

Vorläufige Mitteilungen über die Ergebnisse einer Studienreise in den westlichsten Tian-schan.

Von **Dr. Fritz Machatschek.**

Seitdem durch die Reisen russischer Topographen und Geologen die Grundzüge des orographischen und geologischen Baues des Tianschan festgestellt worden waren, ist dieses Gebirge, zumal in seinen höchsten und zentralsten Teilen erst in den letzten zehn Jahren auch das Ziel ausländischer Forscher geworden. In auffälliger Weise sind dabei die westlichsten, leichter zugänglichen Teile des Gebirges vernachlässigt worden, so daß die Aussicht, gerade in diesen ohne besonders großen Apparat zu bereisenden Gebieten zu Resultaten in mancher Richtung gelangen zu können, mich den westlichsten Tianschan als Ziel einer halbjährigen Studienreise wählen ließ. Über den äußeren Verlauf dieser Reise und die Ausdehnung des Untersuchungsgebietes habe ich in diesen „Mitteilungen“ bereits berichtet; meine Beobachtungen hatten einerseits den Zweck, aus den geologischen Verhältnissen zu einer gesicherten Kenntnis des morphologischen Entwicklungsganges dieses Gebirgsabschnittes zu gelangen, andererseits auch den Verlauf des Eiszeitalters im Gebirge und der Postglazialzeit am Gebirgsrande festzustellen.

1. Die geologischen Verhältnisse des westlichsten Tian-schan.

Das das Gebirge aufbauende Gesteinsmaterial läßt sich nach Alter und Herkunft in drei große Gruppen zerlegen:

a) Die vor der großen intrakarbonischen Gebirgsbildung abgelagerten Schichtgesteine lassen sich paläontologisch nur bis ins Devon sicherstellen. Dieses besteht in den unteren Partien aus einem sehr mächtigen Komplex von Sandsteinen, Kalk- und Tonschiefern, Quarziten und Konglomeraten, derart, daß in den nördlichen (Alatau-) Ketten die schiefrige Ausbildung, in den südlichen (Tschatkal-) Ketten die Sandsteine und Konglo-

merate mit Einschaltungen von Porphyren vorherrschen. Älter als dieser, nach M u s c h k e t o w teils dem Unter-, teils dem Mitteldevon zuzurechnende Komplex ist eine ältere Schieferformation, die sich durch kristallinen Habitus, größere Härte und bankige Absonderung von den im Devon vorkommenden dünnplattigen und brüchigen Schiefen unterscheidet, deren Alter aber bisher unbestimmbar ist. Das Oberdevon ist im ganzen Gebirge sehr gleichmäßig durch dünnbankige Kalke und Kalktonschiefer vertreten, über denen in vollkommen konkordanter Lagerung und ohne scharfe Grenze die unterkarbonischen Kalke, das wichtigste Glied im Aufbau namentlich der nördlichen Ketten, folgen. Sie bestehen zumeist aus zwei Gruppen: dünngeschichteten, dunklen Krinoidenkalken und hellen, bisweilen roten, dickbankigen Produktuskalken, die schließlich in den östlichsten Teilen des Gebirges noch von sehr mächtigen massigen Kalken, vielleicht Riffbildungen, überlagert werden. Mit ihnen schließt die paläozoische Schichtfolge im westlichsten Tianschan; die im zentralen und südlichen Tianschan weit verbreiteten oberkarbonischen Schwagerinenkalke sind hier nicht vertreten.

b) Die Eruptivgesteine zerfallen in zwei große Gruppen: die syenitisch-granitischen Tiefengesteine mit den von ihnen ausgehenden dioritischen Ganggesteinen und die sehr mannigfaltigen porphyrischen Gesteine, die sehr wahrscheinlich jünger sind als jene, da in ihnen Stücke von Syenit vorkommen. Beide aber sind keinesfalls älter als die unterkarbonischen Kalke, die in ihrem Kontakt verändert sind, und stehen wahrscheinlich mit der karbonischen Gebirgsbildung in ursächlichem Zusammenhang. Öfters aber sind die Karbonkalke von porphyrischen Tuffen bedeckt.

c) Mit einer großen Diskordanz liegen über diesen alten Gesteinen die Ablagerungen der obersten Kreide und älteren Tertiärzeit, die untereinander einen zusammengehörenden Schichtkomplex bilden. Einen Leithorizont innerhalb desselben bilden die dem untern Eozän angehörenden sog. Ferghaná-Kalke mit massenhaften Austern und Grypheen; die darunter liegenden sehr mächtigen roten Sandsteine und Konglomerate sind daher der obersten Kreide, dem Senon und Danien, zuzählen, die hangenden Schichten lassen infolge des Mangels bestimmbarer Fossilien eine sichere Altersbestimmung noch nicht

zu. Von dem Austernkalk und einem Rudisten führenden, aber nur auf die westlichsten Ausläufer des Gebirges beschränkten Kalkhorizont abgesehen, trägt die ganze Serie den Charakter von Kontinentalbildungen, die vielleicht unter wüstenartigen Verhältnissen entstanden und große Ähnlichkeit mit den aus dem übrigen Zentralasien wohl bekannten Hanhai-Bildungen besitzen. Während aber diese Ablagerungen im zentralen Tianschan ohne marine Unterbrechung vor sich gingen, erfolgte im Westen ein einmaliges Vordringen des Kreidemeeres bis an den Rand des Gebirges und eine völlige Überflutung mit seichten Gewässern im Eozän aus dem Ferghanábecken über das damals wahrscheinlich völlig eingeebnete Gebirge bis in den westlichen Teil des Tarim-Beckens. In den nordwestlichsten Ausläufern des Tianschan ist von M u s c h k e t o w auch das Vorkommen von marinem Jungtertiär nachgewiesen worden und ebenso ist ein jungtertiäres Meer nicht näher bestimmbar Alters auch in das Becken von Ferghaná eingedrungen.

Petrographisch bildet der kretazisch-tertiäre Komplex einen bunten Wechsel weicher Sandsteine, Konglomerate, Mergel und Tone mit einzelnen härteren kalkigen Gliedern. Bemerkenswert ist die Beschränkung der Fossilien auf Muschelbänke, wobei es sich aber kaum um ursprünglich zusammenhängende Vorkommnisse handelt.

