geäußert, daß diese Flächen Teile einer wahren peneplain seien. Davis meint, daß diese peneplain seit der Zeit der starken gebirgsbildenden Bewegungen, die er ins Mesozoicum setzt, durch eine lange dauernde Abtragung, die wenig oder gar nicht durch Bodenbewegungen gestört worden sei, entstanden sei. Für ihre Entstehung kämen die verschiedenen Vorgänge der subäriken Erosion, weniger die seitliche Erosion der Flüsse in Betracht. Diese Ansicht ist unzweideutig. Um aber die verschieden hohe und vor allem sehr hohe Lage solcher Flächen zu erklären, meint Davis, sei es am besten anzunehmen, daß die Abtragungsfläche, nachdem sie das untere Denudationsniveau erreicht oder doch nur kurze Zeit, bevor sie es erreicht hatte, durch Bodenbewegungen zerstückelt worden sei, und zwar durch eine ungleichmäßige Hebung der Massen, welche die Flächen trugen. Dabei schließt Davis fast ausschließlich aus der Gestalt der südwestlich und westlich vom Issyk-kul liegenden Gebirgszüge, daß diese Hebung an großen Verwerfungen (fault) vor sich gegangen sei.

Diese Ansicht unterscheidet sich aber, indem sie eine Bewegung der Horste gegenüber der Umgebung voraussetzt, sehr wesentlich von der Ansicht, die Suess vertreten hat: daß nämlich die Horste stehen blieben und die Umgebung gesenkt wurde. Wir wollen hier keine Spekulation über diese Frage beginnen, obwohl die Umrandung des Tian-Schan die Gelegenheit hiezu bieten würde, sodaß z. B. bei Vergleichung der Lage und der Lagerungsverhältnisse der tertiären Bildungen der westlichen Abhänge des Gebirges mit denselben Bildungen der aralo-kaspischen Niederung eine Massenbewegung der heute höher liegenden Teile sehr wahrscheinlich erscheint. Für unseren Zweck hat aber diese grundsätzliche Frage keine Bedeutung, denn es handelt sich für uns nur darum, festzustellen, ob wirkliche Teile einer peneplain, also einer Destruktionsfläche aus mesozoischer Zeit, heute in so hoher Lage sichtbar sind, wie Davis dies annimmt, und ob diese Flächen mit späteren Dislokationen so in Verbindung treten, daß es klar wird, sie verdanken diesen ihre heutige Lage. Es ist für uns dabei einstweilen gleichgültig, ob dieses Niveau durch Senkung der Umgebung oder durch Hebung der Massen, welche die Flächen tragen, verursacht worden ist. Es ist von vorneherein klar, daß bei der Entstehung der Höhenunterschiede Faltung nicht in Frage kommen kann, wenn anders so große Teile der alten

<sup>1)</sup> Friederichsen, l. c. S. 163.

<sup>2)</sup> Davis: Exploration in Turkestan. Expedition of 1903 under Direction of Raphael Pumpelly. Washington 1905, S. 73 f. und 80 f.



penepain erhalten geblieben sein sollen, sondern daß der vorherrschende oder alleinige Typus der Dislokation die Verschiebung sein muß.

Die Flächen, die Friederichsen erwähnt und die ich selber an vielen Stellen der äußeren Gebirgszüge gesehen habe, tragen alle die Merkmale wie sie Davis hinsichtlich der merkwürdigen Hochflächen in der westlichen Umrandung des Issyk-kul beschrieben und zum Teil abgebildet hat; sie dehnen sich, was schon (S. 102 f.) bei Besprechung des südlichen Granitzugs hervorgehoben worden ist, hauptsächlich in der Umgebung der Wasserscheide aus, soweit diese in dem Bereich der östlichen Ausläufer des Terskei-Ala-Tau liegt. Die Beständigkeit der Abdachung des Gebirges, die weiter im Osten sich in der Umgebung der großen, in das Tekes-Becken mündenden Quertäler zeigt, ist hier verschwunden und die scharfen Formen, die wir in unseren europäischen Alpen zu sehen gewohnt sind, bleiben ein großes Stück südlich vom Issyk-kul und auch noch etwas weiter östlich davon auf den nördlichen Abhang des Terskei-Ala-Tau beschränkt. Man ist erstaunt, wenn man, durch die waldreichen Quertäler dieses Abhangs, z. B. im Turgen-Aksu- oder im Souka-Tal nach Süden reisend, den wasserscheidenden Kamm überschreitet und nun vor sich im Inneren des Gebirges die weiten, an vielen Stellen fast ebenen Hochflächen sieht.

Die Flächen liegen hier in der Nähe der Schneelinie, an einigen Stellen auch darüber und sind dann mit Firn und Eis bedeckt. Wo sie darunter gehen, tragen sie eine Decke von alter Moräne und Schutt. Auch an Stellen, wo ihre Höhe noch geringer ist, sind sie meistens steril, und nur im Osten, wo sie in der Umgebung der Mukur-Mutu-Täler beinahe bis an die obere Baumgrenze herabgehen, sieht man auf ihnen prächtige Matten.

Huntington ist zu derselben Zeit wie Davis, zum Teil mit ihm zusammen, im Tian-Schan gewesen; er hat, vom Issyk-kul ausgehend, den westlichen Teil des zentralen Tian-Schan in südlicher Richtung bis an den Rand der Kaschgarischen Niederung überschritten. Auch er beschreibt solche hochgelegene Flächen wie Davis und betrachtet sie wie dieser als Reste einer großen penepain.<sup>1)</sup>

Huntingtons Profil durch diesen Teil des Tian-Schan beginnt im Norden am südlichen Ufer des Issyk-kul, an der Mündung eines Flusses, der Juuka-Su genannt wird und verläuft nach Süden über einen Paß, der Jukuchak-Paß heißen soll.<sup>2)</sup> Der nördliche Teil dieses Profils verläuft also beiläufig längs derselben Linie, wie das Profil Figur XIV in dieser Arbeit. Ein Blick darauf zeigt, daß in der Tat südlich von diesem Paß eine bedeutende Abtragung des Gebirges erkennbar ist und ich habe schon S. 103 erwähnt, daß sich südwestlich vom Souka-Paß große, schwach nach Süden geneigte Eis- und Firnfelder ausdehnen, und daß deren Unterlage als eine große Fläche sichtbar ist.

Die äußersten im Norden liegenden Reste solcher Flächen (siehe S. 102 f.) sieht man noch in der unmittelbaren Umgebung des Souka-Passes. Indem sie sich sanft nach Süden senken, nach Norden aber durch einen steilen Abfall begrenzt werden, bilden sie gleichsam in einem zwar zerschnittenem, aber scharfem Rande den Kamm des Terskei-Ala-Tau; sie liegen hier in der Nähe des Kammes beiläufig 4000 m hoch, senken sich aber nach Süden, soweit anstehendes Gestein noch sichtbar ist, das ist auf einer Strecke von 15 bis 20 km, nur wenige hundert Meter. Der Höhenunterschied zwischen dem Kamm des Terskei-

<sup>1)</sup> l. c., S. 167 f. und 172 f.

<sup>2)</sup> Juuka-Su ist sehr wahrscheinlich die Souka und der Jukuchak-Paß der Souka-tschak-Paß.

Ala-Tau und dem Fuß seines nördlichen Abhangs beträgt aber auf einer nicht viel größeren Strecke mehr als 2000 m. Auf dieser Strecke sieht man keine Spur der Flächen mehr, sondern das Gebirge zeigt dort die scharfen Formen, die wir in den Alpen zu sehen gewohnt sind. Wie weit die Flächen vom Kamm des Terskei-Ala-Tau gegen Süden reichen, läßt sich kaum angeben; denn sie verschwinden dort unter tertiären Gobi-Sedimenten, den noch jüngeren Bildungen und vor allem unter den ausgedehnten, ungemein mächtigen Massen der alten Moränen.<sup>1)</sup> Auf diesen Aufschüttungen dehnen sich, mehr als 3000 m hoch gelegen, die weiten Sommerweideplätze der Kirgisen aus. Wo sich aber Teile des Gebirges jenseits davon im Süden darüber erheben,<sup>2)</sup> bestehen sie zumeist, wie z. B. im Quellgebiet des Karasai, aus alten Schiefen und Kalk und sind dann so mit Eis und Firn und vor allem mit Schutt bedeckt, ja geradezu darunter begraben, daß es fast ganz unmöglich ist, ihren Bau im Ganzen zu erkennen. Aus diesen Gründen kann auch ich nur wenig über den Bau dieser Teile des Gebirges sagen, und es ist deshalb kaum nötig hervorzuheben, daß Huntingtons Profil (Fig. 124), wenigstens was den zwischen seinem „Jukuchak-Paß“ und dem „Kara-kul-R.“ gelegenen Teil betrifft, im Wesentlichen nur eine Konstruktion ist, die auf verhältnismäßig wenigen, oft weit auseinanderliegenden, und selten deutlich erkennbaren Aufschlüssen beruht. Die Aufschlüsse reichen außerdem in den meisten Fällen nur sehr wenig unter die Oberfläche. Deshalb mag vielleicht der Bau des Tian-Schan sein, so wie ihn Huntington in seinem Profil darstellt: es ist aber auch ebenso gut möglich, daß er anders ist. Dies zu bemerken ist notwendig, denn erstens wissen wir nicht, wie tief die Aufschüttungen zwischen den verschiedenen noch sichtbaren Teilen des Gebirges hinabreichen, und zweitens ist es sehr wahrscheinlich, daß die Einheitlichkeit des Baues, die Huntington für die Linie seines Profils annimmt, in Wirklichkeit ebensowenig vorhanden ist, wie weiter im Osten, wo die Verhältnisse dem Beobachter Einsicht in den Gebirgsbau wirklich gestatten, z. B. auf irgend einer meridionalen Linie im Sary-dschass-Tal. Davis<sup>3)</sup> meint, daß die Bildung der peneplain in dem Gebiet des Issyk-kul schon in der mesozoischen Zeit begonnen habe: Huntington,<sup>4)</sup> der ausdrücklich die Einheitlichkeit der Abtragung und ihren Zusammenhang über einem großen Raum hervorhebt, ist überzeugt, daß die peneplain in den von ihm besuchten Teilen des Gebirges tertiäres Alter habe.

Es kann nun ohne weiteres die Wahrscheinlichkeit zugegeben werden, daß eine Abtragung in der tertiären Zeit vor sich gegangen sei; wir wollen aber das Schema vermeiden, das heißt eine Ansicht, die für gewisse Teile des Gebirges richtig sein mag, wollen wir nicht gleich auf das ganze Gebirge ausdehnen, bevor dieses genauer erforscht ist. Soweit wir es aber kennen, beobachtet man mit Sicherheit, wie aus den früheren Ausführungen auch hervorgeht, daß seine einzelnen Teile verschiedenartig sind: In dem Gebiet des eigentlichen zentralen Tian-Schan, im Gebiet des Sary-dschass-Tals und noch weiter westlich sieht man die Denudationsflächen in einem ganz bestimmten Teile der äußeren Gebirgszüge, dessen morphologische Verhältnisse deutlich verschieden sind von denen der inneren Ketten.

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 63.

<sup>2)</sup> Huntington, l. c., S. 173. Die dort in Figur 125 gegebene Abbildung zeigt einen Teil des Gebirges aus dieser Gegend. Im Vordergrund sieht man ein Stück der Aufschüttungsflächen, im Hintergrund die saften Formen einer unter Schnee und Schutt fast ganz begrabenen Erhebung.

<sup>3)</sup> l. c., S. 72.

<sup>4)</sup> l. c., S. 167 und 168.

Die Abtragung mag auch in diesen Ketten weit vorgeschritten sein, sicher aber lange nicht so weit, wie in den äußeren Gebirgszügen. Ich bin der Ansicht, daß diese Verschiedenheit auch in den Teilen des Gebirges vorhanden sein muß, die Huntington gequert hat, daß also die Hochflächen, die wir unmittelbar südlich vom Souka-Paß beobachten, nicht ohne weiteres mit der tertiären peneplain zusammenhängen, die weiter im Süden vorhanden sein soll. Wären die Tiefen, die im Meridian des Souka-Passes die verschiedenen Teile des Gebirges trennen, nicht mit so mächtigen Aufschüttungsmassen erfüllt, so würden wir wahrscheinlich einen ähnlichen, wenn auch vielleicht nicht so starken Gegensatz in den morphologischen Verhältnissen wie auf den beiden Seiten des oberen Sarydschass-Tals feststellen können.<sup>1)</sup> Ein großes hohes Gebirge wird in langen Zeiten verhältnismäßiger Ruhe abgetragen: es mag schließlich eine wahre peneplain entstehen; nicht wahrscheinlich ist es jedoch, daß diese peneplain, die sich über sehr verschiedene Teile des Gebirges gleichmäßig ausbreitet, in solchem Zusammenhang 3000 oder 4000 m hoch gehoben wird, wie Huntington dies annimmt.<sup>2)</sup>

Aber abgesehen von diesen sich aufdrängenden Erwägungen zeigt auch die mehrfach hervorgehobene Tatsache, daß in der Serie der Gobi-Sedimente Diskordanzen vorkommen, die eine mehrmalige Wiederholung der gebirgsbildenden Bewegungen anzeigen, daß die notwendigste Voraussetzung für die Abtragung eines sehr großen und hohen Gebirges: nämlich eine lange Zeit verhältnismäßiger Ruhe für die tertiäre Zeit wenigstens nicht zutrifft. Über andere Gründe, die hiefür sprechen, werde ich mich bei der Beschreibung der großen Faltenbögen der Südseite des Gebirges in einer demnächst erscheinenden Arbeit noch äußern.<sup>3)</sup>

Wir halten also zunächst die Tatsache fest, daß die Hochflächen in der Umgebung des Souka-Passes nach Norden bis an den Kamm des Terskei-Ala-Tau reichen, daß sie dort zum Teil in einer scharfen Kante an den jähren Abstürzen der nördlichen Seite endigen, daß sie dagegen nach Süden mit allmählicher Senkung unter Aufschüttungen, hauptsächlich unter alter Moräne, verschwinden (siehe S. 103). Wenn wir es nun auch für nicht erwiesen erachten, daß diese Flächen Teile einer großen tertiären peneplain sind, so müssen wir doch andererseits auf die Verschiedenheiten in morphologischer Beziehung hinweisen, die sich hier ähnlich wie im Sarydschass-Tal, wenn auch durch die Aufschüttungen zum großen Teil verdeckt, zwischen dem Gebiet der Flächen und den südlich davon liegenden Teilen des Gebirges zeigen.

Man sieht, südlich vom Souka-Paß stehend, die Flächen eine Strecke weit sich nach Osten und Westen ausdehnen. Bei einem Blick nach Osten kann man ihre Fortsetzung über die Mündung des großen Kolpakowsky-Gletschers hinaus<sup>4)</sup> weit in den Oberlauf des Irtasch hinein verfolgen; doch ist die morphologische Beschaffenheit dieses Gebirgstails im ganzen so gut wie unbekannt. Erst jenseits vom Kulu-Paß kennen wir

<sup>1)</sup> Wie verschiedenartig die tektonischen Verhältnisse in den verschiedenen Teilen des Tian-Schan und auch auf dessen Südseite sind, wie sehr sie an anderen Stellen von dem Profile Huntingtons abweichen, kann am besten aus einem Profile durch eines der größten südlichen Quertäler, durch das südliche Musart-Tal, ersehen werden, welches demnächst als weiterer Teil der „Wissenschaftlichen Ergebnisse der Merzbacher'schen Tian-Schan-Expedition“ unter dem Titel: „Die Gesteine des Südlichen Musart-Tales“, von P. Kleinschmidt und P. Limbroek in diesen Abhandlungen erscheinen wird, nachdem die Arbeit schon jetzt druckfertig vorliegt. G. Merzbacher.

<sup>2)</sup> Huntington, l. c., S. 169.

<sup>3)</sup> Siehe Anmerkung unter Text S. 111.

<sup>4)</sup> Siehe die Karte bei Merzbacher, l. c. und Friederichsens.



sie wieder besser, denn für den östlich von diesem Paß liegenden Teil des Gebirges haben wir die Beobachtungen Ignatiëws und die von Friederichsen,<sup>1)</sup> der von Norden kommend durch das Turgen-aksu-Tal und über den Kara-kür-Paß in das Gebirge am Kulu gelangt ist. Ich bin ein Jahr später denselben Weg in der entgegengesetzten Richtung gegangen und war ebenso erstaunt wie Friederichsen über die Deutlichkeit, welche die Flächen hier zeigen und über ihre Ausdehnung, obgleich ich solche Bildungen schon vorher am südlichen Rande der Tekes-Ebene, am oberen Laufe des Sary-dschass- und am Souka-Paß gesehen hatte. Man findet sie hier in dem Streifen des Gebirges, der im Norden von dem wasserscheidenden Kamm des Terskei-Ala-Tau, im Süden von den nördlichen Abhängen des Kulu-Tau begrenzt wird, das ist also im Gebiet der äußeren Gebirgszüge, worin der westliche Teil des südlichen Granitzugs liegt. Kommt man von Norden und quert das Gebirge über den nahezu 4000 m hoch liegenden Kara-kür-Paß, so steigt man auf dem Weg nach Süden in das Ottuk-Tal hinunter. Schon am oberen Laufe des Ottuk zeigt sich, daß das Gebirge auf beiden Seiten des Flusses stark abgetragen worden ist. Die Flächen sind hier, wie es scheint, nicht mehr sehr deutlich erhalten; sie treten aber um so deutlicher hervor, sobald man das zum Berkut-Paß führende Nebental erreicht hat. Dort dehnen sie sich nun nach Osten weit aus; ihr scharfer südlicher Rand ist auf der rechten Seite des Sary-dschass-Tals mehr als eine Tagereise weit talaufwärts, fast immer in derselben Höhe bis in die Gegend des Kaschkatur-Passes sichtbar. Im Norden werden sie eine Strecke weit östlich vom Kara-kür-Paß, von dem Kamm des Terskei-Ala-Tau begrenzt, dann bilden sie selbst die Wasserscheide und erreichen den mittleren und oberen Teil des Kok-dschar-Tals.

Der geschlossene Kamm des Terskei-Ala-Tau reicht, soweit bei der großen morphologischen Verschiedenheit der südlichen und nördlichen Abhänge<sup>2)</sup> überhaupt von einem zusammenhängenden Kamme die Rede sein kann, nach Osten noch etwas über den 3900 m hohen Turgen-Aksu-Paß hinaus, erreicht aber nicht die linke Seite des Kok-dschar-Tals. Die Karten geben darüber verschiedenerlei Auskunft. Auf Friederichsens Karte sieht man den mit Schnee und Eis bedeckten Kamm östlich vom Turgen-Aksu-Paß endigen, auf der Karte Merzbachers verläuft er, indem er aus der N.O.-Richtung nach Osten abschwinkt, bis in die Gegend des Kaschkatur-Passes. Wir haben bei der Besprechung der beiden Granitmassive der äußeren Gebirgszüge (S. 97 f.) gesehen, daß sie in der geraden Fortsetzung der Streichrichtung nach N.O. bis an den südlichen Rand der Tekes-Ebene reichen, daß also die Richtungsänderung des Terskei-Ala-Tau östlich vom Turgen-Aksu-Paß nicht mit einer Veränderung der geologischen Verhältnisse zusammenhängt. Das erste große Quertal, östlich davon, das Kok-dschar-Tal, schneidet tief in das Gebirge ein und zieht mit seinem Quellgebiet weit nach Süden bis in die Nähe der inneren Ketten. Indem das Gebirge sich zu erniedrigen beginnt und gleichzeitig in seiner Kammregion sich wesentlich verbreitert und abplattet, wird hier der Terskei-Ala-Tau in östlicher Richtung in eine Anzahl getrennter Gebirgsstücke zerlegt, die von tiefen Quertälern begrenzt werden. Es zeigen sich aber in der unmittelbaren Fortsetzung des Kammes, westlich vom Turgen-Aksu-Paß solche Hochflächen sogar auch östlich vom Sart-dschol-Paß, wo sie allerdings nicht näher erforscht wurden; aber genau bekannt

<sup>1)</sup> Friederichsen, l. c., S. 87 f.

<sup>2)</sup> Merzbacher, l. c., S. 64.

sind diese Denudationsflächen in der Umgebung des Berkut-Passes, weiter im Osten am Mün-tör-Paß und am Kapkak-Paß; sie reichen sogar nach Osten bis zum Kaschkatur-Paß und darüber hinaus und bilden auf dieser langen Strecke einen jetzt durch Erosion allerdings verhältnismäßig vielfach zerlegten Streifen, der aber zweifellos früher Zusammenhang hatte.

Wenn wir nun die nördlichen und südlichen Ränder der Flächen in dem bisher besprochenen Gebiet genauer verfolgen, so zeigt sich das Folgende: Am Souka-Paß ist der nördliche Rand sehr scharf durch den steilen Absturz der nördlichen Seite des Terskei-Ala-Tau bezeichnet; er verliert aber weiter nach Osten an Schärfe. Dennoch können wir auch dort einen ähnlichen Gegensatz zwischen der nördlichen und südlichen Seite des Terskei-Ala-Tau erkennen. Friederichsen hat ihn geschildert; ein Unterschied gegenüber den Verhältnissen am Souka-Paß ist nur insofern vorhanden, als in der Umgebung des Turgen-Aksu-Tals und weiter nach Osten die nördliche Seite des Terskei-Ala-Tau nicht mehr so steil ist und als die Flächen auf seiner südlichen Seite nicht mehr so zusammenhängend sind, sondern durch Erosion zerschnitten worden sind. Noch weiter im Osten verschwindet der Rand, sobald man sich dem Kok-dschar-Tal nähert, und die Flächen werden nach Norden durch dieses Tal und seine Quelltäler begrenzt.

Im Osten der vorhin erwähnten Hochflächen des Irtasch-Oberlaufes wird auf der rechten Seite des unteren Kulu-Tales an dessen südlichen Rande noch ein Stück hohen Denudationsgebietes, das sogenannte Arpa-tökyr-Plateau sichtbar, eine „tischförmig ebene Hochfläche“<sup>1)</sup> und, von ihm nur durch den tiefen Einschnitt des Kulu getrennt, Friederichsens sogenannter Törpu-Syrt. Noch weiter östlich ist als der heute noch sichtbare südliche Rand dieser Zone der steile Absturz des unterkarbonischen Kalks anzusehen, den Friederichsen erwähnt und den wir bei Betrachtung der Längsbrüche des Sary-dschass-Tals kennen gelernt haben (s. S. 160). Sehr wahrscheinlich haben dort einst die Flächen<sup>2)</sup> noch weiter nach Süden gereicht, und Friederichsens Vermutung, daß sie an großen Brüchen abgesunken seien, mag richtig sein. Östlich vom Kaschkatur-Paß treffen wir noch einige zerstreute Reste der Flächen auf der rechten Seite des Sary-dschass- und des Kara-kol-Tals. Der Verlauf der Grenze der ganzen Zone zeigt uns deutlich, daß die Denudationsflächen von Westen nach Osten bedeutend an Breite verlieren und zuletzt auf das schmale, zwischen dem Kok-dschar- und dem Sary-dschass-Tal liegende Gebirgsstück beschränkt bleiben.

