

Ueber das diluviale, aralokaspische Meer und die nordeuropäische Vereisung.¹⁾

Von Hj. Sjögren in Baku.

Schon im Jahre 1863 hat Jamieson aufmerksam gemacht auf die Schlüsse, welche man in Bezug auf Klimaveränderungen der Quartärperiode aus dem wechselnden Wasserstande der Salzseen ziehen könnte.²⁾ Später im Jahre 1885 ist er noch einmal auf dasselbe Thema zurückgekommen.³⁾

Die Darstellung Jamieson's in seinem letzten Aufsätze ist in Kürze folgende: Binnenseen mit salzigem Wasser sind solche, welchen der Abfluss nach dem Meere mangelt. Sie kommen meistens nur in Gegenden mit trockenem Klima und im Inneren der Contiente vor, z. B. das Kaspische Meer, der Aralsee, der Balkaschsee, das Todte Meer, der Grosse Salzsee u. s. w. Diese Seen verdanken ihre Zuflüsse den anliegenden Gegenden, sowie den atmosphärischen Niederschlägen auf ihre Wasserfläche, während die Verdunstung der Oberfläche gerade so gross ist, dass sie den Zufluss balancirt. Es ist doch deutlich, dass, falls die Verdunstung grösser als der Zufluss wäre, die Oberfläche des Sees zusammenschrumpfen muss, bis sie eben so gross wird, damit Gleichgewicht zwischen der Verdunstung und dem Zuflusse besteht.

Wenn nun eine Klimaänderung in den umliegenden Gegenden stattfindet, so muss diese auch einen Einfluss auf den Wasserstand des Sees ausüben.

Falls das Klima wärmer und trockener wird, muss die Verdunstung zunehmen und die Oberfläche des Sees sich vermindern. Wenn die

¹⁾ Der hauptsächlichliche Inhalt des vorliegenden Aufsatzes wurde schon in einer öffentlichen Vorlesung, gehalten vor der mathematisch-naturwissenschaftlichen Facultät der Universität Upsala am 21. März 1888, niedergelegt. Kurz nachher erschien ein Resumé dieser Vorlesung in der Uebersicht der Verhandlungen der k. schwedischen Akademie der Wissenschaften zu Stockholm (Öfversigt af kongl. Vetenskaps-Akademiens Förhandlingar, 1888, pag. 155). Der vorliegende Aufsatz ist nach vielen Richtungen hin bedeutend erweitert und vervollständigt.

²⁾ „On the Parallel Roads of Glen Roy and their place in the History of the glacial Period.“ Quart. Journ. of the geolog. Soc. Vol. XIX.

³⁾ „The Inland Seas and Salt-Lakes of the Glacial-Period.“ Geological Magazin. New Ser., Decade III, Vol. II.

Klimaänderung genügend gross ist, trocknet der See ganz ein und lässt eine Salzwüste zurück. Im entgegengesetzten Falle, wenn das Klima kälter wird oder die Niederschlagsmenge zunimmt, wird das Niveau des Sees steigen und die Verdunstungsfläche wächst, bis wieder Gleichgewicht zwischen Zufluss und Verdunstung besteht. Falls der Niederschlag sehr zunimmt, steigt die Wasserfläche, bis sie den niedrigsten Punkt des Bassinrandes — die Schwelle — erreicht; ein Abfluss entsteht und der Salzsee geht allmählig in einen Süßwassersee über.

Die am besten bekannten Salzseebecken, die auch sehr beträchtlichen Veränderungen ihres Wasserstandes unterworfen waren, sind zwischen dem Felsengebirge und der Sierra Nevada gelegen. Der Grosse Salzsee ist nur als ein Rest dieser Seen zu betrachten. Seine frühere Ausdehnung, als er noch eine Area wie der jetzige Huron-See einnahm, ist durch die musterhaften Untersuchungen Gilbert's bekannt geworden. Der frühere See ist von diesem amerikanischen Geologen Lake Bonneville benannt worden und Powell fasst die sich darauf beziehenden Untersuchungen Gilbert's folgendermassen zusammen ¹⁾: „First, the waters were low, occupying, as great Salt Lake now does, only a limited portion of the bottom of the bassin. Then they gradually rose and spread, forming an inland sea nearly equal to Lake Huron in extent, with a maximum depth of one thousand feet. Then the waters fell and the lake not merely dwindled in size but absolutely disappeared, leaving a plain even more desolate than the Great Salt Lake desert of to-day. Then they again rose, surpassing even their former height, and eventually overflowed the basin at its northern edge, sending a tributary stream to the Columbia River. And, last, there was a second recession, and the water shrunk away — until now only Great Salt Lake and his smaller lakes remain. Translated into terms of climate, these changes imply, that there were two epochs of excessive moisture — or else of excessive cold — separated by an interval of superlative dryness and preceded by a climatic period comparable with the present. The first epoch of humidity was by far the longer and the second, which caused the overflow of the waters, the more intensive.“

In demselben continentalen Bassin findet man noch die Spuren eines zweiten grossen Salzsees, welchen man Lake Lahontan genannt hat und welcher durch Russel und King untersucht wurde. Der Erstgenannte hat gezeigt, dass auch dieser See zwei Hochwasserperioden gehabt hat, getrennt durch eine Periode niedrigen Wasserstandes. Die erste Hochwasserperiode hat die längste Dauer gehabt, während dagegen die zweite das grösste Steigen des Wasserstandes mitbrachte.

King drückt den Zusammenhang, welchen er zwischen den eben geschilderten Verhältnissen und der Glacialperiode annimmt, folgendermassen aus ²⁾: „The Quarternary lakes of the Great Basin (Lake Bonneville and Lahontan) are of extreme importance in showing one thing that the two Glacial ages, whatever may have been their temperature conditions, were in themselves each distinctly an age of

¹⁾ Second Annual Report of the U. S. Geological Survey. Washington 1882, pag. XVII.

²⁾ Geology of the 40-th Parallel. Vol. I, pag. 524.

moisture, and that the Inter-Glacialperiod was one of intense dryness, equal in aridity to the present epoch.“ „We are warranted in assuming for the first age of humidity of the lake an enormously long continuance as compared with the second. The first longcontinued period of humidity is probably to be directly correlated with the earliest and greatest glacier period and the second period of humidity with the later Reindeer Glacier Period.“

Nachdem Jamieson kurz den Bestand des Todten Meeres, dessen Wasserstand nach Lartet¹⁾ am Ende der tertiären oder Anfang der quartären Periode mehr als 100 Meter höher als jetzt gewesen sein soll, berührt hat, geht er weiter zur Erörterung des Kaspischen Bassins in folgender Weise über: „The same may be said of this great depression. There is ample evidence that the waters here had formerly a much wider extension, but the exact time or times when this occured — although geologically recent — has yet to be determined. — — The fact of the waters of the Caspian and Aral being only brackish, and by no means very salt, leads me to think, that the basin has not been a close one for a very long period.“

Jamieson discutirt dann die Frage über den früheren Zusammenhang des aralokaspischen Meeres mit dem Schwarzen Meere und dem arctischen Ocean.

Im Grossen und Ganzen läuft die Darstellung Jamieson's dahin aus, die Salzseen als eine Art natürlicher Ombrometer (Niederschlagsmesser) zu bezeichnen, wie aus Folgendem ersichtlich ist: „In these Salt-Lakes (the Caspian Sea, the Aral, the Balkasch, the Dead Sea and many others) Nature has furnished us with a delicate means of detecting the secular changes, that take place in the atmospheric moisture of the surrounding regions, and if properly studied, they ought to afford us considerably help in dealing with the history of later geological times.“

Besonders sucht er dabei den höheren Wasserstand der Salzseen in Verbindung mit der Eiszeit zu bringen, wie es schon Powell und King gethan haben. Er ist nämlich geneigt anzunehmen, dass dieselben Klimaänderungen, welche im nördlichen Europa und Amerika die Eiszeit hervorgebracht haben, sich auch auf südlicher gelegene Gegenden erstreckten und daselbst eine bedeutende Steigung der Wasserspiegel der Salzseen hervorbrachten.

Wir werden hier einen speciellen Fall des allgemeinen Problems, welches von Jamieson angeregt wurde, in Betracht ziehen und in Folgendem dem Zusammenhange, welcher zwischen der nordeuropäischen Vergletscherung und dem Wasserstande des Kaspischen Beckens bestanden hat, näher treten.

II.

Während der Pliocänzeit verbreitete sich nördlich vom jetzigen Pontus das Binnenmeer, dessen Ablagerungen unter dem Namen der „pontischen“ bekannt sind. Dieses Meer, sowie die darin lebende Fauna, sind als aus dem obermiocänen, sarmatischen Meere hervor-

¹⁾ Bulletin de la Soc. geol. de France. Ser. II, Vol. 22, pag. 420.

gegangen zu betrachten. Der Charakter der pontischen Ablagerungen zeigt, dass das Wasser süß oder schwach brackisch war. Ihre Molluskenfauna, im Grossen und Ganzen einförmig und arm an Arten, zeigt sich als eine Mischung von veränderten sarmatischen Formen mit Süßwasserbewohnern. Der genetische Zusammenhang zwischen den sarmatischen und den pontischen Bildungen wird noch deutlicher durch die Beschaffenheit der so genannten mäotischen Ablagerungen Andrussew's, welche in zwei getrennten Gebieten, das eine bei Odessa, das zweite auf Kertsch getroffen wurden.¹⁾

Ob die mächtigen, pliocänen Kalklager, welche auf der apschersonschen Halbinsel und in den Umgebungen Bakus auftreten — die aralokaspischen Lager Abich's — mit den pontischen Lagern des Schwarzen Meer-Bassins äquivalent sind, muss noch unbestimmt gelassen werden. Die Fauna obiger Ablagerungen, die viele neue Species zu enthalten scheint, hat einen Brackwasserhabitus, ist aber bis jetzt wenig untersucht. Es ist doch anzunehmen, dass diese Ablagerungen, wenn auch ihr Alter pontisch ist, in einem besonderen, von dem pontischen isolirten Becken, zur Ablagerung gekommen sind.

Bei der geringen Ausbreitung dieser pliocänen Lager im kaspischen Bassin darf man wohl den Schluss ziehen, dass das pliocäne kaspische Meer eine bedeutend kleinere Ausbreitung hatte, als das jetzige. Besonders erscheint der Umstand, dass pliocäne Ablagerungen im nördlichen Bassin des Kaspischen Meeres ganz fehlen, bemerkenswerth. Es zeigt dieses Verhältniss, dass der für die Physiographie des Kaspischen Meeres tektonisch wichtige Umstand, die Trennung durch eine unterseeische Bank in zwei Becken, schon in der Pliocänzeit bestanden hat.

Die Quartärzeit wurde durch grosse Veränderungen im kaspischen Becken eingeleitet. Die Wasserfläche, welche während der vorigen, pliocänen Periode auf einen Theil des südlichen Beckens beschränkt war, verbreitete sich jetzt bedeutend und nahm nicht nur das ganze jetzige Bassin ein, sondern stieg hoch über den jetzigen Wasserstand, so dass der Aralsee mit dem Kaspischen Meere zusammenfloss. Eine Meerenge entstand in der Manytschniederung, welche die Verbindung mit dem Schwarzen Meere herstellte. Um diese Veränderungen, welche in jener Zeit eintraten, richtig beurtheilen zu können, müssen wir uns hier erinnern, dass die jetzige kaspische Meeresfläche 26 Meter unter dem Niveau des Oceans liegt; weiter, dass die Schwelle, welche das kaspische Becken vom Becken des Schwarzen Meeres trennt, nur 8 Meter über das Niveau des letzteren sich erhebt; endlich, dass die Wasserfläche des Aralsees 48 Meter über der des Weltmeeres und 74 Meter über der Fläche des kaspischen Meeres liegt.

