

ERGEBNISSE GLAZIALMORPHOLOGISCHER FORSCHUNGEN IM ELBRUSGEBIET (ZENTRALER KAVKASUS)

Otfried BAUME, Berlin*

mit 5 Abb. und 3 Tab. im Text

INHALT

1.	Einleitung	171
2.	Reliefsituation und allgemeine Charakteristik der Vergletscherung	172
3.	Rezente glaziale Prozesse	178
4.	Gletscherschwankungen seit dem Spätpleistozän	181
5.	Zusammenfassung	184
6.	Summary	186
7.	Literaturverzeichnis	186

1. Einleitung

Die vorzustellenden Untersuchungsergebnisse entstanden im Rahmen eines noch laufenden gemeinsamen Forschungsprojektes von Geographen der Humboldt-Universität zu Berlin und der Moskauer Staatlichen Universität zu Fragen der glazialen, periglazialen und kryogenen Morphogenese im Elbrusgebiet. Das Projekt knüpft an die großen deutschen geomorphologischen und glazialmorphologischen Forschungstraditionen in diesem Gebiet an. Im Kaukasus arbeiteten so bekannte deutsche Geographen wie ABICH, DECHY, DISTEL, MERZBACHER, STAHL und andere. Seit Mitte des 19. Jahrhunderts wurden von deutschen Geographen Beobachtungen, Messungen und Kartierungen an Gletschern des Elbrusgebietes durchgeführt, die bis zum Zweiten Weltkrieg weiterliefen. Auch russische Wissenschaftler begannen frühzeitig mit der Erforschung der Elbrusgletscher (PASTU-

* Dr. sc. nat. Otfried Baume, Geographisches Institut der Humboldt-Universität zu Berlin, D-10099 Berlin, Chausseestraße 86

CHOW, Ende des 19. Jahrhunderts). Nach 1945 wurden die Untersuchungen ausschließlich von Moskauer Geographen und Glaziologen fortgeführt, denen sich in den letzten Jahren Geographen der Humboldt-Universität anschlossen. Bereits während des Internationalen Geophysikalischen Jahres (1957-1959) und des Internationalen Hydrologischen Dezenniums (1965-1974) wurden von russischen Geowissenschaftlern Beobachtungen und Untersuchungen zur holozänen und aktuellen Gletscherdynamik durchgeführt. Die damals erbrachten Ergebnisse der ausschließlich nach geomorphologischen Gesichtspunkten erfolgten Kartierungen und Datierungen bilden die Grundlage der im Projekt durchgeführten bzw. noch vorgesehenen Arbeiten. Gerade der Vergleich der Vergletscherung im Spätpleistozän und Holozän mit entsprechenden Alpenstadien bereitete immer wieder Schwierigkeiten. TUSCHINSKIJ (1968) und SCHTSCHERBAKOWA (1973) versuchten eine glazialmorphologische Aufnahme und zeitliche Einordnung der einzelnen Gletscherstadien nach geomorphologischen Merkmalen und kamen aufgrund der nur relativen Datierung zu unterschiedlichen Ergebnissen.

Die Schlammströme und Lawinen wurden im Elbrusgebiet in den letzten Jahrzehnten zwar recht detailliert erfaßt und beschrieben (viele Einzeldaten), aber bisher nicht unter dem Aspekt ihrer außerordentlichen reliefüberprägenden Wirkung untersucht. Besonders das komplexe Wirken der glazialen, periglazialen und kryogenen Prozesse während der Talentwicklung wurde bislang zu wenig beachtet. Glazialmorphologische Kartierungen liegen für das Elbrusgebiet bisher nur in kleineren Maßstäben vor, die es nicht gestatten, Aussagen zur Talentwicklung insgesamt oder für bestimmte Nutzungsformen (Nationalpark, Tourismus) zu treffen.

Die bisherigen Arbeiten im oben genannten Forschungsprojekt betreffen vor allem glaziologische und glazialmorphologische Detailuntersuchungen am Elbrus selbst und in einzelnen Tälern des Elbrusgebietes, die bis zur glazialmorphologischen Kartierung reichen. Außerdem sind Überblicksdarstellungen zur Vergletscherung des Kaukasus und zu den rezenten Gletschern des Elbrusgebietes sowie zu Fragen der Landschaftsgliederung im oberen Baksantal erarbeitet worden. Hier sollen vor Abschluß der Forschungsarbeiten ausgewählte Ergebnisse vorgestellt werden.

2. Reliefsituation und allgemeine Charakteristik der Vergletscherung

Als Elbrusgebiet (russ. prielbrusje) werden allgemein die Südhänge des Elbrus und das obere Baksantal bezeichnet. Das Baksantal befindet sich an der Nordabdachung des zentralen Kaukasus zwischen dessen Haupt- und Seitenkette und stellt einen der größten Gletscherbereiche des Gebirges dar (vgl. Abb. 1). Der Hauptkamm erreicht in diesem Gebiet im Mittel 3.600 bis 3.700 m Höhe und

besitzt typische Merkmale eines alpinen Hochgebirgsreliefs. Der höchste Punkt ist der Gipfel Dongusorun-Tscheget-Karabaschi mit 4.454 m. Die gesamte Hauptkette ist im Elbrusgebiet weitgehend vergletschert bzw. mit Firnfeldern bedeckt. Ihre Ausläufer bilden die Wasserscheiden der einzelnen, meist gletschergespeisten Zuflüsse des Baksans. Die Verbindung zwischen Haupt- und Seitenkette wird am Elbrus durch den Chotjuturaücken hergestellt, der gleichzeitig die Einzugsgebiete von Baksan und Kuban trennt. Die nördlich davon verlaufende Seitenkette (russ. Bokowoi Chebet) ist ebenfalls stark gegliedert. Sie stellt die Wasserscheide zwischen Baksan und Malka dar und besitzt mit dem Doppelgipfel des Elbrusvulkanes (5.642 bzw. 5.621 m) den höchsten Berg des Kaukasus. Auf einem kristallinen Sockel aus Gneisen und Graniten türmen sich Andesite, Dazit, Liparite und Tuffe aus verschiedenen Ausbruchphasen (vgl. Abb. 2). Die unterschiedlichen Gesteine der Hauptkette und des Elbrus auf der Seitenkette, die das Material für die teilweise mächtigen Deckmoränen liefern, konnten zur Kartierung und Datierung der Gletscherdynamik mit herangezogen werden. Das kompakte Vulkanmassiv, das seine Umgebung um 1.500 bis 2.000 m überragt, ist ein vom Hauptkamm isoliertes Vergletscherungszentrum. Die Gletscher des Elbrus entwässern größtenteils in die Täler der Flüsse Baksan und Malka. Die auf dem Westhang aufsitzenden Gletscher bilden dagegen die Quellen des Kubans. Alle Täler im Elbrusgebiet besitzen eine für glaziale Überprägung typische Trogform. Eine exarative Übertiefung des Baksantales gegenüber der Mehrzahl seiner Nebentäler führte zur Schaffung von Hängetälern. Die Höhe der Mündungsstufen erreicht 50 bis 100 m. Besonders augenscheinlich ist diese Stufe an den Mündungen der Flüsse Jusengi, Irik und Adyrsu in den Baksan. Hier wurden tiefe Schluchten eingeschnitten, Wasserfälle oder Katarakte ausgebildet.