<sup>1)</sup> Friederichsen, l. c., S. 91 und siehe die Karte Bl. I.

<sup>2)</sup> Nach meinen Informationen ist es nicht mit Sicherheit festzustellen gewesen, ob die Kirgisen nicht nur die ausgedehnten Weidegründe im Hintergrunde der Hochtäler, sondern auch die sterilen Hochflächen, von denen hier die Rede ist, als Syrt bezeichnen. Nach den Angaben Almasys und Friederichsens (l. c., S. 151 f.) wäre dies der Fall. Dann wäre es aber auch gewiß, daß unter der Bezeichnung Syrt sehr verschiedene Arten von Flächen zusammengefaßt würden; nämlich sowohl Destruktionsflächen, die uns hier ausschließlich beschäftigen, als auch die meist etwas tiefer liegenden Aufschüttungsflächen an den Ufern des Oberlaufes der Flüsse. Es ist aber ganz klar, daß diese beiden Arten von Flächen durch ganz verschiedene Vorgänge entstanden sind: die Destruktionsflächen durch Abtragung des Gebirges, die tiefer liegenden Flächen in den höchsten Teilen der Täler aber durch Auffüllung der dicht benachbarten weiten und flachen Becken des Gebirges mit den sehr jungen roten Sanden und Konglomeraten und mit altem Moränenschutt. Für die Destruktionsflächen finden wir Beispiele auf der rechten Seite des Sary-dschass-Tals, für die Aufschüttungsflächen dicht daneben auf dessen linker Seite. Es empfiehlt sich also die Bezeichnung Syrt, die doch wohl hauptsächlich für die Weidegründe der Aufschüttungsflächen gilt, nicht ohne weiteres als morphologische Bezeichnung für die Destruktionsflächen zu verwenden.

Betrachten wir nun die Höhen,<sup>1)</sup> welche die Denudationsflächen an den verschiedenen Stellen des eben begrenzten Gebietes einnehmen: Die vorläufige Karte Merzbachers gibt für den Souka-Paß 4270 m Höhe an: der Wert Semonows beträgt 3360 m. Das ist ein erheblicher Unterschied. Es gibt aber Gründe dafür, daß die von Semenow ermittelte Höhe zu gering ist.<sup>2)</sup> Die Vorberge des Terskei-Ala-Tau erreichen nach Sewerzow im Mittel schon 3300 m, einzelne Gipfel darin 3600—3900 m Höhe. Man sieht, daß diese Gipfel an Höhe bedeutend hinter denen der Kammlinie des Terskei-Ala-Tau zurückbleiben, und daß die Gipfel der Vorberge auch zum großen Teil tiefer liegen als die Scharte des Souka-Passes, dessen Umgebung ganz vergletschert ist. Westlich davon liegt der Barskoun-Paß, ungefähr 3700 m hoch. Selbst wenn wir nun für den Souka-Paß nur einen ähnlichen Wert annehmen würden, so erhielten wir, indem wir die Höhe der Gipfel in der Umgebung des Passes hinzufügen, für die auf diesen Gipfeln noch sichtbaren Reste der Denudationsflächen (siehe Profil Fig. XIV) mehr als 4000 m Höhe. Die Flächen senken sich allmählich nach Süden, und wenn wir dies in Betracht ziehen, so ergibt sich, daß sie im Mittel in der Umgebung des Souka-Passes mindestens 3800 bis 4000 m hoch liegen müssen.

Die Höhe des Kara-kür-Passes beträgt nach Merzbachers Karte rund 3900 m, nach Friederichsen 3932 m. Hier stimmen also die Angaben überein. Der Turgen-Aksu-Paß hat nach Alexandrows<sup>3)</sup> Messung 3876 m, der Törpu-Paß nach Friederichsen 3708 m, der Berkut-Paß nach Alexandrow 3903 m Höhe. Sowohl der Törpu-Paß als der Berkut-Paß liegt im Gebiet der Denudationsflächen: beide sind flach muldenförmig eingesenkt und werden von den Flächen ihrer Umgebung nur wenig überragt. Der Höhenunterschied zwischen diesen Sary-dschass-Hochflächen und denen am Souka-Paß ist also nicht bedeutend.

Eine gewisse Unklarheit kommt dadurch in diese Verhältnisse, daß sich etwas westlich vom Kara-kür-Paß im Quellgebiet des Turgen-Aksu-Flusses einige Gipfel erheben, die nach Saposchnikows Vermessungen zum Teil mehr als 5000 m hoch sein sollen. Es ist klar, daß dies gegenüber der Lage der Denudationsflächen einen derartigen Höhen-

<sup>1)</sup> Ein Teil der Höhenangaben sind der übersichtlichen Tabelle entnommen, die Friederichsen in dem IV. Anhang seines Berichtes gibt.

<sup>2)</sup> Die in meinem Berichte (Peterm. Mitteilg.) verwerteten Koten sind, wie ich dort (S. 100) hervorgehoben habe, nur beiläufige, weil sich das gesamte hypsometrische Beobachtungsmaterial noch in wissenschaftlicher Bearbeitung befindet. Immerhin kann bei der Güte der benützten Instrumente und bei der großen Sorgfalt, welche den Beobachtungen zugewendet wurde, behauptet werden, daß schon diesen vorläufigen Werten eine annähernde Richtigkeit zukommt. Der große Unterschied zwischen meiner und der Kote Semonows mag seine Erklärung darin finden, daß, wie ich mit hoher Wahrscheinlichkeit annehmen darf, Semonow nicht die sehr weit nach Süden zurückliegende, schwer erreichbare höchste Paßhöhe betrat, sondern nur eine Einsattlung im nördlichen Rand der Kette. G. Merzbacher.

<sup>3)</sup> Die Werte, die Borgheses Expedition (Brocherel, In Asia Centrale. Una esplorazione nel Tien Scian Centrale; Spedizione d. Principe Don Scipio Borghese nel 1900, B. d. S. G. Italiana, 4. Ser., Bd. V, S. 451—90, 574—603, davon getrennt ein Kartenblatt: Carta d. T. S. Centrale con l'itinerario d. spedizione d. Princ. Sc. Borghese secondo le note e i rilievi d. Prof. G. Brocherel 1:600000, Rom 1904) erhalten hat, scheinen mir, was auch schon Friederichsen (l. c., S. 231) für einige Punkte hervorgehoben hat (siehe auch Literaturbericht, Peterm. Mitteil. 1905, Heft VII, Nr. 381) zu niedrig zu sein: sie bleiben, abgesehen von anderen Punkten des Gebirges, für den Turgeu-Aksu-Paß hinter den Werten Alexandrows und für den Törpü-Paß hinter dem Werte, den Friederichsen angibt, um rund 700 m zurück.



unterschied ergibt, daß keine Rede davon sein kann, die Denudationsflächen hätten sich ähnlich wie am Souka-Paß unter allmählicher Erhebung nach Norden bis zu der Höhe dieser Gipfel erstreckt. Wahrscheinlicher ist, daß der Unterschied durch spätere Bewegungen entstanden sei. Soweit ich die Flächen dieses Gebiets gesehen habe, konnte ich nirgends ein allmähliches Ansteigen nach Norden deutlich erkennen. Man beobachtet sie vielmehr in getrennten Stücken, die fast wagerecht verlaufen. Demnach gewinnt es den Anschein, als lägen sie dort als ein nach N.O. verlaufender Streifen, eingesenkt zwischen steil aufragenden Rändern. Besonders deutlich tritt dies hervor auf der südlichen Seite des Kulu-Tals, am Südrande des Arpa-töktyr-Plateaus, das, völlig eben und 3800 m hoch gelegen, im Süden zuerst von 4300 m hohen, dann im Kulu-Tau von fast 6000 m hohen Gipfeln überragt wird. Auch weiter im Osten bemerkt man ähnliche Verhältnisse: der schmale Streifen der Denudationsflächen auf der rechten Seite des Sary-dschass-Flusses liegt in der Gegend des Mün-tör-Passes 3800 m, am Kapkak-Paß 3900 m und auf der rechten Seite des Kara-kol-Tals 3800 bis 3900 m hoch. Gegen Norden hin würde die Fortsetzung der Flächen höher liegen als alle Gipfel des Gebirges, vielleicht mit Ausnahme einiger Erhebungen auf der rechten Seite des Kok-dschar-Tals und im obersten Kapkak-Tal, die das Niveau der Flächen ein wenig überragen mögen; nach Süden würde dagegen die Fortsetzung der Flächen auf die Gehänge der hohen inneren Ketten<sup>1)</sup> treffen. Dies wäre ein in seinen Hauptzügen ähnliches Bild wie am Arpa-töktyr-Plateau.

Aus den Vergleichen der bisher ermittelten Höhen ergibt sich nun ganz deutlich, daß die Denudationsflächen, vom Souka-Paß im Westen bis zum Aschu-tör-Paß im Osten, im Durchschnitt 3900 m hoch liegen. Gegenüber der Beständigkeit des Niveaus der Flächen treten einige Verschiedenheiten in ihrem sonstigen Verhalten hervor. Am Souka-Paß sieht man deutlich, daß sich die Flächen von den Gipfeln des Kammes allmählich nach Süden senken, was besonders gut an den ausgedehnten Firnfeldern südwestlich vom Passe sichtbar wird; in der Umgebung des Kulu-Tals, am Törpu-Paß, aber namentlich am Arpa-töktyr-Plateau und auf der rechten Seite des Sary-dschass- und des Kara-kol-Tals liegen die Flächen dagegen mehr oder weniger wagerecht, wie eingesenkt zwischen höher aufragenden Rändern. Im oberen Teile des Sary-dschass-Tals kann man wahrnehmen, daß einzelne, dicht benachbarte Stücke des südlichen Randes der Denudationsflächen, soweit er erhalten ist, in verschiedener Höhe liegen, wenn der Höhenunterschied auch nur gering ist: Die Hochfläche am Kaschka-tur-Paß liegt auf unterkarbonischem Kalk ein wenig tiefer, als das Stück der Hochfläche auf dem Phyllitzug östlich davon, und der Unterschied beginnt ganz deutlich an den Stellen, wo die großen Querverschiebungen, die den Phyllitzug zerschnitten haben, verlaufen (siehe S. 96, 107, 155 f. und 159).

Es dürfte deshalb die Annahme berechtigt sein, daß diese Querverschiebungen später als die Flächen entstanden sind.

<sup>1)</sup> Friederichsen, l. c., Abbildung 42 auf Tafel 26. Diese Abbildung gibt eine gute Vorstellung hiervon; man sieht im Vordergrund zur Rechten ein Stück aus dem südlichen Rande der Denudationsflächen. Es ist fast eben und wagerecht. Im Hintergrunde sind die Teile der inneren Ketten, die zwischen dem Khan-Tengri und dem Tüss-aschu-Paß liegen, sichtbar. Die Fortsetzung der Denudationsfläche im Vordergrund nach Süden trübe die nördlichen Abhänge der inneren Ketten noch unterhalb der Schneelinie.

Wenn dies aber richtig ist, so ist es sehr wahrscheinlich, daß die heute sichtbare Lage und Verbreitung der Denudationsflächen in einem hohen Grade von Dislokationen beeinflusst worden ist, und dadurch ließe sich erklären, weshalb diese merkwürdigen, ausgedehnten Flächen nur in gewissen Teilen des Gebirges vorkommen und zwar an manchen Stellen in einer niedrigeren Lage als die umgebenden Teile des Gebirges, die keine Spur der Flächen zeigen oder mehr erkennen lassen.

Alles dies führt zur Frage nach dem Alter, der Lage und der Bedeutung der Dislokationen, die hier in Betracht kommen könnten. Um eine solche Frage zu beantworten, müssen wir uns nochmals zum nördlichen Rand der Denudationsflächen wenden.

Auf der linken Seite des Kok-dschar-Tals können wir deutlich wahrnehmen, daß die Hochflächen in dem Sedimentstreifen zwischen den beiden Granitzügen den steil gestellten unterkarbonischen Kalk ebenso abschneiden wie den Phyllit der Schieferzone des Bayum-kol-Tals auf der rechten Seite des Sary-dschass. Auch westlich vom Kaschkatur-Paß und am Kapkak-Paß läßt sich ähnliches beobachten. Die Denudationsflächen, die dort auf unterkarbonischem Kalk liegen, breiten sich nach Osten auf der rechten Seite des Kara-kol-Tals auch über den Granit aus, der diesen Kalk im Kontakt verändert hat. Hieraus ergibt sich, daß die Abtragung des Gebirges, die schließlich bis zur Bildung von Denudationsflächen vorgeschritten ist, erst begonnen hat, nachdem die intrakarbonischen und sehr wahrscheinlich auch die postkarbonischen Bewegungen vor sich gegangen waren, durch welche die steile Stellung des unterkarbonischen Kalks verursacht worden ist.

Wir haben bei Betrachtung der orographischen Verhältnisse des nördlichen zentralen Tian-Schan gesehen (S. 92), daß das Gebirge östlich vom Aschu-tör-Paß, wo die Wasserscheide von den östlichen Ausläufern des Terskei-Ala-Tau, nämlich vom Gebiet des südlichen äußeren Granitzugs, also auch von dessen Denudationsflächen auf die hohe zentrale Kette übergeht, anders beschaffen ist, als westlich davon. Die genauere Betrachtung ergibt nun einen Unterschied insofern, als die Quertäler im Westen auf der Nordseite nur bis an den Kamm des Terskei-Ala-Tau reichen und auf der südlichen Seite im allgemeinen nur wenig entwickelt sind, daß sie sich dagegen östlich vom Aschu-tör-Paß bis in die Nähe der zentralen Kette erstrecken und dort, dicht nebeneinander liegend, das Gebirge tief zerschnitten haben (S. 95 f.). Wir haben ferner (S. 103, 171, 173) gesehen, wie groß der Unterschied in morphologischer Beziehung zwischen den nördlichen Abhängen des Terskei-Ala-Tau und dem Gebiet der Denudationsflächen ist: daß nämlich die nördlichen Abhänge Formen zeigen, die an unsere Zentralalpen erinnern,<sup>1)</sup> und daß die Denudationsflächen in dem Gebiet der Wasserscheide mitten im Hochgebirge einen überaus lebhaften Gegensatz dazu bilden. Dieselben scharfen Formen wie an den nördlichen Abhängen des Terskei-Ala-Tau finden wir nun auch östlich vom Aschu-tör-Paß in der geraden Fortsetzung der Denudationsflächen der Wasserscheide nach O.N.O., und die Veränderung geht plötzlich vor sich, gerade an der Stelle, wo das Aschu-tör-Tal bis nahe an die zentrale Kette nach Süden reicht. So sehen wir also auch von Westen nach Osten, in Gebieten von derselben Zusammensetzung und demselben Bau, ganz denselben

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 64.

Gegensatz der morphologischen Verhältnisse wie auf irgend einer meridionalen Linie des Terskei-Ala-Tau. Der Übergang ist allerdings nicht ganz so deutlich sichtbar wie am Kamme dieses Gebirgszuges, weil die Denudationsflächen schon westlich vom Aschu-tör-Paß allmählich verschwinden oder an Deutlichkeit verlieren und zuletzt nur noch in einem schmalen Streifen auf der rechten Seite des oberen Sary-dschass- und des Kara-kol-Tals erhalten geblieben sind. Östlich vom Aschu-tör-Paß verschwindet auch dieser Streifen, und erst in der Nähe des Bayum-kol-Tals sieht man wieder Reste der Flächen. Diese Verhältnisse sind so auffällig, daß sie fast allein schon genügen, um zu zeigen, daß die Denudationsflächen älter sind als die Quertäler, und daß sie von diesen zerschnitten und zum Teil vernichtet worden sind. Eine Bestätigung dessen finden wir in dem Vorkommen der eben erwähnten Reste der Denudationsflächen, die in der Nähe des Bayum-kol-Tals und weiter östlich nur in kleinen Stücken noch erhalten sind, aber sonst ganz die Beschaffenheit der Flächen des Sary-dschass-Tals haben. Ein besonders deutliches Beispiel bietet das Quellgebiet der Mukur-Mutu-Flüsse.<sup>1)</sup> Es kann demnach nicht mehr zweifelhaft sein, daß sich die Denudationsflächen über das ganze, heute noch sichtbare Gebiet des südlichen äußeren Granitzugs ausdehnen, daß sie aber nach Osten mehr und mehr bis auf wenige, voneinander entfernte Stücke vernichtet worden sind. Erst die später eingetretene Bildung der großen Quertäler hat diese Erscheinung verursacht, und es liegt daher nahe anzunehmen, daß die Entstehung dieser Quertäler, das heißt die hierzu erforderliche Veränderung der Gefällsverhältnisse durch Bodenbewegungen von bedeutendem Ausmaß verursacht worden ist.

Es ist nunmehr unsere Aufgabe nachzuweisen, daß solche Bodenbewegungen stattgefunden haben, daß sie jünger sind als die Denudationsflächen und daß die Lage der großen Quertäler einen gewissen Zusammenhang mit der Lage der Dislokationen, welche durch diese Bewegungen hervorgerufen worden sind, zeigt. Der erste Teil der Aufgabe erledigt sich leicht. Es genügt noch einmal, wie S. 177, darauf hinzuweisen, daß die Verschiebungen und Längsbrüche am Kaschka-tur-Paß, um nur ein sicheres Beispiel anzuführen, die Denudationsflächen im Gebiet des Phyllitzugs zerschnitten haben, und daß der steile Abfall des unterkarbonischen Kalks auf der rechten Seite des Sary-dschass-Tals, woran die Denudationsflächen nach Süden endigen (S. 160), höchst wahrscheinlich durch einen Längsbruch gebildet worden ist.

Die verschiedenen Teile der äußeren Gebirgszüge zeigen, soweit sie bekannt geworden sind, in der Richtung des Streichens im ganzen den gleichen Bau und gleiche Zusammensetzung; sie endigen im Osten an den südlichen Rändern des Karkará- und des Tekes-Beckens, indem sie daran nacheinander spitzwinklig abschneiden (S. 98 und 101). Also nähern sie sich, aus dem Innern des Gebirges nach O.N.O. streichend, gegen Osten allmählich dessen Rande, der schräg zu dieser Richtung verläuft. Dies ist namentlich für das Gebiet des südlichen äußeren Granitzugs deutlich, somit auch für seine Denudationsflächen, die dorten bis auf wenige Reste verschwinden, wo sie in den Bereich der Abdachung geraten. Die Richtung dieser Abdachung ist also unabhängig vom Streichen der alten Sedimente und von der Längsrichtung der graniti-

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 6.



schen Massive (siehe auch S. 96). Es bliebe nun noch zu prüfen, ob sie im Zusammenhang mit Dislokationen steht, die jünger als die Denudationsflächen sind.

Muschketow<sup>1)</sup> hat zu zeigen versucht, daß im Transilensischen Ala-Tau und im Kungei-Ala-Tau sehr wahrscheinlich große Längsbrüche vorhanden seien; und er hat auch die Erdbeben, die wiederholt den nördlichen Fuß des Transilensischen Ala-Tau betroffen haben, darunter das starke Erdbeben von Wernoje am 28. Mai 1887, in Zusammenhang mit den großen Brüchen gebracht, die den Fuß des Gebirges begleiten. Davis<sup>2)</sup> meint, daß das östliche Ende des Alexander-Gebirges sowie die Gebirgszüge um das westliche Ende des Issyk-kul, die noch Teile der großen peneplain tragen, als durch Verwerfungen begrenzte Massen anzusehen seien.

Wir erinnern uns hier an die bei der Besprechung des nördlichen Granitzugs schon (S. 100 f.) erwähnte Tatsache, daß der Kamm des östlichen Teils des Terskei-Ala-Tau auf seiner Erstreckung östlich vom Souka-Paß unter einem deutlichen Winkel plötzlich aus der W.O.-Richtung nach O.N.O. abschwengt und daß seine Richtung von dort bis in die Gegend des Kok-dschar-Tals, wo er allmählich verschwindet, mit dem Streichen der Sedimente übereinstimmt. In dieser Richtung streichen aber auch die Sedimente im Souka-Tal, während die Achse der granitischen Vorberge des Terskei-Ala-Tau nach W.S.W. gerichtet ist. So kommen wir zu dem nahe liegenden Schluß, daß diese Streichrichtung auch weiter im Westen vorhanden ist, und daß der nördliche Abhang des Terskei-Ala-Tau nicht die Abdachung eines selbständigen Gebirgsbogens, sondern der nördliche Abfall einer aus dem Rumpfe des alten, abgetragenen Gebirges herausgeschnittenen Masse ist, und damit dehnen wir die Ansicht, die Davis aus den auffallenden Formen der Gebirgszüge am Westende des Issyk-kul gewonnen hat, auch auf den größten Teil des Terskei-Ala-Tau aus: daß nämlich große Brüche vorhanden sind, so daß der nördliche Abhang dieses Gebirgszugs in seinem südlich vom Issyk-kul von W. nach O. gerichteten Laufe auch die Richtung dieser Brüche anzeigt.

Diese Verhältnisse verraten eine überraschende Ähnlichkeit mit den Verhältnissen am südlichen Rande der Tekes-Ebene. Da ich diese auf einer längeren Strecke aus eigener Anschauung kenne, wogegen über die tektonischen Verhältnisse des mittlereu Teils des Terskei-Ala-Tau nur sehr wenig bekannt ist, so wollen wir zuerst den südlichen Rand der Tekes-Ebene kurz betrachten.

Den südlichen Rand der Tekes-Ebene begleitet vom oberen Laufe des Tekes im Westen bis über die chinesische Grenze nach Osten hinaus ein breiter Saum der roten, sehr wenig dislozierten jungen Bildungen. Diese setzen am Fuße des Gebirges niedrige Hügel zusammen, die zum großen Teil nur mit spärlicher Vegetation bedeckt sind, schon aus großer Entfernung durch ihre rötliche Färbung auffallen und dadurch in einem lebhaften Gegensatz zu den dunklen, mit Wald und Alpenmatten bedeckten Gehängen des Gebirges stehen. Hauptsächlich bestehen sie aus stark eisenschüssigen Lehmen, von lößartiger Beschaffenheit oder locker und bröckelig zerfallend, und darin sind Gerölle von Quarz, von Granit und Kalk enthalten, welche zu undeutlichen Bänken angeordnet sind. An den meisten Stellen fallen die Bänke flach nach Norden ein und bedecken in diskor-

<sup>1)</sup> Muschketow, Mém. Com. Geol., St. Petersburg, X, Nr. 1, 1890, S. 132.