Dadurch, dass man die aralokaspischen Ablagerungen in horizontaler und verticaler Richtung verfolgt, kann man zur Kenntniss der ehemaligen Grenzen dieses Meeres gelangen. Diese Ablagerungen, welche man über ausgedehnte Gegenden zwischen und um die genannten Meere

¹⁾ Bei der Darstellung der Verhältnisse des kaspischen Beckens während des Ueberganges von der tertiären zur Quartärzeit habe ich die ausgezeichnete Darstellung Andrussew's über die „Geschichte des Kaspischen Meeres und seine Bewohner“ vielfach gebraucht. Iswästija Imper. russk. geograf. Obschtschestva, Tome XXIV, 1888.

verbreitet findet, sind durch eine Fauna gekennzeichnet, welche der jetzigen Fauna des Kaspischen Meeres sehr nahe steht. Nur einige Unterschiede sind hier hervorzuheben, so z. B. das *Cardium edule* Linné und vielleicht noch einige andere Arten desselben Genus, wie *C. pyramidatum* Gr., welche in dem jetzigen Kaspischen Meere leben, den diluvialen, aralokaspischen Ablagerungen fehlen. Diese Formen scheinen erst am Ende der diluvialen Periode, bei dem damals bestehenden Zusammenhange des Kaspischen und Schwarzen Meeres aus dem letzteren eingewandert zu sein.

Das aralokaspische Becken wurde bei Anfang der Quartär-Periode von einem Doppelsee eingenommen, dessen beide Theile, welche dem jetzigen Kaspischen Meere und dem Aralsee entsprechen, durch einen verhältnissmässig schmalen Meeresarm verbunden waren. Gegen Norden und Osten gestattete die südrussische und turanische Depression eine ausgedehntere Transgression, während auf der Süd- und Südwestseite die Alburs-Kette und die Ghilan-Alpen, welche da das kaspische Becken abgrenzen, der Ausbreitung des Meeres eine Grenze setzten.

Wir werden jetzt in aller Kürze die Ausbreitung dieses Meeres betrachten.¹⁾

Gegen Westen schob das Kaspische Meer einen breiten Meeresarm in das jetzige Kurathal hinein, welcher sich über den gegenwärtigen Vereinigungspunkt des Kur und Araxes erstreckte. Ueber dieses ganze Terrain sind zahlreiche Reste aralokaspischer Mollusken zerstreut; mehrerenorts trifft man auch die Ablagerungen dieser Zeit als mächtige Schichten in horizontaler Lagerung entwickelt. Diese Ablagerungen sind hauptsächlich von thoniger Beschaffenheit mit eingelagerten dünnen Kalkbänken. — Die aralokaspischen Ablagerungen Apsherons, sowie die, welche man auf dem engen Küstengebiete zwischen Baku und Petrowzk antrifft, sind thoniger, kalkiger und sandiger Beschaffenheit. Auf der nördlichen Seite der Kaukasuskette schoss ebenso ein bedeutender Meerbusen in nordwestlicher Richtung vor, die ganze Manytsch-Niederung einnehmend und mit dem Asowischen Meere in Verbindung tretend.

Von Manytsch aus geht die westliche Grenze des Aralokaspischen Meeres beinahe gerade nördlich längs des Ostabhanges der Jergenhöhen bis an das Wolgaknie bei Zaritzyn und folgt nachher der Wolga bis zum Einflusse der Kama. Die aralokaspischen Ablagerungen kommen nördlich von Zaritzyn nur auf der Ostseite der Wolga vor; nur bei der Samara-Biegung treten sie auch auf die Westseite des Flusses hinüber. Während also das Aralokaspische Meer einen bedeutenden Theil des unteren Wolgabeckens, welches vom Einflusse der Kama bis zur Wolgamündung gerechnet werden kann und eine nordsüdliche Richtung hat, einnahm, scheint es jedoch in das obere Wolgabecken, welches von

¹⁾ Die folgende Darstellung der Ausbreitung des aralokaspischen Meeres stützt sich hauptsächlich auf die Zusammenstellung Karpinsky's, der in seiner „Uebersicht der physikogeographischen Verhältnisse des europäischen Russlands“ (Beiträge zur Kenntniss des Russischen Reiches, Dritte Folge, 1887), mit Berücksichtigung aller hierher gehörigen Beobachtungen von den älteren und grundlegenden Murchison's und Helmersen's bis zu den jüngsten, eine gedrängte Darstellung gab. Dabei standen mir auch zahlreiche eigene, meistens noch unpublicirte Beobachtungen aus der Umgegend Bakus, dem Kurathale und aus Transkaspien zu Gebote.

der Quelle bis zum Einflusse der Kama sich erstreckt und eine west-östliche Richtung besitzt, nicht eingedrungen zu sein. Dagegen erstreckte sich ein nicht unbedeutender Meeresbusen in das Kama-Thal hinein, wo der Kamafluss sowie der Nebenfluss Bjalaja die Nordgrenze der betreffenden Ablagerungen bildet. Der ganze nördliche Meeresarm erstreckte sich also etwa 1000 Kilometer nördlich vom jetzigen Kaspischen Meere und bedeckte bedeutende Theile der Gouvernements von Orenburg, Saratow, Samara, Simbirsk, Kasan und Ufa.

Auf der östlichen Seite des Kaspimeeres trifft man dieselben Ablagerungen auf der Nord- und Südseite der Halbinsel Mangischlak, sowie um den Karabugaz-Busen herum an. Jedoch entfernen sie sich nicht weit von dem jetzigen Meeresufer, durch das Ust-Urt-Plateau gehindert. Der Kubadagh und das Plateau nördlich von Krasnowodsk drängen die aralokaspischen Bildungen wieder zurück, aber im Süden von diesem Gebirge war ein Meeresarm in östlicher Richtung vorgedrungen. Dieser Busen bildete zwischen Kurjanin-Dagh und Kopet-Dagh eine Meerenge, aus welcher die Berge des grossen und kleinen Balchan als Inseln hervorragten. Diese Meerenge bildete die Verbindung zwischen dem kaspischen und aralischen Theil des Meeres.

Die Grenzen des aralokaspischen Sees gegen Osten hin sind bis jetzt nicht genau festgestellt. Mit Sicherheit kann jedoch behauptet werden, dass er ausser dem jetzigen Aralsee auch das bedeutende, gegenwärtig fast vollständig trockengelegte Sarakamysch-Becken, sowie die niedrig gelegenen Theile der Flussläufe des Amu-Darja und Syr-Darja einnahm. In der Amu-Darja-Niederung hat er sich wenigstens bis gegen Nukus, den Knotenpunkt des jetzigen Amu-Darja-Deltas, etwa 150 Kilometer im Süden von dem Aralsee, verbreitet. Der westliche Theil der Karakumer Wüste zeigt überall zahlreiche marine Reste aus dieser Zeit; dagegen scheint der östliche, höher gelegene Theil derselben nicht überfluthet gewesen zu sein. Auf meinem Wege von Gerk-Tepe nach Devrusa in der Richtung von Klhiva — im Monat Jänner 1886 — traf ich keine aralokaspischen Fossilien an. Das aralokaspische Meer bespülte somit im Süden den Kopet Dagh und im Nordwesten den Rand des Ust-Urt-Plateaus, ohne jedoch dieses Plateau zu bedecken.

Die Area dieses so abgegrenzten Meeres beträgt etwa 1,100.000 Quadrat-Kilometer und ist also beinahe halb so gross wie die Area des jetzigen Mittelmeeres, welches auf 2,500.000 Quadrat-Kilometer geschätzt wird.

In Bezug auf die Verticalhöhen, welche von den aralokaspischen Ablagerungen erreicht werden, liegen nicht so vollständige Angaben vor, wie über deren horizontale Ausbreitung. In der Umgebung Baku's trifft man mehrerenorts aralokaspische Schichten 50 Meter über dem jetzigen Wasserstande: bei Balachany auf der Mitte der Halbinsel Apscheron kommen aralokaspische Lager von Sand und Thon, welche übergreifend die naphthaführende Schichtserie bedecken, sogar in 70 bis 75 Meter Höhe über der Kaspifläche vor. Bei Surachany erreichen sie eine Höhe von 90 Meter über dem Kaspispiegel.

Die grösste Höhe über dem jetzigen Wasserniveau des Kaspischen Meeres, bei welcher ich die aralokaspischen Lager auf Apscheron

beobachtete, ist 115 Meter (89 Meter absolute Meereshöhe), welche Höhe von horizontalen Lagern grober Conglomerate, wahrscheinlich Uferbildungen, erreicht werden. Drei Kilometer nördlich von Baku am Postwege nach Kuba überdecken diese discordant die pontischen Schichten.¹⁾

Auf der Ostseite des Kaspischen Meeres ist der frühere Wasserstand durch die Uferwälle von mächtigen Kalkblöcken mit Kies und Cardiumschalen, welche den grossen und kleinen Balchan auf 20 bis 30 Meter Höhe über der Steppenfläche umsäumen, angezeigt.²⁾ Ablagerungen von Uferkies und Sand in horizontaler Lage kommen auch auf den Vorbergen des kleinen Balchan vor.³⁾ Schon Helmersen hat aus früheren Beobachtungen den Schluss gezogen, dass die Wasserfläche des Aralsees etwa 20 Meter höher als jetzt gelegen hat.⁴⁾

Es soll hier noch darauf aufmerksam gemacht werden, dass, wenn man die Grenzen des Aralokaspischen Meeres, wie dieselbe durch Verfolgung der aralokaspischen Ablagerungen bekannt geworden sind, mit der hypsometrischen Curve von 100 Meter Meereshöhe vergleicht, man sogleich einer auffallenden Uebereinstimmung begegnet. Dieselbe ist auf lange Strecken so gross, dass man von einem völligen Zusammenfallen der genannten beiden Linien reden kann. Wenn wir den Lauf der betreffenden Curve verfolgen, so wird uns das oben Gesagte sogleich deutlich.⁵⁾ Während die Hundertmeter-Curve an der Süd- und Südwestküste des Kaspischen Meeres dem Ufer sehr nahe tritt, biegt sie im Kurathale bis über den Vereinigungspunkt von Kur und Araxes hinein. Von hier sich wieder dem Meeresufer nähernd und quer über die Halbinsel Apscheron streichend, folgt sie der Abdachung Daghestans, lässt nur einen ganz schmalen Ufersaum, bis sie unweit der Mündung des Sulak nach Nordwesten abbiegt und südlich der Manytsch-Niederung in das Gebiet des Asow'schen Meeres hinüberstreicht. Nördlich des Manytsch folgt die Curve dem östlichen Rande der Jergenihöhen, bis sie bei Zaritzyn die Wolga trifft, von wo an sie diesem Flusse nach Norden folgt. Die von der Hundertmeter-Curve abgegrenzte Area der Wolganiederung liegt ausschliesslich auf der Ostseite des Flusses und erstreckt sich bis zum Einflusse der Kama, einen grossen Theil des unteren Wolga-Beckens einnehmend. Von da an verzweigt sich das Tiefland nach zwei Richtungen. Nach Westen erstreckt sich das obere

¹⁾ Abich gibt an, dass die quartären aralokaspischen Lager bis zu 200 Fuss englisch (60 Meter) über den jetzigen Wasserstand aufsteigen. „Ueber eine im Kaspischen Meere erschienene Insel“ etc. Mém. de l'Académie imp. des sciences de St. Petersburg, 1862, VII Sér., Tome VI, pag. 71.

²⁾ Sjögren, Ueber das transkaspische Naphta-Terrain. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien, 1887, Bd. 37, pag. 50. Vergleiche auch Konschin in Radde's „Vorläufiger Bericht über die Expedition nach Transkaspien und Nord-Chorassan im Jahre 1886“. Petermann's Mittheilungen, 1887, Bd. 33, pag. 237.

³⁾ Konschin, l. c. pag. 238 gibt die Höhe dieser Bildungen zu „etwa 60 Meter über dem Spiegel des heutigen Kaspischen Meeres“ an. Nach meinen im Jahre 1885 gemachten Beobachtungen steigen die betreffenden Bildungen auf dem kleinen Balchan bedeutend höher hinauf.