Von den insgesamt 133,9 km² vergletscheter Fläche (156 Gletscher) im Einzugsgebiet des oberen Baksantales werden 53,1 km² von sieben Elbrusgletschern eingenommen. Dazu gehören die Gletscher Großer Asau, Irik, Kleiner Asau und Terskol (vgl. Tab. 1). Der größte Elbrusgletscher, der Dshikiugankes, entwässert jedoch in das Flußsystem der Malka. An den Nordhängen der Hauptkette ist der flächenmäßig größte Gletscher der Schchelda.

Die Mehrzahl der Gletscher im Elbrusgebiet (65%) ist kleiner als 0,5 km², was jedoch nur 8,3% der gesamten vergletscherten Fläche ausmacht. Die auffallend große Zahl kleinerer Gletscher spiegelt sich auch in den geomorphologischen Typen der vorkommenden Gletscher wider (vgl. Tab. 2). Die größte Verbreitung besitzen die Kar- und Wandgletscher sowie deren Übergangsformen. Auf der Seitenkette handelt es sich, abgesehen von den Elbrusgletschern, fast ausschließlich um Kargletscher. Sie sind vorrangig in einer Höhe von 3.000 bis 4.000 m anzutreffen. Der größte Kargletscher, der Tschiperasau (Nr. 31), mit einer Fläche von 1,4 km², liegt allerdings auf der Hauptkette. Die größten Flächen nehmen die Talgletscher und die Kegelberggletscher am Elbrus ein. Der bedeutendste Talgletscher der Hauptkette ist der Schchelda mit 9,7 km Länge. Noch längere