<sup>2)</sup> l. c., S. 74 f.

danter Lagerung den präkarbonischen Granit und die alten Sedimente, die hier hauptsächlich aus unterkarbonischen Kalk bestehen (siehe die Profile Fig. XX und XXI). Die roten Lehme verhüllen den Fuß des Gebirges an manchen Stellen, wie z. B. an der Mündung des Kapkak-Tals; sie reichen aber nur bis zu geringer Höhe und werden in den höheren Tälern nicht mehr sichtbar. An manchen Stellen werden sie von alter Moräne bedeckt und senken sich nach Norden allmählich unter die mächtigen Aufschüttungen hinab, welche die Tekes-Ebene auffüllen. Mitten in diesen Bildungen findet man,

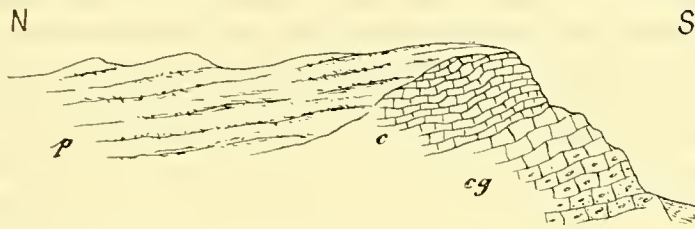


Fig. XX. Profil durch den Bergrücken Kasalusch zwischen Staniza Narynkol und der Mündung des Bayum-kol-Tals. (Länge 150 m.)

cg dunkelgrauer, unterkarbonischer Kalk, in den unteren Bänken Gerölle von rotem Granit, c dünnplattiger Kalk, p pleistozäne Konglomerate, Sande und Lößlehm.

namentlich zwischen der Mündung des Kapkak-Tals im Westen und der Kosakenansiedlung Narynkol (Ochotnitschi) im Osten, getrennte Schollen des unterkarbonischen Kalks. An der Basis einer dieser Schollen zeigt sich die transgressive Lagerung des unterkarbonischen Kalks auf Granit.

Westlich von der Mündung des Bayum-kol-Tals schließen sich diese Schollen zusammen und setzen einen schmalen, von den jungen Bildungen umgebenen Streifen zusammen, der vom Kapkak-Fluß in einem engen Einschnitt durchbrochen wird. Noch weiter im Westen sieht man in der Nähe der Poststation Ütsch-kapkak in der Fortsetzung der Schollen nach Westen einen zusammenhängenden Zug von unterkarbonischem Kalk, der flach nach Süden einfällt und nach Norden in einer 300–400 m hohen mauerartigen Wand steil abfällt. Am Fuße dieser Wand wird Quarzporphyr in großen Massen sichtbar. Nördlich davon dehnt sich die flache, fast ebene Steppe aus.

Bei genauerer Untersuchung zeigt es sich, daß in diesen Schollen Streichen und Fallen des unterkarbonischen Kalks sehr veränderlich ist. Bei der Station Ütsch-kapkak fallen die Kalke, wie wir eben gesehen haben, flach nach Süden ein; westlich von der Mündung des Bayum-kol-Tals bilden sie mit den jungen Bildungen einen 200–250 m hohen Rücken und stehen hier steil oder fallen ein wenig nach Süden ein bei einem Streichen



Fig. XXI. Profil durch die linke Seite des Kapkak-Tales bei der Mündung des Tales. (Länge 400 m.)

c dunkelgrauer, unterkarbonischer Kalk, p pleistozäne rote und gelbliche, lockere Konglomerate und grusige Sande mit Kalk und Porphyrgeröllen, f fluvioglaziale Schotter, s Gehängeschutt.

nach W.N.W. Der hellgraue unterkarbonische Kalk ist dort außerordentlich stark zertrümmert und wird von zahlreichen Kalkspatschnüren durchzogen. Etwas weiter im Osten sieht man das frühere, vom Bayum-kol-Fluß verlassene Durchbruchstal.<sup>1)</sup> Auf dessen östlicher Seite liegen die Kalkbänke wieder flach, fallen nach Norden ein und streichen zunächst noch nach W.N.W.; aber noch weiter östlich gehen sie an der Stelle, die in dem Profil Fig. XX dargestellt ist, in die östliche Richtung über. Zwischen dem Streifen der Schollen, der ungefähr von Westen nach Osten verläuft, und dem geschlossenen Rande des Gebirges liegt ein 3—4 km breiter Gürtel ebener Steppe, dann folgt ein schmaler Saum von alter Moräne und darauf erreicht man den unterkarbonischen Kalk und den alten Granit des Gebirgsrandes. Zwischen dem Bayum-kol-Tal und dem kurzen Quertal Naryn-kol besteht der Rand des Gebirges zum größten Teil aus Kalk, und erst weiter südlich gegen das Innere des Gebirges treffen wir die großen granitischen Massen des südlichen Granitzugs, die das Profil Fig. III zeigt. Es hat dies seinen Grund darin, daß zwischen den beiden eben erwähnten Tälern der Gebirgsrand noch zum Gebiet des Sedimentstreifens gehört, der die beiden großen Granitzüge trennt. Am Ausgang des Bayum-kol-Tals fällt der unterkarbonische Kalk nach Norden ein und streicht nach N.O.; dann sieht man unmittelbar südlich davon noch einmal Granit; und die Lagerungsverhältnisse sind dort so beschaffen, daß man sie, die transgressive Lagerung des Kalks vorausgesetzt, nur durch das Vorhandensein von Brüchen, die in der Richtung des Gebirgsrandes verlaufen, erklären kann. Solche Brüche sind aber weiter östlich, im Innern und am Rande des Gebirges, wie wir wissen, in großer Deutlichkeit sichtbar.

Östlich von der Mündung des Bayum-kol-Tals besteht der Rand längs einer ungefähr 8 km langen Strecke aus unterkarbonischem Kalk, der 40—50° nach N.O. streicht und ein veränderliches Fallen zeigt, weil er schwach gefaltet worden ist. Ungefähr 4 km südwestlich von Staniza Narynkol tritt wieder Granit auf. An dieser Stelle kommt von Süden her ein kleines Quertal aus dem Gebirge, das die Kirgisen Ak-tasch nennen. Auf seiner linken (westlichen) Seite kann man die transgressive Lagerung des unterkarbonischen Kalks auf dem Granit ungefähr 3—4 km weit nach Süden in das Innere des Gebirges verfolgen. An dessen Rande gehen die Kalkbänke zur Tiefe (siehe die Skizze Fig. XXII), stehen erst steil, legen sich dann nach außen ein wenig flacher und versinken nach Norden unter dem Saum der alten Moränen. Gegen das Innere des Gebirges steigen sie nach Süden allmählich an und fallen nach N.W. ein. Zunächst ist hier hervorzuheben, daß der Kalk und der darunter liegende Granit nach Osten steil abbrechen. Der Kalk ist wenig disloziert worden und bildet sehr wahrscheinlich den östlichen Flügel einer nach N.O. streichenden Mulde. Die größere Höhe, in welcher der Granit auf der rechten Seite des Quertals liegt, zeigt nun sehr deutlich, daß der steile Abbruch auf der linken Seite durch einen ungefähr von Süden nach Norden verlaufenden großen Bruch verursacht worden ist. Dafür sprechen auch die Harnische, die man im Granit beobachtet.

Die transgressive Lagerung des Kalks ist nur eine kurze Strecke weit zu verfolgen, nämlich nur an der Stelle, wo der Granit fast die Höhe des Talbodens erreicht und die Kalkbänke zur Tiefe biegen. Unmittelbar über der Talsohle ist die Berührungsfläche durch Gehängeschutt verdeckt. Aber ungefähr 20—30 m darüber findet man im Kalk vereinzelte

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 8.



Bänke von brecciöser Beschaffenheit, die Bruchstücke von Quarz und Feldspat enthalten und dadurch zeigen, daß in der Tat transgressive Lagerung vorhanden ist. Weiter talaufwärts kann man den Granit nur mehr bis in die Nähe der Auflagerungsfläche verfolgen; die unmittelbare Grenze zwischen Granit und Kalk ist dort entweder unerreichbar oder durch Gehängeschutt verhüllt. Der Granit ist bis zu einer Tiefe von 20—30 m unter der Auflagerungsfläche stark verwittert, so daß er bei der Berührung mit dem Hammer zu feinem Grus zerfällt. Weiter talaufwärts, wo die Entfernung von der Auflagerungsfläche immer größer wird, ist das Gestein zwar auch zersetzt, jedoch nicht ganz so mürbe. Der transgressiv liegende Kalk ist hauptsächlich Crinoideenkalk in 0,5—2 m dicken Bänken und in einigen Lagen ein wenig dolomitisch; seine sichtbare Mächtigkeit mag hier 80—100 m betragen. Es ist jedoch sicher, daß sie im allgemeinen weit größer ist. An einigen Stellen ist der Kalk so zertrümmert, daß er unter dem Hammer in kleine eckige Stücke zerfällt.



Fig. XXII. Unterkarbonischer Kalk in transgressiver Lagerung auf Granit im Quertal Ak-tasch südöstlich von Narynkol, Blick nach S.W.

g Granit, c unterkarbonischer Kalk, m alte Moräne.

Wenn man sich nun, im Ak-tasch-Tal aufwärts steigend, nach Süden begibt, so findet man die folgenden Verhältnisse: Am Eingang des Tals und 3—4 km talaufwärts zeigt sich auf der linken Seite die Überlagerung des zersetzten Granits durch den unterkarbonischen Kalk, wie sie in der Skizze Fig. XXII dargestellt ist. Hat man den Hintergrund des kurzen Tals erreicht, so befindet man sich auf der Höhe der ersten Kette, ungefähr 800—900 m über dem Niveau des Bayum-kol-Flusses. Auf der südlichen Seite zieht ein Tal nach S.W. hinab; auf dem Kamm zwischen dem Ak-tasch-Tal und diesem Tal wird noch Granit und Kalk sichtbar, darunter die klippenartige Masse des Kalks, die auf der linken Seite der Skizze Fig. XXIII dargestellt ist. Wenig südlich davon steht aber nur Kalk an, und der Granit ist nicht mehr sichtbar. Verfolgt man die Lagerungsverhältnisse genauer, so zeigt es sich, daß der oberste Teil des nach S.W. verlaufenden Tals in den unterkarbonischen Kalk eingeschnitten ist, daß die Bänke dieses Kalks an manchen Stellen noch deutlich das nordöstliche Streichen bewahren, und an den meisten Stellen, wo sie aus den üppigen Matten hervortreten, bemerkt man, daß sie stark disloziert und daher sehr zerrüttet worden sind. Zum großen Teil liegen sie tiefer als die eben erwähnte klippenartige Masse, aber auch tiefer als der Granit, der auf der Höhe nördlich davon in großer Ausdehnung ansteht. Die Grenze zwischen dem Granit (siehe die Skizze Fig. XXIII) ist nun so scharf und verläuft auch in gerader, mit dem allgemeinen Streichen nicht übereinstimmender Linie von Westen nach Osten, daß kein Zweifel darüber bleibt, es handle sich hier in Wirklichkeit um eine Verschiebung des Kalks gegen den Granit. Es ist eine Bruchlinie vorhanden, die ungefähr von Westen nach Osten, also in

der Richtung des Gebirgsrandes verläuft und 2—3 km weit sichtbar bleibt. Wahrscheinlich reicht sie aber noch viel weiter und besitzt die Bedeutung einer Verwerfung von großem Ausmaß. Spuren davon sind auch noch weiter östlich auf der linken Seite des Naryn-kol-Tals sichtbar; allein es würde zu weit führen alle diese Verhältnisse hier eingehender zu beschreiben. Fassen wir sie also kurz znsammen, so kommen wir zu folgendem Ergebnis: Zwischen der Mündung des Bayum-kol-Tals im Westen und der des Naryn-kol-Tals im Osten besteht der Rand des Gebirges aus einer Kette, die sich 900 bis 1000 m über das Niveau des Bayum-kol-Flusses erhebt. Diese Kette, die auf ihrer nördlichen Seite gegen die ebene Steppe des Tekes-Beckens absinkt, hat ungefähr eine Länge von 9 bis 10 km und besteht aus unterkarbonischem Kalk und Granit. Der Kalk ist hauptsächlich im Westen sichtbar und bildet den Rand bis in die Nähe von Naryn-kol; er erscheint in Mulden und Sätteln, die nach N.O. streichen und am Rande des Tekes-Beckens scharf abschneiden. Wo der Granit zum ersten Male in größerer Ausdehnung sichtbar wird, im Ak-tasch-Tal, zeigt sich ein von Süden nach Norden gerichteter Bruch und im Inneren des Gebirges eine große Bruchlinie, die in der Richtung des Gebirgsrandes von Osten nach Westen verläuft. Östlich vom Ak-tasch-Tal steht in der Umgebung des Naryn-kol-Tals viel Granit an, der auch noch weiter östlich hauptsächlich den Rand des Gebirges bildet.

Als ein weiteres Beispiel für die tektonischen Verhältnisse und die Zusammensetzung des Gebirgsrandes kommt weiter im Osten die Umgebung der Mukur-Mutu-Täler in Betracht:

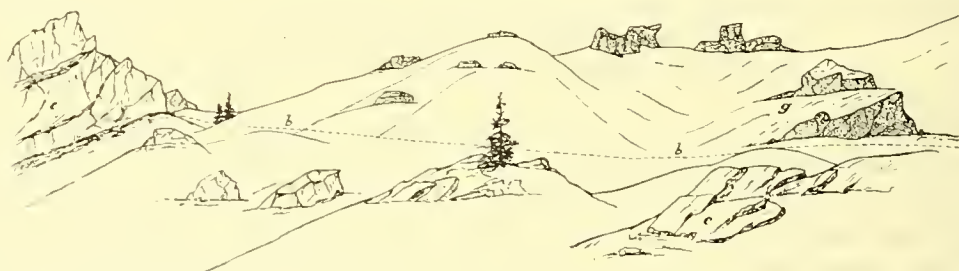


Fig. XXIII. Unterkarbonischer Kalk durch Bruch von Granit getrennt, zwischen unterem Bayum-kol-Tal und Naryn-kol-Tal, ungefähr 7 km von dem südlichen Rande der Tekes-Ebene entfernt. (Blick nach N.N.O.)

c Unterkarbonischer Kalk, b Bruch, g Granit.

Die Mukur-Mutu-Täler (siehe S. 95, 101, 106, 109) sind drei kurze Quertäler zwischen dem Kleinen und dem Großen Musart-Tal, die, dicht nebeneinander liegend, von Süden nach Norden verlaufen.<sup>1)</sup> Das mittlere etwa 5 km lange Tal mündet ungefähr 25 km östlich von Naryn-kol in die Tekes-Ebene. An seiner Mündung steht Gneis und Sericitschiefer, in seinem unteren Teile grünlicher Phyllit und im oberen Teile Granit an. Den Hintergrund des Tals bildet ein in unterkarbonischem Kalk eingetieftes Kar. Nur der untere Teil des Tals ist tief eingeschnitten, der obere Teil verflacht sich ganz allmählich und bildet zuletzt eine undeutliche Mulde. Der Granit ist sehr stark abgetragen worden und setzt zwischen den drei Tälern breite, kaum gewölbte Rücken zusammen, deren seichte

<sup>1)</sup> Merzbacher, l. c., S. 5 f.

Vertiefungen durch alte Moräne ausgefüllt worden sind. Zwischen dem Kar im Hintergrunde des mittleren Tals und der Mulde an dessen Ende liegt eine niedere Bodenschwelle, die sich mit auffallender Deutlichkeit weit nach Osten und Westen erstreckt. Diese Schwelle, die zumeist mit alter Moräne bedeckt ist, bezeichnet eine in geologischer Beziehung sehr deutliche Grenze. Es zeigen sich nämlich südlich davon weithin von Osten nach Westen verlaufende Schollen des unterkarbonischen Kalks, nördlich davon nur Granit. Die Schollen fallen flach nach Süden ein und brechen steil nach Norden ab. In dem steilen Abfall der nördlichen Seite liegen im Mukur-Mutu-Gebiet einige Kare nebeneinander. Das Kar im Hintergrund des mittleren Tals ist halbkreisförmig, hat einen Durchmesser von 100 bis 120 m Länge und sein Boden ist mit alter Moräne bedeckt. Auch ein Teil der Karwände ist durch Schutt verhüllt; an der westlichen Seitenwand jedoch ist das Gestein gut aufgeschlossen: hauptsächlich grauer Crinoideenkalk, der in der höheren Lage zahlreiche Schalenreste des *Productus giganteus* enthält. Die darunter liegenden Bänke bestehen aus hartem, dichtem Kalk, sind dünner als die Bänke des Crinoideenkalks und enthalten hauptsächlich verkieselte Korallen. Die flach nach Süden einfallenden Kalkbänke der Karwände werden von zahlreichen O.W. verlaufenden Klüften, welche senkrecht stehen, zerschnitten; sie brechen auch steil nach Süden ab.

Das wahre Streichen ist, soweit es unter diesen Verhältnissen und bei der flachen Lagerung der Kalkbänke sicher zu erkennen ist, im Allgemeinen wahrscheinlich nach N.O. gerichtet. Es ist aber sehr auffällig, daß die Kalkschollen, worin die Kare liegen, einen von Osten nach Westen und der oben erwähnten Bodenschwelle parallel verlaufenden Streifen bilden. Die genauere Untersuchung ergibt, daß der unterkarbonische Kalk nach Norden hin nicht auf dem nahe benachbarten Granit lagert, sondern, daß seine Bänke dagegen abstoßen, und daß in der Linie der Kalkschollen und der Bodenschwelle von Westen nach Osten, in derselben Richtung wie der Gebirgsrand zieht, große Verschiebungen verlaufen. Auch der steile Absturz der Kalkwände der südlichen Seite des Kars am Ende des mittleren Mukur-Mutu-Tals ist durch eine solche Verschiebung verursacht worden; und noch weiter südlich findet man die grabenartigen Versenkungen, die Merzbacher erwähnt,<sup>1)</sup> und welchen das Hochtal Maral-tö folgt.

An dieser Stelle ist wegen der Verschiebungen die transgressive Lagerung des unterkarbonischen Kalks auf Granit nicht unmittelbar sichtbar. Unter den Kalkgeröllen, die man in der alten Moräne und im Schotter der Bäche findet, kommen ebensolche von rötlicher Färbung vor, die dunkle Glimmerblättchen und Bruchstücke von Quarz und Feldspat enthalten und dieselbe Beschaffenheit zeigen, wie der Kalk über dem Granit des Sartdschol-Passes (S. 110 und 113 f.).<sup>2)</sup>

Die transgressive Lagerung ist daher auch hier vorhanden. Im Gebirge, das den Südrand des mittleren Tekes-Laufes bildet, sind also nahe an dessen Rande große von Westen

<sup>1)</sup> I. c., S. 6.

<sup>2)</sup> Hiezu möchte ich anfügen, daß ich in einem höheren Niveau, auf dem Plateau südlich vom Hintergrunde des mittleren und westlichen Tals diesen Kalk in einer mächtigen, nur mäßig steil gestellten, durch dünnplattige Schichtung ausgezeichneten Scholle, die nach Süden abbricht, anstehend gefunden habe. Etwas nördlich von dieser Stelle ist der Kalk in einer Senkung stark abgetragen und der Granit ragt in einzelnen schroffen Klippen daraus hervor.

G. Merzbacher.



nach Osten verlaufende Störungen sichtbar. Einige davon treten sehr deutlich hervor und können auf beträchtliche Entfernung verfolgt werden, so die Verschiebungen zwischen dem Bayum-kol- und dem Naryn-kol-Tal und in der Umrandung der Mukur-Mutu-Täler. Man kann annehmen, daß sie in den dazwischen liegenden, weniger oder gar nicht bekannten Teilen des Gebirges ebenfalls vorhanden sind; dort, wo sie durch alte Moräne oder durch Vegetation verdeckt werden, läßt sich ihr Vorhandensein durch verschiedene Anzeichen erraten, wie z. B. durch die Harnische im Granit, durch die in der Richtung der Störungen verlaufenden Klüfte und die große, an manchen Stellen sichtbare Zertrümmerung des Kalks. Die Größe und Häufigkeit dieser Störungen führt aber zu dem berechtigten Schluß, daß auch der eigentliche Rand des Gebirges, wo der nach N.O. streichende karbonische Kalk unter spitzem Winkel plötzlich endigt, durch große Brüche gebildet worden ist, und daß auch die zahlreichen Schollen, die im Norden vor dem Rande aus den sehr jungen Bildungen hervortreten, von der Masse des Gebirges abgetrennte Stücke sind. Schon die Tatsache, daß an der Basis einer dieser Schollen der alte Granit liegt, während am Gebirgsrand, dieser Scholle gegenüber nur der unterkarbonische Kalk sichtbar wird, spricht deutlich hierfür. Es ist jedoch fast unmöglich selbst bei genauerer Untersuchung wegen der mächtigen, verhüllenden Decke der weichen, jungen Bildungen, die Brüche selber zu erkennen. Aber alle die schon erwähnten Anzeichen, z. B. der steile, mauerartige Abbruch des Kalks bei der Station Utsch-Kapkak (S. 181), die große Zerrüttung des Kalks und seine veränderliche Lagerung an der Mündung des Bayum-kol-Tals (S. 182) zeigen, daß sie in Wirklichkeit vorhanden sind. Das Beispiel von der Mündung des Ak-tasch-Tals (S. 183) beweist, daß auch von Norden nach Süden verlaufende Brüche vorkommen. Andere Brüche liegen im Streichen, sind also wahre Längsbrüche, wieder andere sind mehr oder weniger steil dazu gerichtet und treten schräge zum Gebirgsrand aus der Masse des alten Rumpfes heraus; sie endigen an den bedeutenderen Brüchen, welche diesen Rand gebildet haben. Infolgedessen bleibt, obwohl an jenen Brüchen die verschiedenen Teile des Gebirges verschoben worden sind, dennoch der Rand des Gebirges auf einer 50 bis 60 km langen Strecke und auch noch weiter nach Osten über das Große Musart-Tal hinaus ziemlich gerade,<sup>1)</sup> und wo Unregelmäßigkeiten aufzutreten scheinen, ergeben sie sich meist durch das Vorhandensein der Schollen vor dem Rande.

Die Karte zu Merzbachers Bericht zeigt, obgleich sie nur eine vorläufige Darstellung ist, sehr deutlich, daß der gerade, von Osten nach Westen verlaufende Gebirgsrand auf der südlichen Seite der Tekes-Ebene am oberen Laufe des Tekes auf Erhebungen trifft, die nordöstliche Richtung haben und auf der Karte als Basch-oglu-tagh bezeichnet sind. Es sind dies Gebirgszüge, welche den zentralen Tian-Schau mit den Erhebungen des Temurlik-Tau verbinden. Die Poststraße nach Naryn-kol überschreitet sie östlich von Karkara. In der Nähe von Karkara bestehen sie aus altem Schiefer und unterkarbonischem Kalk, weiter östlich aus Dioritporphyr, hauptsächlich aber aus Quarzporphyr. Daß die Masse des Quarzporphyrs, die an der Zusammensetzung dieser Gebirgszüge beteiligt ist,

<sup>1)</sup> Diese auffällige Erscheinung, welche mich auf meinem Wege nach Osten zum Temurlik-Tau beschäftigte, die dort auch mit dem Auftreten von doleritischen und porphyritischen Gesteinen im Temurlik-Tau in Verbindung zu bringen ist, weist auf Brüche älterer und jüngerer Entstehung hin.

außerordentlich groß sein muß, geht schon aus der weiten Verbreitung der Porphyrgerölle in den jungen Bildungen des Tekes-Beckens hervor. Im Norden dieses Beckens bestehen die zum Teil mächtigen Gerölllager dieser Bildungen an den südlichen Gehängen des Dschitürdschal- und des Naryn-Tau fast ganz aus Porphyrgeröllen. Der Quarzporphyr ist jünger als der unterkarbonische Kalk, also jünger als die alten Sedimente und granitischen Gesteine des nördlichen zentralen Tian-Schan; seine Intrusion und Effusion fällt daher auch in eine Phase der gebirgsbildenden Bewegungen, die jünger ist als die Dislokationen, die der unterkarbonischen Transgression vorangegangen waren, vielleicht in die Phase der intrakarbonischen, wahrscheinlicher aber erst in die der postkarbonischen Bewegungen.