⁴⁾ Helmersen, Beitrag zur Kenntniss der geologischen und physiko-geographischen Verhältnisse der aralokaspischen Niederung. Mélanges phys. et chim. tirés du Bulletin de l'Académie imp. des sciences de St. Petersburg. 1879, Tom. XI, pag. 155.

⁵⁾ Vergl. z. B. die Höhenkarte Russlands in Reclus, Nouvelle géographie universelle. Tome V, Pl. IV.

Wolgabecken, dessen Hauptorte Kasan, Nischni-Nowgorod und Jaroslaw alle weniger als 100 Meter Höhe besitzen. In dieses Becken scheint sich das Aralokaspische Meer jedoch nicht erstreckt zu haben. Nach Osten nimmt das von der Hundertmeter-Curve begrenzte Tiefland das Kamathal ein, wo man, wie oben gesagt, aralokaspische Ablagerungen findet. Beim nördlichen Ufer des Kaspischen Meeres schliesst die betreffende Curve ein ausgedehntes Tiefland ein, welches die unteren Flussgebiete des Ural und der Emba umfasst. Oestlich vom Kaspischen Meere sind die hypsometrischen Verhältnisse noch zu wenig erforscht, um dort den Lauf der Hundertmeter-Curve genauer verfolgen zu können. Jedenfalls biegt dieselbe um das Ust-Urt-Plateau rund herum und schliesst die Aral- und Sarykamysch-Becken, sowie den Westtheil der Karakumer Wüste ein.

Die obige kurze Skizzirung des Verlaufes dieser Curve zeigt schon genügend die nahe Uebereinstimmung derselben mit den Grenzen des ehemaligen Aralokaspischen Meeres. Wenn auch auf einigen Stellen die aralokaspischen Ablagerungen nicht auf dieser Höhe angetroffen wurden, wie z. B. auf der Halbinsel Apscheron, wo sie im Allgemeinen 40 bis 50 Meter unter jenem Niveau bleiben, so mag das zum Theil davon herrühren, dass der höchste Wasserstand nur von kurzer Dauer war und also nur verhältnissmässig weniger mächtige Ablagerungen zurückgelassen hat. Zum Theil ist vielleicht auch erst künftigen Untersuchungen vorbehalten, das Vorkommen aralokaspischer Ablagerungen in jener Höhe nachzuweisen.

Nachdem die Verbreitung der aralokaspischen Ablagerungen auf so grosse Entfernungen und in so ausgedehnten Gebieten durch eine bestimmte Höhencurve begrenzt ist, darf man wohl schliessen, dass seit der Bildung dieser Ablagerungen bis zur gegenwärtigen Zeit keine bedeutenden Niveauveränderungen, weder durch Faltungen, noch durch Verwerfungen oder Einbrüche in das kaspische Becken vorgekommen sind.

Man hat also Grund anzunehmen, dass das Niveau des Aralokaspischen Meeres etwa 100 Meter über dem allgemeinen Meeresniveau lag. Anstatt wie das jetzige Kaspische Meer unter dem Meeresniveau zu liegen, hat es eine für ein so ausgedehntes Binnenmeer nicht unbedeutende absolute Höhe besessen. Wie damals die Höhenverhältnisse im westlichen Theile der Manytsch-Niederung, wo der tiefste Punkt der Schwelle zwischen dem Kaspischen und dem Schwarzen Meeresbecken lag, beschaffen waren, muss noch dahingestellt bleiben. Entweder lag damals diese Schwelle entsprechend höher, oder es floss der von dem aralokaspischen Meere durch die Manytsch-Niederung ausgehende Meeresarm mit einer in demselben hohen Niveau liegenden Wasserfläche, welche den Platz des jetzigen Asow'schen Meeres einnahm, zusammen.

III.

Im Anfange der Quartärperiode, also gleichzeitig mit der Transgression des Kaspischen Meeres, trat die nordeuropäische Eiszeit ein und der grössere Theil des europäischen Russland wurde durch vorrückendes Landeis bedeckt. Gegen Süden drang diese Eisdecke bis an den 49. Breitengrad vor, gegen Osten näherte sie sich der unteren

Wolga in der Gegend von Saratow. Da nirgends, so viel bis jetzt bekannt ist, die aralokaspischen Ablagerungen in unmittelbare Berührung mit den glacialen Bildungen kommen, ist es schwer, den Beweis zu erbringen, dass diese beiden verschiedenartigen Bildungen gleichzeitig waren. Im Gouvernement Saratow nähern sich die betreffenden Bildungen einander bis zu einer Entfernung von etwa 100 Kilometer. Im Gouvernement Wjatka, zwischen den Flüssen Wjatka und Kama, rücken die glacialen Spuren in unmittelbare Nähe der postpliocänen, sphärosiderithaltigen Schichten, welche nach Krotow wahrscheinlich aralokaspischen Alters sind und hier oder in den Umgebungen könnte man vielleicht die Frage über das relative Alter dieser Bildungen lösen. Bis jetzt bekannte Beobachtungen weisen alle darauf hin, dass die aralokaspischen und die glacialen Bildungen nicht über, sondern nur nebeneinander vorkommen, ein Umstand, der jedenfalls für die Gleichzeitigkeit ihrer Entstehung spricht.

Durch Verfolgung der Ausbreitung des Geschiebelehms und der erraticen Blöcke kann man die ehemaligen Grenzen des Landeises reconstruiren.¹⁾

Das Landeis, welches während seiner grössten Ausdehnung als eine zusammenhängende Masse das ganze centrale Russland bedeckte, schoss von dort in drei Spitzen (Ausläufern) vor, nach Süden, Südosten und Ost gerichtet. Die Grenzlinie der glacialen Spuren in Russland kommt von Galizien nach Wolhynien herein; die gegen Süden gerichtete Spitze bedeckte das ganze Gouvernement Tschernigow und grössere Theile der Gouvernements Kiew und Poltawa und berührte sogar die nördliche Grenze des bei dem Schwarzen Meere gelegenen Gouvernement Cherson. Von Kremenschug am Dnieper läuft die Grenze beinahe gerade gegen Norden, so dass die Gouvernements Charkow und Kursk eisfrei waren und das Gouvernement Orel nur theilweise bedeckt war. Die gegen Südosten gerichtete Spitze umfasst die Gouvernements Rjasan und Tambow, den grösseren Theil des Gouvernements Tula und bedeutende Stücke der Gouvernements Woronesch, Saratow und Pensa. Hier wird die grösste Entfernung von den Quellen des Landeises erreicht und die in dem Gouvernement Saratow gefundenen erraticen Blöcke krystallinischer Gesteine Finnlands und des Oloneter Gebietes haben einen Weg von 1200 bis 1500 Kilometer zurückgelegt. Von der Umgebung Saratows geht die Grenze wieder beinahe gerade nach Norden, die Gouvernements Simbirsk und Kasan frei von erraticem Material lassend, biegt sich aber bei dem 60. Breitengrade wieder zu einer breiten, gegen Osten gerichteten Spitze um, welche die Gouvernements Wologda und — theilweise — Wjatka umfasst. Von hier ab geht die Grenze der Glacialbildungen in nordnordwestlicher Richtung bis zum Eismeere.

Die enorm grosse Area, welche von den glacialen Bildungen des europäischen Russland eingenommen wird, geht aus folgenden Zahlen hervor: Penck hat die ganze Oberfläche des nordeuropäischen Landeises zu 6·3 Millionen Quadrat-Kilometer geschätzt, dabei mehr als

¹⁾ Wir stützen uns im Folgenden mit Bezug auf die Verbreitung der glacialen Bildungen Russlands auf Nikitin's ausführliche Darstellung in Petermann's Mittheilungen: 1886, Bd. XXXII, pag. 257.

1·8 Millionen Quadrat-Kilometer, welche auf das Atlantische Meer, die Nordsee, die Ostsee, das Eismeer und Weisse Meer entfallen, eingerechnet. Von den übrigen 4·5 Millionen Quadrat-Kilometer kommen bis zu 3 Millionen auf das europäische Russland — Finnland und Polen eingerechnet — während nur etwa 0·4 Millionen Quadrat-Kilometer auf Deutschland, Dänemark und Holland fallen.

Die glacialen Bildungen sind in diesem ausgedehnten Flächenraume von sehr verschiedenartiger Beschaffenheit und besonders kann man eine unzweideutige Abnahme der Intensität der glacialen Erscheinungen constatiren, je mehr man sich von den Quellen des Landeises entfernt. Während die glacialen Phänomene sich in Nordwest-Russland in mannigfacher Entwicklung darstellen und ihren Stempel dem ganzen physiographischen Charakter des Landes aufdrücken, bleiben längs der soeben beschriebenen Grenze von glacialen Bildungen nur die mehr oder weniger reichlich auftretenden erraticen Blöcke zurück. Nikitin hat deswegen die glacialen Bildungen Russlands in mehrere geographische Typen zerlegen können, welche er folgendermassen charakterisirt.¹⁾

1. Der finnländische und olonetzische Typus: Mächtige Entwicklung der Grundmoränen, aus unsortirtem Materiale der Umgebung bestehend; glacielle Reffeln und Rundhöcker; „Åsar“ und Seebecken von glacialer Entstehung.

2. Der baltische Uebergangstypus: Das Moränenmaterial ist aus gemischten localen und fremden Elementen zusammengesetzt. Die Farbe der Grundmoränen zeigt Uebergänge von hellgrau bis rothbraun in Abhängigkeit von dem unterliegenden Gesteine; „Åsar“ kommen noch vor, aber nehmen an Grösse ab.

3. Der polnisch-lithauische Typus zeigt vollständige Uebereinstimmung mit den norddeutschen Glacialbildungen der Provinz Preussen; zwei Grundmoränen, die untere grau, die obere hauptsächlich von brauner Farbe, durch geschichtete interglaciale Bildungen getrennt und durch im Allgemeinen geschichtete Sand- und Thonablagerungen bedeckt.

4. Der centralrussische Typus: Eine einzige, mächtig entwickelte Grundmoräne aus braunem, sandigem Lehm mit unterliegenden, geschichteten Sand- und Kiesablagerungen und stellenweise von ungeschichteten Kies- und Sandlagern bedeckt.

5. und 6. Die süd- und sadostrussischen Typen: Erratisches Material mit mehr oder weniger gut erhaltenen glacialen Ablagerungen durch typischen Löss, welcher gegen Süden und Osten an Mächtigkeit und Verbreitung zunimmt, bedeckt.

Von den vielen Fragen, welche im nächsten Zusammenhang mit dem Vorkommen der soeben charakterisirten Typen glacialer Bildungen stehen, interessirt uns an dieser Stelle keine näher, als die, in welchem Grade Russland von der zweiten Vereisung berührt wurde und welche Verbreitung gegen Süden und Südosten dieser Vergletscherung zukam. Die oben angeführte Charakteristik der verschiedenen glacialen Typen gibt schon an, dass sich die zweite Vereisung auch über das

¹⁾ Nikitin, *Iswästija geologitjeskavo kommiteta*. 1886, Heft 3 und 4, pag. 133.

Verbreitungsgebiet des Typus 3, also über Polen und Lithauen, erstreckt hat. Es ist dann selbstverständlich, dass auch die Verbreitungsgebiete der Typen 1 und 2, also Finnland, das olonetzische und baltische Gebiet, ebenso von dieser zweiten Vergletscherung getroffen waren, wenn man auch hier die Einwirkungen der beiden Eiszeiten weniger leicht von einander unterscheiden kann.