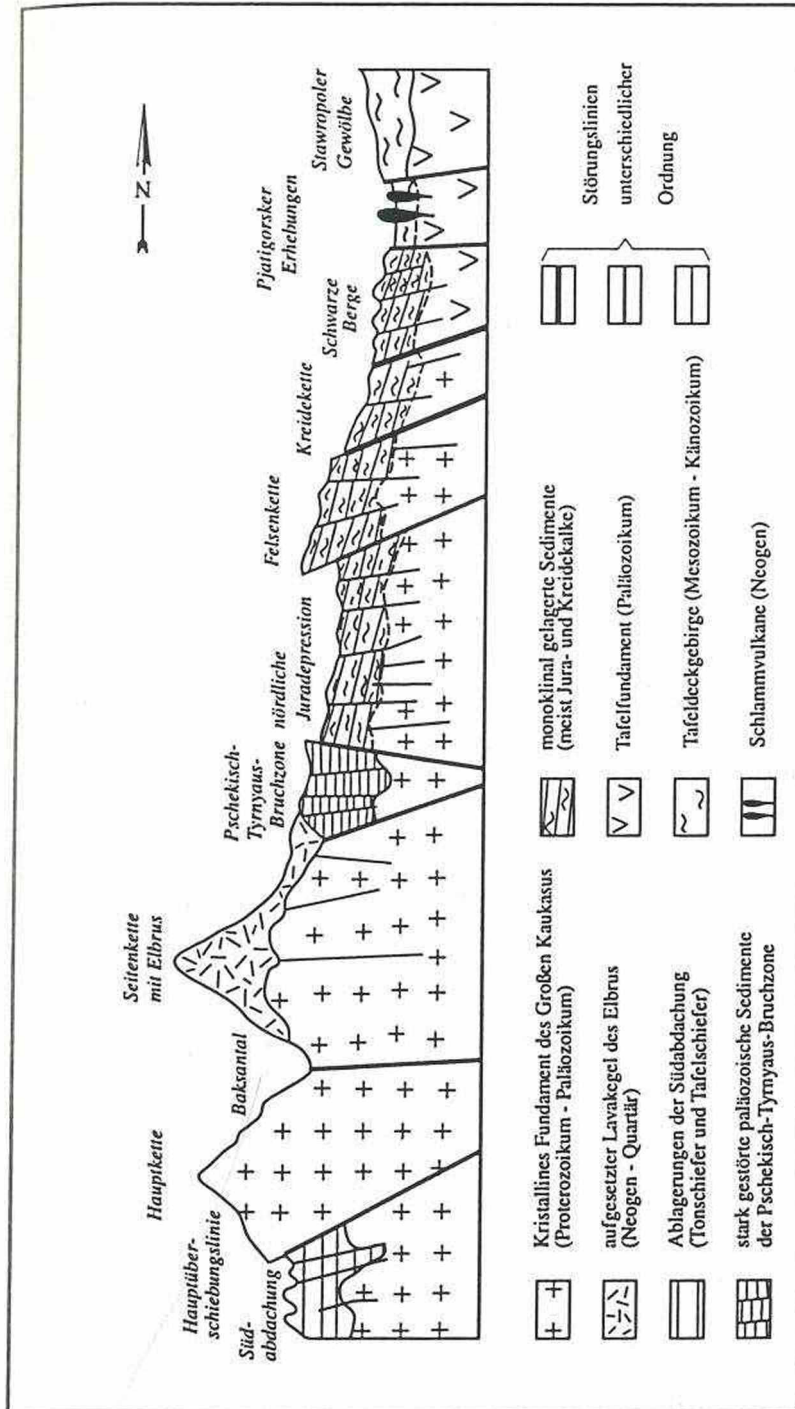


Abb. 2: Geologisches Profil der Nordabdachung des zentralen Kaukasus

Nr.	Name des Gletschers	morphologischer Typ	Exposition	Länge (km)	Fläche (km ²)	niedr. Punkt (m)	höchster Punkt (m)	Höhe d. Firnlinie (m)	Ablationsfläche (km ²)	Eisumfang (km ³)
1	Ullutschiran	Kegelbergletscher	N	6,8	12,4	3.010	5.640	3.700	4,2	0,73
2	Karatschaul	Kegelbergletscher	N	6,9	5,7	3.080	5.615	3.900	2,2	0,32
3	Ullukol	Kegelbergletscher	N	6,6	5,3	3.140	5.600	4.000	2,3	0,15
5	Mikeltschiran	Kegelbergletscher	NE	4,8	4,5	3.245	4.900	4.000	2,6	0,23
6	Dshikiugankes	Kegelbergletscher	NE	8,0	27,8	3.140	5.610	3.900	16,0	1,08
13	Mikjara	Kar-Talletscher	NE	2,0	1,4	3.150	3.620	3.300	0,7	n.b.
18	Irikschat	Talletscher	SE	2,6	1,8	3.100	3.960	3.600	0,6	0,07
20	Irik	Talletscher	SE	9,8	10,5	2.610	5.610	3.550	4,1	0,50
26	Terskol	Kegelbergletscher	SE	7,2	7,7	2.925	5.600	3.700	3,3	0,38
27	Garabaschi	Kegelbergletscher	SE	3,9	2,8	3.250	4.300	3.700	1,2	0,11
28	Kleiner Asau	Kegelbergletscher	S	8,2	9,7	3.020	5.610	3.800	3,3	0,36
29	Großer Asau	Talletscher	SE	10,2	19,6	2.450	5.640	3.800	8,6	0,86
31	Tschiperasau	Kargletscher	NE	1,3	1,4	2.850	3.320	3.120	0,6	n.b.
32	Asauskij	Kar-Wandletscher	N	2,0	1,2	2.840	3.400	3.130	0,5	n.b.
37	Dongusorun	Talletscher	N	3,6	2,7	2.520	4.120	2.870	1,8	n.b.
38	Großer Kogutai	Kar-Wandletscher	N	1,8	1,3	2.920	3.690	3.380	0,4	n.b.
39	Kleiner Kogutai	Kar-Wandletscher	N	1,4	0,3	3.060	3.500	n.b.	n.b.	n.b.
42	Jusengi	Talletscher	E	4,6	2,8	2.760	4.400	3.200	1,4	n.b.
50	Schhelda	Talletscher	N	9,7	5,6	2.260	3.730	3.260	4,6	n.b.
57	Kaschatau	Kar-Talletscher	N	4,6	2,5	2.600	3.860	3.100	1,0	n.b.
59	Baschikara	Talletscher	N	4,3	3,4	2.560	3.530	2.870	1,2	n.b.
62	Dshankuat	Talletscher	NW	3,2	3,0	2.700	4.000	3.270	0,8	n.b.
75	Ullutau	Kar-Wandletscher	N	2,4	2,8	2.860	3.690	3.200	1,2	n.b.
77	Adyrsu	Talletscher	NW	1,9	1,0	3.000	3.880	3.210	0,2	n.b.
83	Klumkolsu	Talletscher	NW	2,9	1,9	3.210	4.130	3.500	0,6	n.b.
97	Tjurjusu	Talletscher	N	3,1	2,5	3.100	3.920	3.440	1,5	n.b.

*) Die Gletscher 1 bis 6 entwässern ins Einzugsgebiet der Malka, sind hier aber vollständigkeitshalber als Elbrusletscher mit aufgeführt

Tab. 1: Charakteristik der größten Gletscher des Elbrusgebietes (aktualisiert nach BOROWIK & KRAWZOWA 1970) (vgl. auch Abb. 1)

Gletschertyp	Anzahl	prozentualer Anteil	Fläche (km ²)*	prozentualer Anteil
Talgletscher	11	10,2	53,7	32,3
Kargletscher	63	36,8	10,1	4,9
Kar-Talgletscher	10	1,8	12,4	2,0
Wandgletscher (hängende Gletscher)	32	19,3	3,3	1,7
Kegelberggletscher	8	4,8	75,9	40,1
Kar-Wandgletscher	42	27,1	34,1	19,0
insgesamt	166	100	189,5	100

*) : nur Gletscher mit einer Fläche von mehr als 0,1 km²

Tab. 2: Geomorphologische Gletschertypen im Elbrusgebiet

Talgletscher haben ihren Ausgangspunkt jedoch direkt in der Elbruseiskappe, wie der Große Asau mit 10,2 km und der Irik mit 9,8 km Länge.

Eine besondere Stellung nehmen die Kegelberggletscher der Elbruseiskalotte ein. Sie weisen mit 75,9 km² die größte vergletscherte Fläche auf. Die Eisscheiden zwischen ihnen sind nicht immer deutlich ausgeprägt, so daß sich oft Eis in benachbarte Einzugsgebiete schiebt (typisch zwischen Großem und Kleinem Asau). Diese Gletscher gehen zum Teil in Talgletscher über (Großer Asau, Irik, Iriktschat) oder sie enden an Steilstufen als Wandgletscher (Terskol).