Die Spuren der Störungen, die den südlichen Rand der Tekes-Ebene begleiten, sind auch westlich vom Basch-oglu-tagħ am südlichen Rande des Karkara-Beckens deutlich sichtbar. Man erkennt sie dort namentlich an der Lagerung der Schollen des unterkarbonischen Kalks, welche schon bei Besprechung der geologischen Verhältnisse des Sartdschol-Passes erwähnt wurde. Die Brüche, die dort den unterkarbonischen Kalk in Schollen zerschnitten haben, sind wegen der starken Verhüllung durch die roten pliozänen Mergel und mürben Sandsteine nicht sichtbar. Man sieht aber die nach Süden einfallenden Kalkbänke und die nach Norden gekehrten steilen Abfälle der Schollen. Auf der südlichen Seite des Sartdschol-Passes treten dagegen Brüche, die dem Streichen des unterkarbonischen Kalks folgen oder spitzwinklig dazu verlaufen, deutlich hervor.

Wenn nun auch ein Teil der Höhenunterschiede zwischen dem unterkarbonischen Kalk und dem darunter liegenden Granit durch ingressive Lagerung zu erklären ist, so können dagegen die Unterschiede in der Höhenlage der verschiedenen Kalkschollen nur durch Verschiebungen entstanden sein. Schon während des Abstiegs von der Höhe des Sartdschol-Passes zum Kok-dschar-Tal (siehe Fig. VII S. 114) trifft man die Schollen in verschiedener Höhe. Ich erinnere hier an die Schichtung in der Nähe der Paßhöhe und an die zerstreut umherliegenden Blöcke des unterkarbonischen Kalks, dann an die Schollen, die weiter gegen das Kok-dschar-Tal abwärts in so ausgezeichneter Weise die transgressive Lagerung zeigen. Die scharfe, noch tiefer am Gehänge sichtbare flexurartige Beugung des Kalks und des roten Sandsteins gegen die Tiefe des Kok-dschar-Tals und die dichte Decke von Schutt und Vegetation verhindern es, die tektonischen Verhältnisse in der unteren Hälfte des Paßabstiegs genauer zu erkennen.

Weiter östlich nimmt der Kalk an Mächtigkeit zu, und der nördliche, liegende Schenkel der Flexur steigt in der Richtung des Streichens nach O.N.O. allmählich an. Der Verlauf der Flexur ist jedoch nicht beständig und ihre Beugung nicht gleichmäßig. Es treten verschiedene Komplikationen in ihrem Bau auf, zum Teil dadurch, daß die flexurartig gebogenen Sedimente an verschiedenen Stellen von Brüchen sowohl im Sinne des Streichens als auch quer dazu, durchschnitten und die verschiedenen Teile gegeneinander verschoben worden sind. Wie die tektonischen Verhältnisse nun aber auch im Einzelnen beschaffen sein mögen, so ist doch das Vorkommen von Brüchen auf der rechten Seite des Kok-dschar-Tals unzweifelhaft. Ein Teil dieser Brüche mag im Granit verlaufen und daher nicht sichtbar sein, ein Teil hat aber auch die Sedimente betroffen und hauptsächlich die eigentümlichen Lagerungsverhältnisse des unterkarbonischen Kalks und der darüber folgenden bunten jüngeren Bildungen geschaffen. Zu erwähnen ist noch, daß sehr große nach O.N.O. streichende Brüche wahrscheinlich auch uordöstlich von Karkara vorhanden sind. Das

Becken von Karkara verlängert sich nach Osten in eine mit Weidegründe bedeckte Hochfläche, die lang aber verhältnismäßig schmal ist und zwischen O.N.O. streichenden Gebirgszügen liegt. Die Abhänge dieser Gebirgszüge begrenzen die Hochfläche als lange, gerade Mauern (S. 108, 122 f. und 181) und ich nehme an, daß es sich hier um Grabenbrüche handelt.

In den östlichen Ausläufern des Kungeu-Ala-Tau, östlich und westlich vom Santasch-Paß und am nördlichen Rande des Terskei-Ala-Tau, südlich und nicht weit westlich von diesem Paß, trifft man auf Porphyr. Genau in der Fortsetzung dieses Randes in der Streichrichtung nach W.S.W. kommt man, wie mehrfach hervorgehoben, an den Mündungen des Dschütü-oguss- und des Souka-Tals in die Zone der roten Konglomerate des Issyk-kul. Die Gerölle dieses Konglomerats bestehen zum großen Teil aus Porphyr. Noch weiter westlich hat Friederichsen<sup>1)</sup> in der geraden Fortsetzung dieser Linie Quarzporphyr am Ausgang des Tosor-Tals gefunden.

Es ist bemerkenswert, daß eine große Masse von Quarzporphyr, fast überall wo Sedimente vorhanden sind in Verbindung mit unterkarbonischem Kalk, von den Bergzügen des Temurlik-Tau im N.O. bis zu der Mitte des südlichen Ufers des Issyk-kul reicht (siehe Bemerkung S. 186). Die östlichen Ausläufer des Kungeu-Ala-Tau in der Umgebung von Preobraschensk bestehen zum großen Teil daraus (S. 100) und wahrscheinlich ist dies auch dort der Fall, wo sich Kungeu-Ala-Tau und Terskei-Ala-Tau in der Nähe des Santasch-Passes fast berühren (S. 108 und 186). Das ist ungefähr die Stelle, wo die alten granitischen Gesteine zurücktreten und die Sedimente, hauptsächlich unterkarbonischer Kalk, in größerer Ausdehnung anstehen. Da der Quarzporphyr jünger ist als der unterkarbonische Kalk und dieser transgredierend auf den alten granitischen Gesteinen und den schon vor der Transgression dislozierten alten Sedimenten liegt, so ist er kein Glied des sehr alten Gebirges. So kommen wir zu dem Schlusse, die langgestreckten Gebirgszüge, die den nördlichen Teil der östlichen Ausläufer des Terskei-Ala-Tau genau in der Fortsetzung des Streichens mit den Gebirgszügen des Temurlik-Tau verbinden, als ein bis zu einem gewissen Grade selbständiges Stück des Gebirges anzusehen, das jünger ist als der größte Teil der äußeren Gebirgszüge des nördlichen zentralen Tian-Schan. Die Brüche, die den südlichen Rand der Tekes-Ebene begleiten, reichen bis in das Gebiet dieses jüngeren Gebirgsstücks. Wahrscheinlich gehören die Grabenbrüche nordöstlich von Karkara dazu; sie werden wieder am südlichen Rande des Beckens von Karkara sichtbar, wiederholen sich südlich davon im Kok-dschar-Tal und dürften auch weiter im Westen vorhanden sein. Es ist natürlich äußerst schwierig diese Brüche auch in den granitischen Gesteinen auf der südlichen Seite des Issyk-kul zu verfolgen; aber einige Anzeichen weisen doch darauf hin, daß sie dort vorhanden sind. Hierzu gehören die heißen Quellen am nördlichen Rande des Terskei-Ala-Tau, von denen ich nur die des Aksu-Tals bei Prschewalsk erwähne, die aber auch an anderen Stellen auftreten.<sup>2)</sup> dann die Erzgänge, die im Gebirge südlich von Prschewalsk vorkommen und auch die Formen, worauf sich Davis stützt. Es ist also sehr wahrscheinlich, daß sich westlich vom Souka-Paß die Erscheinungen wiederholen, die wir am südlichen Rande der Tekes-Ebene kennen gelernt haben.

<sup>1)</sup> l. c. S. 53.

<sup>2)</sup> Friederichsen, l. c. S. 61 und 65. Merzbacher, l. c., S. 31.



Hält man sich die mehrfach festgestellten Tatsachen vor Augen, daß die den eigentlichen Gobi-Sedimenten im nördlichen zentralen Tian-Schan diskordant überlagernden jüngeren Bildungen nur schwache Dislokationen erfuhren, die in keinem Zusammenhang mit den oben erwähnten großen Bruchlinien stehen, daß dagegen die ihre Unterlage bildenden älteren grobklastischen Ablagerungen sehr stark disloziert wurden und daß beispielsweise im mittleren Kaündü-Tal die Gobi-Sedimente ebenfalls von den großen Brüchen getroffen wurden, sowie daß im Mittel- und Oberlaufe des größten Längstales, des Inyltschek-Tals, das wir als südliche Begrenzung für den nördlichen zentralen Tian-Schan angenommen haben, große Brüche den Lauf der Talachse begleiten, so ergibt sich die große Bedeutung, welche diese Brüche für die heutige Gestalt des Gebirges haben. Besonders der nördliche Gebirgsrand ist durch weitgedehnte Brüche, deren Verlauf teilweise ein ziemlich regelmäßiger ist, begrenzt worden. Auf der Südseite der Tekes-Ebene, am Süden des Karkara-Beckens und, soweit dies festzustellen bisher möglich war, auch auf der Südseite des Issyk-kul, schneiden die Brüche die O.N.O. streichenden Sedimente unter spitzem Winkel und die aus dem Innern des Gebirges hervortretenden Störungen endigen daran. An anderen Stellen, wie z. B. an einigen Orten zwischen dem Tekes- und Karkara-Becken, scheinen letztere vorzuherrschen und die langen und schmalen, hier gelegenen Gebirgszüge, welche die wahre Fortsetzung des Terskei-Ala-Tau nach O.N.O. sind, haben langgestreckte im Streichen verlaufende Störungen, welche die Merkmale der Grabenbrüche erkennen lassen.

Dieser Teil des nördlichen zentralen Tian-Schan ist aber noch sehr wenig erforscht worden, und der Verlauf der Brüche ist im Einzelnen noch fast unbekannt.

Wie dem nun aber auch sein mag, so genügen doch die bisher über die tektonischen Verhältnisse in den benachbarten Teilen des Gebirges gemachten Beobachtungen, um erkennen zu lassen, daß der Verlauf der nördlichen Abdachung des Gebirges auf der südlichen Seite der Tekes-Ebene und sehr wahrscheinlich auch auf der südlichen und südwestlichen Seite des Issyk-kul von dem Verlauf der Brüche abhängig ist. Damit haben wir auch die Erklärung für die Entstehung und die Lage der großen Quertäler und für das Verschwinden der Denudationsflächen in dem Bereiche dieser Täler.

Indem wir also die Beobachtungen über die Zusammensetzung und den Bau des nördlichen zentralen Tian-Schan in geeigneter Weise mit den Beobachtungen über die morphologischen Verhältnisse verbinden, kommen wir zu folgenden Schlüssen:

Der transgressiv liegende unterkarbonische Kalk ist disloziert worden, ehe die Denudationsflächen gebildet worden sind. Die Denudationsflächen, als ganz bestimmt begrenzte Teile einer großen Destruktionsfläche, sind älter als die großen Brüche, von denen sie an manchen Stellen durchschnitten werden. Die Brüche haben an den Rändern des Gebirges die für die Entstehung der großen Quertäler erforderlichen Gefällsverhältnisse geschaffen. Die Quertäler sind also zum großen Teil jünger als die Brüche.

Wir erkennen solcherweise wenigstens in den Umrissen die mannigfaltigen Vorgänge, durch die der Bau des nördlichen zentralen Tian-Schan so kompliziert geworden ist. Es sind, kurz wiederholt, die folgenden: das alte präkarbonische Gebirge, zusammengesetzt aus mächtigen granitischen Massiven, aus Phyllit, Tonschiefer, verändertem Kalk und Dolomit, ist abgetragen worden, zum Teil durch Abrasion. Es folgten die unterkarbonische Trans-

gression, dann die intra- und postkarbonischen Bewegungen. Die Spuren dieser beiden Phasen der gebirgsbildenden Bewegungen, die verbunden gewesen sind mit der Bildung mächtiger Massen von granitischen Gesteinen in den inneren Ketten und von Porphyry in den nördlichsten Teilen, können aber nicht sicher unterschieden werden. Das so entstandene Gebirge ist von Neuem während einer langen Zeit kontinentaler Verhältnisse ausschließlich durch Denudation bis zu einer ausgedehnten Destruktionsfläche abgetragen worden. Die Entstehung dieser Fläche fällt in die Zeit, in welcher in anderen Teilen des Gebirges die jüngeren Bildungen der mesozoischen Angara-Schichten abgelagert worden sind. Die so entstandene Destruktionsfläche ist während der tertiären Phase der gebirgsbildenden Bewegungen durch große Verschiebungen zerstückelt worden. Die heute noch sichtbaren Reste dieser Destruktionsfläche haben ihre hohe Lage durch diese Verschiebungen erhalten, wobei es aber unentschieden bleiben mag, ob dies durch Hebung der Masse des Gebirges oder durch Senkung seiner Umgebung geschehen ist.

Tangential gerichtete Bewegungen sind während der ersten Phase und sehr wahrscheinlich auch während der intra- und postkarbonischen Phasen erfolgt; der unterkarbonische Kalk der inneren Ketten ist sicher an einigen Stellen gefaltet worden, wobei es aber unentschieden bleiben muß, wie weit daran die Intrusion der granitischen Gesteine beteiligt gewesen ist. Die Bewegungen der tertiären Phase haben sich dagegen fast nur in radialer Richtung geäußert; sie haben das abgetragene Gebirge als eine starre Masse getroffen.

Aus diesem Grunde ist auch der Verlauf des nördlichen Randes des zentralen Tian-Schan in hohem Maße unabhängig von der Streichrichtung der Sedimente und der Längsrichtung der granitischen Massen. Der Terskei-Ala-Tau ist in seinem westlichen und mittleren Teil nur in orographischer Beziehung ein selbständiger Gebirgsbogen, in geologischer Beziehung besteht er aus verschiedenen Teilen, die nach Südwest weit in das Innere des Gebirges reichen; er zeigt fast überall die Merkmale des Horstes. Der Hypothese über das Vorhandensein eines großen selbständigen Bogens, den Muschketow<sup>1)</sup> für diesen Teil des Tian-Schan angenommen hat, kann also meines Erachtens, nicht beigegeben werden.

<sup>1)</sup> Muschketow, J. W. Turkestan, I. St. Petersburg 1886, russ., S. 32 f.

### Bemerkungen zur Karte.

Die geologische Übersichtskarte zu dieser Arbeit habe ich hauptsächlich zu dem Zweck entworfen, dem Leser die Erkennung und Verfolgung der in geologischer Beziehung verschiedenen Teile des nördlichen zentralen Tian-Schan zu erleichtern. Nur das Mittelstück des Gebietes ist indes dargestellt worden. Die westlichen Teile, wie den Kamm des Terskei-Ala-Tau zwischen dem Souka-Paß und dem Turgen-Aksu-Tal, die Umgebung des mittleren und oberen Kulu-Tals, ferner auch die östlichen Teile, wie die Fortsetzung der zentralen Kette gegen den Musart-Paß und die Umgebungen des Kleinen und des Großen Musart-Tals, habe ich nicht mehr eingetragen. Diese Gebiete sind einestheils in geologischer Beziehung noch nicht genügend erforscht, und andertheils habe ich sie selbst theils nur sehr flüchtig, theils gar nicht gesehen, sodaß ich es nicht wagte, das Kartenbild auf diese Gegenden auszudehnen. Auch ohnedem trägt auf dieser Karte leider noch vieles den Stempel des Kompromisses. Dies trifft in erster Linie für die Signaturen zu, die nur zu sehr die Unsicherheit ausdrücken, welche das bisherige Wissen über die stratigraphischen Verhältnisse der alten Sedimente kennzeichnet. Es wäre zur Erkennung dieser Verhältnisse und für die der Verbreitung der verschiedenen paläozoischen Bildungen vielleicht zweckmäßiger gewesen, die Zahl der dafür in Frage kommenden Signaturen einzuschränken. Ich habe es aber, wie die Verhältnisse einmal liegen, vorgezogen, dies nicht zu tun, dafür aber den Verlauf der verschiedenen Stücke des Gebirges und ihre Bedeutung durch besondere Signaturen recht deutlich zu machen versucht. Infolgedessen sind etwas verschiedenartige Sedimente durch die gleiche Signatur bezeichnet worden und dieselbe Bildungsserie hat verschiedene Signaturen erhalten. Die Signatur für die Schiefer der äußeren Gebirgszüge umfaßt z. B. einen großen Teil der Bildungen, die wir bei der Besprechung der Phyllit- und Tonschiefergruppe unterschieden haben. Hier kam es mir, abgesehen davon, daß es bei der Unzulänglichkeit der vorhandenen Beobachtungen heute noch nicht möglich ist, die Verbreitung dieser verschiedenen Bildungen in den äußeren Gebirgszügen zu übersehen, namentlich darauf an, die Beteiligung der hauptsächlichlichen Gruppen der Gesteine: nämlich der granitischen Gesteine, der Schiefer im Ganzen und des unterkarbonischen Kalks recht deutlich auszudrücken. Andererseits ist es, um den entgegengesetzten Fall anzuführen, nicht zweifelhaft, daß die Zone der Phyllite und Tonschiefer am nördlichen Fuße der zentralen Kette und die Zone der injizierten Schiefer nördlich davon zum großen Teil aus denselben Sedimenten bestehen. Hier drücken die verschiedenen Signaturen nur den verschiedenen aber bezeichnenden Grad der Veränderung aus.

Für das Gebirge südlich vom Inyltschek-Tal und die Kette des Khan-Tengri habe ich notgedrungen eine zusammenfassende Signatur wählen müssen, denn einmal fallen dort die Schichten nach Süden ein und überdecken sich deshalb, und dann kenne ich das Gebirge dort zu wenig und kann daher die Verbreitung der verschiedenen Bildungen nicht mit der auch für eine Übersichtskarte wünschenswerten Genauigkeit angeben. Über die Zusammensetzung dieses Gebirgstheils läßt sich im Allgemeinen heute nur sagen, daß hauptsächlich die Gesteine der Schieferzone des Bayum-kol-Tals dort vorkommen. Unterkarbonischer Kalk ist, wie das Vorkommen von *Productus giganteus* sogar im oberen Teile des Inyltschek-Gletschers beweist, sicher auch dort vorhanden. Vielleicht besteht sogar der Gipfel des Khan-Tengri selbst, aus einem umgewandelten Kalk dieser Stufe; da aber in dem



stark veränderten Kalk erkennbare Fossilien nicht gefunden wurden, läßt sich ganz Sicheres hierüber nicht sagen.

Was die granitischen Gesteine anbetrifft, so habe ich vier Signaturen benutzt. Zwei für die präkarbonischen Granite der äußeren Gebirgszüge und zwei für die granitischen Gesteine der inneren Ketten. Hier ist zu bemerken, daß vielleicht die granitischen Gesteine des Sary-dschass-Tau dasselbe Alter haben wie die des Bayum-kol- und Semonow-Massivs. Beweisen läßt sich das heute noch nicht, da das verbindende Stück an der Endzunge des Muschketow-Gletschers noch zu wenig bekannt ist. Ich habe es daher vorgezogen, die Granite dieser beiden Gebiete durch verschiedene Signaturen zu bezeichnen. Wahrscheinlich sind auch alte Granite vorhanden, die denen der äußeren Gebirgszüge entsprechen. Auch ein Irrtum wäre zu berichtigen: das kleine Granitmassiv des mittleren Bayum-kol-Tals gehört, soweit sich dies durch die petrographische Untersuchung hat feststellen lassen, zum präkarbonischen Granit der äußeren Gebirgszüge und nicht zum Granit der inneren Ketten.

Als topographische Unterlage habe ich die Karten von Merzbacher und Friederichsen benutzt, dabei aber die eigenen Aufnahmen verwertet. Für die Einzeichnung des Bayum-kol-Tals hat mir die Aufnahme, die Herr Ingenieur Hans Pfann im Jahre 1902 ausgeführt hat, gute Dienste geleistet; das Ottuk-Tal und das Turgen-Aksu-Tal, das ich selber nicht aufgenommen habe, habe ich aus Friederichsens Karte entnommen.

## II. Die Gesteine des Profils durch das Bayum-kol-Tal im nördlichen Teil des zentralen Tian-Schan

von

*P. Steph. Richarz, S. V. D.*

Herr Dr. Merzbacher hatte die große Freundlichkeit mir einen Teil seines im zentralen Tian-Schan gesammelten Gesteinsmaterials zur Untersuchung zu überlassen, und zwar speziell die Gesteine aus dem oberen und mittleren Bayum-kol-Tal. Die Untersuchung führte ich aus im petrographischen Seminar der Universität in München unter Anleitung des Herrn Professors Dr. E. Weinschenk. Zunächst liegt mir nun die angenehme Pflicht ob, Herrn Dr. Merzbacher für die gütige Übergabe des ausgezeichneten Untersuchungsmaterials, sowie Herrn Professor Weinschenk für die freundliche, meiner Arbeit durch seine reiche Erfahrung auf petrographischem Gebiete gewährte Unterstützung, bestens zu danken.

Auch Herrn Dr. Keidel, dem Geologen der Merzbacher'schen Expedition, spreche ich hiermit meinen tiefgefühlten Dank aus. Er hat mir in uneigennützigster Weise sein ganzes Beobachtungsmaterial zur Verfügung gestellt und war so liebenswürdig, mir auf meine Anfragen jede nur erwünschte Auskunft bereitwillig zu erteilen.

---

Dr. Keidel zerlegt in seiner Arbeit (S. 90—192) unser Profil in fünf Teile:

1. Die Kette des Khan-Tengri,
2. Die zentrale Kette,
3. Das Granitmassiv im oberen Teile des Bayum-kol-Tales,
4. Die Schieferzone des Bayum-kol-Tales,
5. Das Granitmassiv in der nördlichen Hälfte des mittleren Talabschnittes.

Vom ersten Teile lagen keine Gesteine vor; den zweiten behandelt man am passendsten an letzter Stelle. Und somit beginnt die Beschreibung der Gesteine mit dem dritten Teile.

### A. Das Granitmassiv im oberen Bayum-kol-Tal.

Dieses große Granitmassiv nimmt fast den ganzen oberen Teil des Bayum-kol-Tales bis zur Gletscherzunge ein. Es besteht der Hauptsache nach aus einem Granit von gewöhnlich mittlerem Korn. Der Habitus ist der eines echten Granites, nähert sich aber stellenweise dem eines Quarzdiorites oder Tonalites. Feinkörnig wird er gewöhnlich in den Apophysen, welche ins Nebengestein eindringen, porphyrisch an beiden Rändern.