Als das sicherste Kriterium für das Vorkommen von zwei Vereisungen muss man noch immer das Auftreten zweier Grundmoränen betrachten. Dieses berücksichtigend, kann man sicher behaupten, dass die zweite Vergletscherung bei ihrer grössten Verbreitung ausser Finnland, dem Olonetzgebiet und den baltischen Provinzen auch Polen und die Gouvernements Grodno, Wilna und Kowno, sowie wenigstens Theile der Gouvernements Witebsk und Pskow bedeckte.¹⁾

Die zweite Vereisung scheint also, nach dem, was jetzt bekannt ist, in Russland nirgends die uralisch-baltische Wasserscheide, welche über die Waldai-Höhen mit unregelmässigem Laufe hauptsächlich in der Richtung Südwest sich über das russische Plateau erstreckt und die Flussgebiete der Wolga, des Don und Dnieper von denen der Düna, des Niemen und der Weichsel trennt, überschritten zu haben. Die glacialen Typen mit zwei Grundmoränen kommen nämlich nur auf der Nordwestseite der genannten Wasserscheide vor, fehlen aber im Süden und Osten davon. Wir werden unten sehen, dass dieses Verhältniss — dass nämlich das Landeis während seiner zweiten Ausbreitung die uralisch-baltische Wasserscheide nicht zu überschreiten vermochte — nicht ohne Bedeutung ist bei der Erklärung des Wasserstandes des aralokaspischen Meeres.

IV.

Wir haben oben gesehen, dass ein grosser Theil des nördlichen Europa am Anfange der quartären Zeit mit einer Eisdecke bedeckt war und gleichzeitig sich über das südrussische Flachland und die angrenzenden Theile Asiens ein grosses Binnenmeer ausbreitete. Wenn zwei Erscheinungen gleichzeitig oder nahezu gleichzeitig eintreten, ist man geneigt, darin einen ursächlichen Zusammenhang zu erblicken, was um so mehr berechtigt ist, wenn die Erscheinungen, wie im vorliegenden Falle, von verwandter Natur sind. Das ursächliche Verhältniss kann

¹⁾ Vergl. Nikitin, *Iswästija geologitjeskavo kommiteta*, 1886, Heft 3 und 4, pag. 182, 183. Wenn Nikitin das Vorkommen zweier Grundmoränen als das sicherste Kriterium für die Ausbreitung der zweiten Eiszeit betrachtet, wird die Grenze derselben etwas weiter gegen Osten verschoben als De Geer angegeben hat (*Zeitschrift der deutsch. geol. Gesellsch.* 1885, Bd. 37, pag. 177). Auf der anderen Seite bekommt dadurch die spätere Vergletscherung eine bedeutend kleinere Verbreitung, als wenn man mit Penck die nördliche Löss-Grenze auch als Grenze der zweiten Vereisung annehmen wollte. In diesem Falle müsste nämlich auch ein grosser Theil Central-Russlands dem Gebiete der zweiten Vereisung zugerechnet werden. Wenn man aber hier bis jetzt keine Spuren der zweiten Vereisung aufgefunden hat, und wenn es noch hypothetisch ist, ob man überhaupt einen directen Zusammenhang zwischen der Ausbreitung des Landeises und der Lössbildung annehmen darf, und dazu noch unsicherer ist, dass ein solcher Zusammenhang, wenn er auch für das mittlere Deutschland nicht abgesprochen werden kann, auch auf dem russischen Plateau besteht, scheint es mir sicherer, eine grössere Verbreitung der zweiten Vergletscherung, als die durch das Vorkommen der jüngeren Grundmoränen bezeichneten, nicht anzunehmen.

dann von zweierlei Art sein: entweder ist die eine der Erscheinungen einfach eine Wirkung der anderen oder es stammen beide Wirkungen von ein und derselben, ausserhalb der beobachteten Erscheinungen liegenden Ursache ab. Im vorliegenden Falle also könnten die beiden Erscheinungen, nämlich die Ausbreitung des Landeises über Russland, sowie die gleichzeitige Vergrösserung der Wasserfläche des Aralokaspischen Meeres zu einander im Verhältniss von Ursache und Wirkung stehen. Oder es könnten diese beiden gleichzeitigen Erscheinungen auch Wirkungen einer ausserhalb stehenden Ursache sein.

Wir haben schon früher gesehen, wie Jamieson dieses Verhältniss deutet. Er betrachtet den Wasserstand der Salzseen als ein Mass für die Niederschlagsmengen der Umgebungen und meint, dass ein höherer Wasserstand auch reichlichere Niederschläge beweise. Da unter die Bedingungen einer Eiszeit auch ein gewisser, ziemlich hoher Feuchtigkeitsgrad der Atmosphäre und eine daraus folgende grosse Niederschlagsmenge gehört, so betrachtet Jamieson die Eiszeit ebenso wie das Steigen des Wasserniveaus der Salzseen als verschiedenartige Wirkungen einer und derselben Klimaänderung.

Dass diese Auffassung in Bezug auf den Zusammenhang zwischen der Eiszeit in Nordamerika und dem höheren Wasserstande im Utahbecken auch von Gilbert und anderen amerikanischen Geologen getheilt wird, geht schon aus den früher citirten Aeusserungen derselben hervor.

Wenn man dieselbe Erklärung auch auf das Aralokaspische Meer anwenden wollte, müsste man annehmen, dass die gleichen Klimaänderungen, welche die nordeuropäische Vereisung hervorbrachten, sich auch weit hinein in das südöstliche Europa erstreckten und bis in das abflusslose, centralasiatische Becken fortsetzten. Es scheint mir jedoch überflüssig, Klimaänderungen, welche ein so weites Gebiet der alten Welt getroffen hätten, anzunehmen, vielmehr scheint mir, dass das Anfüllen des aralokaspischen Beckens einfach als eine directe Wirkung der Ausbreitung des Landeises über Russland betrachtet werden kann.

Ein Blick auf eine Karte, auf welcher die Grenzen des russischen Landeises bei seiner grössten Verbreitung angegeben sind, zeigt nämlich, dass ein grosser Theil des Schmelzwassers des Landeises in das genannte Becken abgeflossen sein muss und somit beitrug, dasselbe zu füllen.¹⁾ Gegenwärtig bildet die Wolga den einzig grösseren Zufluss des Kaspischen Meeres. Dieser Zufluss existirte schon während der grössten Ausdehnung des Kaspischen Meeres, aber durch das fortschreitende Landeis wurden noch grosse Quantitäten von Niederschlägen aus Gegenden, welche jetzt ihren natürlichen Abfluss nach der Ostsee und dem Weissen Meere haben, dem Aralokaspischen Meere zugeführt. Das konnte nur dadurch geschehen, dass das Landeis während seiner Bewegung die uralisch-baltische Wasserscheide überschritt, wodurch

¹⁾ Es ist das Verdienst Karpinsky's, zuerst die Aufmerksamkeit darauf gerichtet zu haben, dass das natürliche Sammelbassin für das Schmelzwasser von einem Theile des Landeises das Kaspische Becken war. Jedoch scheint die Anschauung Karpinsky's, nach seinen ganz kurz und beiläufig ausgesprochenen Ausführungen zu urtheilen, von den hier entwickelten zu differiren und sich eher der Ansicht Jamieson's zu nähern. Vergl. Karpinsky, l. c. pag. 40.

die Niederschlagsmengen, welche als Schnee im Norden und Nordwesten der Wasserscheide fielen, nach der Schmelzung ihren Abfluss nach der südlichen und südwestlichen Seite der Wasserscheide nahmen.

Bis wir nicht zur vollständigeren Kenntniss über die Bewegungsrichtungen des Landeises in Russland gelangt sind, ist es schwer zu beurtheilen, ein wie grosser Theil des nordeuropäischen Landeises sein Schmelzwasser an das Wolgathal und somit auch an das Kaspische Meer abgab. Das Vorkommen von finnländischen Blöcken mehrerenorts in den Wolga-Gouvernements zeigt jedoch, dass wenigstens ein Stück von Finnland zu eben diesem Theile gerechnet werden muss. Weil diese Blöcke dorthin transportirt worden sind, wo man sie jetzt antrifft, muss auch das Eis, welches sie transportirte, ebensoweit vorgeschritten sein, bis es zur Schmelzung kam. Eine Schätzung ergibt, dass von den drei Millionen Quadrat-Kilometer Russlands, welche bei der grössten Ausdehnung des Landeises bedeckt waren, etwa eine Fläche von 1·5 Millionen Quadrat-Kilometer ihr Schmelzwasser durch die Wolga oder auf anderem Wege dem Kaspischen Meere abgab.

Es sollte von Interesse sein, eine Berechnung anstellen zu können über die Quantität Eis, welche jährlich über die Wasserscheide geführt wurde und somit den Zufluss des Kaspischen Meeres vermehrte. Eine solche Berechnung lässt sich jedoch nicht mit Genauigkeit bewerkstelligen, weil man weder die Bewegungsgeschwindigkeit des Landeises, noch seine Mächtigkeit bei dem Ueberschreiten der Wasserscheide, noch die Abdunstung der Eisoberfläche kennt.

Wenn man für die genannten Factoren solche Werthe, wie sie aus unserer jetzigen Kenntniss des Glacialphänomens resultiren, einführt, so gestaltet sich eine solche Berechnung folgendermassen.

Um das Volumen der Eismasse zu ermitteln, welche über die Wasserscheide in einem Jahre transportirt wurde, hat man nöthig, die Länge der Wasserscheide, welche von denjenigen Eismassen, die im Wolgabecken zur Schmelzung gelangten, überschritten wurde, zu kennen, sowie weiter die Mächtigkeit und die Bewegungsgeschwindigkeit des Landeises. Der erste dieser Factoren ist leicht zu bestimmen. Durch directe Messung auf einer Karte findet man, dass die betreffende Länge von einem Punkte im Norden des nördlichen Knies der Kama bis in die Nähe von Smolensk etwa 1450 Kilometer ausmacht.

In Bezug auf die Mächtigkeit des Landeises hat man dagegen leider nur sehr unzuverlässige Anhaltspunkte, da man sich dabei hauptsächlich nur auf Analogien mit dem grönländischen Landeise stützen kann. Die Annahmen haben hier also ziemlich weiten Spielraum. Wir sollen uns deswegen bemühen, keine Ueberschätzungen zu machen und lieber so kleine Zahlen wie nur möglich als Mass für die Mächtigkeit der Eisdecke annehmen.

Die Mächtigkeit des grönländischen Landeises wird von Heim¹⁾ auf 300 bis über 1000 Meter geschätzt, während Nansen²⁾ neuerlich dieselbe, wenigstens im Inneren des Landes, auf 1600 bis 1900 Meter veranschlagte. Das grönländische Landeis nimmt eine Area von nur

¹⁾ Heim, Handbuch der Gletscherkunde. 1885, pag. 53.

²⁾ Petermann's Mittheilungen. Bd. 35, 1889, pag. 184.

etwa 1 Million Quadratkilometer ein, während die nordeuropäische Area sechsmal grösser war. Da die Fähigkeit des Landeises, sich über Länder von verhältnissmässig ebener Beschaffenheit, wie Nord-europa und Grönland, ausbreiten zu können, ohne Zweifel von der Mächtigkeit des Eises abhängt, so ist man berechtigt, anzunehmen, dass das nordeuropäische Landeis mächtiger war, als das grönländische jetzt ist. Wir wollen jedoch als Durchschnittszahl nur eine Mächtigkeit von 1000 Meter für das ganze Landeis annehmen.¹⁾ Und da die betreffende Wasserscheide ungefähr in der Mitte liegt zwischen den Anfangsquellen des Landeises, wo seine Mächtigkeit am grössten war und seinen äussersten Grenzen, wo die geringste Mächtigkeit vorhanden war, so können wir die genaunte Zahl als Mass der mittleren Mächtigkeit des Eises bei dem Ueberschreiten der Wasserscheide acceptiren.