Das im Folgenden als westlichster Tianschan bezeichnete Gebirgsstück beginnt ungefähr an der Stelle, wo sich von dem aus der Gegend südlich des Issykkul angefangen konsequent nach WNW weiterstreichenden Hauptkamm des Alatau die Tschatkaltau-Ketten mit SW-Streichen ablösen, deren südwestlichste Ausläufer bis auf das linke Ufer des Syr-Darja bei Chodschent reichen. Die Verknüpfung der nördlichen WNW-streichenden Ketten des Talaski-Alatau mit dem SW-gerichteten des Tschatkaltau geschieht durch das Flußgebiet des Tschatkal, dessen breites oberes Längstal eine wichtige Tiefenlinie darstellt. Eine weitere Gliederung erfahren die SW-Ketten durch das Längstal des Angren, wodurch der Hauptkamm des Tschatkaltau in seinem westlichen Teile in einen nördlich und einen südlich des Angren gelegenen Ast gespalten wird. Zusammenschließung der Ketten gegen O und fächerförmiges Auseinandergehen gegen W ist also die für den orographischen Bau des westlichsten Tianschan charakteristische Erscheinung;

es fragt sich nun, inwieweit dieses einfache orographische Bild durch den inneren Bau des Gebirges bestimmt ist.

Schon seit Muschketows Forschungen weiß man, daß für den ganzen Tianschan mindestens zwei große tektonische Perioden maßgebend gewesen sind, eine intra- oder postkarbonische und eine jungtertiäre, welche letztere erst das heutige Bild des Gebirges bedingte. Zugleich schloß Muschketow aus dem Vorhandensein der zwei herrschenden, einander unter ungefähr rechtem Winkel kreuzenden Streichungsrichtungen, nämlich der NO—SW- oder Tschatkal—Alai-Richtung und der NW—SO- oder Ferghaná—Karatau-Richtung, auf ein verschiedenes Alter der verschieden orientierten Ketten, derart daß die Bildung der Züge von Karatau-Richtung die jüngere und erst am Ende des Tertiärs zum Abschluß gelangt sei. Dabei sah Muschketow diese jungen tektonischen Prozesse gleichfalls als echte Faltung an. Nun hat aber bereits 1905 der russische Geologe Weber gezeigt, daß nicht nur in den westlichsten, aus Tertiär bestehenden Vorbergen und den dazwischen vorkommenden inselartigen Aufragungen älterer Gesteine, sondern auch in den westlichsten Gebirgsketten neben der orographisch allein herrschenden SW-Richtung im Streichen der alten Gesteine sehr häufig die NW- und sogar NNW-Richtung vorkommt. In vollem Gegensatze zu Muschketow hält Weber wenigstens für diesen Teil des Gebirges das NW- (Karatau-) Streichen für das ältere, entstanden zwischen Unterkarbon und Kreide, das NO- (Tschatkal-) Streichen für das jüngere und erklärt die gelegentlichen Abweichungen von dieser Richtung in den Tertiärschichten durch den Widerstand, der von den paläozoischen Massen gegen die Faltung in NO-Richtung geleistet worden sei. Nur ausnahmsweise wurde die jüngere NO-Faltung auch älteren Schichtgliedern aufgeprägt und die NW-Richtung verwischt. Auch die Geologen der Andischaner Erdbeben-Expedition, Tschernyschew, Weber u. a., erklären das Vorkommen und die Durchkreuzung beider Streichungsrichtungen an den Rändern des Beckens von Ferghaná nicht als Resultat eines neuen, gleichzeitig nach zwei Richtungen geäußerten Druckes, sondern dadurch, daß im allgemeinen die junge Faltenbildung in NO-Richtung vor sich ging und nur an den Kreuzungspunkten mit der ältern NW-Faltung Abweichungen von der NO-Richtung vorkommen.

Im westlichsten Tianschan (von den westlichen Ausläufern stets abgesehen) bestehen nun nach meinen Beobachtungen tatsächlich folgende Verhältnisse in der Streichungsrichtung der alten Gesteine: Die Nordkette des Talaski-Alatau beherrscht allein die WNW-Richtung, die gegen W allmählich in die NW- (Karatau-) Richtung übergeht; es besteht also hier fast vollkommener Parallelismus des geologischen und orographischen Streichens. In den Gebirgen zwischen dieser Randkette und dem Tschatkal herrscht zwar im allgemeinen das NO-

Streichen, doch vollzieht sich im Sandalash-Gebiete ein völliges Umschwenken in die NW-Richtung; am Maidantal-Paß besteht eine Art sekundärer Virgation der Faltenaxen von NW bis SW; im oberen Uigam-Gebiet macht sich eine Ablenkung nach NW geltend und im unteren Uigam- und Tschirtschik-Gebiet fand ich in vollkommener Übereinstimmung mit Weber die meridionale und die dem Karatau-Streichen genäherte NNW-Richtung herrschend. An der Krümmung des unteren Tschatkal nach NW beobachtete ich eine vollständige Umbiegung der alten Kalke aus NO nach NW. Noch häufiger sind derartige Abweichungen vom orographischen Bau im östlichen Teil des Tschatkal-tau. Auch hier schwenken die Karbon- und Devonschichten vom Aflantun- bis zum Tschanatsch-Tal aus der SW- völlig in die SO-Richtung um und es besteht die Möglichkeit, die Faltenaxen aus dem Sandalash-Gebiet quer über das Tschatkal-Längstal in die südlichen Ketten zu verlängern. Endlich kommt das NW-Streichen häufig auch im oberen Kassar- und Ssumsar-Gebiete vor, wie übrigens schon Muschetow beobachtete. Es kommen also die beiden, rechtwinklig zueinander verlaufenden Streichungsrichtungen und Übergänge zwischen ihnen in den paläozoischen Schichten des westlichsten Tianschan vor und es darf weder das NO- noch das NW-Streichen als das für die paläozoischen Schichten oder für die alte Faltung allein charakteristische angesehen werden.

Was nun die Vorkommnisse der Kreide-Tertiär-Serie im Inneren des Gebirges anbelangt, so kommt bei ihnen ausschließlich das NO-Streichen vor. Es gilt dies nicht nur für die Richtung der tertiären Falten und Überschiebungen, sondern ebenso sehr von den Bruchlinien, namentlich jenen, durch die aller Wahrscheinlichkeit nach die Anlage des großen Tschatkal-Längstales bedingt ist.