Letztere Verhältnisse beschreibt Dr. Keidel auf folgende Weise: „Dicht am Ende der Gletscherzunge sieht man, daß der Glimmerschiefer, von der rechten Talseite herüberstreichend, an einer Stelle neben dem Eis zutage kommt und auf die linke Seite hinübergeht, gerade im Streichen nach W.S.W. Es folgt nun nach N. die Grenze des Granitmassivs in der hier angeführten Ordnung: Zuerst sieht man stark zersetztes, schieferiges Gestein und darin große rote Feldspatkristalle, die stark zerdrückt und an den Enden linsenförmig ausgezogen sind. Eine kurze Strecke weiter nördlich ist der Granit nicht so zersetzt; hier ist der Glimmer lagenweise angeordnet und dazwischen sieht man mit bloßem Auge nur Quarz und Feldspat. Die großen rötlichen Feldspäte sind auch hier noch ausgezogen, einige Kristalle sind Karlsbader Zwillinge. Einige Meter weiter talabwärts verliert der Granit die Lagenstruktur, das Gestein wird frischer und die Feldspatkristalle sind sehr groß, ich habe solche gesehen von 12—18 cm<sup>2</sup> Fläche im Bruch. Aber auch hier sieht man am Quarz noch Spuren des Gebirgsdruckes oder der Protoklase. Nach Norden nehmen die großen Kristalle allmählich an Zahl ab und das Gestein hat mittleres Korn; 2 km nördlich von der Gletscherzunge ist es ganz frisch.“

Ein Handstück von dieser linken Talseite lag nicht vor, von der rechten Seite aber wurden mehrere vom südlichen Rande stammende porphyrische Granite untersucht. Nur eines von ihnen zeigte geringe undulöse Auslöschung des Quarzes, Serizitisierung des Plagioklases und Chloritisierung des Glimmers. Roter Feldspat findet sich am Südrande nur auf der linken Talseite.

Weiter berichtet Herr Dr. Keidel: „2<sup>1</sup>/<sub>2</sub> km vom Gletscherende entfernt sieht man zum ersten Male große Hornblendesäulen, welche von nun an immer mehr zunehmen, bis mit der Annäherung an den nördlichen Rand des Massivs wiederum eine Abnahme der Hornblende und, wie es scheint, auch des Glimmers eintritt. Das Gestein wird gleichmäßig hellgrau und sehr große weiße Feldspäte werden häufig, solche von 10—12 cm Länge sind nicht selten. Dicht an der Grenze gegen die Schiefer zeigt der Granit wieder Lagenstruktur und die Feldspäte sind wie am südlichen Rande ausgezogen (Augengneisstruktur); dicht am Kontakt ist das Gestein dunkel und sehr feinkörnig, was wahrscheinlich durch endogene Kontaktmetamorphose zu erklären ist.“

„Pegmatitische und aplitische Ausbildungen finden sich häufig im Nebengestein. Besonders zahlreich sind die Aplitgänge in der südlichen Umrandung des Massivs im oberen Bayum-kol-Tale, sowohl in der Nähe der Grenze als auch weiter südlich im Gneis und in den Kalken unter dem Eise des westlichen Bayum-kol-Gletschers, auch auf der rechten Seite des östlichen Gletschers. Sie haben oft nur geringe Mächtigkeit, einige habe ich beobachtet, die eine Hand breit waren oder darüber. Sie folgen den Schichtfugen oder durchsetzen die Schichten. In der Furche des westlichen Bayum-kol-Gletschers sind sie



in den wenigen Aufschlüssen zwischen den Moränen so zahlreich, daß sie das Gestein durchschwärmen.“

„Lamprophyre habe ich nur im Intrusivgestein selbst beobachtet, und zwar besonders häufig dort, wo auch schon im Granit die Hornblende stark hervortritt, d. i. ungefähr in der Mitte der nördlichen Hälfte des Massivs; sie spielen, was ihre Häufigkeit anbetrifft, dieselbe Rolle wie die häufigen basischen Ausscheidungen des Adamello-Tonalites, wovon schon v. Rath berichtet hat. Sie treten aber in allen Fällen, wo ich sie beobachten konnte, nicht als Gänge, sondern nur als lokale Ausscheidung des dazu gehörenden Gesteins auf und bilden Nester von den verschiedensten Größen, deren Grenze gegen das umgebende Gestein stets äußerst scharf ist. Es sind dies Schlieren, oft lang gestreckt und dann schmal endigend, oft aber kurz und dann von rundem Umriß. Zuweilen sind sie einen Meter und mehr mächtig (auf der rechten Talseite wurden zwei von bedeutender Mächtigkeit beobachtet, siehe Profil 1), oft aber nur handbreit.“

Für die petrographische Auffassung geht aus all diesem das Gesetz hervor, nach welchem das Granitmassiv aufgebaut ist: die basischsten Bildungen befinden sich in der Mitte. Nach beiden Rändern hin wird das Gestein immer saurer, der Orthoklas tritt immer mehr in großen Einsprenglingen in den Vordergrund, bis endlich im Nebengestein aplitische Gesteine allein herrschen.

Nach diesen Vorbemerkungen möge die genauere Beschreibung der einzelnen Teile folgen.

#### Der Granit.

Der Granit ist in den meisten Fällen richtungslos körnig. Schieferige Struktur zeigt sich bei den vorliegenden Handstücken einigemal in den porphyrischen Ausbildungen, welche sich dadurch einem Augengneis nähern. Besonders deutlich ist die Schieferstruktur am südlichen Rand des Massivs, worauf später noch zurückzukommen ist.

Makroskopisch erkennt man im Granit neben weißem Feldspat und weißem Quarz, immer schwarzbraunen Biotit und fast immer grüne Hornblende. Es liegt also ein Amphibolbiotitgranit vor, welcher in einigen Fällen in einen Biotitgranit übergeht.

Die mikroskopische Untersuchung ergab eine Fülle von Mineralien, deren Beschreibung nicht ohne Interesse ist. Der Orthoklas zeigt meist große Individuen, häufig in Karlsbader Zwillingen. Er ist gewöhnlich frisch und perthitisch verwachsen mit Plagioklas. Mikroklin findet sich besonders in den porphyrischen Ausbildungen als Einsprengling. Der Plagioklas ist meistens Oligoklas-Andesin, wie die Bestimmung nach der Fouqué'schen Methode und nach der Höhe der Lichtbrechung ergab. Nur selten geht er bis zum Oligoklas. Das Mineral ist vollkommen frisch und wasserklar mit gut ausgebildeten Zwillinglamellen nach Albit- und Periklingesetz. Dazu kommt manchmal noch das Karlsbadergesetz. Fast in jedem Schliff finden sich Verwachsungen von Quarz mit Plagioklas (Quartz vermiculé), genau in derselben Ausbildung, wie sie Weinschenk (Gesteinsbildende Mineralien S. 75) abbildet. Sericitisierung ist selten. Wenn sie auftritt, so geht mit ihr parallel die Chloritisierung des Glimmers und die beginnende Zertrümmerung des Quarzes. Besonders tritt diese Erscheinung hervor an einem porphyrisch ausgebildeten Handstück vom Südrande des Massivs und an einem anderen aus der Mitte desselben.

Der Quarz bildet, wenn er nicht mit Plagioklas in der beschriebenen Weise verwachsen ist, meistens die letzte Ausfüllung. Nicht selten aber zeigt er auch Andeutung von Kristallform. Kataklastische Erscheinungen sind äußerst selten und, wenn vorhanden, nur durch schwach undulöse Auslöschung angedeutet. Flüssigkeits- und Gaseiuschlüsse durchziehen den Quarz oft in Schnüren.

Gemeine grüne Hornbleude meistens in zerfetzten Lappen, selten mit seitlicher Begrenzung, fehlt fast nie, wenn sie auch, wie schon hervorgehoben, in der Mitte des Massivs besonders hervortritt, sodaß sie dort auch der makroskopischen Beobachtung nicht entgehen kann, wie aus der Beschreibung Dr. Keidels hervorgeht. Der Biotit tiefbraun in ganz normaler Ausbildung, ist vielfach in die Hornbleude eingeschlossen. Er zeigt gute seitliche Begrenzung, aber keine Endflächen.

Epidot kommt sowohl in größeren, oft gut ausgebildeten Kristallen, als auch in Form von Mikrolithen und in formlosen Fetzen vor. Man kann ihn in allen wesentlichen Gemengteilen, sowohl im Feldspat als im Quarz, ebenso in der Hornbleude wie im Biotit, finden und immer ist das Mineral, indem er eingeschlossen ist, vollständig frisch und zeigt keine Spur von Umwandlung. Er ist also unzweifelhaft primärer Bestandteil und vor den wesentlichen Gemengteilen auskristallisiert. Seine Menge ist sehr wechselnd. Niemals aber fehlt er ganz. Bemerkenswert ist seine gelbe Farbe und der schwache Pleochroismus.

Mit Epidot verwachsen oder selbständig auftretend ist ferner Orthit ein verhältnismäßig häufiger Bestandteil dieses Granites, wie dies ja gewöhnlich ist. Es ist kaum ein Schliß vorhanden, in dem er nicht zu finden wäre. Er ist braun, deutlich pleochroitisch und zeigt pleochroitische Höfe in Biotit und Hornbleude. Seine schwache Doppelbrechung und seine schiefe Auslöschung (30—35°), wodurch auch die Zwillingsbildung deutlich hervortritt, machen die Bestimmung sicher. Sind Epidot und Orthit verwachsen, so bildet ersterer wie immer den Rand von letzteren.

Sehr oft ist der Orthit zersetzt und zwar so, daß er aus drei verschieden gefärbten, verschieden pleochroitischen und verschieden doppelbrechenden Teilen besteht. Der Rand ist dunkelgelb und zeigt die stärkste Doppelbrechung (zwischen 0,010 und 0,015) und den stärksten Pleochroismus; dann folgt eine Zone von hellgelber Farbe mit schwächerem Pleochroismus und einer Doppelbrechung von etwa 0,005; den Kern bildet endlich eine graulich-gelb gefärbte Masse, welche fast isotrop ist. Die einzelnen Zonen sind zwar scharf, aber in unregelmäßig gewundenen Linien gegeneinander abgegrenzt (Fig. 1 der Tafel V). Außerdem findet sich in jedem Schliß und oft in großer Menge Titanit. Nicht selten zeigt dieser die typisch rhombischen Querschnitte und ist in allen anderen Bestandteilen eingewachsen. Der Pleochroismus ist deutlich; oft beobachtet man Zwillinge und selbst Zwillingslamellierung, sodaß man das Mineral im polarisierten Licht leicht mit Calcit verwechseln könnte, wogegen aber die hohe Lichtbrechung und die starke Dispersion der Achsen sprechen.

In einem Grauit aus der Mitte des Massivs wurde ein Mineral gefunden, welches in Graniten weniger weit verbreitet ist, nämlich Prehuit. Er tritt, meist im Biotit in größeren Individuen eingewachsen, in zweifacher Ausbildung auf: 1. Faserig, mit starker Licht- und Doppelbrechung und normalen Interferenzfarben. Charakter der Hauptzone positiv. 2. Schuppig, mit schwacher Doppelbrechung und starker Dispersion und infolge-

dessen mit anormalen Interferenzfarben. Die positive Bisektrix halbiert einen kleinen Achsenwinkel.

Apatit kommt nicht nur in feinen Nadeln, sondern auch in großen Kristallen vor. Seine Menge ist ganz beträchtlich. Endlich treten nicht allzu häufig Zirkon, mit pleochroitischen Höfen in Hornblende und Biotit, Titaneisen und Eisenglanz als normale Gesteinsgemengteile auf, während der Pyrit durch die Art seines Vorkommens in Rissen und an der Grenze zweier Mineralien beweist, daß er eine sekundäre Bildung ist. Er hat öfters einen braunen Rostrand.

Die Struktur des Gesteins ist, wie schon bei Beschreibung des Quarzes angeführt wurde, meist echt granitisch, es bildet also der Quarz die letzte Ausfüllungsmasse. Manchmal aber tritt auch das Gegenteil ein: der Quarz zeigt mehr oder weniger vollkommene Kristallform und die Struktur nähert sich damit der granulitischen.

Es kommt vor, daß der Orthoklas, welcher an Menge im allgemeinen etwas hinter dem Plagioklas zurückbleibt, ganz fehlt. Es wird dann auch der Plagioklas basischer, etwa Andesin und zeigt Zonarstruktur. Es ist somit aus dem Granit ein Quarzdiorit geworden. Die übrigen Mineralien zeigen aber keinen Unterschied gegenüber denen des Granites. Ein solcher Quarzdiorit stammt aus der Mitte des Massivs.

#### Lamprophyre.

Wie schon erwähnt sind basische Ausbildungen des Granites, mit Ausnahme eines einzigen Vorkommens (Profil III), nur im Massiv selbst beobachtet worden. Schon unter den eigentlichen Graniten finden sich einzelne Handstücke, bei welchen die basischen Bestandteile stark hervortreten; außer diesen aber treten auch ganz dunkle eigentliche Lamprophyre auf, teils richtungslos körnig, teils schieferig, bei welchen man mit bloßem Auge nur noch Biotit und Hornblende unterscheiden kann. U. d. M. findet man neben diesen beiden Mineralien, von welchen auch hier der Biotit von der Hornblende umschlossen wird, noch einen Plagioklas, welcher als Oligoklas-Andesin bestimmt werden konnte, während Orthoklas ganz fehlt und Quarz nur in vereinzelt, kleinen Körnern vorkommt.

Die akzessorischen Gemengteile sind dieselben wie im Granit.

#### Pegmatit und Aplit.

Die sauren Spaltungsprodukte, welche untersucht wurden, stammen fast alle aus Gängen und Adern im Nebengestein, welche in der Nähe des Massivs auftreten.

Die grobkörnigen Pegmatite kommen in verschiedener Ausbildung vor, von denen zwei untersucht werden konnten. Die einen zeigen makroskopisch Orthoklas mit großen Biotitblättern. Die mikroskopische Untersuchung ergibt aber ganz dieselben Mineralien, wie sie im Granit vorkommen. Der Biotit ist fast ganz in Chlorit (Pennin) umgewandelt. Orthit ist besonders häufig und in großen Kristallen, auch Zwillingen, entwickelt. Dazu kommt auch hier wieder faserig ausgebildeter Prehnit.

Die anderen Pegmatite lassen mit bloßem Auge große rothe Orthoklaskristalle, große, weiße Quarz-Individuen und Orthit erkennen. Das Gestein durchsetzt eine grüne Ader von Epidotmineralien, die nach der mikroskopischen Untersuchung aus Epidot, Klinozoisit und Orthit besteht. Dieselben Mineralien kommen auch sonst noch im Gestein zerstreut vor.



Neben ihnen konnte Orthoklas und Oligoklas, beide mit Quarz verwachsen, nachgewiesen werden. Außerdem dieselben Mineralien, wie im Granit. Die Struktur ist die für Pegmatite bezeichnende: alle Mineralien liegen ohne nachweisbare Kristallisationsfolge und ohne Kristallform nebeneinander.

Ein Aplit läßt makroskopisch bloß Feldspat und Quarz als feinkörniges Gemenge erkennen. U. d. M. zeigt er sich zusammengesetzt aus Orthoklas, perthitisch verwachsen mit Plagioklas und aus Mikroklin — beide Kalifeldspäte sind ziemlich frisch —; ferner aus Plagioklas und zwar aus Oligoklas, welcher aber im Gegensatz zu den Kalifeldspäten stark serizitisiert ist. Der Quarz ist feinkörnig. Untergeordnet treten auf: Muskovit in paralleler Verwachsung mit Biotit und Chlorit; letzterer grünlich mit anormalen Interferenzfarben, also Pennin. Er ist sicher sekundäre Bildung und zwar aus Biotit entstanden, wie die Übergänge und die ausgeschiedenen Titausäureminerale, Leukoxen und Anatas, deutlich erkennen lassen. Daneben kommt Titanit als primärer Bestandteil vor.

Ein anderer Aplit, welcher am Nordrande des Massivs in kalkhaltige Gesteine eingedrungen ist, zeigt große Ähnlichkeit mit dem beschriebenen. Man erkennt aber schon makroskopisch Strahlstein, welcher offenbar durch Aufnahme der Bestandteile des Nebengesteins entstanden ist.

## B. Die Schieferserie im Norden.

Verfolgt man nun das Profil 1 weiter nach Norden, also talabwärts, so schließt sich an den Granit eine Serie kalkig-toniger Sedimente an. Unmittelbar an den Granit greuzt ein

### Hornfels,

welcher sich durch seinen splittrigen Bruch sofort als solcher zu erkennen gibt. Er bildet ein dichtes Gemenge weißer und grüner Mineralien, die makroskopisch nicht näher bestimmbar sind.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt vor allem die für Hornfelse so charakteristische Pflasterstruktur. Es ist Forsterit in zahlreichen Körnern, welcher dieses Pflaster bildet. Dazwischen sieht man ganz farblosen Tremolit und eine andere Hornblende, welche ebenfalls farblos ist. Die Art der Ausbildung spricht für Uralit. Es scheint dieses Mineral aus Diallag hervorgegangen zu sein, da es reich ist an Einschlüssen, welche dieselbe Anordnung zeigen, wie man sie beim Diallag gewohnt ist. Dazu gesellt sich noch ein Chlorit mit wohlausgebildeten Zwillingslamellen, fast so, wie beim Plagioklas. Die Färbung ist sehr schwach grünlich, die Doppelbrechung ziemlich hoch (die Interferenzfarben gehen bis zum Weiß erster Ordnung im normalen Schliff). Die Schiefe der Auslöschung beträgt etwa  $4^{\circ}$ . der Charakter der Hauptzone ist negativ, der des Minerals positiv, der Achsenwinkel sehr klein. Es liegt also zweifellos Klinochlor vor. In ihm eingeschlossen findet sich Graphit.

An den Hornfels schließen sich nun Knotenschiefer an, nämlich:

### Skapolithknotenschiefer.

Es sind das bräunliche Schiefer von phyllitischem Habitus mit großen, hellen, runden Knoten. Diese Knoten bestehen der Hauptsache nach aus Skapolith, wie die mikro-

skopische Untersuchung ergibt; nach der qualitativen chemischen Analyse ist derselbe kalkreich mit einem Gehalt an Chlor.

U. d. M. sieht man, daß die Grundmasse des Gesteins aus Quarz und Biotit besteht und vollkommen schieferig ist. Die Knoten von Skapolith (Lichtbrechung wie Quarz — im Mittel 1,55 —, Doppelbrechung etwas höher als Quarz) sind ganz durchlöchert und mit Quarzkörnern und anderen Mineralien erfüllt (Figur 3 der Tafel V). Dasselbe gilt für den Biotit. Wir haben also hier die für Kontaktgesteine so charakteristische Siebstruktur vor uns. Neben dem Skapolith findet sich in jedem Schliff Turmalin in großer Menge. Es ist der stark pleochroitische, braune Turmalin mit den typischen neunseitigen Querschnitten, die zonaren Aufbau zeigen. Diese Querschnitte, sowie die starke Absorption quer zur Hauptzone in den Längsschnitten und zugleich die ungewöhnlich große Menge des Minerals zeigt Figur 4, Tafel V, in welcher die Turmalinlängsschnitte quer zur Schwingungsrichtung des Polarisators liegen.

Außer diesen Mineralien sind noch Titanit, Apatit und Zirkon zu erwähnen.

Dieses Gestein bezeugt somit, daß intensive pneumatolytische Prozesse der Eruption des Granites gefolgt sind: chlor- und borhaltige Dämpfe stiegen empor, sie drangen in kalkhaltige Tonschiefer ein und bildeten dort Skapolith und Turmalin.

In die Knotenschiefer sieht man nun einen etwa 100 m mächtigen Granitgang hineinragen. Das Material dieses Ganges unterscheidet sich in mehreren Punkten von dem des Hauptmassivs. Zunächst ist es sehr feinkörnig. An Stelle des Orthoklases trifft man einen getrübbten Mikroklin mit kryptoperthitischer Struktur. Der sehr seltene Plagioklas konnte als Oligoklas bestimmt werden. Die Hornblende fehlt. Dafür tritt aber Muskovit auf. Der Biotit ist teilweise zu Pennin geworden. Der Quarz, sehr feinkörnig, zeigt Kristallform; die Struktur ist also granulitisch. Überhaupt zeigt das Gestein große Ähnlichkeit mit dem an erster Stelle beschriebenen Aplit. Jedenfalls ist es eine saure Ausbildung des Granites. Es wurde nicht unter den Apliten beschrieben, weil eine solche Benennung der hohe Biotitgehalt verbietet.

---

An die Knotenschiefer schließt sich eine recht mannigfaltige Schieferserie an. Sie besteht nach den Untersuchungen Keidels „im südlichen Teile aus Kalkschiefern, Quarzphylliten und glimmerigen Tonschiefern, welche aber nicht ganz bis zur Hälfte der ganzen Schichtfolge reichen.“ (Man vergleiche Profil 1 zwischen den beiden Granitmassiven im oberen und im mittleren Bayum-kol-Tal.) „Das vorwiegende Merkmal dieser Zone ist, daß hier Kalkschiefer und glimmerhaltige Schiefer besonders häufig sind, welche mannigfaltig miteinander wechsellagern. Fast jedes Stück, das man anschlägt, hat auf den Schichtflächen Glimmer. Die Schiefer scheinen hier in einem höheren Maße verändert zu sein, als weiter nördlich.“ Diese makroskopische Beobachtung wird durch die mikroskopische Untersuchung voll und ganz bestätigt und vervollständigt. Es wurde zunächst ein

#### Quarzphyllit

untersucht, ein dunkler, feinkörniger Schiefer, dessen Hauptmasse aus Quarz, getrübbtem Orthoklas und Oligoklas und parallel gelagerten Biotitblättchen besteht. Dazu kommt Muskovit in wenigen Durchschnitten, Turmalin in wohlumgrenzten Kristallen, grünlicher

Rutil, Zirkon, Epidot und Apatit. Graphit findet sich im ganzen Schlift zerstreut, an einzelnen Stellen aber besonders angehäuft. Ferner konnte ein

#### Körniger Kalk

mit zahlreichen Kontaktmineralien untersucht werden. Unter diesen herrscht ein schwach pleochroitischer Strahlstein vor, der in manchmal recht gut ausgebildeten Kristallen schon makroskopisch deutlich hervortritt. Ferner findet man Diopsid, von Strahlstein umrandet, chlorhaltigen Skapolith und farblosen Chlorit in großen Kristallen. Letzterer ist optisch positiv, hat gerade Auslöschung und höhere Doppelbrechung als Klinochlor. Das sind aber die optischen Eigentümlichkeiten des Leuchtenbergits. Interessant ist das Verhältnis dieses Minerals zum Skapolith, dessen Umwandlungsprodukt er darstellt. Man sieht öfter beide Mineralien in der innigen Verbindung, wie sie Figur 2, Tafel V zeigt, wobei sie sich sowohl durch ihre optischen Eigenschaften als durch die Richtung der Spaltrisse unterscheiden. Diese verlaufen beim Skapolith parallel der Umgrenzung, beim Leuchtenbergit bilden sie mit ihr einen Winkel, welcher in dem abgebildeten Durchschnitt etwa  $30^{\circ}$  beträgt.

Die Schiefer, welche nun nach Norden folgen, sind nach Dr. Keidels Angaben vorherrschend dunkle, feste, oft ganz schwarze und plattige Tonschiefer. Doch wechseln Farbe und sonstige Beschaffenheit auch hier auf kurze Entfernungen. Bald sind es Phyllite von graugrüner Farbe, bald dünnplattige oder blätterige, braun verwitternde graue Tonschiefer.