Noch schwieriger stellt sich die Frage, wenn es sich darum handelt, eine wahrscheinliche Zahl für die Bewegungsgeschwindigkeit des Landeises zu bestimmen. Directe Beobachtungen darüber sind auf dem grönländischen Landeis nicht gemacht und auch auf indirectem Wege kann man zu keinen sicheren Schlüssen gelangen. Ich habe die ganze mir zugängliche Literatur allgemeiner geologischer Handbücher, sowie specielle glacialgeologische Abhandlungen durchsucht, ohne auf irgend eine einzige Stelle zu stossen, welche das Problem der Bewegungsgeschwindigkeit eines Landeises discutirt oder auch nur erörtert hätte. Wir sprechen sozusagen täglich von der Bewegung des Landeises, ohne jedoch dabei irgend einen bestimmten Begriff von der Geschwindigkeit, womit diese Bewegung stattfindet, zu haben.²⁾

Einige Gründe scheinen für eine relativ ziemlich grosse Geschwindigkeit des Landeises zu sprechen; erstens hat man an den Ausläufern des grönländischen Landeises die grösste bis jetzt bekannte Geschwindigkeit des Gletschereises beobachtet und weiter ist es ja eine bekannte Thatsache, dass das Eis sich schneller bewegt, je weniger die Reibung gegen den Boden und die Thalwände Widerstand leistet. Dass dabei einer frei ruhenden Eismasse eine grössere Geschwindigkeit zukommen muss als einem in ein enges Bett eingeklemmten Gletscher, ist unzweifelhaft.

Andererseits sprechen mehrere Gründe dafür, dass dem Landeise keine besonders grosse Geschwindigkeit zukommen kann. Erstens ist die Boden- neigung viel zu klein, um eine solche Geschwindigkeit zu erklären und besonders ist sie viel geringer als bei den gewöhnlichen Gletschern; zweitens sind die Beobachtungen an den Ausläufern des grönländischen Landeises nicht für die ganze Masse dieses Landeises massgebend, da diese grosse Geschwindigkeit wohl durch den Druck des hinter und höher liegenden Landeises erzeugt wird. Alles in Betracht gezogen, scheint man bei unseren jetzigen Kenntnissen am richtigsten zu gehen, wenn man für das Landeis eine Bewegungsgeschwindigkeit

¹⁾ Neumayr sagt: „Unter diesen Umständen hat man als eine geringe Durchschnittszahl für die Mächtigkeit des nordeuropäischen Landeises 1000 Meter angenommen.“ Erdgeschichte. 1887, Bd. II, pag. 594.

²⁾ Es ist zu hoffen, dass bei künftigen Erforschungen Grönlands auch die Bewegungsverhältnisse des Landeises näher studirt werden; das wäre dann durch Messungen von den Nunataken aus zu versuchen.

annimmt, welche weit hinter den maximalen Geschwindigkeiten der gewöhnlichen Gletscher sowohl, wie der Landeisausläufer auf Grönland zurückbleibt und sich der mittleren Bewegungsgeschwindigkeit eines gewöhnlichen Gletschers von alpinem oder skandinavischem Typus ziemlich nahe anschliesst.

Die jährliche Bewegung der Gletscher des alpinen Typus variiert zwischen 50 und 250 Metern; bei den grossen Himalaya-Gletschern ist sie bekanntlich viel grösser, nämlich 700 bis 1300 Meter jährlich. Wir nehmen aber diese abnorm grossen Geschwindigkeiten nicht zur Grundlage, da man noch viel zu wenig über die Gründe dieser Erscheinung weiss. Bei den Ausläufern des grönländischen Landeises hat man Bewegungen von 2000 bis 8000 Metern im Jahre gemessen. Ich glaube, dass man für das Landeis ohne Gefahr eine Geschwindigkeit von circa 200 Metern jährlich, also eine tägliche Bewegung von etwas über 0.5 Meter annehmen darf. Mit dieser Geschwindigkeit von 200 Metern jährlich hätte ein Eispartikel 10.000 Jahre nötig, um den Weg von der skandinavischen Halbinsel bis zu den Wolga-Gouvernements zurückzulegen.

Mit den obigen Zahlen als Grundlage der Berechnung bekommt man eine Eismasse von 290 Cubikkilometer Grösse, welche jährlich dem kaspischen Becken zugeführt wurde aus Gegenden, die ausserhalb des Niederschlagsgebietes dieses Beckens liegen. Wenn wir weiter annehmen, dass $\frac{1}{10}$ des Eises während des Weges verdunstet und nur $\frac{9}{10}$ zur Schmelzung kommen, und weiter das spezifische Gewicht des Gletscher-Eises = 0.9 setzen, so erhalten wir als jährlichen Mehrzufluss des Aralokaspi-Meeres durch das Landeis eine Wassermenge von 235 Cubikkilometer Wasser.

Wir wollen jetzt diese Wassermenge auf die ganze Area, welche durch das Aralokaspische Meer eingenommen wurde, vertheilen. Wie gross diese Area wirklich war, kann zwar bei unseren jetzigen, noch sehr unvollkommenen Kenntnissen der Grenzen des Aralokaspischen Meeres nicht genau ermittelt werden. Jedenfalls wird man dem wirklichen Verhältnisse nahe genug kommen, wenn man die Area des Aralokaspischen Meeres 2.2mal grösser als die jetzigen kaspischen und aralischen Wasserflächen zusammen annimmt, welche Annahme uns auf eine Area von 1,115.400 Quadratkilometer führt.¹⁾ Wenn die 235 Cubikkilometer Wasser, welche von dem nordeuropäischen Landeise herrühren, auf die soeben gegebene Area vertheilt werden, bekommt man eine Wasserschicht von 0.210 Meter Mächtigkeit. Diese Wasserschicht, sowie die Beiträge der Flüsse und der directen Niederschlag mussten also die jährliche Verdunstung ersetzen, wenn Gleichgewicht bestehen sollte.

Als Vergleich stellen wir nebenbei eine Berechnung des Wasserzuflusses, sowie der directen Niederschläge des jetzigen Kaspischen Meeres auf. In Bezug auf die Wassermenge der Wolga, welcher Fluss jetzt den grössten Zufluss des Kaspischen Meeres bildet, nimmt man an, dass seine mittlere Wassermenge an der Mündung 5780 Cubikmeter in der Secunde beträgt.²⁾ Wenn man aus dieser Zahl den jähr-

¹⁾ Dabei ist die Fläche des Kaspischen Meeres zu 440.000 und die des Aral-sees zu 67.000 Quadratkilometer angenommen.

²⁾ Reclus, Géographie universelle. 1881, Tome V, pag. 667.

lichen Wasserzfluss berechnet und denselben auf die ganze Fläche des jetzigen Kaspischen Meeres vertheilt, so findet man, dass er einer Wasserschicht von 0·414 Meter Mächtigkeit entspricht. Wenn wir noch dazu annehmen, dass die Wassermengen der Flüsse Emba, Ural, Terek, Kura, Sefidrud und Atrek, für welche keine Messungen vorliegen, zusammen eben soviel wie die Wassermenge der Wolga ausmachen, welche Annahme in Bezug auf die ziemlich kleinen Niederschlagsgebiete dieser Flüsse eher zu hoch als zu niedrig ist, so bekommen wir für die ganze Wassermenge, die durch die Flüsse dem Kaspischen Meere zugeführt wird, eine Wasserschicht von etwa 0·828 Meter Höhe. Legt man noch die jährliche Niederschlagsmenge auf die Meeresfläche hinzu, welche sich nicht höher als auf 25 Centimeter annehmen lässt¹⁾, so ergibt sich im Ganzen für das jetzige Kaspische Meer eine Wasserschicht von 1·078 Meter Dicke, welche während der jetzigen klimatologischen Verhältnisse die Verdunstung zu balanziren vermag.

Kehren wir nun zu dem alten Aralokaspischen Meere zurück. Obwohl uns die nöthigen klimatologischen Daten fehlen, um die Wassermengen der damaligen Flüsse, sowie die Niederschlagsmenge auf die Meeresfläche mit Genauigkeit zu berechnen, wollen wir doch zum Vergleiche versuchen, unseren Calcul noch einen Schritt weiter zu führen. Soeben haben wir erfahren, dass die von dem Landeise herrührende Wassermenge auf die Fläche des ganzen Meeres vertheilt, eine Schicht von 0·210 Meter bildete; führen wir nun noch die Wassermenge der Flüsse und den directen Niederschlag in die Rechnung ein. In Bezug auf die erstere wollen wir, um nicht zu hoch zu greifen, einfach annehmen, dass die durch die Flüsse zugeführte Wassermenge damals dieselbe war wie jetzt. Dabei abstrahiren wir also gänzlich davon, dass damals so mächtige Flüsse, wie Amu- und Syr-Darja, in das Aralokaspische Meer mündeten und lassen deren zugeführte Wassermengen ausser Betracht. In unseren Tagen wird, wie wir oben sahen, dem Kaspischen Meere durch die Wolga und die übrigen Flüsse eine jährliche Wassermenge zugeführt, welche einer Schicht von 0·828 Meter entspricht. Vertheilen wir diese Wassermenge auf eine 2·2mal grössere Oberfläche, so bildet sie eine Wasserschicht von 0·376 Meter Höhe. Führen wir weiter den directen Niederschlag auf die Oberfläche des Meeres, wie bei dem jetzigen Kaspischen Meere, mit 0·250 Meter ein, so bekommen wir endlich eine Wasserschicht von der Mächtigkeit von $0·210 + 0·376 + 0·250 = 0·836$, welche die jährliche Verdunstung balanziren musste.

Es fragt sich jetzt: Ist es annehmbar und wahrscheinlich, dass die Verdunstung der Oberfläche des Aralokaspischen Meeres nur einer Wasserschicht von 0·836 Meter entsprach, nachdem wir soeben gesehen haben, dass die Verdunstung der Oberfläche des jetzigen Kaspischen Meeres sich auf 1·078 Meter beläuft? Können wir einen Grund dafür angeben, dass die Verdunstung damals so bedeutend geringer — der Unterschied entspricht einer Wasserschicht von 0·242 Meter — war?

¹⁾ Baku hat eine Regenmenge von 25, Derbent von 37 und Astrachan von 12 Centimeter jährlich. Die Regenmenge Lenkorans ist abnorm gross, nämlich 131 Centimeter. Alle diese Plätze liegen auf der Westküste, welche durchgehends mehr Niederschlag hat als die Ostküste.

Meiner Ansicht nach ist die Ursache für dieses Verhältniss nicht schwer zu finden.

Die erste Bedingung für eine grosse Verdunstung ist eine hohe Temperatur der Wasseroberfläche, sowie der Luftschichten, welche die Wasseroberfläche berühren. Es ist jedenfalls ganz sicher, dass in Bezug auf die Gegenden des Kaspischen Meeres während der Diluvialzeit diese Hauptbedingungen einer bedeutenden Verdunstung weit weniger vorhanden waren als jetzt. Das Landeis, dessen Rand in der Wolganiederung und in der Nähe des damaligen Aralokaspischen Meeres stand, muss nothwendigerweise ein kälteres Klima hervorgebracht haben, hauptsächlich durch Bindung von so grossen Wärmemengen, welche für die Schmelzung des Landeises in Anspruch genommen wurden.

Wie bei der Bildung von Schnee und Eis Wärme frei gemacht wird, nämlich $79\frac{1}{4}$ Calorien pro Gewichtseinheit Wasser, so wird auch bei der Schmelzung des Schnees und Eises ebenso viel Wärme gebunden. Dieses Gesetz ist bei grossen Landeismassen in klimatologischer Beziehung von ausserordentlich hoher Bedeutung, besonders wo die Gegenden des Gefrierens und des Schmelzens weit von einander entfernt liegen, wie es *Wojeikow* zuerst gezeigt hat.¹⁾

Der Schnee, welcher während der Eiszeit auf den Firnfeldern der skandinavischen Halbinsel fiel, trug dazu bei, das Klima dort zu mildern, dadurch, dass die bei der Schneebildung frei gewordene Wärme den Luftmengen zu Gute kam. Jahrhunderte später, als dieselben Schneemassen, nachdem sie in Gletschereis umgewandelt waren, in der Wolganiederung zur Schmelzung kamen, nahmen sie eine äquivalente Wärmemenge zurück, welche also den Gegenden, wo die Schmelzung stattfand, entzogen wurde.