Es fragt sich aber weiter, ob die Abweichungen der Streichungsrichtung der alten Schichten aus der NW- in die NO-Richtung als durch die tertiäre Gebirgsbildung entstandene Ablenkungen aufgefaßt werden können, wie dies Weber für die westlichen Randgebiete annimmt. Wäre dies auch im Gebirge der Fall, so müßte man doch eine stärkere gegenseitige Beeinflussung der beiden Richtungen erwarten. Statt dessen beobachtet man an zahlreichen Stellen, daß unmittelbar übereinander liegende paläozoische und tertiäre Schichten fast senk-

recht zueinander streichen. Unbekümmert um die alten Falten ziehen die NO-gerichteten Leitlinien der tertiären Gebirgsbildung über das Gebirge hinweg und umgekehrt erscheint das System der alten Linien durch den jungen gebirgsbildenden Prozeß nicht merklich alteriert. Es muß also die mehrfache Durchkreuzung beider Hauptrichtungen in den alten Sedimenten schon durch den paläozoischen Faltungsvorgang geschaffen worden sein; es wurde ein Stück der Erdkruste von zwei senkrecht zueinander gerichteten Bewegungen betroffen und der tertiäre Prozeß vermochte die alten Strukturlinien nicht mehr zu verändern. Tatsächlich scheinen nun echte tertiäre Falten nur auf gewisse Teile des Randes des Gebirges beschränkt zu sein, namentlich auf die westlichen Ausläufer und das Innere von Ferghaná. Am Südrand bei Gawa beobachtete ich eine Überschiebung im Tertiär, die aber wahrscheinlich aus Bruch hervorgegangen ist. Am Südrand bei Aktam und am Nordrand bei Saitali ist das Tertiär nur gegen das Gebirge schräg gestellt und über großen Teilen der inneren Gebirgsglieder liegt das Tertiär schwebend oder nur schwach gestört, wobei Fallen nach NW. weitaus vorherrscht. Man kann daher den tertiären gebirgsbildenden Prozeß charakterisieren durch randliche Faltung, Längsbrüche und Schrägstellung der verworfenen Blöcke im Innern unter konsequenter Festhaltung der NO-Richtung.

Das Fehlen echter Faltung im Innern erklärt es nun auch, daß die Leitlinien der alten Faltung durch diese tektonischen Prozesse nicht verschoben und verwischt werden konnten.

2. Morphologische Entwicklungsgeschichte des westlichsten Tian-schan.

Aus der vorangehenden Übersicht über den geologischen Bau des westlichsten Tianschan lassen sich für seinen morphologischen Entwicklungsgang folgende Grundlagen gewinnen: Ein aus paläozoischer Zeit stammender Schichtkomplex wurde in spätkarbonischer Zeit durch intensive Faltung, verbunden mit Intrusion und effusiver Ausbreitung großer Massen von Eruptivgesteinen zu einem Kettengebirge aufgetürmt, in dem die Karatau-Ferghaná-, die Tschatkal-Alai- und die Alatau-Richtung sich mehrfach durchkreuzten und ein sehr kompliziert gebautes Faltengerüst schufen. Auf diese Faltungsperiode muß

eine Kontinentalperiode von außerordentlich langer Dauer gefolgt sein; denn es fehlt dem westlichsten Tianschan nicht nur die im zentralen nachgewiesene oberkarbonische Transgression, sondern auch die in den südasiatischen Gebirgen in großer Mächtigkeit vorkommende Reihe der marinen mesozoischen Sedimente. Die ältesten mesozoischen Ablagerungen im Gebirge gehören der obersten Kreide an, aber die Zusammensetzung der oberkretazisch-tertiären Serie beweist, daß die kontinentalen Verhältnisse mit einer einzigen Unterbrechung im Eozän auch durch das ganze Tertiär angedauert haben. Während ihrer Dauer muß das alte Gebirge eine sehr weitgehende Abtragung erfahren haben. Die Flüsse gingen nach Erreichung des untern Denudationsniveaus zu flächenhafter Aufschüttung über und es entstanden die mächtigen Sandsteine und Konglomerate der Kreide und des Tertiärs, die sich aber wohl kaum je als ein zusammenhängender Mantel über das ganze Gebirge gebreitet haben. Nach Abschluß dieser Sedimentationsperiode ist das Gebirge abermals von den gebirgsbildenden Kräften betroffen worden, die sich aber — im Innern wenigstens — nicht als echte Faltung geäußert haben. Wir müssen daher auch erwarten, Reste der prätertiären Topographie noch in ziemlich unversehrtem Zustande vorzufinden oder eine genetische Beziehung zwischen den heutigen Formen und dem Ausmaß der jüngeren tektonischen Prozesse feststellen zu können.

Am großartigsten sind diese Zeugen einer alten Topographie ungefähr in der Mitte des westlichsten Tianschan, im Oberlauf der Flüsse Gawa-su und Angren vorhanden. Hier erstreckt sich über eine Fläche von rund 1500 km² ein durch keinerlei Auftragungen in seiner Ebenheit gestörtes Plateau, das sich vom Dschirdan-Passe (3150 m) einerseits gegen S um etwa 200 m, anderseits gegen W um etwa 500 m senkt, von tiefen Schluchten allseits zerschnitten ist und im W unvermittelt sich von reicher bewegten Landschaften mit Mittelgebirgscharakter abhebt. Dieses Angren-Plateau geht nur über alte Massengesteine hinweg, ist durch keinerlei innere Strukturverhältnisse begründet und kann daher nur als alte Abtragungsfäche aufgefaßt werden. Ihr Alter ist eindeutig dadurch festzustellen, daß sehr mächtige tertiäre Kalke und Sandsteine mit schwachem NW-Fallen über ihr lagern und die Abtragungsfäche parallel zu den Tertiärschichten, aber entgegen den heu-