Die meisten Gletscher im Elbrusgebiet sind nordexponiert, was durch den Verlauf der Hauptkette und ihrer Verzweigungen bedingt ist. Auf den nordexponierten Gletschern Dongusorun (Nr. 37) und Baschkara (Nr. 59) liegt die Firnlinie auch erst in 2.870 m Höhe, während im Mittel schon bei 3.700 m Höhe die Gleichgewichtslinie erreicht ist. Vor allem oberhalb der Firnlinie sind die Gletscher durch Längs- und Querspalten, Gletscherbrüche und Eispeiler stark zerklüftet. Auch in der Ablationszone ist das Mikrorelief der Gletscheroberfläche sehr kompliziert. Schmelzwässer bilden Rinnen bis zu 2 m Breite und Tiefe. Gletscherbrunnen, Schmelznäpfe und vereinzelt Eisstauseen sind zu beobachten. Auf den Zungenenden trifft man eine zum Teil mächtige Deckmoräne (Großer Asau, Dongusorun, Schchelda, Dshankuat). Diese Moränenbedeckung verursacht eine geringere Abtaurrate. Untersuchungen am Dshankuat (Nr. 62), dem Repräsentativgletscher des Kaukasus, ergaben, daß sich schon bei einer Bedeckung von 70% die tägliche Abtaurrate um 10 bis 15% verringert. Eine geschlossene Deckmoräne von 10 cm Mächtigkeit bewirkt eine Verzögerung des Tauprozesses um das Vierfache, von

20 cm um das Vierzigfache. Bei einer Deckmoräne von mehr als 70 cm Mächtigkeit wird das Eis praktisch konserviert (vgl. BAUME & POPOWNIK 1994). Der Dongusorungletscher hat beispielsweise wegen der mächtigen Moränenbedeckung seine Ausdehnung und Lage seit dem Ende des 19. Jahrhunderts kaum verändert.

3. Rezente glaziale Prozesse

Die Prozesse der Schneeakkumulation, der Firn- und Eisbildung sowie der Ablation wurden an ausgewählten Gletschern der Hauptkette, vor allem aber am Elbrus untersucht. Die Mächtigkeit der Schneedecke an den Elbrushängen ist außerordentlich differenziert. Am Doppelgipfel selbst ist sie durch den Windeinfluß mit durchschnittlich 50 bis 70 cm (maximal 100 cm) nur gering. In einer Höhe von 3.800 bis 4.000 m umgibt den Elbrus ein breiter Gürtel mit wechselnden Schneemächtigkeiten. Im Mittel sind es 3 bis 4 m, maximal jedoch über 6 m. Da die schneebringenden zyklonalen Wetterlagen oft von starken Winden begleitet sind, spielen Schneeuumlagerung und Deflation eine bedeutende Rolle. Bis zu 50% der gefallenen Schneemengen werden durch derartige Prozesse umgelagert. Im schneereichen Winter 1986/87 wurden infolgedessen an einigen Stellen Schneehöhen bis zu 17 m gemessen.

Im darunterliegenden Gürtel von 3.600 bis 3.800 m Höhe liegt auf den ansetzenden Gletscherzungen nur eine saisonale Schneedecke, die auf den südexponierten Hängen im Sommer fast vollständig abtaut. Die Dauer der Ablationsperiode beträgt in 3.700 bis 3.800 m Höhe etwa 60 bis 75 Tage. In Höhen über 4.000 m kann sie sich bis auf wenige Tage verringern.

Im Zusammenhang mit den Akkumulations- und Tauprozessen in unterschiedlichen Höhen können am Elbrus drei Zonen und Typen der Gletscherbildung unterschieden werden (vgl. Abb. 3):

- a) Regulation
- b) Infiltration
- c) Kongelation

Die *Regelation* beginnt am Elbrus in Höhen ab 5.200 m. Hier findet kein thermischer Tauprozeß mehr statt. Die hohe und intensive Strahlung ruft jedoch ein strahlungsbedingtes Umkristallisieren der Schneekristalle hervor. In einigen Gebieten dieser Höhenlage, in denen der Wind große Schneemengen angehäuft hat, wird dieser Prozeß auch durch Druck ausgelöst. Man spricht demzufolge auch von einer trockenen Umkristallisierung.

Gletscherbildung infolge *Infiltration* findet in Höhen von 3.700 bis 5.200 m statt. Dabei dringt Tauwasser tief in die Schneedecke ein. Im Winter erfolgt die Umkristallisierung hier durch Sublimation. Das Gletschereis besteht folglich aus einer

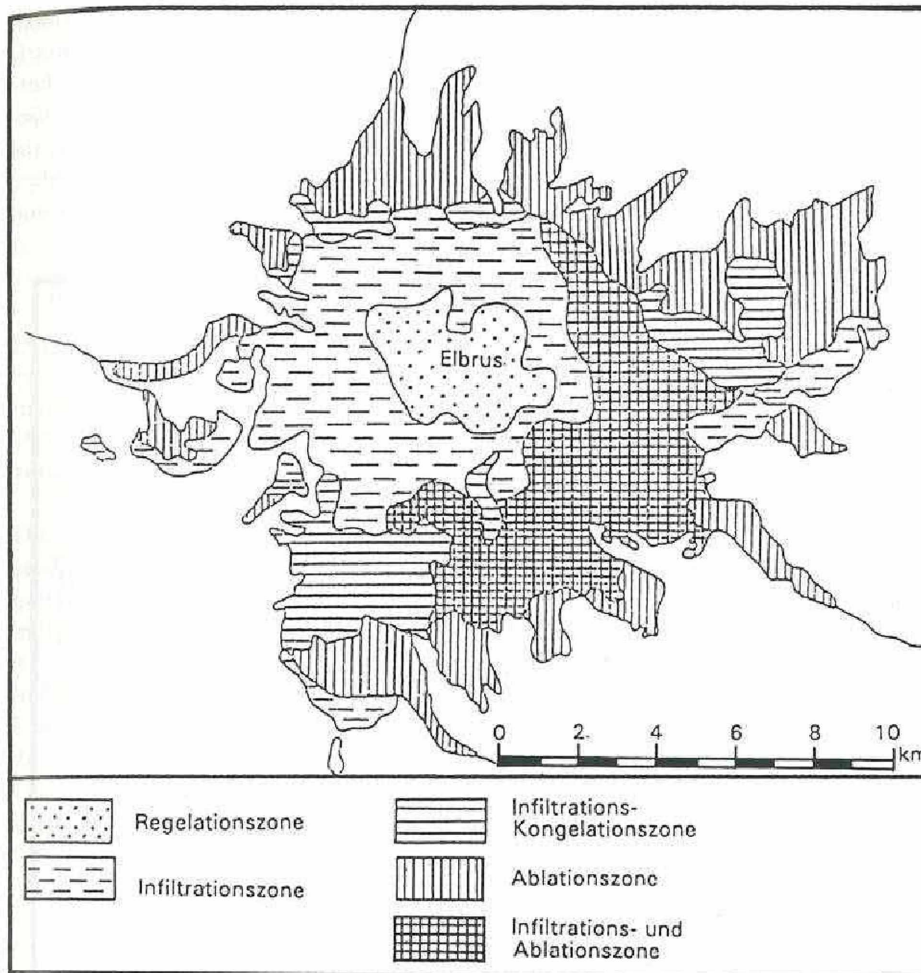


Abb. 3: Zonen der Eisbildung am Elbrus

jährlichen Infiltrations- und einer Sublimationsschicht. Die Infiltrationsschicht ist aufgrund von Luftpneinschlüssen durchsichtiger, während die Sublimationsschicht eine milchtrübe Farbe annimmt.