In der Gegend, wo die Schmelzung des Landeises vor sich ging, musste also eine bedeutende Senkung der Mitteltemperatur stattfinden, was nicht ohne Einfluss auf die Temperatur der Wasseroberfläche des Aralokaspischen Meeres, so lange der Rand des Landeises in der Nähe dieses Meeres stand, bleiben konnte. Dadurch wurde wieder die Verdunstungsmenge — pro Flächeneinheit — vermindert und die Fläche des Meeres konnte sich leichter auf einem hohen Niveau halten. Wenn man dieses Verhältniss in Betracht zieht, wird es in hohem Grade wahrscheinlich, dass die oben angeführten Zuflüsse des Meeres — das Schmelzwasser des Landeises, die Flüsse und die directe Niederschlagsmenge — völlig genügend waren, um die damals nicht so grosse Verdunstung zu balanciren; ja dass sie vielleicht der Verdunstung überlegen waren, wodurch eine Erhöhung der Meeresfläche erfolgte, bis sie die Schwelle überstieg und sich mit dem Schwarzen Meere durch die *Manytschstrasse* verband.

Es mag hier noch daran erinnert werden, dass bei der obigen Berechnung nur verhältnissmässig kleine, also ungünstige Werthe angenommen wurden, z. B. für die Mächtigkeit und Bewegungsgeschwindigkeit des Landeises, für die Wassermenge der Flüsse, wobei *Amu-* und *Syr-Darja* ganz ausser Acht gelassen wurden u. s. w.; dagegen bei der vergleichenden Berechnung der Verdunstungsschichte des jetzigen

¹⁾ Alex. von *Wojeikow*, Gletscher und Eiszeiten in ihrem Verhältnisse zum Klima. Zeitschr. d. Gesellsch. für Erdkunde zu Berlin. 1881, Bd. 16, pag. 226.

Kaspischen Meeres eher zu hohe Werthe benutzt wurden, indem die Wassermenge der kleineren Flüsse sehr hoch geschätzt wurde. Die oben angeführte Differenz der früheren und jetzigen Verdunstungsschichten von 0.242 Metern ist also wahrscheinlich nicht unbedeutend zu hoch und dadurch wird es noch mehr annehmbar, dass die früheren Zuflüsse der Verdunstung vollkommen das Gleichgewicht halten konnten.

Die Einwirkung des Landeises auf das Wasserniveau des aralokaspischen Meeres war also von zweierlei Art: erstens gab das Landeis einen Theil seines Schmelzwassers diesem Meere ab und vermehrte dadurch seine Zuflüsse; zweitens kühlte es die Meeresfläche ab und verminderte dadurch die Verdunstung. Es ist noch ein Umstand in Bezug auf den Zusammenhang zwischen dem nordeuropäischen und dem Aralokaspischen Meere zu berücksichtigen. Wir wissen, dass zwei Eiszeiten, durch eine interglaciale Periode von einander getrennt, von der skandinavischen Halbinsel ausgingen, und es ist noch nöthig, die Rolle jeder dieser Vereisung bei der Hebung des Wasserspiegels des Kaspischen Meeres festzustellen. Wir haben oben gesehen, wie jede der beiden nordamerikanischen Eiszeiten durch eine entsprechende Hebung des Niveaus der Lake Bonneville und Lake Lahontan charakterisirt ist, und wie die amerikanischen Geologen dieses Verhältniss durch die Annahme von zwei Feuchtigkeitsperioden, getrennt durch eine Periode relativer Trockenheit, welche sowohl die beiden Vereisungen, wie auch das gleichzeitige Steigen des Wasserstandes der Salzseen verursacht haben sollen, erklärt haben.

Wenn man dieselbe Anschauung auch auf das Aralokaspische Meer übertragen wollte, so müsste man erwarten, auch da die Spuren von zwei Hebungen des Niveaus zu finden, den zwei nordeuropäischen Eiszeiten entsprechend. Aber so viel man bis jetzt weiss, hat in der diluvialen Zeit nur eine einzige Transgression der kaspischen Meeresfläche stattgefunden, und keiner der Forscher, welche sich mit den diluvialen aralokaspischen Ablagerungen befasst haben, weiss von zwei Transgressionen zu berichten.¹⁾ Die betreffende Erklärung stösst also auf die folgende Schwierigkeit: während die Ursachen, welche zu der ersten Vereisung Veranlassung gaben, auch ein Steigen des Niveaus des Kaspischen Meeres bedingten, hätten dieselben Ursachen, wie sie zum zweiten Male auftraten, eine solche Wirkung auf die kaspische Meeresfläche nicht mehr hervorgebracht.

¹⁾ Zwar trifft man mehrerenorts unweit der jetzigen Ufer des Kaspischen Meeres kaspische Ablagerungen, welche jünger als die oben geschilderten diluvialen aralokaspischen Lager sind. Dieselben, die sich durch eine theilweise andere Fauna auszeichnen, indem sie *Cardium edule* Linné, *Card. pyramidatum* Gr. und andere Formen, die sich bis jetzt nicht in den diluvialen aralokaspischen Ablagerungen vorfinden, enthalten, kommen nur bis 10 Meter über dem jetzigen Wasserniveau und in unmittelbarer Nähe des Ufers vor. Man kann hier also wohl von keiner Transgression des Kaspischen Meeres sprechen, da vielmehr sowohl das Vorkommen dieser Ablagerungen, wie auch deren Fauna darauf deuten, dass man es nur mit alluvialen Bildungen der Jetztzeit zu thun hat. Dasselbe wird vielleicht auch mit den von Tschernyschew in den Astrachanischen Steppen angetroffenen kaspischen Lagern, welche mächtige, posttertiäre Süswasserschichten mit *Unio* überlagern, der Fall sein. Vergl. Karpinsky: Uebersicht der physiko-geographischen Verhältnisse etc., pag. 41, in der Fussnote.

Dagegen wird der betreffende Umstand, dass man zwar zwei Eiszeiten im nördlichen Europa, aber nur ein Steigen der kaspischen Meeresfläche wahrgenommen hat, durch die von mir oben versuchte Erklärung von sich selbst gelöst. Das scheint mir nämlich davon abzuhängen, dass die letzte Vereisung die uralisch-baltische Wasserscheide nicht zu überschreiten vermochte und somit keine Niederschlagsmengen aus Gegenden, welche ausserhalb des Zuflussgebietes des kaspischen Beckens liegen, demselben zugeführt wurden, dass mithin auch nicht eine so beträchtliche Abkühlung dieser Gegenden durch die Schmelzung des Landeises erfolgen konnte, da nun der abschmelzende Rand des Landeises nicht mehr so nahe stand wie bei der ersten Eiszeit.

Schon im dritten Absatze haben wir die wahrscheinliche Ausbreitung der zweiten Vereisung in Russland besprochen. Soviel man bis jetzt weiss, folgte der Eisstrom während dieser zweiten Periode hauptsächlich dem Bette der Ostsee, indem er zuerst eine südliche, später eine südwestliche Richtung nahm, um endlich gerade nach Westen oder sogar nach Westnordwest abgelenkt zu werden. Er überschritt weder in Russland, noch in Deutschland die allgemeine europäische Wasserscheide (uralisch-baltische), durch welche er vielmehr, wie es scheint, abgelenkt wurde, und das Schmelzwasser des Landeises konnte folglich nicht auf die südliche oder südöstliche Seite der Wasserscheide abfliessen.

Es ist hieraus ersichtlich, dass das Steigen der kaspischen Meeresfläche nur der ersten Vergletscherung entsprechen konnte.

Die Veränderungen des Wasserniveaus im Kaspischen Meere haben von Seite der russischen Forscher vielfache Versuche zur Erklärung hervorgerufen, und schon v. Baer hat sich mit demselben Thema befasst.¹⁾

Helmersen setzt die Wasserabnahme des aralokaspischen Beckens in Verbindung mit hypothetischen Senkungen des Bodens im Kaspischen Meere — besonders im tieferen, südlichen Becken — und er betrachtet als mitwirkende Ursachen solcher Bodensenkungen die andauernden Ausströmungen von fliessenden und gasförmigen Kohlenwasserstoffen, welche an den Rändern dieses Beckens — Apscheron, Tscheleken u. s. w. — vor sich gehen.²⁾

Das letzte Mal wurde dieses Thema in dem vorläufigen Berichte für die von der russischen Regierung nach Transkaspien und Chorassan abgesandte wissenschaftliche Expedition unter Befehl des Dr. Radde berührt. Der Geolog der Expedition, Bergingenieur Konshin, äussert sich bei Erwähnung der Bildungen kaspischen Alters in der Karakumer Wüste folgendermassen: „Vollzog sich die allmälige Trockenlegung eines so bedeutenden, früher meerbedeckten Theiles der Erdoberfläche vornehmlich unter dem Einfluss trockener Polarwinde, oder fand hier eine Hebung des Meeresbodens und damit ein rascher Abfluss des Wassers statt, wie Baer annahm, oder aber entsprachen Hebungen des Meeresgrundes an einzelnen Punkten gleichzeitige Senkungen an andern, wobei

¹⁾ v. Baer, Kaspische Studien. II. Bull. de l'Acad. de St. Petersburg. 1858, Tome XII.

²⁾ Helmersen, Beitrag zur Kenntniss der geologischen und physiko-geographischen Verhältnisse der aralokaspischen Niederung. Mém. phys. et chim. tirés du Bull. de l'Acad. Imp. des sciences de St. Petersburg. 1879, Tome XI, pag. 142.

dann natürlich die Wasser in die tieferen, wenn auch weniger umfangreichen Bassins hinabstrebten?“¹⁾

Ich war oben bemüht darzulegen, dass es überflüssig erscheint, solche Erklärungsgründe wie klimatische Aenderungen, welche direct die Gegenden des Kaspischen Meeres getroffen haben sollten — „trockene Polarwinde“ — zu suchen, besonders wenn man für diese Klimaänderungen jede Erklärung schuldig bleibt. Dasselbe gilt auch für die Annahme von bedeutenden Niveauveränderungen, welche ebenfalls durch keine Beobachtung wahrscheinlich gemacht werden. Dagegen scheint es sehr annehmbar, dass, falls die Niveauverhältnisse dieselben wie die jetzigen waren, das aralokaspische Becken das Schmelzwasser eines Theiles des nordeuropäischen Landeises sammeln musste, welcher Umstand in Verbindung mit der durch das Abschmelzen des Landeises hervorgebrachten Abkühlung völlig zureichend erscheint, um das höhere Wasserniveau zu erklären.

Der Niederschlag, der sich auf der eisbedeckten skandinavischen Halbinsel condensirte, hat also, nachdem er die uralisch-baltische Wasserscheide als Gletschereis passirt hatte und in den russischen Niederungen allmählig zur Schmelzung gelangte, zu der Bildung eines grossen Binnenmeeres von circa 1·1 Millionen Quadrat-Kilometer Ausdehnung, in den abflusslosen Gebieten zwischen Europa und Asien, wo jetzt hauptsächlich nur Steppen und Sandwiisten getroffen werden, Veranlassung gegeben.

V.

Dass eine so ausgedehnte Wasserfläche, wie die des Aralokaspischen Meeres, auf das Klima der umliegenden Gegenden einwirken musste, ist begreiflich. Wollen wir hier einige der nächstliegenden Wirkungen in den Kreis unserer Betrachtungen ziehen.

Es ist bekannt, dass die Gletscher des Kaukasus während der Diluvialzeit eine viel grössere Entwicklung zeigten als jetzt. Auf der Nordseite des Gebirges traten sie stellenweise aus dem Inneren der Gebirgsthäler auf das vorliegende Flachland heraus und Spuren davon sind mehrerenorts in circa 900 Meter Meereshöhe in den Flussthälern des Malka, Baksan, Ardon und Terek zu beobachten. Auf dem Südabhange sind weniger Spuren einer früheren Gletscherbedeckung wahrzunehmen und mit Sicherheit kann behauptet werden, dass die Gletscher hier nicht so tief hinabstiegen, wie auf der Nordseite.²⁾

Es kann wohl kein Zweifel darüber herrschen, dass die frühere grössere Verbreitung der Gletscher im Kaukasus während der Diluvialzeit einfach eine Consequenz der grossen Ausdehnung des Kaspischen Meeres während derselben Zeit ist. Die Hauptbedingung, welche die Bildung von Gletschern begünstigt, ist eine grosse Niederschlagsmenge, und zwar in fester Form. Aber eine bedeutende Menge Niederschlag in einem Gebirgslande wird wieder von der Nähe einer grösseren Wasserfläche bedingt, von welcher die Abdunstung immer neue Niederschläge erzeugen kann. Die Bedingung, dass der Niederschlag in fester Form fallen soll, hängt wieder von einer niedrigen Temperatur der Wasser-

¹⁾ Radde, Vorläufiger Bericht über die Expedition nach Transkaspien und Nord-Chorassan im Jahre 1886. Petermann's Mittheilungen. 1887. Bd. 33, pag. 237.