Am nördlichen Saume der ganzen Schieferserie aber folgt eine Schichtenfolge, welche sich sehr deutlich von den vorhergehenden Teilen unterscheidet. Die Schiefer sind hier vorwiegend grün gefärbt, zum Teil ist es grüner Phyllit; in manchen Lagen jedoch hat das Gestein ein ganz eigentümliches Aussehen. Es ist graugrün, fühlt sich weich an, hat weiße Adern und Flecken, die mit Salzsäure brausen. An anderen Stellen sind es sehr feinblättrige, fettglänzende und weiche chloritische Schiefer. Dieses letztere Gestein stellt gegenüber den Schiefen eine einheitliche Zone dar, deren Breite Dr. Keidel auf 250 bis 280 m schätzt. Er ist der Ansicht, daß hier ein stark zersetztes basisches Eruptivgestein vorliegt, welches durch Metamorphose und Verwitterung sehr verändert ist.

Diese Ansicht erlangt eine gute Stütze dadurch, daß ein unzweifelhaftes basisches Eruptivgestein hier an dieser Stelle in Gängen beobachtet wurde. Es ist dies ein Gabbro, wie mineralische Zusammensetzung und Struktur bezeugen. Die Struktur erkennt man besonders deutlich bei makroskopischer Betrachtung des Dünnschliffes: alle Mineralien sind gleichmäßig ausgebildet, ohne ausgesprochenen Idiomorphismus des einen oder des anderen. Diese körnige Gabbrostruktur ist meist gut erhalten; nur ein Handstück ist deutlich geschiefert. Die mineralische Zusammensetzung ergibt, daß das Gestein ein

#### Saussuritgabbro

ist. Der Plagioklas besteht deutlich aus zwei Teilen, welche regellos durcheinander liegen. Der eine ist Andesin, der andere Labrador oder vielleicht noch basischer. Dazwischen liegen Klimozoisit und Epidot, ganz zerfetzt, ohne Kristallform. Es hat also zweifellos der ursprünglich basische Plagioklas seinen Kalkgehalt zum Teil an die Epidotmineralien abgegeben und ist selbst dadurch saurer geworden. Dieser Prozeß ist aber noch nicht bis



zur vollen Entfernung des Kalkgehaltes aus dem Feldspate vorgeschritten, d. h. der Feldspat ist noch nicht zu Albit geworden, wie man es bei ähnlichen Vorkommnissen sonst häufiger beobachtet. Ähnliche Verhältnisse fand ja auch Luczizky in den „Amphiboliten“ der Oberpfalz. Neben diesem Feldspatmosaik ist der Hauptbestandteil ein Uralit, blaugrün in schilfiger Ausbildung. Woraus er entstanden ist, läßt sich nicht mehr nachweisen. Biotit ist nicht häufig und immer nur in kleinen Fetzen vorhanden. Das Titaneisen ist fast ganz zu Leukoxen geworden. Nur in der Mitte ist manchmal noch ein frischer schwarzer Kern erhalten geblieben. Besonders häufig ist das Titaneisen von Uralit umschlossen. Merkwürdigerweise fehlt in den schieferigen Gesteinen die Umwandlung in Leukoxen. Eudlich wäre noch ein wenig Schwefeleisen anzuführen.

Aus dieser Schieferserie sind noch zwei Gesteine zu erwähnen, welche von der größten Bedeutung für das Verständnis der ganzen Gruppe zu sein scheinen. Das erste ist wiederum ein granitähnliches Gestein, welches ganz aus der Nähe der Gabbrogänge stammt. Äußerlich sieht dieses Gestein einem Zentralgneis völlig gleich und die mikroskopische Untersuchung bestätigt diese Vermutung und zeigt, daß fast in jeder Beziehung Übereinstimmung herrscht. Der Plagioklas, ein Oligoklas-Andesiu, ist ganz vollgepfropft mit Klinozoisit und Epidot. Ferner enthält er Mikrolithen von Biotit und Serizit, dabei ist er vollständig frisch.

Orthoklas scheint zu fehlen. Dagegen kommt Quarz in großer Menge vor. Zertrümmerungserscheinungen wurden an ihm nicht beobachtet: alle Individuen löschen vollständig einheitlich aus. Der Biotit ist mit Chlorit verwachsen und zwar teils parallel, teils durchqueren die Chloritblättchen den Glimmer; aber stets sind die Verhältnisse so, daß beide Mineralien vollkommen frisch sind. Der Chlorit setzt scharf gegen den Biotit ab, sodaß eine sekundäre Entstehung durch Umwandlung des Biotits ausgeschlossen erscheint. Es ist ein Pennin mit starkem Pleochroismus (hellgrün bis fast farblos), mit schwacher Doppelbrechung, aber normalen Interferenzfarben. Er löscht gerade aus, hat negativen Charakter der Hauptzone und kleinen positiven Achsenwinkel. Die makroskopisch deutliche Schieferung gibt sich auch unter dem Mikroskop zu erkennen, indem Glimmer und Chlorit in Lagen, der Schieferung parallel, angeordnet sind. Manchmal sieht man, wie diese Glimmer- und Chloritlagen sich faserig um einen Feldspat herumwinden.

Vergleicht man mit diesen Angaben die Beschreibung, welche Weinschenk<sup>1)</sup> von Zentralgranit gibt, so fällt sofort die große Übereinstimmung auf. Hier wie dort sind die frischen Plagioklase mit Klinozoisit und Epidot erfüllt, hier wie dort tritt ein Pennin mit niedrigen, aber normalen Interferenzfarben als primärer Gemengteil auf. Ein Unterschied liegt nur darin, daß der Plagioklas etwas basischer ist, als der am Groß-Venediger und daß endlich die Erscheinungen der Zertrümmerung am Quarze fehlen.

Dieser Granitgneis steht ganz in der Nähe der Gabbrogänge an, etwas nördlich von ihnen (Profil I, Taf. III). „Auf der linken Talseite ist er viel mächtiger entwickelt. Ich muß

<sup>1)</sup> Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Groß-Venedigerstockes. II. Über das granitische Zentralmassiv und die Beziehungen zwischen Granit und Gneis. Abhandl. der K. Bayer. Akad. der Wissensch., II. Kl., XVIII. Bd., III. Abt.

hervorheben, daß in diesen Schiefen (in der nördlichen Hälfte der Schieferserie) nach Stücken im Gebirgsschutt zu schließen, an mehreren Stellen Gneis oder Gneisgranit vorkommt\* (Keidel).

Mit diesen granitischen Gesteinen im Zusammenhang scheint ein anderes Gestein zu stehen, welches etwas südlich von den Gabbrogängen geschlagen wurde. Es ist ein Gestein, welches man wohl am besten mit dem Namen

#### Gneisglimmerschiefer

bezeichnet. Der Plagioklas, welcher makroskopisch hervortritt und eine porphyrtartige Struktur bedingt, ist merkwürdigerweise ein Bytownit. Daneben erkennt man u. d. M. ein feines körniges Aggregat von Albit und Quarz, wobei die Bestimmung und Unterscheidung beider Feldspate sowohl nach der Fouqué'schen Methode als auch durch Messung der Lichtbrechung sichergestellt ist. Von dunklen Gemengteilen kommen Biotit und Hornblende vor, letztere in der blaugrünen, natronhaltigen Varietät. Von den Nebengemengteilen beobachtet man Orthit, Zoisit, Titanit, Zirkon und etwas Kalzit. Der Bytownitgehalt scheint aus den in der Nähe auftretenden basischen Eruptivgesteinen herzustammen.

Verläßt man nun die Schiefer mit den Gabbrogängen, so kommt man alsbald talabwärts in eine neue Gesteinsreihe. Man stößt zuerst auf einen hochkristallinen, weißen

#### Crinoideendolomit.

Die Crinoideenstielglieder sind an der Oberfläche in großer Anzahl ausgewittert und deutlich zu erkennen. Im frischen Bruch sieht man nur ihre Spaltungsflächen. Die chemische Untersuchung ergibt für das Gestein sowohl wie für die Crinoideenreste reinen Dolomit, welcher selbst in konzentrierter Salzsäure in der Kälte ganz unlöslich ist. U. d. M. erkennt man fast allgemein Zwillingslamellierung nach  $\sim 2R$ . Auch finden sich manchmal kleine, wohlbegrenzte Rhomboeder in demselben. Die Crinoideen haben ihre mikroskopische Struktur vollständig verloren und geben sich u. d. M. nur dadurch zu erkennen, daß sie größere Individuen in der mittelkörnigen, stark verzahnten Grundmasse darstellen. Von mechanischen Einwirkungen sieht man gar nichts. Alle Durchschnitte sind vollständig einheitlich auslöschend und zeigen weder Zertrümmerung noch Verbiegung.

Unmittelbar an diesen Dolomit schließt sich wiederum ein Granitlager an, von etwa 1 km Mächtigkeit und ihm entspricht ungefähr 2 km nördlich, durch eine Serie ähnlicher, meist umgewandelter Gesteine, wie sie eben beschrieben wurden, getrennt, ein weiteres großes Granitmassiv, das in unserem Profil nur noch in einer Mächtigkeit von 3 km eingezeichnet ist, das sich aber in Wirklichkeit noch weiter nach Norden ins untere Bayum-kol erstreckt. Auf den ersten Blick erkennt man an diesem Granite bedeutende Unterschiede gegenüber dem zuerst beschriebenen Amphibolbiotitgranit im oberen Bayum-kol-Tale. Es bedarf deshalb das Gestein einer eingehenden Beschreibung, wobei man am besten beide Lager zusammenfaßt.

### C. Der Granit im mittleren Bayum-kol-Tal.

Dieser Granit ist ein ziemlich grobkörniges Gestein. Große weiße, im nördlichen Teile des Massivs auch rote Feldspäte, erscheinen neben bläulichem Quarz. Als dunklen Gemengteil erkennt man den Biotit, der aber meist nicht schwarzbraun, sondern schmutzigrün erscheint. Das südlichste Lager geht an den Rändern in Gneis über. Über das große Massiv im Süden teilt Dr. Keidel folgendes mit: „Nur die südliche Grenze dieses Massivs ist scharf. Aus dem normal struierten Granit kommt man hier gegen Süden in schieferige Lager. Die Struktur ist nur schwer zu erkennen, weil das Gestein ganz zer- setzt ist: doch treten gerundete und zerquetschte Feldspatkörner deutlich hervor; sie erreichen eine solche Größe, daß das Gestein porphyrische Struktur annimmt. Die schieferige Ab- sonderung (grünliche und bräunliche einheitliche Färbung) wird immer ausgeprägter, je weiter man nach Süden kommt, und es ist in der Richtung der Schieferung eine deutliche Schichtung bemerkbar, die fast O.W. streicht. Dieser ganze Komplex besitzt Gneis- struktur, es wechseln helle und dunkle Streifen, doch sind sie infolge der starken Zer- setzung nicht mehr sehr ausgesprochen. Die Feldspäte, die auch in dem äußeren Teile oft noch in größeren Individuen vorhanden sind, sind stark ausgezogen; sie liegen auf den Schichtflächen als gerundete Knoten, in eine grünliche, chloritische Masse eingebettet (lagen- weise Anordnung der basischen Gemengteile). Die zersetzte schieferige Randzone des Granites geht allmählich in grünliche blätterige Schiefer über. Nach Norden steht das Massiv mit der großen Masse der präkarbonischen Granite der äußeren Züge des zentralen Tian-Schan, d. i. der östlichen Fortsetzung des Terskei-Ala-Tau, im Zusammenhang.“ Die mikroskopische Untersuchung ergibt:

Orthoklas mit Plagioklas perthitisch verwachsen, meist frisch und in großen Indi- viduen neben sehr stark serizitisiertem Oligoklas-Andesin und ganz oder zum Teil umgewandeltem Biotit, der zu Chlorit mit starkem Pleochroismus und anormalen Inter- ferenzfarben geworden ist. Dieser ist also Pennin. Er ist sicher aus Biotit entstanden, wie die Übergänge deutlich zeigen und auch die gewöhnliche Ausscheidung von Titanit und Anatas in Form von „Insekteneiern“ beweist. Vielfach ist er verrostet. Diese ver- rosteten Stellen zeigen dann höhere Doppelbrechung und sind einachsigt negativ, während die frischen Partien positiven Charakter haben.

Muskovit kommt selten neben dem sekundären Serizit als primärer Gemengteil vor. Von unwesentlichen Bestandteilen sind zu erwähnen Epidot und Orthit, Titanit, Anatas, Zirkon und Apatit. Daneben Kalzit und Schwefelkies.

Das Gestein ist ganz zertrümmert, die Feldspäte zerrissen und die einzelnen Teile gegeneinander verschoben, die Risse mit Serizit und Kalzit erfüllt. Der Quarz zeigt überall stark undulöse Auslöschung und Mörtelstruktur. In die Zertrümmerungszonen sind Serizit, Chlorit, Kalzit in großer Menge eingedrungen.

Ganz dieselben Erscheinungen, wie sie hier von dem etwa 1 km mächtigen Lager im Süden beschrieben wurden, wiederholen sich beim Hauptmassiv im Norden, welches das Ende des Profils darstellt. So unterscheidet sich denn der Granit im mittleren Bayum- kol-Tal in seinem ganzen Habitus von dem Amphibolbiotitgranit im oberen Tal: Es fehlt die Hornblende, das Gestein ist stark kataklastisch und war intensiven Zersetzungs- prozessen unterworfen, welche Erscheinungen man im Granit des oberen Tales nur ganz



vereinzelt und niemals in so hohem Grade antrifft. Wie schon erwähnt steht dieses Granitmassiv mit dem Granit im unteren Bayum-kol-Tal in Verbindung. Dr. Petersen hat in der von Herrn Dr. Keidel zitierten Arbeit (Seite 275 und 276) einige von Friedrichsen gesammelte Granite aus diesem Teil des Tales beschrieben. Er war so liebenswürdig, mir die Schliffe dieser Gesteine durch den Vorstand des naturhistorischen Museums in Hamburg zusenden zu lassen, wofür ich ihm bestens danke. Der Vergleich dieser Schliffe mit den von Dr. Keidel gesammelten ergab vollständige Übereinstimmung. Vor allem zeigte sich hier das starke Vorwiegen der sauren Gemengteile über die basischen, was gegenüber dem Granit im oberen Bayum-kol-Tal, der im Durchschnitt viel basischer entwickelt ist, einen durchgreifenden Unterschied bezeichnet. Neben Orthoklas findet sich sehr viel Mikroklin mit oft wunderbarer Gitterlamellierung. Manchmal nimmt auch der immer vorhandene Muskovit so zu, daß ein Zweiglimmergranit entsteht (Nr. 226 auf S. 276). Zertrümmerungs- und Zersetzungserscheinungen sind ebenso intensiv, wie bei den beschriebenen Schliffen; besonders ist die Chloritisierung des Glimmers weit vorgeschritten. Epidot und Orthit sind manchmal sehr häufig und zwar in so gut ausgebildeten Kristallen, daß man sie wohl, wenigstens zum Teil, als primäre Bildung auffassen muß.

Was nun zwischen den beiden Granitmassen liegt, ist rasch beschrieben. An den Nordrand des südlichen Vorkommens schließt sich zunächst ein Gestein an, welches man wiederum am besten mit dem Namen Gneis-Glimmerschiefer bezeichnen könnte. Es enthält als Plagioklas einen Albit. Daneben kommen vor: Quarz, Biotit und Chlorit. Letzterer gibt sich durch seinen starken Pleochroismus und durch seine geringe Doppelbrechung als Pennin zu erkennen. Er ist aber, im Gegensatz zum Pennin des Granites ganz frisch und mit dem ebenfalls frischen Biotit parallel verwachsen. Er ist also hier sicher primärer Entstehung. Epidot findet sich in großer Menge neben Titaneisen, Apatit und Kalzit. Der Albit ist serizitisiert, aber meist nur im Kern, während der Rand noch vollkommen frisch ist, ohne daß sonst ein zonarer Aufbau erkennbar wäre. Der Quarz zeigt nur schwach undulöse Auslöschung.

Über das Weitere berichtet Dr. Keidel:

„Das Hauptmassiv des Granites geht am Südrande, wie schon erwähnt, in dünne Schiefer über und die Schieferung wird immer ausgesprochener, je näher man dem Nebentale (in dem Profil kenntlich durch die Einsattelung) kommt. Dicht bei diesem findet man ein helles gangförmiges Gestein, wahrscheinlich Pegmatit oder Aplit, dann festes, hell klingendes, splitterig springendes Gestein, wahrscheinlich Hornfels, wie im Kontakt weiter talaufwärts.“ (Siehe Profil I, Taf. III.)

Von dem Pegmatit oder Aplit und von den Hornfelsen lag leider kein Stück zur Untersuchung vor. Doch stand mir ein Gestein zu Gebote, unmittelbar vom südlichen Granitraude, welches man seinem ganzen Habitus nach als Adinol bezeichnen muß, das also wohl einen verkieselten Tonschiefer darstellt. Mit Einschluß der ersten Partien des gequetschten und zersetzten Granites ist nach Dr. Keidel die Serie der Hornfelse etwa 250 m mächtig. Am Taleinschnitt des Nebentales liegt Schnitt, zum Teil auch alte Moräne. Auf der Südseite des Nebenflusses stehen unmittelbar neben diesem stark gefaltete Schiefer an: sie lösen sich in großen Blöcken in schief parallelepipedischen Massen ab und zerspringen

griffelig. Mit diesen Schiefen beginnt eine Schichtenfolge, die außerordentlich verändert ist. Dann folgt wieder eine nicht näher untersuchte Schieferserie, bis zuletzt mit einem Crinoideendolomit, dem früher beschriebenen in allem gleich und einem „Tonschiefer mit Pyritwürfeln“, die Grenze des südlichen Granitlagers erreicht ist, welche, wie schon erwähnt, in ihrer schieferigen Ausbildung von einem Gneisglimmerschiefer begleitet wird.

Nun ist noch das Profil in seinem weiteren Verlauf nach Süden gegen die hohe Kette des Khan-Tengri zu verfolgen.

#### D. Der Südrand des Granitmassivs im oberen Bayum-kol-Tal.

Man nähert sich jetzt dem vergletscherten Gebiete und deshalb muß man sich mit einzelnen Aufschlüssen zufrieden geben. Doch sind diese noch immer so beschaffen, daß sie ein klares Bild vom Bau des Gebirges geben und noch manches Interessante bieten.

Zunächst ist es von Bedeutung, daß hier im Süden der Granit deutliche Schieferung zeigt. Die mikroskopische Untersuchung läßt hier wieder, wenigstens einigemal jene Erscheinung erkennen, welche Weinschenk Piezokristallisation nennt: Massenhafte Epidot- und Klinozoisitkristalle erfüllen den frischen Plagioklas, welcher hier zwischen Oligoklas und Oligoklas-Andesin steht, sich aber ersterem nähert. Die Struktur ist granulitisch. Mechanische Einwirkungen fehlen auch bei diesem Gestein.

Unmittelbar an diesen schieferigen Granit schließen sich nun Glimmerschiefer an, wie das Profil zeigt, mannigfaltig von Aplitudern durchzogen. Ein Handstück läßt diese Aplitinjektion im Kleinen erkennen: Lagen von Biotit und feinkörnigem Quarz wechseln mit unzweifelhaft granitischem resp. aplitischem Material. Dieses besteht nämlich aus Orthoklas in großen Karlsbader Zwillingen, Oligoklas, Quarz und etwas grünlichem Biotit. Dazu kommen Epidot in großer Menge, Orthit, Apatit und Zirkon, also ganz dieselbe Mineralkombination, wie sie oben bei den Apliten beschrieben wurde.

Die Fortsetzung des Profils I gibt Profil II (Taf. III). Es beginnt mit den soeben erwähnten injizierten Schiefen. Darauf folgt vielleicht ein nur in der Moräne beobachtetes Gestein. Es ist gelblich-grün, ein

#### Chloritknotenschiefer.

Die Knoten bestehen aus Klinochlor, kenntlich durch den schwachen Pleochroismus, die etwas schiefe Auslöschung und die höhere Doppelbrechung mit normalen Interferenzfarben. Dieser Klinochlor ist umgeben von Albit und durchsetzt von Biotit und Titanit. Die Knoten liegen in einer Grundmasse, welche hauptsächlich aus Epidot, mit außergewöhnlich vielen und schönen Zwillingen besteht. Daneben findet sich aber auch wieder Albit, Biotit und Klinochlor. Letzterer ist auch hier wieder primärer Entstehung, aus denselben Gründen, wie sie früher bei anderen Gesteinen angeführt wurden. Sekundär aber ist Kalzit eingedrungen. Er findet sich nur in Spalten und Hohlräumen.

Die ganze Mineralkombination weist darauf hin, daß der beschriebene Schiefer durch Umwandlung eines basischen Eruptivgesteins oder eines dazu gehörigen Tuffes entstanden ist.

Die nächsten Gesteine, welche nun wieder aus den Moränen auftauchen, sind Granite in mehreren Kuppen; sie gehören zu den Amphibolbiotitgraniten des Hauptprofils und sind ebenso ausgebildet wie jene.

An die Granite schließt sich eine Serie von Kalken, Phylliten und Glimmerschiefern an. Von diesen beanspruchen die Kalke ein besonderes Interesse, da sie unzweifelhafte organische Reste enthalten, nämlich Crinoideen und Korallen. Der

#### Crinoideenkalk,

welcher etwas weiter im Süden in der Moräne gefunden wurde, ist ein körniger grauer Kalk und zeigt sowohl makroskopisch wie mikroskopisch die Crinoideenreste sehr deutlich. U. d. M. ist die organische Struktur vollkommen erhalten durch Graphitstaub; der Mediankanal ist ganz mit diesem Staub erfüllt. Figur 5 der Tafel V zeigt die Photographie eines Längsschnittes, Figur 6 die eines Querschnittes durch ein Stielglied.

Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus feinkörnigen, stark durch graphitischen Staub verunreinigtem Kalzit. Die Crinoideenreste bilden große Kalzitindividuen mit sich unter einem spitzen Winkel kreuzenden Zwillingslamellen nach  $-\frac{1}{2}$  R. Diese Lamellen zeigen einigemal Verbiegungen. An Kontaktmineralien tritt sehr häufig Turmalin auf mit typischem Pleochroismus ( $\omega$  gelb,  $\epsilon$  farblos) und mit vielen gut ausgebildeten trigonalen Querschnitten. Außerdem gelblicher, pleochroitischer Phlogopit sowie Eisenglanz. Endlich bemerkt man noch nicht näher bestimmbar sulfidische Erze, unter denen sich aber sicher Eisenkies befindet. Im

#### Korallenkalk

treten makroskopisch deutlich Korallenreste hervor, welche nicht näher bestimmbar sind. U. d. M. aber findet man von ihrer Struktur keine Spur mehr. Man sieht nur noch, wie die Stellen, welche man makroskopisch als Korallen erkennt, durch das bedeutend gröbere Korn sich aus der feinkörnigen Masse abheben. Der Grund dafür ist wohl hier, wie beim Crinoideenkalk, in der größeren Reinheit des Materials zu suchen. Denn während die Korallen durchaus klar sind, enthält der feinkörnige Kalzit massenhaft kleine opake Einschlüsse. Diese Einschlüsse bewirken auch die dunkle Färbung des Gesteins, aus welcher schon fürs bloße Auge die weißen Korallen sich deutlich abheben. Auch hier zeigen die großen Kalzitkörner die charakteristische Zwillingslamellierung nach  $-\frac{1}{2}$  R. Als Kontaktmineral sieht man hier und da einen farblosen Glimmer.