Die *Kongelation* findet an der unteren Grenze der Infiltrationszone statt. Größere Verbreitung besitzt sie auf den Plateaugebieten des Dshkiugankes und des Großen Asau-Gletschers. Die saisonale Schneemächtigkeit ist dort relativ gering und die oberen Gletschereisschichten sind deshalb im Winter stark ausgekühlt. Treffen im Sommer die Tauwässer auf diese Eisschicht, kommt es zur Eisneubildung. Unterhalb dieser Kongelationszone beginnt am Elbrushang das Ablationsgebiet, das in jedem Fall tiefer als 3.700 m liegt.

Über die Bewegung der Gletscher gibt es bisher nur wenige Untersuchungen (KNISHNIKOW 1966, BAUME & POPOWNIN 1994). Mittels stereophotogrammetrischer und geodätischer Methoden wurden die Geschwindigkeiten der Gletscherbewegung gemessen. Dabei wurde ein enger Zusammenhang zwischen der Geschwindigkeit und der Lufttemperatur über dem Beobachtungspunkt sichtbar, so daß Tages- und Jahresschwankungen sowie Höhenunterschiede deutlich wurden. Die Geschwindigkeiten lagen im Sommer durchschnittlich 20 bis 30% (maximal

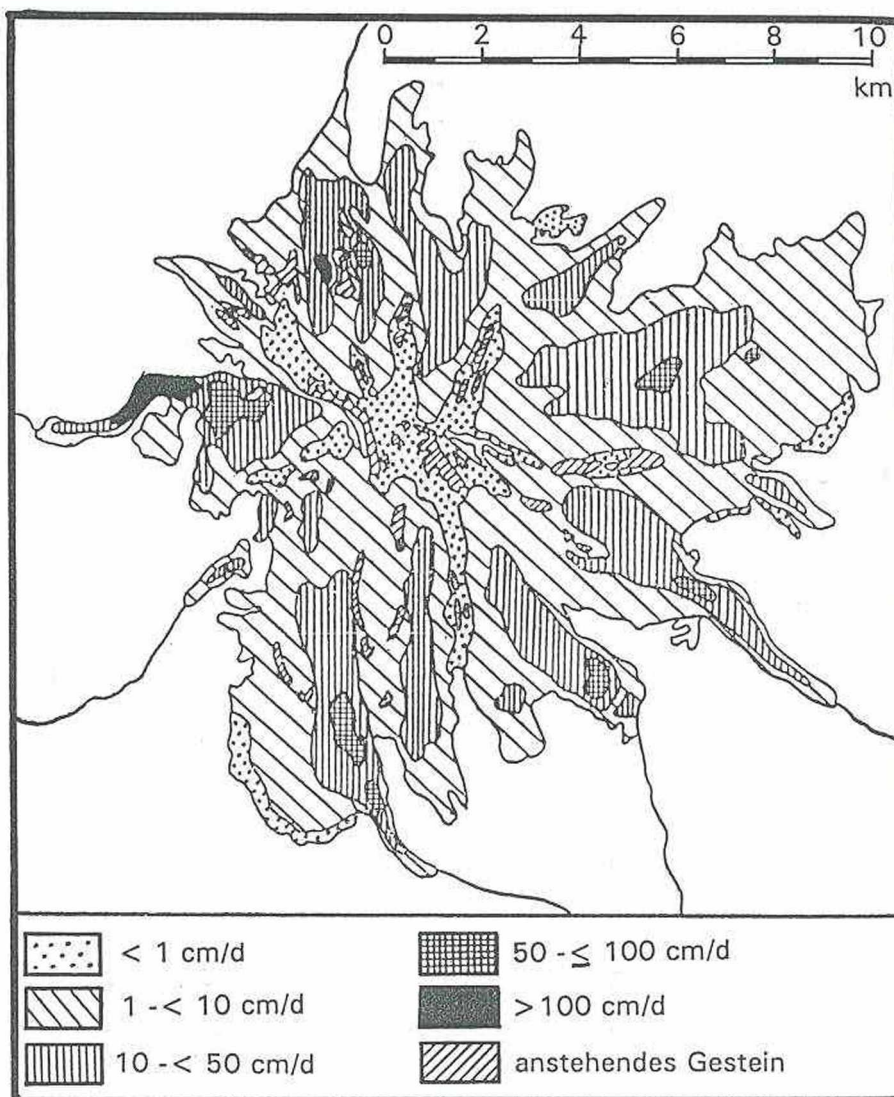


Abb. 4: Mittlere tägliche Gletscherbewegung am Elbrus

50%) höher als im Winter. Am Elbrushang ist die Bewegungsintensität der Gletscher sehr unterschiedlich (vgl. Abb. 4).

Sie reicht von einigen Millimetern bis 140 cm pro Tag. In der oberen Gletscherbildungszone ab 5.200 m Höhe wurden Geschwindigkeiten von 10 bis 15 cm/d gemessen. Diese langsame Eisbewegung ist auch für die Ränder und Zungenenden der Gletscher typisch. Höhere Geschwindigkeiten, 50 bis 100 cm/d, treten im Bereich der Firnlinie (3.700 bis 3.800 m) und an steileren Gletscherbrüchen, wie sie am Großen Asau zu finden sind, auf.

Die Gletscher der Hauptkette zeigen relativ geringe Geschwindigkeiten der Eisbewegung. Auf den Gletschern Dhankuat, Schchelda und Baschkara wurden maximal 24 cm/d, im Mittel 7 bis 14 cm/d gemessen (vgl. BAUME & POPOWNIK 1994). Die höchsten Werte weisen jeweils die mittleren Abschnitte der Gletscherzungen auf.