²⁾ Muschetow, Fisitjeskaja geologija (Physikalische Geologie). St. Petersburg 1888, Bd. II, pag. 554.

fläche ab. Nur wenn diese Temperatur genügend niedrig ist, können nämlich die mit Wasserdämpfen beladenen Luftmassen bei dem Aufsteigen an den Gebirgsabhängen so viel abgekühlt werden, dass der Niederschlag als Schnee fällt. Wir haben schon oben gesehen, dass gerade diese Bedingungen für eine bedeutende Entwicklung der Gletscher im Kaukasus während der betreffenden Periode vorhanden waren: das Aralokaspische Meer bot eine genügend grosse Verdunstungsarea dar, um zu einer grossen Niederschlagsmenge Veranlassung zu geben, und die Fläche des Meeres hatte, durch die in der Nähe vor sich gehende Schmelzung des Landeises abgekühlt, eine niedrige Temperatur, wodurch viel Niederschlag in fester Form fallen musste. Dass dabei vorzugsweise der nördliche Kaukasusabhang vergletschert wurde, ist ganz natürlich, da sich ja die Transgression des Kaspischen Meeres hauptsächlich gegen Norden erstreckte und der Meeresarm, welcher die Manytschniederung einnahm, beinahe den nördlichen Fuss des Kaukasus bespülte. Die Wasserdämpfe dieser ausgedehnten und zugleich abgekühlten Meeresfläche — während des Aufsteigens auf die nördlichen Abhänge der Gebirgskette noch mehr abgekühlt — gaben den kaukasischen Gletschern reichliche Nahrung.

Das Obige gewinnt noch mehr an Deutlichkeit, wenn wir einen Blick auf die jetzigen glacialen Verhältnisse des Kaukasus werfen. Dabei fallen uns besonders zwei bemerkenswerthe Umstände auf. Der eine ist die Thatsache, dass die Gletscher des westlichen Kaukasus viel mehr entwickelt sind und viel tiefer heruntersteigen als im östlichen Kaukasus. So sehen wir den Tetnuldgletscher im Quellenthal des Ingur (Svanetien im westlichen Kaukasus) bis zu einer Höhe von 1954 Meter heruntersteigen, während der Schach-Dagh-Gletscher in Daghestan — östlicher Kaukasus — nicht tiefer als bis 3163 Meter reicht. Ein ähnliches Verhältniss besteht in Bezug auf die Schneelinie; auch diese senkt sich von Osten gegen Westen. Die am weitesten gegen Westen gelegenen Gipfel des Kaukasuskammes, welche beständige Schneebedeckung zeigen, geben eine Höhe der Schneelinie von 2745 Meter an, während die Schneelinie auf dem Schach-Dagh 3722 Meter hoch liegt.¹⁾ Nach Stebnitzky kann die Schneelinie auf dem Südbhange des Kaukasus, von localen Abweichungen abgesehen, durch eine schräge Linie, deren Ostende 3500 Meter hoch liegt, während das Westende nur 2900 Meter Höhe hat, dargestellt werden.²⁾

Der zweite, nicht weniger bemerkenswerthe Umstand bei der jetzigen Entwicklung der kaukasischen Gletscher ist dieser, dass die Gletscher auf der Südseite des Kaukasuskammes jetzt reichlicher vorkommen und tiefer heruntersteigen als auf der Nordseite, gerade der Gegensatz im Verhältnisse zur Diluvialzeit. Ebenso liegt die Schneelinie jetzt tiefer auf der südlichen Seite als auf der Nordseite, obwohl man bei einseitiger Berücksichtigung nur der Temperaturverhältnisse das Entgegengesetzte erwarten sollte. Stebnitzky bezeichnet die

¹⁾ Abich, Ueber die Lage der Schneegrenze und die Gletscher der Gegenwart im Kaukasus. *Mél. phys. et chim. de l'Acad. imp. de St.-Petersbourg.* 1878, Tome X, pag. 629.

²⁾ Stebnitzky, *Isvästija Kavkaskavo otdjal. imp. russk. geografitjesk. Obschtschestva* (Mittheilungen der kaukasischen Abtheilung der kais. russ. geographischen Gesellschaft). 1877—78, Tome V.

Schneelinie an der Nordseite des Kaukasus als eine schräge Linie, welche von 3900 Meter Meereshöhe im Osten bis zu 3300 Meter im Westen abfällt. Die Schneelinie liegt somit im Durchschnitt 400 Meter tiefer auf der Südseite als auf der Nordseite.

Fragen wir nach den Ursachen dieser auffallenden Vertheilung der glacialen Phänomene im Kaukasus, so sind dieselben leicht gefunden. Der westliche Theil des Südabhanges steht unter directem Einflusse des marinen Klimas des benachbarten Schwarzen Meeres, während der grössere Theil der Nordseite dem continentalen Klima der südrussischen und centralasiatischen Steppen ausgesetzt ist. Während die Niederschlagsmenge in dem Rionthale und im westlichen Kaukasus bis zu 1—2 Meter steigt, erreicht sie im Ost-Kaukasus an der Küste des Kaspimeeres nur 0.25 bis 0.50 Meter. Dazu kommt noch eine andere wichtige Thatsache, nämlich die hohe Temperatur der kaspischen Meeresfläche, welche bewirkt, dass die aufsteigenden Dämpfe nicht zu fester Form condensirt werden, sondern vielmehr als warme Regen fallen und so die Gletscherbildung in dem benachbarten Gebiete hindern, anstatt dieselbe zu befördern. Die im Centrum Daghestans gelegenen Hochplateaus Gumib — mittlere Höhe 1500 Meter — und Khunsakh — 1800 Meter Höhe — haben nicht einmal in den Wintermonaten eine zusammenhängende Schneedecke, was wohl genügend beweist, wie klein die Niederschlagsmenge ist, welche hier in fester Form fällt.

Diese Verhältnisse waren während der Diluvialzeit ganz andere und die Verschiedenheiten haben wieder ihren Grund in der grossen Ausbreitung des Aralokaspischen Meeres gehabt. Dadurch wurde der Nordabhang der Kaukasuskette den Einwirkungen eines maritimen Klimas ausgesetzt, ebenso wie jetzt der westliche Theil des Südabhanges dem Einflusse des benachbarten Schwarzen Meeres unterworfen ist. Nur war die Einwirkung des damaligen Aralokaspischen Meeres eine bedeutend stärkere, theils wegen der grösseren Area dieses Meeres, theils auch wegen der niedrigeren Temperatur ihrer Wasserfläche, welche die Dämpfe befähigte, sich mehr als Schnee zu condensiren.

Es geht aus Obigem deutlich hervor, dass, wenn man zugibt, dass die Ausbreitung des Aralokaspischen Meeres eine directe Consequenz der nordeuropäischen Eiszeit ist, ebenso auch die mächtige Entwicklung der Glacialphänomene im Kaukasus während der Diluvialzeit eine Wirkung des Vorrückens des nordeuropäischen Landeises sein muss. Man kann aber die Wirkungen dieses Ereignisses noch weiter verfolgen. Durch die Untersuchungen russischer und englischer Geologen ist es festgestellt, dass es auch in den centralasiatischen Bergketten eine Periode gegeben hat, während welcher die dortigen Gletscher viel stärker entwickelt waren als jetzt.

Im Westtheile des Thianschan-Systems — womit wir hier auch die mehr selbstständigen Bergketten Ala-Tau und Alai-Tag, sowie das Pamir-Plateau verstehen — findet man Gletscherspuren bis zu 2000 Meter, ausnahmsweise sogar bis zu 1500 Meter Meereshöhe. Das ganze Pamir-Plateau war vielleicht von einem zusammenhängenden Eisfelde bedeckt. Im Hindukuh und Karakorum waren ebenso die Gletscher stärker entwickelt und stiegen tiefer herunter als jetzt.¹⁾

¹⁾ Muschetow, Fisitjeskaja geologija (Physikalische Geologie). St. Petersburg 1888, Bd. II, pag. 554.

Noch heute existiren in diesen Gegenden Verhältnisse, welche die Bildung von Gletschern ausserordentlich begünstigen: Bergketten, welche die Feuchtigkeit der südlichen und westlichen Winde empfangen und welche eine genügende Höhe besitzen, um dieselbe in fester Form fallen zu lassen. Pamir ist im Winter schneebedeckt trotz des trockenen Klimas; die inneren Gebirgsthäler des Alai-Tag und Ala-Tau besitzen Gletscher vom selben Typus wie die Alpen und der Kaukasus, nur in viel grösserem Massstabe entwickelt. Diese steigen bis 2700 Meter Höhe herab.

Es ist deutlich, dass bei der Lage und Beschaffenheit dieser Bergketten nur ein grösserer Feuchtigkeitsgehalt der sie bestreichenden Luftströme nöthig war, um die Gletscherphänomene daselbst mächtig zu entwickeln. In Bezug auf einen grossen Theil des Thianschan-Systems, besonders dessen westliche Ausläufer, Ala-tau und Alai-tag, welche hauptsächlich von den westlichen Winden getroffen werden, war diese Bedingung während der Zeit der grössten Ausbreitung des Aralokaspischen Meeres erfüllt. Es kann wohl kein Zweifel darüber bestehen, dass die damaligen Westwinde, welche über die weite Fläche des Aralokaspischen Meeres strichen, mit Feuchtigkeit mehr gesättigt waren als die jetzigen, welche die trockenen und heissen Sandflächen des Kara- und Kasil-Kum passiren. Es liegt also sehr nahe, die frühere grosse Ausdehnung der Glacialphänomene im westlichen Thianschan und Pamir auf die Transgression des Aralokaspischen Meeres gegen Osten hin zurückzuführen, ebenso wie wir oben die alte Vergletscherung der Nordseite des Kaukasus mit der Transgression desselben Meeres gegen Norden in Verbindung setzten.