tigen Abdachungsverhältnissen einfällt; sie muß daher jünger sein als die kretazisch-tertiäre Sedimentation und entstand offenbar in der dieser vorangegangenen Periode kontinentaler Zustände. Im Angrengebiete ist die Ausdehnung der alten Rumpffläche deutlich auf das Gebiet geringer Störungen der Tertiärschichten beschränkt und geht dort zu Ende, wo größere Lagerungsstörungen beginnen. Ferner befinden sich noch kleinere Reste der alten Destruktionsfläche namentlich im Sandalash-Gebiet in Form kleiner, von den Gesteins- und Lagerungsverhältnissen unabhängiger Plateaus, gleichfalls in Höhen von über 3000 m, aber noch von etwa 500 m hohen Gipfeln überragt, und auch hier fällt die Verbreitung dieser Reste mit dem Bereich schwacher Störungen der Tertiärschichten zusammen. Überall dort aber, wo das Tertiär, sei es infolge echter Faltung wie in den westlichen Randketten, sei es durch einseitige Schrägstellung größere Neigungswinkel besitzt wie im Uigam- und Pskem-Gebiet und am Nord- und Südrand des Gebirges, fehlen alle Spuren einer derartigen Abtragungsfläche, das Gebirge besitzt ausgereifte Mittel- oder Hochgebirgsformen mit ansehnlichen Höhenunterschieden; auch auf die in einigen Ketten (z. B. in der Uigam-Pskemkette) auffällig entgegengesetzte Konstanz der Gipfelhöhen möchte ich aus diesem Grunde keinen besonderen Wert legen und sie eher als Resultat des durch gleichartige Gesteins- und Denudationsverhältnisse geregelten jüngeren Erosionszyklus als als Überrest der alten (prätertiären) Einebnungsperiode auffassen. Zwei andere Formen aber lassen sich aus der Deformation der alten Rumpffläche unschwer erklären: Die das Angrenplateau im N überragende, auffällig geradlinig dahinstreichende Kette des Kuram-tau und den in ihrer Fortsetzung gelegenen östlichen Teil der Tschatkal-Hauptkette. Erstere hat deutlich asymmetrischen Bau; sie fällt steil zum Angrenplateau ab und senkt sich sehr allmählich nach NW zu welligen Hochflächen im Quellgebiet des Ters und Kumbel. Diese Verhältnisse legen die Annahme nahe, in der Kette des Kuram-tau einen blockartig gehobenen und pultartig schräg gestellten Teil der einstmals zusammenhängenden Rumpffläche zu sehen, gegen den an einer NO streichenden Verwerfung das im S vorgelagerte Plateau relativ abgesunken und gegen NW verbogen wurde. Anders steht es bei der Tschatkal-Hauptkette. Die Täler ihrer Südabdachung steigen sehr allmählich von dem

zweifellos durch Bruchlinien bestimmten Gebirgsrande gegen den Hauptkamm an, der steil gegen das Tschatkal-Längstal abstürzt. Daß dieses nicht als einfache tektonische Mulde aus der Zeit der tertiären Gebirgsbildung aufgefaßt werden kann, geht aus den Lagerungsverhältnissen des Tertiärs mit voller Sicherheit hervor. Diese sprechen vielmehr mit großer Wahrscheinlichkeit dafür, dieses Tal als eine Zone der Senkung anzusehen, derart, daß sein oberster und breitester Teil einen Graben darstellt, während weiter westlich nur am linken Ufer echte Brüche nachweisbar sind, wobei einzelne Schollen, die heute in das Tal weiter vorspringen, erhalten blieben, am rechten Ufer aber die alte Oberfläche mitsamt ihrer tertiären Decke gegen die Axe des Tales teils flexurartig abgebogen wurde, teils abgesunken ist. Für einen derartigen, durch komplizierte Bruchbildungen bedingten Charakter des großen Längstales spricht auch der schroffe Gegensatz, der zwischen diesem und seinen Seitentälern besteht. Diese sind ausnahmslos enge Schluchten, die mit starkem Gefälle in die breite Längsfurche münden, auch der Sandalash, der an Wasserfülle dem Tschatkal fast ebenbürtig ist, und das breite Tal geht dort zu Ende, wo der Tschatkal alle größeren Nebenflüsse zusammengefaßt hat und unvermittelt in ein gleichfalls im Streichen des Gebirges gelegenes Engtal tritt. Es kann also auch nicht Seitenerosion das breite Becken des oberen Tschatkal zustande gebracht haben.

Alle diese Beobachtungen, die hier nur in kurzem Auszug mitgeteilt werden können, führen zu dem Ergebnis, daß sich bereits vor dem Beginn der kretazisch-tertiären Sedimentationsperiode eine recht vollkommene Einebnungsfläche über den Raum des heutigen Gebirges ausbreitete, die infolge der Nähe des Meeres im W in sehr geringer absoluter Höhe gelegen haben muß. Am vollkommensten dürfte sie im Angrengebiet ausgebildet gewesen sein, wo Übertagungen des Plateaus durch Einzelberge vollkommen fehlen. Die größten Höhenunterschiede mögen im Gebiete nördlich des Tschatkal bestanden haben, wo die Reste der alten Rumpffläche noch von 500—600 m hohen Gipfeln überragt werden. Der heutige Gebirgscharakter ist dann die Folge der tektonischen Prozesse der Tertiärzeit, die sich aber zumeist nicht als Faltung, sondern als flache Aufwölbungen, verbunden mit radialen Störungen, blockartigen Aufpressungen und grabenartigen Absenkungen, geäußert

haben. Der westlichste Tianschan ist somit als ein aus der Tertiärzeit stammendes Rumpfschollengebirge zu bezeichnen.

Da nun aber einerseits diese Bewegungen und damit die Neubelebung der Erosion wohl schon in frühen Abschnitten des Tertiär begonnen haben, andererseits, wie aus der Lagerung der Quartärschichten unzweifelhaft hervorgeht, vor deren Bildung bereits im wesentlichen zum Abschluß gelangt sein müssen, so müßte man eigentlich einen stärker ausgereiften Charakter des Gebirges, vor allem breitere Talprofile erwarten, als es tatsächlich der Fall ist. Nun beweist das Vorkommen alter Talböden, die ich in fast allen größeren Tälern, besonders deutlich im Tschatkaltale bis an den Gebirgsrand hinaus verfolgen konnte, daß die tektonischen Bewegungen der Tertiärzeit nicht kontinuierlich angedauert haben, sondern durch eine Periode tektonischer Ruhe unterbrochen waren, während welcher die Flüsse durch Seitenerosion ihr Tal namhaft verbreitern konnten. Erst nach dieser Unterbrechung schuf die abermals einsetzende Tiefenerosion die für das ganze Gebirge so charakteristischen tiefen und jugendlichen Schluchten. Daß die erste Phase der erneuten Erosion nicht sehr lange gedauert haben kann, geht daraus hervor, daß die Höhendifferenz zwischen der alten Rumpffläche und dem alten Talboden bloß etwa 300—500 m beträgt. Was das Wesen der erneut einsetzenden tektonischen Bewegungen betrifft, so scheint es sich dabei um eine Weiterführung der in der ersten Phase begonnenen Bruch- und Verbiegungsvorgänge, nicht um bloße Hebung gehandelt zu haben, wobei die Randpartien relativ stärker gehoben wurden als das Innere des Gebirges, da die Höhendifferenz zwischen Rumpffläche und dem alten Talboden talabwärts abnimmt. Speziell im oberen Tschatkaltale muß es zu einem Absinken einzelner Schollen auch in der zweiten Phase dieser tektonischen Prozesse gekommen sein, da oberhalb Idris-Peigambar die weiter unterhalb prächtig ausgebildeten Talböden mit einem Schlage abbrechen und die Gehänge des Tschatkal-Hauptkammes unvermittelt und steil zum breiten Längstal sich absenken. Hand in Hand mit dieser erneuten Aufwölbung und Zerbrechung des Gebirges ging die Verschärfung seines Gegensatzes zu den es umgebenden Ebenen, also die weitere Absenkung sowohl des Beckens von Ferghaná als der ebenen Steppengebiete im W und N des Tianschan.