Die Gletschermächtigkeit wurde am Elbrushang mit Hilfe von phototheodolitischen Aufnahmen und seismologischen Messungen ermittelt. Die Untersuchungen ergaben, daß nur kleinflächig im Bereich der Firnlinie Eismächtigkeiten von mehr als 100 m auftreten. Auf den Elbrusgipfeln selbst und auf dem Sattel zwischen ihnen ist die Vergletscherung nur 10 bis 20 m bzw. 50 m stark. Unterhalb des Westgipfels, bis in einer Höhe von 5.000 m, wächst die Mächtigkeit des Eises rasch auf 80 bis 100 m. Im Gegensatz dazu weisen die Gletscher unterhalb des Ostgipfels nur eine Stärke von 20 bis 50 m auf. Erst kurz über der Firnlinie, etwa bei 4.000 m, steigt die Eismächtigkeit auf 80 bis über 100 m an. Diese Unterschiede sind expositions- und damit niederschlagsbedingt. Die Eisdicke der Gletscherzungen hängt in erster Linie von der Oberflächengestalt der Täler ab. Meist verringert sie sich erst am Zungenende.

4. Gletscherschwankungen seit dem Spätpleistozän

Im rezenten Relief des Elbrusgebietes sind die Vergletscherungen seit dem späten Pleistozän gut zu erkennen. Nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand im Forschungsprojekt lassen sich seit dieser Zeit drei Vergletscherungsphasen unterscheiden, die in der russischen Literatur als

- spätpleistozäne Vergletscherungen,
- spätglaziale Vergletscherungen und
- holozäne Vergletscherungen

bezeichnet werden (vgl. Tab.3). Die *spätpleistozänen Vergletscherungen* wurden von TUSCHINSKIJ (1968) und SCHTSCHERBAKOWA (1973) in zwei Gruppen zusammengefaßt, deren größte Ausdehnung sie mit 1. und 2. Maximalstadium bezeich-

neten. Die absolute Altersdatierung dieser Stadien ist sehr schwierig und bis heute nicht exakt. Im Vergleich mit alpinen Gletschervorstößen und nach geomorphologischen Merkmalen rechnet SCHTSCHERBAKOWA (1973) das 1. Maximalstadium, vor 75.000 bis 65.000 Jahren, dem Würm I-Stadium im Altwürm (nach WOLDSTEDT 1962) und das 2. Maximalstadium, vor 25.000 bis 20.000 Jahren, dem Würm III-Stadium im Jungwürm zu. Dazwischen lag nach oben genannter Autorin im Kaukasus vor 40.000 bis 25.000 Jahren eine Phase des allgemeinen Rückganges der Gletscher mit nur geringen Schwankungen (Würm II ?). Diese Daten werden zur Zeit im Forschungsprojekt überprüft.

Während der spätpleistozänen Maximalstadien war der gesamte Kaukasus einer intensiven Vergletscherung unterworfen. Die Schneegrenze lag nach unseren Berechnungen bei 2.500 bis 2.800 m Höhe, also etwa 1.000 bis 1.200 m tiefer als heute. In den Tälern betrug die Eismächtigkeit, wie an der heutigen Talgestalt zu erkennen ist, bis zu 500 m. Zur Ausbildung eines zusammenhängenden Eisstromnetzes ist es im Kaukasus jedoch nicht gekommen. Allerdings vereinigten sich im Baksantal die Nebengletscher mit dem Hauptgletscher, so daß von einem dendritischen Gletschersystem gesprochen werden kann. Die Reichweite der Gletschervorstöße im Spätpleistozän ist ebenfalls umstritten. Der Autor geht nach eigenen Untersuchungen davon aus, daß sich die Hauptgletscher höchstens 25 bis 30 km weiter als heute vorgeschoben hatten. Im Relief hinterließen sie breite und bis zu 100 m übertiefte Trogtäler. Insgesamt ist das 2. Maximalstadium der kräftigere Eisvorstoß gewesen, also mit dem Würm-Maximum in den Alpen zu vergleichen.

Die *spätglazialen Vergletscherungen* wurden von TUSCHINSKIJ (1968) nur zu einem Stadium zusammengefaßt. SCHTSCHERBAKOWA (1973) gliedert bereits drei Eisvorschübe aus, die jetzt datiert werden konnten. Nach dem Charakter der reliefbildenden Prozesse und nach ihrer Intensität müssen diese drei spätglazialen Stadien als Übergangsstadien bezeichnet werden, ein Begriff, den schon VON BÜLOW (1930) verwendete. Das heißt, sie kennzeichnen den Übergang von pleistozänen zu holozänen Vergletscherungen. SCHTSCHERBAKOWA (1973) hatte die Zuordnung zur alpinen Chronologie mit Würm IV vorgenommen. Genauere Datierungsversuche des Autors gehen davon aus, daß die spätglazialen Eisvorstöße im Kaukasus zeitgleich mit drei Transgressionen des Kaspi-Sees verliefen, die mit 14.000, 12.000 und 10.000 B.P. datiert werden konnten. Das bedeutet, sie wären etwa den Alpenstadien Gschnitz, Daun und Egesen gleichzusetzen (vgl. Tab. 3). Die Schneelinie lag etwa 700 bis 900 m tiefer als heute. Die kaukasischen Bezeichnungen des 1. und 3. spätglazialen Stadiums (das 2. Stadium gilt noch nicht als gesichert) stammen von REJNGARD (1915), der am Oberlauf des Flusses Teberda, der dort noch Amanaus heißt, und in einem Seitental der Teberda, am Fluß Gonatschir, entsprechende Ablagerungen fand.