Neben diesen beiden Kalken kommen noch andere vor, welche aber aus reinem Kalzit bestehen. Sie alle zeigen im allgemeinen die Pflasterstruktur. In einzelnen sind die Zwillingslamellen verbogen. Die Kalke treten wechsellagernd mit Phylliten und Tonschiefern an. Einigemal finden sich Zwischenlagen von dichtem weißem Kaliglimmer ähnlich den sog. Helvetan von Gümbel.

---

Profil X (S. 145) beginnt im Norden mit dem Amphibolbiotitgranit des Hauptmassivs, welcher hier am Rande pegmatitische Ausbildung und einen größeren basischen Putzen zeigt. Daran schließt sich, in geringer Mächtigkeit, der bei Profil I beschriebene Glimmerschiefer (injizierter Schiefer) und dann körnige Kalke an. Der Kalk, welcher dem



Granit am nächsten liegt, ist ein dunkles Gestein mit schwarzen Knoten. Die Knoten bestehen aus Graphit mit etwas Quarz und Glimmer. Der Kalzit, meist ziemlich grobkörnig, zeigt zum Teil verbogene Zwillinglamellen (nach  $-\frac{1}{2}$  R.). Neben ihm findet man noch Quarz, etwas Albit, Muskovit, Zirkon und Schwefelkies. Der Graphit tritt, außer in den Knoten, auch noch sonst in Rissen oder im Glimmer eingeschlossen auf.

Etwas mehr nach Süden schließt sich nun ein Crinoideenkalk an. Die Crinoideenreste, welche makroskopisch leicht erkennbar sind, findet man unter dem M. nicht mehr wieder. Die Struktur ist gänzlich verschwunden. Doch sieht man manchmal kleinere Kalzitindividuen in größeren, mit anderer Orientierung, eingeschlossen und zwar gerade dort, wo man makroskopisch die Crinoideenstiele beobachtet.

Quarz tritt in Knoten auf, in denen sich immer viele kleine Stücke zusammenhäufen. Dazu kommen Muskovit, Schwefelkies und Graphit. Letzterer füllt auch hier die Risse aus und ist im Glimmer eingeschlossen. Die Zwillinglamellen des Kalzites sind stark verbogen.

Die beiden beschriebenen Kalke zeigt in vergrößertem Maßstab Profil XI. Dort sieht man auch, wie Aplite in mehreren Verästelungen in die Kalke eindringen. Dann ist eine kurze Strecke mit Moränen bedeckt, welche ein Gletscherbach durchfließt. Am Südgehänge dieses Baches (Profil X) stehen wieder Gesteine an, welche besonderes Interesse verdienen.

Zunächst bemerkt man einen Pegmatit und einen feinkörnigen Granit. Letzterer enthält Orthoklas in unregelmäßigen Fetzen, sehr wenig sauren Plagioklas (eine nähere Bestimmung ist nicht möglich, weil die Stücke zu klein sind), Quarz in kleinen, meist wohlbegrenzten Kristallen. Biotit gleichfalls endlich gut begrenzt, Epidot in großer Menge, aber fast nie mit Kristallform, Eisenglanz in sechsseitigen Täfelchen, Apatit und Zirkon. Die Struktur ist granulitisch und man würde das Gestein Aplit nennen können, wenn nicht die basischen Gemengteile ziemlich stark vertreten wären.

Mit diesem Granit resp. Pegmatit steht in enger Verbindung ein anderes Gestein. Es zeigt deutlich sedimentären Charakter: gut ausgebildeter Muskovit und feinkörniger Quarz durchziehen das Gestein parallel der Schieferung und umschließen in der Schieferungsrichtung langgestreckte Graphitputzen. Zwischen diesen Lagen aber ist Aplit eingedrungen, denn man findet hier frischen Mikroklin, Quarz, von größerem Korn, als im Schiefer, richtungsloser Biotit, Pennin, Apatit, Zirkon. Dazu kommt endlich noch ein Mineral, welches zwar im Bayum-kol-Tal niemals im Granit beobachtet wurde, wohl aber häufig in den umgewandelten Sedimenten, nämlich Turmalin. Er ist hier grünlich gefärbt ( $\omega$  dunkelgrün,  $\epsilon$  hellgrün bis farblos) und in außergewöhnlich großen, gut umgrenzten Kristallen entwickelt.

Wir befinden uns also hier unzweifelhaft in der Region der injizierten Schiefer, in welcher granitisches und sedimentäres Material sich in der mannigfaltigsten Weise mischen. Vieles ist leider verdeckt von diesem interessanten Gebiet. Doch sieht man etwas weiter nach Süden in unserem Profil X wiederum eine Partie unter dem Eis hervorkommen. Ein Aplit durchsetzt auch dieses Gestein und somit charakterisiert es sich als die wahrscheinliche Fortsetzung genannten Gebietes.

Verläßt man diesen Gneis mit Aplitgang, so kommt man nach Süden wiederum auf Granit, welcher unter Eis und Moräne stellenweise beobachtet wurde. Es ist derselbe

Amphibolbiotitgranit, welcher in Profil II die drei Kuppen bildet, resp. seine westliche Fortsetzung. In Profil X ist er eingezeichnet, natürlich schematisch, da er nur in kleinen Partien aufgeschlossen ist. Hier wurde auch „sehr häufig in der Moräne zwischen dem Eis, das tief zerspalten ist, Augengneis gefunden.“ Auf dem Granit folgten nach Süden auch in Profil III u. X Crinoideen- und Korallenkalke, wie sie schon bei Profil II beschrieben wurden.

Über die paläozoischen Kalke, welche den Hintergrund unserer Profile im Süden bilden und welche die hohen Ketten zusammensetzen, kann nichts Näheres angegeben werden, weil keine Stücke zur Untersuchung vorlagen und somit muß hier die Beschreibung der Gesteine ihren Abschluß finden.

### Ergebnisse der petrographischen Untersuchung.

Drei Fragen sind es vor allem, welche sich nun aufdrängen: 1. Ist der Granit als Intrusivmasse in die Schiefer eingedrungen, welche ihn jetzt umgeben? 2. In welcher geologischen Periode ist dieses geschehen? 3. Welches ist die Ursache der kristallinischen Beschaffenheit der Schiefer und Kalke?

1. Daß die erste Frage für den Amphibolbiotitgranit bejahend beantwortet werden muß, unterliegt keinem Zweifel. Dafür sprechen: 1. Die porphyrischen und schieferigen Randzonen. 2. Die Aplite und Pegmatite, welche ins Nebengestein eindringen. 3. Die Kontaktmetamorphose dieses Nebengesteins selbst. Ein Blick auf die Profile zeigt dieses alles ganz deutlich.

Nicht so deutlich liegen die Verhältnisse beim Biotitgranit im mittleren Bayumkol-Tal. Aber auch hier findet man vollständig befriedigende Beweise: Die porphyrische und schieferige Randzone wurde von Dr. Keidel beschrieben; ebensowenig fehlt der Pegmatit im Nebengestein, wenn auch nur ein einziger beobachtet wurde; endlich ist auch die Kontaktmetamorphose durch Hornfelse und Adinole nachgewiesen.

2. Das Alter der Granite ist somit in seiner Grenze nach unten durch das Alter der umgebenden Schiefer bestimmt. Für den Granit im oberen Bayumkol-Tal ergibt sich also ein postkarbonisches Alter, weil er oberkarbonische Gesteine metamorphosiert hat. Der Granit im mittleren und unteren Bayumkol-Tal aber ist zweifellos älter.

Wenn auch die Schiefer, welche er verändert hat, unbestimmten Alters sind (vergl. Keidel S. 104 f.), so ergeben die an zahlreichen Stellen nachweisbaren Transgressionen unterkarbonischer Ablagerungen über diesem Granit und seinen Kontaktbildungen, daß zur Zeit der Ablagerung jener Sedimente der Granit mit seiner kontaktmetamorphen Hülle schon einer weitgehenden Denudation anheimgefallen war. Mit ihm gleichalterig, da petrographisch völlig übereinstimmend, ist auch das etwa 1 km mächtige Lager nördlich von diesem granitischen Hauptmassiv.

Zweifellos haben wir es also mit zwei verschiedenalterigen Intrusionen zu tun, von welchen die jüngere, jene im oberen Bayumkol-Tal, mindestens postkarbonisch ist. Aber man kann das Alter dieser auf Grund petrographischer Beobachtungen noch etwas näher definieren. Einerseits weist nämlich die große Menge an Mineralien der Epidotgruppe, alles Mineralien von kleinem Molekularvolumen, wie auch die Piezokontaktmetamorphose am Südrande auf einen bedeutenden Druck während der Verfestigung hin, so daß die Intrusion wohl in unmittelbarem Zusammenhang mit einer Gebirgsbildung gestanden haben mag und sowohl die Verfestigung des Granites selbst, also auch die Meta-

morphose des Nebengesteins unter dem Einfluß des hohen Druckes dieser Gebirgsbildung vor sich ging. Andererseits ist aber der Granit in seiner ganzen Masse frisch und unzersetzt. Mechanische Zertrümmerungen sind nur lokale Erscheinungen und erreichen nie einen hohen Betrag. Das erscheint unmöglich, wenn nach der Verfestigung des Granites noch bedeutende gebirgsbildende Bewegungen stattgefunden hätten. Wie eine solche auf ein Granitmassiv einwirkt, zeigt sich deutlich am Granit des mittleren und unteren Bayum-kol-Tals, bei dem fast kein einziger Bestandteil ohne Zertrümmerungserscheinung geblieben ist.

Es wäre also somit als Zeit der Intrusion mit großer Wahrscheinlichkeit die letzte große gebirgsbildende Bewegung im Tian-Schan bestimmt.

3. Die dritte Frage streift ein Gebiet, das heutigen Tages im Mittelpunkte des allgemeinen Interesses aller Geologen steht: Die Entstehung der kristallinen Schiefer. Und weil hier die Ansichten so sehr voneinander abweichen, so scheint es vor allem geboten, bei der Behandlung dieser Frage strenge Tatsachen und Theorie auseinanderzuhalten.

Es ergibt sich zunächst aus den Untersuchungen im Bayum-kol-Tal, daß man hier von einer archaischen Formation oder von der Formation der kristallinen Schiefer nicht reden kann. Die Kalke und Schiefer von der hohen Kette des Khan-Tengri bis ins mittlere Bayum-kol-Tal hinab, sind durch Fossilfunde als paläozoisch bestimmt. Nur die schmale Zone von Schiefen zwischen dem Granitmassiv des mittleren Bayum-kol und dem nördlichen Crinoideendolomit ist unbestimmten Alters. Es ist also, wenn wir zunächst von diesen wenigen Schiefen absehen, sicher nachgewiesen, daß die in Rede stehenden Gesteine umgewandelte Sedimente und, zum geringen Teil, umgewandelte basische Eruptivgesteine sind.

Die Frage nach der Ursache ihrer kristallinen Umwandlung läßt sich für die Gesteine im obersten Bayum-kol-Tal leicht und mit absoluter Sicherheit beantworten: Es ist unzweifelhaft, daß es die kontaktmetamorphosierende Kraft des Granites war, welche die Gesteine in nächster Nähe des Granites in den jetzigen Zustand übergeführt hat. Ein Blick auf Profil II, III und X (S. 145) läßt dieses für die südlichsten Teile deutlich erkennen. Dort sieht man ja, wie der Granit selbst oder seine sauren Spaltungsprodukte in der mannigfaltigsten Weise in Kalke und Schiefer eindringen, überall ihre Spuren in der Neubildung oder Umkristallisierung der Mineralien zurücklassend. Das kann man verfolgen, soweit die Aufschlüsse reichen, so lange nicht ewiges Eis alles bedeckt. Die Profile geben natürlich nur die bedeutendsten Aplite an. Daß die Aplite z. B. unter der Moräne der Furche des westlichen Bayum-kol-Gletschers das Gestein gleichsam durchschwärmen, sieht man auf den Profilen nicht.

Für die Gesteine am Nordrande des Granitmassivs im oberen Bayum-kol-Tal hat man nicht geringere Sicherheit für die umwandelnde Wirkung des Granites. Zwar sind hier die Aplite nicht so zahlreich, — wenn man nicht etwa die mächtige Apophyse von feinkörnigem Granit dazu rechnen will, — aber an ihre Stelle tritt eine andere Erscheinung: an den Granit schließen sich Hornfelse und Knotenschiefer an, welche man immer als typische Kontaktbildungen auffaßt. Und neben diesen treten auch Kalke auf, mit typischen Kontaktmineralien und endlich Quarzphyllite mit Turmalin. Bis hierhin also, etwa 1 km nördlich vom Granit und ebenso für die im Süden an den Granit angrenzenden Kalke und Schiefer ist die Kontaktmetamorphose Tatsache.



Sind wir aber nun berechtigt die Kontaktmetamorphose auch auf die noch weiter nach Norden folgenden Schiefer auszudehnen?

Wir wissen durch Herrn Dr. Keidel, daß die Gesteine der südlichen Hälfte der Schieferserie sich vor den anderen durch einen höheren Grad der Metamorphose auszeichnen, ja daß die der nördlichen Hälfte, wenigstens zum Teil, ganz unverändert sind. Das alles würde sich leicht erklären durch die geringere oder größere Entfernung des Granites.

Allerdings nimmt die Metamorphose wieder zu, wenn wir uns noch mehr nach Norden begeben und uns den Gabbrozungen nähern. Den Grund dafür aber finden wir in Graniten, welche besonders auf der linken Talseite sehr häufig sind. Auch von der rechten Seite wurde ein solcher beschrieben und mit dem Zentralgranit der Alpen verglichen. Es ist also wenigstens sehr wahrscheinlich, daß die ganze Schieferserie kontaktmetamorph ist. Sicher wird dieses wieder für jene Gesteine, welche den Biotitgranit im mittleren und unteren Tal umhüllen.

Es ist auf den ersten Blick auffallend, daß nur am Nordrand des großen Granitmassivs im oberen Bayum-kol-Tal Hornfelse und Knotenschiefer sich finden, während am Südrande gar nichts derartiges vorkommt. Man kann dieses Fehlen nicht dadurch erklären, daß das Gebiet zu wenig durchforscht sei. Die Profile zeigen, daß gerade der unmittelbare Kontakt des Granites an mehreren Stellen sehr eingehend untersucht wurde. So charakteristische Bildungen wie Hornfelse und Knotenschiefer hätten dabei dem Sammler nicht entgehen können. Noch viel weniger darf man deshalb die Kontaktmetamorphose leugnen, da ja doch in den Apliten ganz unwiderlegliche Beweise gegeben sind.

Es handelt sich hier offenbar um eine ganz andere Art der Kontaktmetamorphose, wie am Nordrand. Hier am Südrand ist es das, was Weinschenk Piezokontaktmetamorphose nennt, am Nordrand ist es normale Kontaktmetamorphose. Merkwürdig genug ist es nun, wie erstere auch mit der Piezokristallisation zusammenhängt; wird doch am Südrande der Granit, wie schon beschrieben, schieferig und nimmt makroskopisch wie mikroskopisch ganz den Habitus eines zentralalpiner Granites an. Dieselbe Übereinstimmung mit zentralalpinen Gesteinen ergibt sich aus der Betrachtung der metamorphosierten Schiefer und Kalke. Nirgendwo treten am Südrande die stets als typisch betrachteten Kontaktmineralien wie Andalusit und Cordierit oder Kalksilikatmineralien auf, sondern an Stelle ersterer tritt als Neubildung Muskovit und Biotit, an Stelle letzterer bleiben Kalzit und die Kieselsäure getrennt, sei es, daß letztere als Quarz auskristallisiert oder sich im Albit findet.

Geht man hingegen zum Nordrand, so treten im Hornfels sofort Diopsid und Forsterit auf und im körnigen Kalk bildet sich Strahlstein, während man freie Kieselsäure vergebens sucht.

Merkwürdig und zugleich hochbedeutsam ist es, daß so ein und dasselbe Massiv die beiden Arten der Kontaktmetamorphose zeigt. Mag man dieses nun dadurch erklären, daß im Süden, wo die mächtigen Ketten bis über 7000 m emporragen, der Druck während der Metamorphose ganz besonders stark auf den Gesteinen lastete, mag man irgendetwas andere Erklärung suchen: Die Tatsache muß jedenfalls beim Studium ähnlicher Gebiete, vor allem unserer Alpen, berücksichtigt werden; man darf nicht mehr von einer Theorie der Piezokontaktmetamorphose sprechen, welche sich durch keine Tatsache beweisen lasse.

St. Gabriel b. Mödling, März 1906.

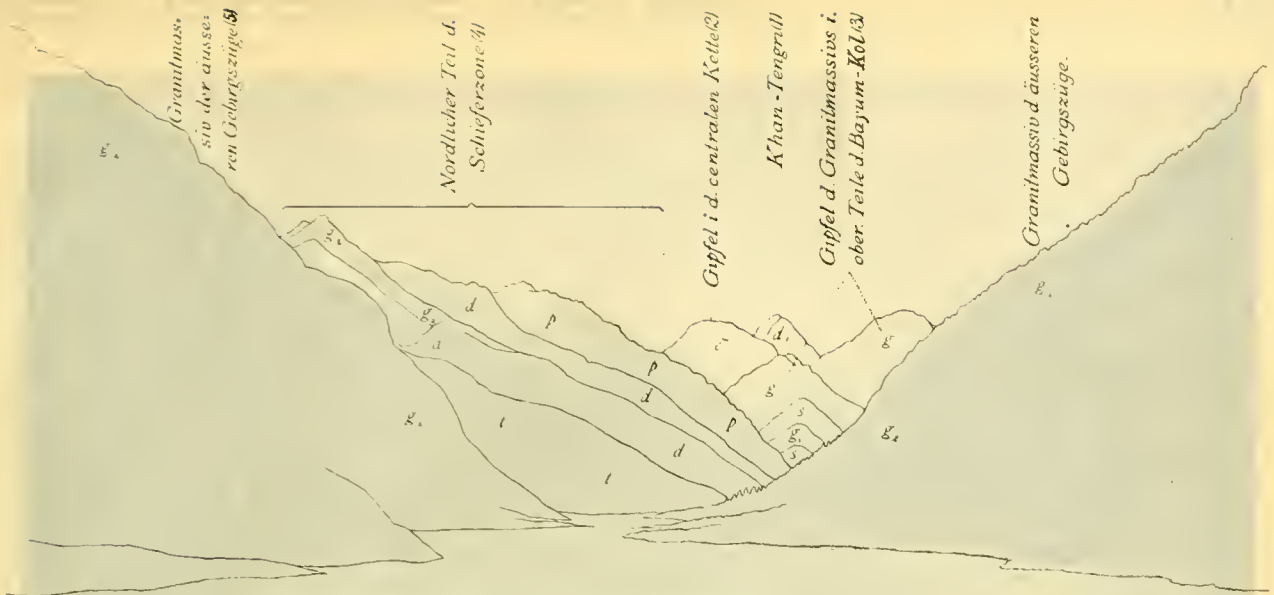
### Erklärung der Tafel V.

(Vergrößerung ca. 70 fach).

- Fig. 1. Orthitkristall aus drei verschieden gefärbten, scharf gegeneinander abgegrenzten Teilen bestehend. Aus dem Amphibolbiotitgranit des obersten Bayum-kol-Tales.  
Gewöhnliches Licht.
- Fig. 2. In der Mitte des Gesichtsfeldes ein Skapolithkristall mit Spaltrissen, der Längsrichtung parallel. In diesem Kristall sieht man einzelne Partien, deren Spaltbarkeit einen Winkel von  $30^{\circ}$  mit der des Skapoliths bildet. Es ist Leuchtenbergit. Kontaktkalk.  
Gewöhnliches Licht.
- Fig. 3. Siebstruktur eines Skapolithknotens. Der Skapolith ist durchlöchert und mit Quarz und Biotit angefüllt. + Nicols. Skapolithknotenschiefer.
- Fig. 4. Zeigt neunseitige Turmalinquerschnitte und stark absorbierende Längsschnitte in dem vollkommen geschieferten Skapolithgestein. Skapolithknotenschiefer.
- Fig. 5. Längsschnitt durch einen Crinoideenstiel. Die ursprüngliche organische Struktur ist durch Graphitflecken angedeutet.  
Gewöhnliches Licht. Im Marmor des obersten Bayum-kol-Tales.
- Fig. 6. Querschnitt durch einen Crinoideenstiel. Ein einheitliches, zwillingslamellierte Kalzitindividuum zeigt in der Mitte einen Hohlraum, welcher ganz mit Graphit erfüllt ist.  
Gewöhnliches Licht. Im Marmor des obersten Bayum-kol-Tales.
-