Die im Vorangehenden kurz skizzierte Auffassung von dem morphologischen Entwicklungsgang des westlichsten Tianschan stimmt mit der von den Geologen der Carnegie-Expedition, W. M. Davis, E. Huntington und R. Pumpelly jun. entwickelten Auffassung des ganzen Tianschan insoferne überein, als diese als die ersten den Rumpfschollencharakter seiner Ketten betonten, weicht aber im übrigen in wichtigen Punkten davon ab. Die Amerikaner verlegen die Ausbildung der letzten, in hochgelegenen Plateauflächen und ebenen, gipfellosen Kämmen noch erhaltenen Rumpffläche in das Jungtertiär, ihre Hebung und Zerstückelung in das ältere Quartär. Speziell Pumpelly glaubte für das Alaisystem noch drei jüngere, immer kürzere und durch immer unbedeutendere Krustenbewegungen eingeleitete Erosionszyklen unterscheiden zu können. Daß diese Chronologie für den westlichsten Tianschan unanwendbar ist, geht aus den obigen Darlegungen hervor. Denn die Tertiärschichten liegen dort, wo die alte Rumpffläche noch gut erhalten ist, in gering gestörter Lagerung über dieser und sind mit ihr gehoben, verbogen und zerbrochen; die Gebiete echter tertiärer Faltung wie überhaupt starker Schichtstörungen und noch wohl erhaltener Rumpffläche schließen sich gegenseitig aus. Sollte ferner der große Einebnungsvorgang, der ein Hochgebirge bis zum untern Denudationsniveau reduziert hat, erst in jungtertiärer Zeit sich abgespielt haben, so wäre die Erhaltung ausge dehnter Tertiärvorkommnisse auf der Höhe der Rumpffläche schwer verständlich, da sie doch hier zuerst der Denudation hätten zum Opfer fallen müssen.

Die Unhaltbarkeit der Auffassung der amerikanischen Geologen ist für den zentralen Tianschan von Keidel, dem Geologen der ersten Merzbacher-Expedition, mit ähnlichen Argumenten erwiesen worden. Auch Keidel verlegt, wie übrigens schon vor ihm Friedrichsen, diese Bildung einer großen Einebnungsfläche in die mesozoische Kontinentalperiode und betont, daß im Tertiär die zur Erzeugung solcher ebenen Flächen notwendige tektonische Ruhe nicht geherrscht haben kann, wie aus tektonischen Diskordanzen innerhalb der Hanhai-Serie hervorgeht. Auch im zentralen Tianschan bestanden die tektonischen Prozesse der Tertiärzeit weniger in echter Faltung, als in radialen Bewegungen, die das Gebirge als starre Masse betrafen und auch hier die Erhaltung großer Teile der alten Denudationsfläche ermöglichten.

Eine Bestätigung für die hier vertretenen Ansichten von dem Wesen der tertiären gebirgsbildenden Bewegungen im westlichsten Tianschan und dem Alter seiner Oberflächenformen bieten die Untersuchungen von Bronnikow über den unmittelbar benachbarten Karatau. Faltung, und zwar in NW-Richtung, hat auch hier nur die alten Sedimente betroffen, Kreide und Tertiär haben ihre horizontale Lagerung fast vollkommen erhalten. Man darf daraus schließen, daß der heutige orographische Bau des Karatau mit seinem steilen Abfall nach SW und der sanften Abdachung nach NO durch spätertertiäre

Bewegungen zustande kam und es sich hier um Schrägstellung und blockartige Verwerfung eines Stückes der mesozoischen Rumpffläche handelt, wobei die Richtung der jüngsten Bewegungen mit der der alten Faltung zusammenfällt.

3. Die rezente und diluviale Vergletscherung des westlichsten Tianschan.

Entsprechend seinen klimatischen Verhältnissen und seiner relativ geringen Höhe besitzt der westlichste Tianschan eine recht unbedeutende Vergletscherung. Der Tschatkal-tau, aus dem Gletscher bisher nicht bekannt oder wenigstens nicht beschrieben worden sind, birgt auf der Nordseite sowohl des Kuram-tau als des über das Tschatkal-Längstal aufragenden Hauptkammes bei Gipfelhöhen von fast 4000 m kleine Eiskörper, die sich unter besonderer orographischer Begünstigung erhalten können. Bedeutender ist die Vergletscherung in den Psem- und Oigaim-Ketten und im Talaski-Alatau, die bereits durch Leonow und Fedtschenko jun. bekannt geworden ist. Hier reichen einzelne Gletscher bis rund 3000 m abwärts. Doch handelt es sich in allen Fällen bloß um kleine Kar-, Gehänge- oder Schluchtgletscher; nirgends fließen die Eismassen bis in die ausgebildeten Täler abwärts, bieten aber eben deswegen gute Gelegenheit zur Bestimmung ihrer Schneegrenze durch unmittelbare Beobachtung aus dem orographischen Bau ihres Bettes. Im Tschatkal-tau steigt die klimatische Schneegrenze, wie sie nach Eliminierung aller orographischen und auf Expositions- und Beschattungsverhältnissen beruhenden Momente gewonnen werden kann, von 3700 m in der Richtung nach NO auf etwa 3900 m an; im Talaski-Alatau bewegen sich die Schwankungen zwischen 3450 und 3600 m; sie liegt also wesentlich tiefer als in den weiter gebirgseinwärts gelegenen Ketten des Tschatkal-tau und steigt hier weniger als in diesen in der Richtung von W nach O an. Dieses Verhalten stimmt mit den Niederschlagsbeobachtungen überein, die am Nord- und Westrande weit größere Regenmengen ergeben als im Becken von Ferganá. Aus dem Innern des Gebirges fehlen solche Beobachtungen allerdings völlig.