Nach dem Klimaoptimum, vor 5.000 bis 3.000 Jahren, begann im Elbrusgebiet die *holozäne Vergletscherung* (vgl. Tab. 3). Es lassen sich hier mindestens drei

Jahre vor heute	Vergletscherungsphasen	Vergletscherungsstadien	vergleichbares Alpenstadium
100 300 600	holozäne Vergletscherungen	3. Fernau-Stadium - 1850 "Abich"-Stadium - 17. Jahrhundert - 14. Jahrhundert	Fernau
2000		2. Historisches Stadium	Göschener Kaltphase
4000		1. Stadium (?)	
10.000	spätglaziale Vergletscherungen	3. Gonatschir-Stadium	Egesen
12.000		2. Stadium (?)	Daun
14.000		1. Amanaus-Stadium	Gschnitz
20.000	spätpleistozäne Vergletscherungen	2. Maximalstadium	Würm- Maximum
70.000		1. Maximalstadium	

Tab. 3: Vergletscherungen im Elbrusgebiet seit dem Spätpleistozän

Eisvorstöße nachweisen, deren Verlauf im rezenten Relief gut nachzuvollziehen ist. Das erste Stadium, von TUSCHINSKIJ (1968) auf die Zeit vor 4.000 Jahren gelegt, ist nur vereinzelt ausgeprägt. Der zweite Gletschervorstoß lag vom 1. Jahrhundert vor unserer Zeit bis zum 5. Jahrhundert unserer Zeit und wird als historisches Stadium bezeichnet. Die zeitliche Einordnung kann anhand des aus geologischen und historischen Quellen auf vor 2.000 Jahren datierten letzten Ausbruchs des Elbrus recht genau vorgenommen werden. Die noch von TUSCHINSKIJ (1968) angenommene Gleichsetzung dieses Stadiums mit dem Egesen-Stadium der Alpen ist demnach falsch. Die Schneegrenze lag damals etwa 600 m tiefer als heute. Im 5. bis 10. Jahrhundert setzte im gesamten Kaukasus eine kräftige Erwärmung ein, die mit einem sehr starken Gletscherrückgang verbunden war. Dieser Zeitabschnitt wurde von TUSCHINSKIJ (1968) als Archys-Pause (nach dem Fluß Archys im Einzugsgebiet der Teberda) bezeichnet. Ihr Wärmeoptimum lag im 6. Jahrhundert.

Das darauffolgende, nach der alpinen Chronologie benannte Fernau-Stadium konnte in drei Phasen nachgewiesen werden. Es begann im 14. Jahrhundert, hatte seine Maximalausdehnung im 17. und 18. Jahrhundert und war nochmals um 1850 vorgestoßen, wie in den Zeichnungen und Berichten von ABICH aus dem Jahre 1846 zu erkennen ist (ABICH 1871). Die Gletscher hatten sich 1 bis 5 km vorgeschoben und hinterließen gut sichtbare End- und Ufermoränen. Die Schneegrenzdepression betrug noch etwa 100 m.

Ab Mitte des vorigen Jahrhunderts begann die bis zur Gegenwart anhaltende allgemeine Gletscherregression. Militärtopographische Aufnahmen von PASTUCHOW 1887 bis 1889 (in: PODOSJORSKIJ 1911) wiesen im oberen Baksantal insgesamt 73 Gletscher mit einer berechneten Fläche von 171,2 km² aus (ohne Elbrusgletscher). Vom Elbrus entwässerten zu der Zeit sieben Gletscher in das Einzugsgebiet des Baksans, mit einer Fläche von 63,8 km². Die seitdem sich vollziehende Verringerung der Flächengröße der Vergletscherung ging mit einer Erhöhung der Gletscherzahl einher (1990 wiesen die 156 Gletscher des Elbrusgebietes eine Gesamtfläche von 133,9 km² auf). Die vergletscherte Fläche ging auf der Seitenkette um 22%, auf der Hauptkette um 15% zurück. Seit PASTUCHOW ist ein Zurückweichen der Gletscher im Durchschnitt um 800 bis 900 m zu verzeichnen (vgl. Abb. 5). Der Große Asau-Gletscher verkürzte sich gar um 2.450 m. Hierbei muß angemerkt werden, daß der Eisrückgang von 1850 (Abich-Stadium) bis 1887 etwa 1,5- bis 2-mal so intensiv war, als in den letzten 100 Jahren. Besonders groß war die Regression bei Gletschern mit einem Gletscherkoeffizienten (Verhältnis Akkumulations-/Ablationsfläche) von <1 sowie bei großen Talgletschern, deren Zunge eine geringe Höhenlage aufweist. Vergleicht man die heutige Höhe der Firnlinie mit den Angaben von REJNGARD (1916), so läßt sich im Oberen Baksantal eine Verschiebung um 70 m gipfelwärts erkennen.

Der allgemeine Trend des Gletscherrückzuges wurde durch kurze Eishalte bzw. sogar -vorstöße 1911 bis 1914, 1928 bis 1930, und 1980 bis 1982 unterbrochen. Langzeituntersuchungen zum Eishaushalt am Gletscher Dshankuat zeigen seit 1988 eine in den positiven Bereich gehende Massenbilanz (BAUME & POPOWNIJ 1994).

5. Zusammenfassung

Der Kaukasus, ein traditionelles Untersuchungsgebiet Berliner Geographen, wird in seiner Hauptvergletscherungszone, dem Elbrusgebiet, vorgestellt. Neben der Beschreibung der allgemeinen Vergletscherungsmerkmale werden die bedeutendsten Gletscher der Elbrushänge und des oberen Baksantales in ihren Eigenschaften charakterisiert. Rezente glaziale Prozesse, wie Gletscherbildung und -bewegung, Ablation und Massenbilanz stellen einen weiteren Schwerpunkt dar. Ein besonderes Augenmerk des Autors gilt der Frage der Gletscherschwankungen seit dem späten Pleistozän und der Parallelisierung mit den entsprechenden Alpenstadien.