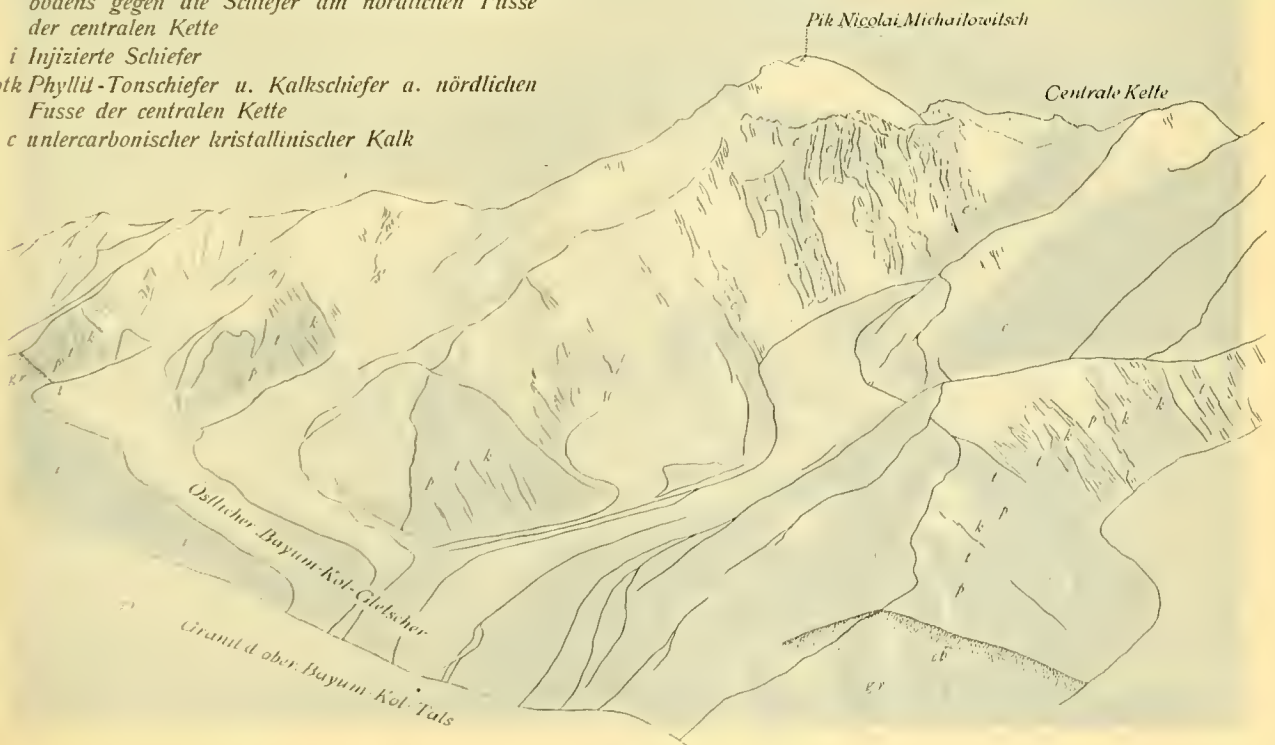




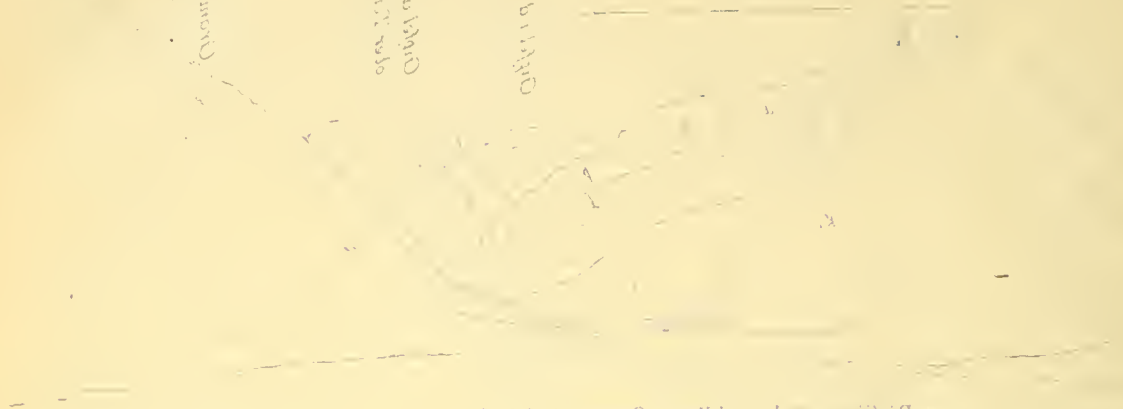
- g<sub>2</sub>* Biotitgranit des mittleren Bayum-Kol-Tals
- g<sub>1</sub>* Granit in den Schieferrn
- g* Amphibolbiotitgranit des oberen Bayum-Kol-Tals
- p* Phyllit (z. T. Gneiss, Gabbro usw.)
- t* Tonschiefer (z. T. Phyllit)
- s* Kontaktmelamorphe Schiefer d. oberen Bayum-Kol-Tals
- d* Dolomit der Schieferzone i. mittleren Talabschnitt
- d<sub>1</sub>* Dolomit d. Khan-Tengri u. kristallin. Kalk
- c* Carbonischer Kalk

- gr* Granit des oberen Bayum-Kol-Tals
- ct* Contact des schmalen Granitzuges des Gletscherbodens gegen die Schiefer am nördlichen Fusse der centralen Kette
- i* Injizierte Schiefer
- ptk* Phyllit-Tonschiefer u. Kalkschiefer a. nördlichen Fusse der centralen Kette
- c* unlercarbonischer kristallinischer Kalk

Umrandung d. östl. Bayum-Kol-Gletschers.



1. ...  
 2. ...  
 3. ...  
 4. ...  
 5. ...  
 6. ...  
 7. ...  
 8. ...  
 9. ...  
 10. ...



g. Biotitgneis des mittleren Bayern-Kol-Tals  
 g. Granit im den Schiefer  
 g. Amphibolitgneis des oberen Bayern-Kol-Tals  
 p. Pflitz (s. T. Giesse, Giesse usw.)  
 t. Tonschiefer (s. T. Pflitz)  
 s. Kalkstein im obigen Schiefer d. Bayern-Kol-Tals  
 d. Dolomit der Schieferzone i. mittleren Talschicht  
 d. Dolomit d. Kalm-Tal im Bayern-Kol-Tals  
 c. Carbonatierter Kalk

Umrundung d. östl. Bayern-Kol-Gletschers.

Die Karte zeigt die Umrundung des östlichen Bayern-Kol-Gletschers.

g. Granit des oberen Bayern-Kol-Tals  
 t. Contact des schmalen Granitganges des Giesse  
 bodens gegen die Schiefer im nördlichen Teile  
 der centralen Kette  
 i. jüngste Schiefer  
 p. Pflitz-Tonschiefer u. Kalkschiefer n. nördlich in  
 Füße der centralen Kette  
 c. untercarbonatierter kristallinischer Kalk







Fig. 1.

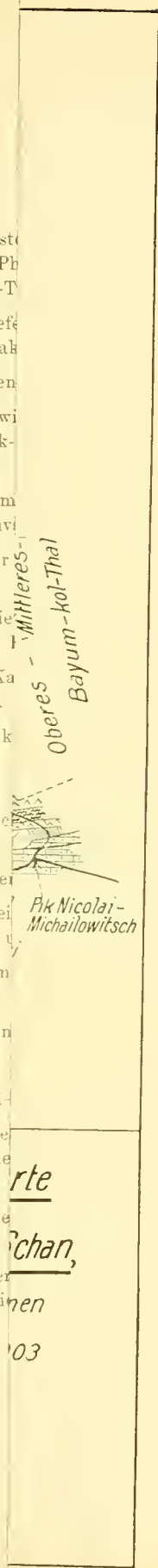


Fig. 2.





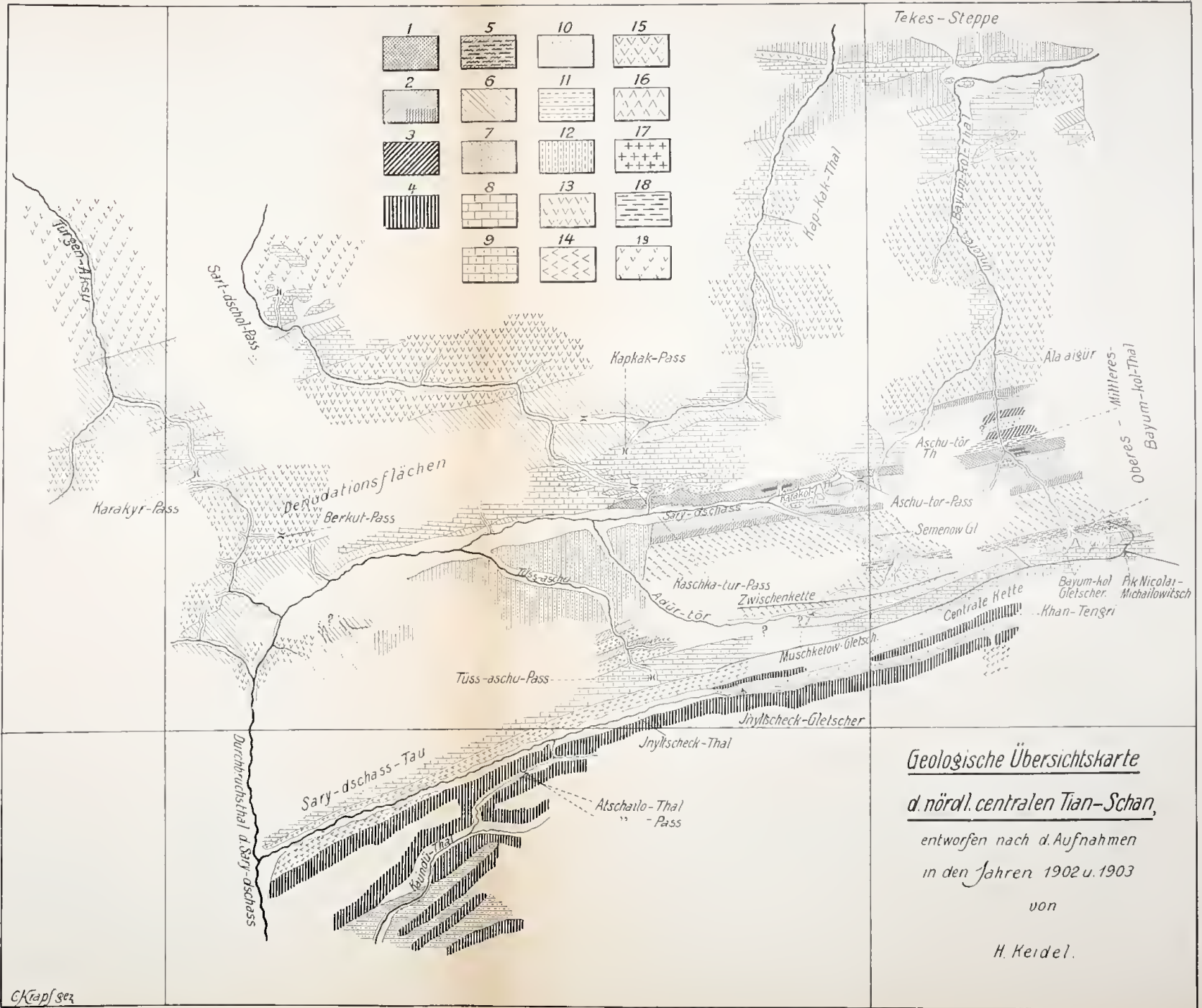
- 1 Amphibolitische Gesteine, Schiefer und grüner Phyllitzone des Bayum-kol-Tals.
- 2 Phyllit und Tonschiefer des Tals, zum Teil kontaktiert.
- 3 Dolomit des mittleren Tals.
- 4 Dieselben Gesteine wie in 3, aber im Gebirge des Inyltschek-Tals davon.
- 5 Injizierte Schiefer am nördlichen Ende des Bayum-kol-Massivs.
- 6 Paläozoische Schiefer der Gebirgszüge.
- 7 Phyllite und Tonschiefer an der zentralen Flanke.
- 8 Unterkarbonischer Karbonat, Productus giganteus.
- 9 Unterkarbonischer Karbonat, Zentralketten.
- 10 Bunte gipsführende Sandsteine (karbonische Sandsteine) des Passes.
- 11 Tertiäre Gobi-Sedimente.
- 12 Junge, zum Teil pleistozäne, der alten Seebecken.
- 13 Präkarbonischer Granit der Gebirgszüge.
- 14 Jüngerer Granit der inneren Gebirgszüge.
- 15 Quarzporphyr.
- 16 Granit des Bayum-kol-Tals.
- 17 Gepresster Granit, eingekeilt, Tonschiefern der Schiefer des Bayum-kol-Tals.
- 18 Gneis etc. in der Schiefer des Bayum-kol-Tals.
- 19 Granit der nördlichen Gebirgszüge, vermutlich gleichaltrig mit dem Granit des Bayum-kol-Tals.







- 1 Amphibolitische Gesteine, chloritische Schiefer und grüner Phyllit der Schieferzone des Bayum-kol-Tals.
- 2 Phyllit und Tonschiefer des Bayum-kol-Tals, zum Teil kontaktmetamorph.
- 3 Dolomit des mittleren Bayum-kol-Tals.
- 4 Dieselben Gesteine wie 1, 2, 3 im Gebirge des Inyltschek-Tals und südlich davon.
- 5 Injizierte Schiefer am südlichen Rande des Bayum-kol-Massivs.
- 6 Paläozoische Schiefer der äußeren Gebirgszüge.
- 7 Phyllite und Tonschiefer am nördlichen Rande der zentralen Kette.
- 8 Unterkarbonischer Kalk der Stufe des Productus giganteus.
- 9 Unterkarbonischer, körniger Kalk der Zentralketten.
- 10 Bunte gipsführende Mergel und rote Sandsteine (karbonisch) des Sart-dschol-Passes.
- 11 Tertiäre Gobi-Sedimente.
- 12 Junge, zum Teil pleistozäne Bildungen der alten Seebecken und der Talbecken.
- 13 Präkarbonischer Granit der äußeren Gebirgszüge.
- 14 Jüngerer Granit der inneren Gebirgszüge.
- 15 Quarzporphyr.
- 16 Granit des Bayum-kol-Semonow-Massivs.
- 17 Gephreiter Granit, eingelagert in den Tonschiefern der Schieferzone des Bayum-kol-Tals.
- 18 Gneis etc. in der Schieferzone des Bayum-kol-Tals.
- 19 Granit der nördlichen äußeren Gebirgszüge, vermutlich gleichalterig mit 13.

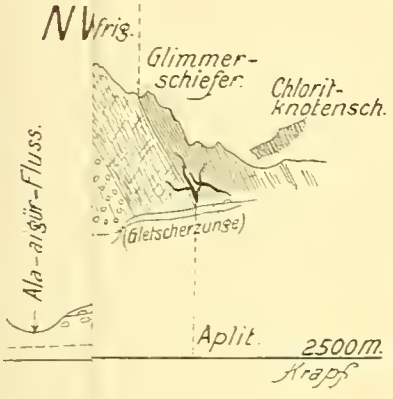




Tafel III.

A

SO



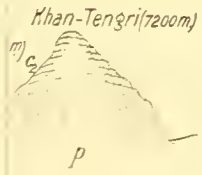
1

2

3

4

5







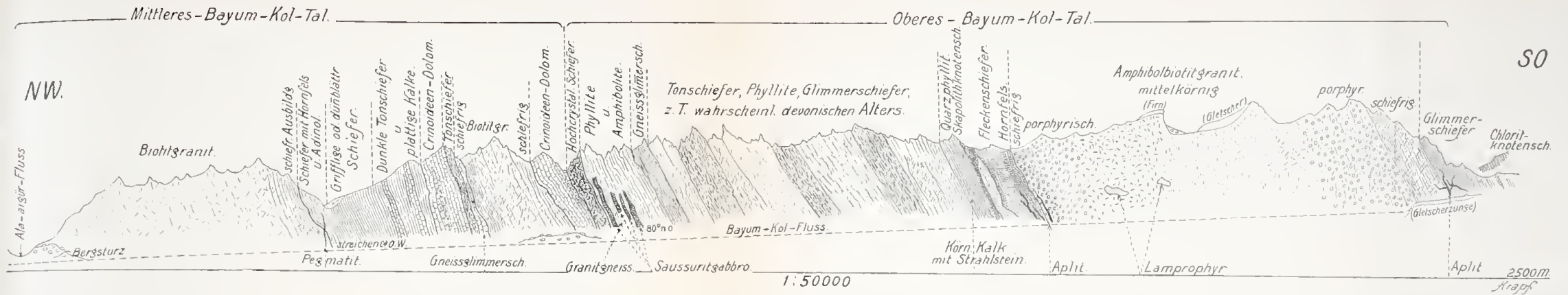


Fig. I. Profil durch das obere und mittlere Bayum-kol-Tal von S.O. - N.W.

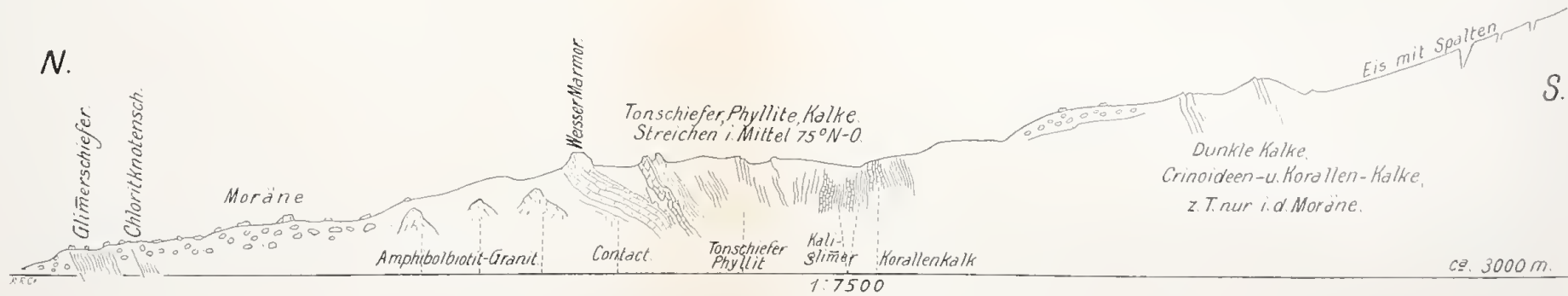


Fig. II. Profil durch den obersten Teil des Bayum-kol-Tales von S. - N.



Fig. III. Profil durch den nördlichen Teil des zentralen Tian-Schan im Meridian des Khan-Tengri (vom Khan-Tengri durch das Bayum-kol-Tal zur Tekes-Ebene)

p Phyllit, Tonschiefer u. s. w., z. T. in Profil I, d Crinoideendolomit der Schieferzone des Bayum-kol-Tales, c unterkarbonischer Kalk, z. T. grauackenhähnlich, c<sub>1</sub> kristallinischer Kalk (z. T. dolomitisch) der zentralen Kette, c<sub>2</sub> kristallinischer, z. T. dolomitischer Kalk des Khan-Tengri, i Zone der injizierten Schiefer, t junge Bildungen der Tekesebene, m alte Moräne, s Aufschüttungen der Steppe, g präkarbonischer Granit der äußeren Gebirgszüge, g<sub>1</sub> Granit des oberen Bayum-kol-Tals, g<sub>2</sub> gepfeifer Granit der Schieferzone, a Gabbro.





V.







Fig. XII. Profil durch das Karakol-Tal und den Semenow-Gletscher (Endzunge).

p grünlicher Phyllit, a amphibolitartiges Gestein, tg Tonglimmerschiefer, t Tonschiefer, eg Quarzitkonglomerat, k kontaktmetamorpher Kalk, c unterkarbonischer Kalk, g Granit, m Moräne, s Gebängeschutt, ct Kontakt, e Gletscher.

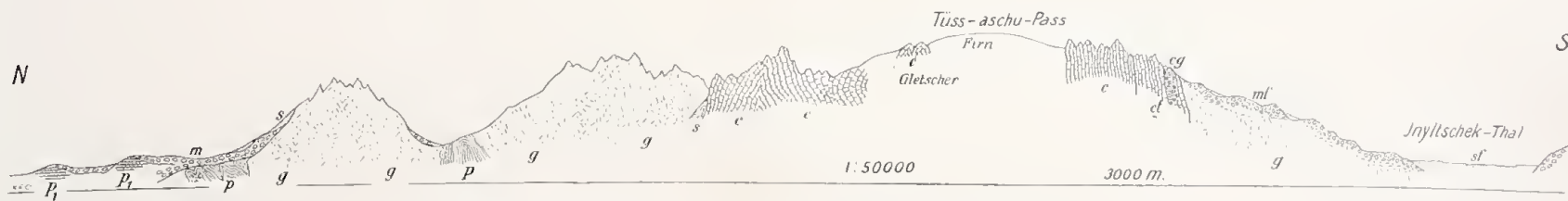


Fig. XIII. Profil durch den Sary-dschass-Tau im Meridian des Tüss-aschu-Passes.

p Phyllit, kristallinische Schiefer, z. T. injizierte Schiefer, c unterkarbonischer Crinoideenkalk mit Productus giganteus, et kontaktmetamorpher Kalk mit Kalkkonglomerat (eg), g Granit, Amphibolbiotitgranit und porphyrischer Biotitgranit, p<sub>1</sub> rötliche, lockere, pleistozäne Konglomerate und Sande des Sary-dschass-Beckens, m alte Moräne, ml' fluvioglaziale Bildungen in Terrassen, sf Flussschotter, s Schutt.

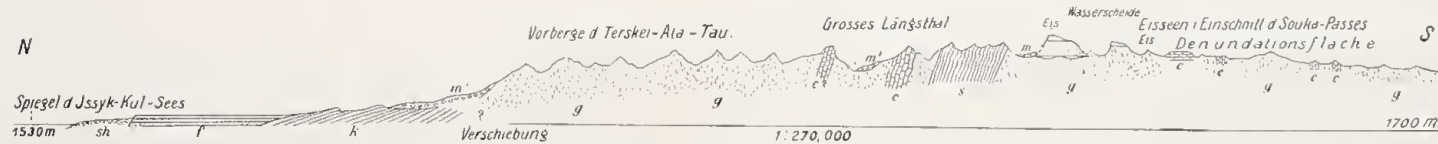


Fig. XIV. Profil durch den Terskei-Ala-Tau im Meridian des Souka-Passes.

g granitische Gesteine, Amphibolbiotitgranit, Biotitgranit, s metamorphe Schiefer, c heller und dunkler kristallinischer Kalk, z. T. von Aplit durchbrochen, k rotes, postpliozänes Konglomerat des Issyk-kul, f fluvioglaziale Schotter, sh rezente Schotter des Issyk-kul-Ufers, m' Moränen der ehemaligen Gletscher, m Moränen der heutigen Gletscher.





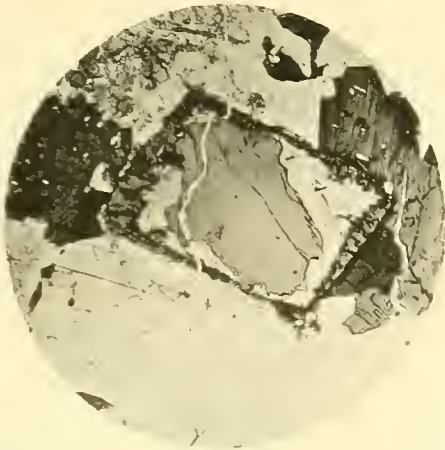


Fig. 1.



Fig. 2.

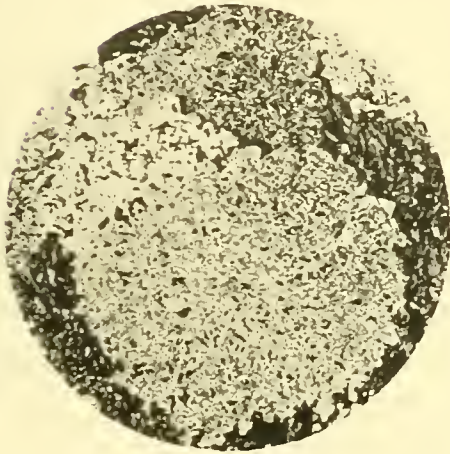


Fig. 3.

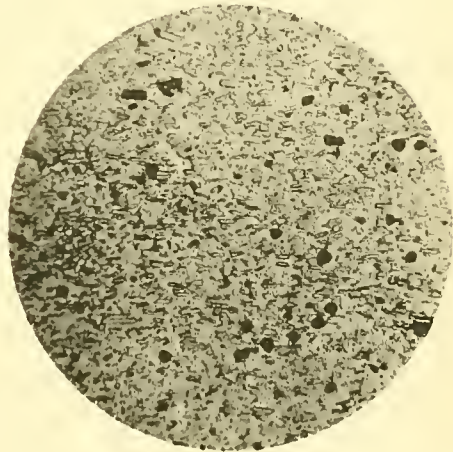


Fig. 4.



Fig. 5.



Fig. 6.