Zur Frage nach den rezenten Gletscherschwankungen vermag ich aus eigenen Beobachtungen nur wenig beizutragen. Sicher ist, daß der Gegenwart vor sehr kurzer Zeit eine Periode

des Hochstandes vorausging, den die sehr stattlichen und kaum mit den ersten Spuren der Begrünung bedeckten Ufer- und Endmoränen anzeigen. Die Beobachter von 1897 fanden alle Gletscher im Rückgang; zwischen 1897 und 1902 scheint ein unbedeutender Vorstoß eingetreten zu sein, der sich auch durch Niederschlagsbeobachtungen stützen läßt und wahrscheinlich mit dem gleichzeitig beobachteten Ansteigen des Spiegels zahlreicher Endseen Turkestans zusammenfällt. Ob aber dieser Vorstoß noch gegenwärtig andauert, ist mit Sicherheit nicht zu entscheiden. Bei der großen Nähe der meisten Gletscher von einem Kulturzentrum wie Taschkent ist zu hoffen, daß in kurzer Zeit von dort aus neuerliche Beobachtungen über den Zustand dieser Gletscher angestellt werden, wobei vielleicht die von mir gesetzten Marken einigen Wert werden haben können.

Die Eiszeit Spuren im westlichsten Tianschan sind bisher von keinem Beobachter eingehend gewürdigt worden und doch verspricht ihre nähere Untersuchung gerade hier, wo auch die eiszeitliche Vergletscherung sich in relativ bescheidenen Dimensionen gehalten haben mag, insofern gute Ergebnisse, als hier der Frage nach der Depression der eiszeitlichen Schneegrenze in einem Kontinentalgebiete näher getreten werden kann, deren Beantwortung z. B. im zentralen Tianschan bei der dortigen riesenhaften Entwicklung des gegenwärtigen und diluvialen Gletscherphänomens auf begreifliche Schwierigkeiten stößt.

Ich bin den Spuren der eiszeitlichen Vergletscherung des westlichsten Tianschan in 18 Tälern nachgegangen; überdies konnten in fünf Fällen durch Klisimeter-Schätzungen die Höhen der alten Gletscherenden annähernd festgestellt werden. Nur fünf von diesen Tälern hatten in der Eiszeit Talgletscher von größeren Dimensionen: das Karakuldscha-Tal im obersten Tschatkalgebiet, dessen etwa 20 km langer Gletscher in 2500 m Höhe endete, das südliche Arassantal, das von einem über 7 km langen Gletscher bis etwa 2600 m herab erfüllt war, während auf der Nordseite dieser Kette mehrere parallele Eisströme auf den breiten alten Talböden sich zu einer Art Vorlandgletscher im Gebirge vereinigten, dessen Enden bei 2500 m lagen; der Gletscher des südlichen Maidantal-Tales war etwa 20 km lang und endete in 2480 m; der auf der Nordseite des Passes reichte mit über 16 km Länge bis 2360 m herab. In allen übrigen Fällen

handelte es sich auch in der Eiszeit bloß um kleine Gehänge- und Kargletscher. Überblickt man die für diese alten Gletscher schätzungsweise bestimmten Werte der Schneegrenze, so zeigt es sich, daß diese denselben Gesetzen folgt wie die rezente. Sie liegt durchaus in dem weiter gebirgseinwärts gelegenen Tschatkaltau tiefer als im Talaski-Alatau und steigt in jeder Kette von W nach O an. Sie liegt daher in den nach N geöffneten Tälern der nördlichen Randkette am tiefsten und erreicht die höchsten Werte auf der Südabdachung des östlichen Abschnittes des Tschatkaltau. In Mittelwerten ausgedrückt, kann man die diluviale Schneegrenze im Talaski-Alatau zu 2900 bis 3050 m, im Tschatkaltau zu 3100—3350 m ansetzen. Es beträgt also die Depression gegen die rezente Schneegrenze bloß 550 bis 600 m; noch besser vergleichbare Werte erhält man, wenn man nur jene Täler heranzieht, wo die rezente und die diluviale Schneegrenze unter gleichen Expositionsverhältnissen möglichst einwandfrei bestimmt werden kann. Am besten ist diese Bedingung für die beiden Abdachungen des Maidantal- und des Arassan-Passes und einige Kare des Tschatkaltau erfüllbar; man erhält dann gleichfalls Werte, die zwischen 500 und 600 m liegen.

Was das Alter der alten Moränen betrifft, so handelt es sich dabei zweifellos um die Ablagerungen einer Hauptvergletscherung; da weiter unterhalb keine glazialen Bildungen und Formen beobachtet wurden, so kann ich zur Frage nach der Pluralität der Eiszeiten nichts beitragen. Doch ist es möglich, dass bei den überhaupt geringen Dimensionen der eiszeitlichen Vergletscherung mehrere Vereisungsperioden sich in ziemlich gleichen Grenzen hielten, so dass heute nicht mehr mehrere hintereinander liegende Systeme von Endmoränen verschiedenen Alters erkennbar sind. Doch ist auch der Fall denkbar, dass das Gebirge, das, wie wir sahen, erst durch sehr jugendliche Krustenbewegungen zu seiner heutigen Höhe gelangte, die zu einer größeren Vergletscherung, als es die durch die alten Endmoränen angezeigte war, erforderliche Höhe in den älteren Abschnitten der Quartärzeit noch nicht erreicht hatte, obgleich die klimatischen Verhältnisse damals bereits ebenso günstig waren wie zur Zeit der letzten Vergletscherung. Für diese Zeit kann aber aus der Lage der alten Moränen die gleiche Höhe des Gebirges wie heute mit voller Sicherheit behauptet werden.

Sicher ist ferner, daß der Rückgang der Vergletscherung von dem Stande bei den alten Endmoränen bis zum gegenwärtigen sich nicht kontinuierlich vollzog, sondern durch mindestens eine Stillstandslage unterbrochen war, die einem Ansteigen der Schneegrenze um 350—400 m entspricht. Ob es sich um eine einfache Rückgangerscheinung oder um einen neuerlichen Vorstoß handelt, ließ sich nicht entscheiden.