Es ist dies genau derselbe Gedanke, wie er durch eine Autorität auf dem klimatologischen Gebiete — Wojeikow — ausgesprochen wird, welcher in Bezug auf die Schneemassen, welche die Gebirge an den Quellen des Amu-Darja bedecken, sagt: „Die Dämpfe für diesen Schnee werden wahrscheinlich von dem Mittelländischen, Schwarzen und Kaspischen Meere geliefert, und die grösste Ausdehnung der Gletscher fiel wohl zusammen mit der grössten Ausdehnung des Aralokaspischen Beckens und vielleicht mit dessen Vereinigung mit dem arktischen Ocean. Aber auch in jenen Zeiten waren die Ebenen und niedrigen Gebirge zu warm und trocken, um Gletscher zu besitzen. Möglich ist es hingegen, dass der Pamir vergletschert war — —. Bei der grossen Höhe desselben war nur mehr Feuchtigkeit und Schnee als jetzt dazu nöthig.“¹⁾

Auf die frühere, grössere Entwicklung der Gletscher im östlichen Thianschan, in Kuen-Lün, sowie in Karakorum war wohl das Aralokaspische Meer ohne oder beinahe ohne jeden Einfluss. Man muss nämlich annehmen, dass die Dämpfe, womit die westlichen Luftströmungen

¹⁾ Wojeikow, Gletscher und Eiszeiten in ihrem Verhältnisse zum Klima. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, Bd. 16, pag. 259—264. Da der Verfasser von einer ehemaligen Verbindung des Aralokaspischen Meeres mit dem arktischen Ocean spricht, mag hier vorübergehend bemerkt werden, dass man vom geologischen Standpunkt aus gar keinen Grund hat anzunehmen, dass eine solche Verbindung während der Quartärperiode bestanden hätte. Das Vorkommen einiger arktischer Formen (Fische und Crustaceen) in dem jetzigen Kaspischen Meere kann leicht auf andere Weise erklärt werden. Siehe hierüber die interessante Arbeit Andrussew's: „Die Geschichte des Kaspischen Meeres und seine Bewohner“ in Iswästija Imp. russk. geografitjesk. Obschtschestwa (Mittheilungen der kais. russischen geographischen Gesellschaft), 1888, Bd. XXIV.

beladen waren, schon auf dem Westabhange des Thianschan, des Pamir und Hinduh-Kuh zur Condensation gelangten. Die mögliche Einwirkung jetzt grösstentheils trocken gelegter Salzseebecken von grossartiger Ausdehnung auf die frühere Vergletscherung der oben genannten Bergketten des östlichen Thianschan soll aber nicht unerwähnt bleiben. Solche Salzseebecken bestanden bekanntlich früher sowohl zwischen Thianschan und Kuen-Lün (das Tarim-Becken) wie zwischen Kuen-Lün und Himalaya. Wahrscheinlich bestand hier eine grossartige Wechselwirkung zwischen den Gletschergebieten und den Salzseen, indem die Gletscher die Seebecken mit Wasser speisten, die Verdunstung von den Wasserflächen aber wieder zu neuen Schneefällen in den Gebirgen Veranlassung gab. Der letzte Grund zu der Vergletscherung dieser Gebiete muss jedoch in mehr Feuchtigkeit führenden Meereswinden gesucht werden. Die jetzige, enorm grosse Entwicklung der Gletscher des Karakorum schreibt *Wojeikow* den aus dem indischen Oceane kommenden feuchten Südwinden zu, welche den vorliegenden, weniger hohen westlichen Himalaya übersteigen.

Es mag hier übrigens noch die Aufmerksamkeit darauf gerichtet werden, dass es nicht ohne Weiteres anzunehmen ist, dass die grösste Ausbreitung der Gletscher bei allen centralasiatischen Gebirgssystemen gleichzeitig bestand. Es ist z. B. nicht sicher, dass die grösste Vereisung des östlichen Thianschan, deren Ursache wir nicht näher kennen, gleichzeitig mit der grössten Vergletscherung des westlichen Theiles derselben Bergkette, welche wir auf die Verdunstung des Aralokaspischen Meeres zurückführten, eintrat. Wir haben ja schon oben gesehen, dass die Südseite des Kaukasus jetzt mehr vergletschert ist als die Nordseite, dass aber während der Diluvialzeit das Verhältniss entgegengesetzt war. So kann es auch der Fall in Bezug auf die centralasiatischen Gebirgsketten gewesen sein, ebenso wie mit anderen Theilen der Erdoberfläche.¹⁾

Wir haben oben versucht, die Wirkungen des nordeuropäischen Landeises ausserhalb seiner Grenzen zu verfolgen. Dabei haben wir gesehen, dass dasselbe, nachdem es eine so grosse Ausbreitung erreicht und die uralisch-baltische Wasserscheide überschritten hatte, einen Theil seines Schmelzwassers dem kaspischen Becken abgeben musste. Die Menge dieses Schmelzwassers hat allmählig zugenommen je grösser die Eismassen wurden, welche die Wasserscheide überschritten und je weiter gegen Süden und Südosten sich die Vereisung verbreitete. Zu derselben Zeit wurde durch die in der Wolganiederung und in Südrussland vor sich gehende ungeheuere Eisschmelzung viel Wärme in Anspruch genommen und eine Senkung der mittleren Jahrestemperatur der benachbarten Gebiete hervorgerufen.

Diese beiden Factoren — das zufließende Schmelzwasser des Landeises und die niedrigere Jahrestemperatur — haben zusammen ein Steigen

¹⁾ In Bezug auf diese Frage sagt auch *Wojeikow* l. c. pag. 267: „Selbst in den beschränkten Gebieten, wo Continentaleis nachgewiesen ist, ist es sehr die Frage, ob dessen grösste Ausdehnung für verschiedene Gegenden derselben Hemisphäre in dieselbe Zeit fiel. Mir scheint eine gesunde Kritik der Thatsachen eher gegen eine solche Gleichzeitigkeit zu sprechen. Um die ausgedehntesten Gebiete mittlerer Breite zu nehmen, scheint es mir eher wahrscheinlich, dass das östliche Nordamerika einerseits und Nord- und Central-Europa andererseits nicht zugleich unter tiefem Eise vergraben waren.“

des kaspischen Meeresspiegels bewirkt, bis derselbe ein Niveau von etwa 100 Meter Meereshöhe einnahm. Als weitere Folgen dieses Anfüllens des Kaspibeckens müssen die Vergletscherungen an der Nordseite des Kaukasus, sowie die des Pamirplateau und der westlichen Thianschan-Ketten betrachtet werden.

Es mag hier auf einen nicht unwichtigen principiellen Unterschied zwischen der Anschauung Jamieson's und den oben entwickelten aufmerksam gemacht werden. Nachdem Jamieson sowohl die Ausbreitung des Landeises wie die Erhöhung des Wasserniveaus des Kaspischen Meeres als Folgen einer allgemeinen Klimaveränderung — einer Feuchtigkeits- oder Kälte-Periode — betrachtet, so folgt daraus, dass er diese Erscheinungen als gleichzeitige nimmt. Nach den oben entwickelten Ansichten können aber die betreffenden Vorgänge nicht als ganz gleichzeitig betrachtet werden. Das Füllen des kaspischen Beckens konnte nämlich erst stattfinden, nachdem das nordische Landeis schon so weit vorgerückt war, dass es die uralisch-baltische Wasserscheide überschritten hatte und das höchste Wasserniveau des Aralokaspischen Meeres fiel wahrscheinlich mit der beginnenden Abschmelzung und dem Rückzuge des Landeises zusammen, weil dann das Schmelzwasser seine grösste Menge erreichte. Da die Vergletscherungen des Kaukasus und West-Thianschan von der grossen Ausdehnung der aralokaspischen Wasserfläche abhängig waren, so fielen diese Vergletscherungen wieder in die Zeit, als die nordeuropäische Vergletscherung schon im Rückzug begriffen war.

Ueber die ersten Ursachen der Eiszeit gehen die Meinungen noch weit auseinander. Während einige Forscher geneigt sind, darin Veränderungen kosmischer Natur zu erblicken, welche sich über die ganze Erdoberfläche geltend gemacht haben, suchen Andere wieder die Vergletscherungen nur aus localen Klimaänderungen geographischer Natur zu erklären, welche auf die vergletscherten Gebiete und deren nächste Umgebungen beschränkt waren. Es ist deutlich, dass die Erklärungsversuche erstgenannter Art eine Gleichzeitigkeit aller Vergletscherungsercheinungen derselben Erdhalbkugel, die bis jetzt zwar allgemein angenommen wurde, aber nicht bewiesen ist, voraussetzen. Dagegen ist das bei den Theorien zweiter Art nicht der Fall, weil da bei getrennten Gebieten die Vergletscherungen unabhängig von einander und in verschiedenen Zeiten eingetreten sein können.

Es ist wieder deutlich, dass erst dann, wenn die Gleichzeitigkeit aller Vergletscherungen einer und derselben Halbkugel bewiesen ist, man von einer allgemeinen „Eiszeit“ sprechen kann. Wenn dagegen die Vereisung verschiedener Gebiete nicht gleichzeitig war, muss man von localen Eiszeiten sprechen, z. B. der nordeuropäischen, der nordamerikanischen Vergletscherung, der Eiszeit der Alpen u. s. w.

Die Auffassung, dass alle Vergletscherungen gleichzeitige Erscheinungen waren, war die erste, welche sich geltend machte, als man in weit getrennten Gebieten die Spuren früherer Gletscherbedeckungen vorfand. So lange diese Anschauung die Ansichten der Geologen beherrschte, war es auch ganz berechtigt, die Ursachen einer solchen weit verbreiteten und allgemeinen Erscheinung in Vorgängen kosmischer Art zu suchen. Man traf die Spuren früherer Vergletscherungen in Gegenden, die einander so ferne liegen und so verschiedenen Breitegraden an-

gehören, wie die skandinavische Halbinsel, die Alpen, der Kaukasus und die centralasiatischen Gebirgsketten, und wurde dadurch verleitet, darin einen Beweis zu erblicken, dass ein allgemeines Sinken der mittleren Temperatur der nördlichen Halbkugel oder der ganzen Erdoberfläche eingetreten wäre, was eben nur kosmischen Ursachen zugeschrieben werden konnte.

Dadurch wurden die Theorien zur Erklärung der Eiszeit hervorgehoben, welche den Grund dieser Erscheinung in Vorgängen kosmischer Natur, als das Vorrücken der Tag- und Nachtgleichen (Adhemar) oder Aenderungen der Excentricität der Erdbahn (Croll) oder in einer durch Sonne- und Mond-Attraction verursachten periodischen Wasseransammlung am Nord- und Südpol (Schmied) sehen wollen.

Anders liegt die Sache jetzt, nachdem man über die meteorologischen und geographischen Bedingungen der Gletscherbildungen besser unterrichtet ist und zu der Kenntniss gelangte, dass man zur Erklärung der Vergletscherungen ausgedehnter Gebiete nicht nöthig hat, nach so ferne liegenden Ursachen zu greifen. Man muss dabei nur die Annahme von der Gleichzeitigkeit aller Vergletscherungen derselben Halbkugel, welche nur wenig begründet scheint, fallen lassen.

Das oben in Bezug auf die nordeuropäische Vergletscherung Angeführte gibt ein Beispiel, wie die Wirkungen klimatischer Veränderungen innerhalb einer begrenzten Gegend auch in weit entfernte Theile der Erdoberfläche verfolgt werden können. Welche die Ursachen der nordeuropäischen Eiszeit auch waren, ob man sie einer grösseren Verbreitung der kalten Meere, welche die Küsten der skandinavischen Halbinsel umgeben, oder einem veränderten Laufe des Golfstromes oder vielleicht diesen beiden vereinigten Ursachen zuschreiben soll, ist bis jetzt unbestimmt. Aber welches auch die Ursachen waren, sicher ist es, dass die Einwirkungen nicht auf das nördliche Europa beschränkt blieben, sondern sich weit darüber erstreckten.

Mit den vermehrten Kenntnissen von der Ausbreitung der glacialen Phänomene während verschiedener Zeiten, mit der Kenntniss der geographischen Verhältnisse früherer geologischer Perioden, besonders in Bezug auf Vertheilung von Wasser und Land, den Lauf der Meeresströmungen und die vorherrschenden Windrichtungen, wird man wahrscheinlich finden, dass es, um die früheren Vergletscherungen zu erklären, völlig genügt, die jetzt auf der Erdoberfläche wirksamen Factoren in Vergleich zu nehmen. Man wird dann nicht länger alle Vergletscherungen auf derselben Erdhalbkugel als gleichzeitige Erscheinungen und als Folgen einer und derselben Ursache betrachten; vielmehr wird man darin nur in Zeit und Ausbreitung localisirte Vorgänge sehen, welche durch Combination der gewöhnlichen klimatischen Factoren zu erklären sind.

Man wird dann auch den sogenannten kosmischen Ursachen eine bescheidenere Rolle zutheilen, zugehend, dass dieselben bei einigen Gelegenheiten zur Bildung einer Vergletscherung beigetragen haben, bei anderen einer solchen entgegenwirkten, dass sie aber in jedem Falle den bestimmenden geographischen und klimatologischen Factoren völlig untergeordnet waren.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1890

Band/Volume: [040](#)

Autor(en)/Author(s): Sjögren Hjalmar

Artikel/Article: [Ueber das diluviale, aralokaspische Meer und die nordeuropäische Vereisung. 51-76](#)