Untersucht man das von den letzten Expeditionen im Tianschan und in einigen anderen zentralasiatischen Gebirgen zur Frage nach der klimatologischen Bedeutung der eiszeitlichen Vergletscherung in diesen Kontinentalgebieten beigebrachte Material, so ergibt sich, im Einklang mit dem von mir ermittelten Werte der Depression der eiszeitlichen Schneegrenze von etwa 600 m, daß überall in Zentralasien die Eiszeit als klimatisches Phänomen sich in viel engeren Grenzen hielt als etwa in den Alpen, wo diese Depression den doppelten Betrag, nämlich 1200 m erreicht. Die kontinentalen Gebiete erinnern in dieser Beziehung an die Gebirge der Tropen, wo die Depression der Schneegrenze gleichfalls bloß 500—600 m beträgt. Ob man daraus schon berechtigt ist, die Depression der eiszeitlichen Schneegrenze geradezu als eine Funktion der Kontinentalität zu bezeichnen, möge noch dahingestellt bleiben, solange aus Zwischengebieten, wie dem Kaukasus, nähere Untersuchungen dieser Frage fehlen. Andererseits erfordert die geringe Depression im westlichsten Tianschan ihre klimatologische Erklärung, umso mehr, als aus der mit der Vergletscherung wahrscheinlich gleichzeitigen Anwesenheit des aralo-kaspischen Meeres im Westen des Gebirges auf eine beträchtliche Vermehrung der Niederschläge zu dieser Zeit geschlossen werden könnte. Doch zeigen meteorologische Erwägungen, daß die heute im östlichen Turkestan herrschenden Windverhältnisse dadurch keine wesentliche Veränderung erfahren konnten und das turanische Binnenmeer der sogenannten Pluvialzeit für die östlich davon gelegenen Gebiete keineswegs eine Quelle besonders verstärkter Niederschläge gewesen zu sein braucht. Es liegt also kein Anlaß vor, für die Zeit einer Vergletscherung eine namhafte Vergrößerung der Niederschläge anzunehmen und es erklären sich die tatsächlichen Verhältnisse in Zentralasien zur Quartärzeit am einfachsten, wenn man die Eiszeit wesentlich bloß als eine kältere Periode betrachtet, in der infolge Verringerung der Verdunstung die heute abflußlosen Becken sich bis zum Rande füllten, während das Anwachsen der Gletscher durch verzögerte Abschmelzung der Zungen, nicht auch durch stärkere Füllung der Firnbecken zustande kam.

4. Die physiographischen Verhältnisse der Quartärzeit im Innern und am Rande des Gebirges.

Wenn auch, wie eben betont wurde, die Täler des westlichsten Tianschan seit dem letzten Hochstand der eiszeitlichen

Vergletscherung nicht mehr nennenswert unter ihr damaliges Niveau vertieft worden sind, so war doch die seit Ausbildung der Täler verflossene Zeit keine Periode des vollkommenen Stillstandes der Flußarbeit. Denn alle seine Täler enthalten die noch sehr ausgedehnten Reste einer beträchtlichen jugendlichen Zuschüttung, die heute als Schotterterrassen entgegentreten. Am mächtigsten sind diese Schotter in den großen Tälern und erreichen u. a. im obern Tschatkal- und im Pskental Mächtigkeiten bis 300 m; hier erweisen sie sich zugleich nach Lagerung und Zusammensetzung wesentlich als Ablagerungen der Nebenflüsse. Sie lassen sich bis in die innersten Winkel der Täler verfolgen und ihre Reste haben sich sogar in den schluchtartigen Verengungen der Täler erhalten. In der westlichen Randzone kam es zu einer flächenhaften Ausbreitung der Schotter, im Norden und Süden, am Rande der Steppensenken des Talass und Aryss und des Beckens von Ferghaná bedeuten sie eine völlige Verschüttung des Gebirgsrandes bis zu Höhen von 200—300 m. Überall handelt es sich um Produkte einer einheitlichen Aufschüttungsperiode, die nur lokal und für kurze Zeiten Unterbrechungen erfahren haben kann. Der Grad der Konglomerierung der Schotter ist verschieden nach ihrer petrographischen Zusammensetzung, nirgends aber läßt sich eine Gliederung der Schotter nach dem Grade ihrer Verfestigung und Verwitterung in mehrere Perioden der Aufschüttung durchführen. Stets unterscheiden sie sich nach Lagerung, Zusammensetzung, Farbe und Korngröße von den jüngsten tertiären Konglomeraten. Im Gebirge haben sie, soweit meine Beobachtungen reichen, ihre ursprüngliche Lagerung erhalten. Ihr Alter wird als altquartär bezeichnet werden können.

Dieser allgemeinen Akkumulationsperiode muß eine Zeit langandauernder und tiefgehender Erosion gefolgt sein, in der die Flüsse sich mindestens wieder bis zur Sohle der Schotter einschnitten. Diese Erosionsarbeit war durch Perioden der Ruhe und der Seitenerosion unterbrochen, so daß breite Terrassenböden zwischen den Schotterabfällen entstanden. Dabei herrscht in den meisten Tälern die Dreizahl der Terrassen, die kleinen Täler des westlichen Gebirgsrandes haben zumeist nur eine Terrasse. Der Umstand, daß die Terrassenflächen auf lange Strecken in übereinstimmenden Niveaus verfolgt werden können, schließt die Erklärung aus, daß es sich dabei bloß um

lokale, bei der von Ort zu Ort wechselnden Stromarbeit entstandene Erosionsbasen handelt.

Auf diese Zeit erneuter Tiefenerosion folgt, im Gebirge wenigstens, die Ablagerung des Löß, der fast immer eine einheitliche Bildung ist; nirgends gibt es Löß, der älter wäre als die Schotter oder ihre Erosion, da er die terrassierten Schottergehänge überkleidet. Mit der Lößperiode steht eine Zeit abermaliger, aber relativ unbedeutender Schotterablagerung der Flüsse in enger Verbindung. Im Tschatkal-Längstale ist der Löß gewiß nicht jünger als eine den Fluß begleitende niedrige, aber breite Kiesterrasse, die nach ihrer Zusammensetzung von den älteren Schottern sich deutlich unterscheidet und keine Lößbedeckung trägt. Doch kann ihre Ablagerung mit der des Lösses gleichalterig sein. Jedenfalls ging aber hier die Lößablagerung früher zu Ende als an den Rändern des Gebirgs, wo überall die bereits oft beschriebene Erscheinung der Wechsellagerung von Löß und Geröllen und des allmählichen Überganges zu mächtigem typischem Löß entgegentritt. Niemals aber liegen Gerölle über dem Löß. Dieser hat daher ganz allgemein als die jüngste Ablagerung am Gebirgsrande zu gelten und muß als postglazial bezeichnet werden. Die Gegenwart endlich ist im Gebirge eine Zeit neuerlicher Tiefenerosion, da hier die meisten Flüsse in anstehendem Fels arbeiten; im westlichen Randgebiete aber deuten zahlreiche kleine, von Löß ausgekleidete Trockentäler darauf hin, daß die neue Erosionsperiode noch nicht überall über die Tätigkeit des Windes gesiegt hat.

Die Frage nach den Ursachen des im Voranstehenden kurz skizzierten Ganges der Ereignisse erfährt eine Komplikation dadurch, daß der Wechsel von Erosions- und Akkumulationsperioden sowohl tektonisch als klimatisch bedingt sein kann, während der Löß nur als klimatische Erscheinung aufgefaßt werden kann. Was zunächst die Ursache der einheitlichen großen Aufschüttungsperiode betrifft, so ist es völlig ausgeschlossen, diese Schotter als fluvioglaziale Bildungen zu betrachten. Nirgends sieht man aus den alten Moränen größere Schotterterrassen hervorgehen und es tritt die Verschotterung in gleichem Ausmaß auch in jenen Tälern auf, die niemals vergletschert waren. Aber auch mit einer Vergletscherungsperiode als Zeit größerer Wasserführung der Flüsse können die Schotter nicht in Verbindung gebracht werden, da eine solche eine Zeit

der größeren Transportkraft und nicht der Akkumulation sein müßte. Auch um lokale Senkungerscheinungen kann es sich nicht handeln, da die Verschotterung der Täler und des Vorlandes allgemein und gleichartig verbreitet ist. Es bleibt daher nur die Möglichkeit, sie durch eine allgemeine Verringerung des Gefälles, also durch eine positive Verschiebung der Erosionsbasis zu erklären. Da nun diese, das turanische Tiefland und speziell der Aralsee, im Quartär wesentliche Veränderungen ihrer Höhenlage erfahren hat, so liegt es nahe, die Aufschüttungsperiode der westlichsten Tianschan-Täler und die ihr etappenmäßig folgende Neuerosion auf Schwankungen in der Ausdehnung dieses großen quartären Binnensees, nämlich auf einen einstigen Hochstand und das mit Unterbrechungen vor sich gegangene Schrumpfen zu seiner heutigen Ausdehnung zurückzuführen. Die Erforschung der Geschichte dieses Seebeckens ist heute noch zu wenig vorgeschritten, um dieser Mutmaßung mehr als den Schein der Möglichkeit zu geben; da aber die Täler des westlichsten Tianschan, auch die seiner Nordabdachung ausnahmslos dem Einzugsgebiet dieses Sees zur Zeit seiner größten Ausdehnung angehören und die Schwankungen dieses Sees auf das Regime seiner Zuflüsse einen Einfluß ausgeübt haben müssen, so darf dieser Anschauung vielleicht der Rang einer Arbeitshypothese zugewilligt werden, namentlich, solange für die mächtigen Aufschüttungen und ihre Terrassierung keine andere Erklärung gefunden ist.

Eine Reihe weiterer Beobachtungen führen ferner zu dem Ergebnis, daß die alten Schotter des Gebirgsrandes nicht mehr in ihrer ursprünglichen Lagerung vorhanden sind, sondern daß das ganze Vorland in sehr junger Zeit eine Absenkung im Sinne einer sanften Abbiegung erfahren hat. Die alten Schotter des Aksu, des Tschirtschik und Angren senken sich mit etwa 14 Promille Gefälle vom Gebirgsrand gegen die Ebene und werden von dem nach oben von Löß überlagerten jüngeren Schotter überdeckt. Die Schotter am Nordrand von Ferghaná senken sich unter Winkeln gegen die Mitte des Beckens, die auch für schuttkegelartige Bildungen zu groß sind. In Gegensatz dazu steht die vereinzelte Beobachtung vom Austritt des südlichen Tschanatsch-Tales in die Ebene, wo die quartären Konglomerate ein gegen das Gebirge gerichtetes, rückläufiges Gefälle haben. Diese fortgesetzten Senkungen am Gebirgsrande

haben wahrscheinlich auch die neuerliche Ablagerung von Schottern daselbst bedingt. Eine absolute Hebung des Gebirges scheint mit dieser Senkung nicht verbunden gewesen zu sein, aber sie muß die Erosion im Gebirge unterstützt haben, so daß die letzten Phasen dieses abermaligen Erosionsvorganges mit der Senkung der umgebenden Ebenen und Ablagerung der jungen Schotter zusammenfällt.

Die Ablagerung von Löß ist jedenfalls aus klimatischen Ursachen erfolgt und deutet auf eine Klimaverschlechterung im Sinne größerer Trockenheit in kurz zurückliegender Vergangenheit. Von dem typischen ungeschichteten Löß sind einzelne Fälle von deutlich geschichteten lößähnlichen Ablagerungen zu trennen, die als durch Flüsse umgelagerter Löß ihre einfache Erklärung finden, Vorgänge, wie sie noch heute beobachtbar sind. Für die in den letzten Jahren mehrfach geäußerte Ansicht, daß der Löß vorwiegend nur verwehelter Hochwasserschlamm sei, läßt sich aus Ferghaná kein sicherer Anhaltspunkt beibringen; doch ist es sehr möglich, daß die fluviatilen (und wohl auch die lakustren) Ablagerungen in den weiter westlich gelegenen Ebenen aus einer der äolischen Periode vorangegangenen Zeit die Hauptquelle des Lösses in den Randlandschaften des westlichsten Tianschan sind. Denn in gleiche Richtung weisen die Hauptzüge der heutigen Lößverbreitung, z. B. die weitaus größere Mächtigkeit des Lösses auf den nach W exponierten Gehängen im Tertiärhügelland des Kelesgebietes. Anders scheint es in dieser Beziehung in Ferghaná zu stehen, wo die großen Geröllebenen der westlichen Teile des Beckens lößfrei sind und der Löß gegen O entschieden an Mächtigkeit zunimmt. Er scheint hier mehr lokalen Ursprunges zu sein; die riesigen Geröllfelder am Nord- und Südrand des Beckens waren wohl die hauptsächlichsten Staubleferanten, während die Hochwassersedimente des zumeist Schotter und Sand führenden Syr-Darja in Ferghaná selbst nur in geringem Maße zur Lößbildung beigetragen haben können.

Heute ist die Lößablagerung zum größten Teile abgeschlossen; wenn auch eine Reihe von Beobachtungen für die Andauer von Lößbildung spricht, so genügt sie doch nicht, um die normale Flußtätigkeit zu stören; die von zahllosen Rachen und Runsen zerschnittenen Lößlandschaften beweisen, wenigstens in den höheren Teilen der Randgebiete, daß heute das

fließende Wasser stärker ist als der Wind, und man darf daher seit dem Höhepunkte der Lößperiode wieder eine Verbesserung des Klimas im Sinne einer Zunahme der Niederschläge und der Wasserführung der Flüsse annehmen, die natürlich mit etwaigen Klimaveränderungen in historischer Zeit nichts zu tun hat. In dieser Hinsicht haben ja alle Beobachtungen der jüngsten Zeit gelehrt, daß von einer zunehmenden Desikkation Zentralasiens nicht die Rede sein kann, sondern daß alle Erscheinungen sich durch kurzweilige Klimaschwankungen erklären lassen.