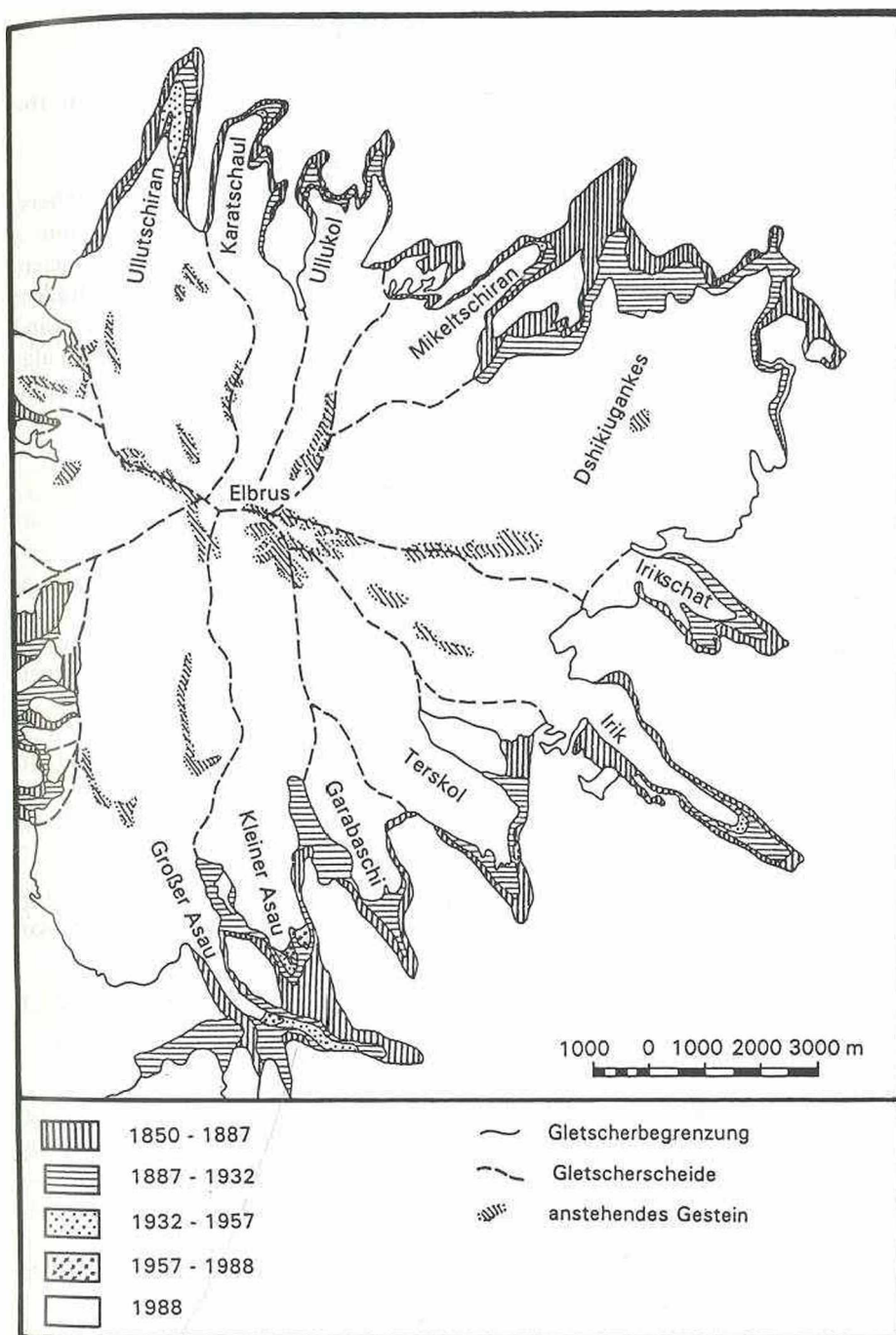


Abb. 5: Zurückweichen der Gletscher am Elbrus seit Mitte des 19. Jahrhunderts

6. Summary

Otfried Baume: Results of Glacial-Geomorphological Research in the Elbrus-Region (Central Caucasus)

The Caucasus, a traditional field of research activities of Berlin geographers, are presented in their main glaciation zone, the Elbrus region. Apart from a description of the general glaciation features the attributes of the essential glaciers on the Elbrus slopes and in the upper Baksan valley are characterized. Recent glacial processes, such as glacier formation and movement as well as ablation and mass balance, constitute another point of emphasis. The author pays particular attention to the problem of glacier oscillations since the late Pleistocene and to the establishment of parallels with the corresponding stages of the Alps.

7. Literaturverzeichnis

- ABICH H. (1871), Issledowanie sowremennyh i drevnyh lednikow Kawkasa. In: Sbornik swedenij s Kawkasa, Bd. 1. Tiflis.
- BAUME O., POPOWNIK W. (1994), Langzeituntersuchungen zur Budgetentwicklung des Repräsentativgletschers Dshankuat im zentralen Kaukasus. In: Petermanns Geogr. Mitt., 138, 5, S. 273-286.
- BOROWIK E.S., KRAWZOWA W.I. (1970), Katalog lednikow SSSR. Leningrad.
- BÜLOW K.v. (1930), Gedanken zur postdiluvialen Klimageschichte in Mitteleuropa. In: Geol. Rundschau, 21, S. 97-109.
- DISTEL L. (1914), Ergebnisse einer Studienreise in den zentralen Kaukasus. In: Abh. d. Hamburgischen Kolonialinst., Reihe C, Bd. 22. Hamburg.
- KLEBELSBERG R.v. (1949), Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Wien.
- KNISHNIKOW J.F. (1966), Nekotorye dannye o dwishenii lednikow Elbrusa po materialam nasmlych stereofotogrammetritscheskych semok. In: Materialy, 3. Sakawkaskoj nautschoj konferenzii, 20.
- MARCINEK J. (1984), Gletscher der Erde. Leipzig.
- MERZBACHER G. (1901), Aus den Hochregionen des Kaukasus. Bd. I und II. Leipzig.
- PENCK A., BRÜCKNER E. (1909), Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bde. Leipzig.
- PODORSJORSKIJ K.I. (1911), Ledniki Kawkaskogo chrebta. In: Sapiski KORGO, 29, 1.
- REJNGARD A.L. (1915), Sametki o dolinach-trogach Kawkasa. In: Iswestii KORGO, 24.
- REJNGARD A.L. (1916), Snegowaja graniza w Sapadnom Kawkast. In: Iswestii KORGO, 25, 3.
- SCHTSCHERBAKOWA E.M. (1973), Drevnee oledenenie Bolschogo Kawkasa. Moskau.
- TUSCHINSKIJ G.K. (1968), Oledenenie Elbrusa. Moskau.
- WILHELM F. (1975), Schnee- und Gletscherkunde. Berlin/New York.
- WOLDSTEDT P. (1962), Über die Gletscher des Quartärs. In: Eiszeitalter u. Gegenwart, Heft 13, S. 115-124.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 1995

Band/Volume: [137](#)

Autor(en)/Author(s): Baume Otfried

Artikel/Article: [Ergebnisse glazial morphologischer Forschungen im Elbrusgebiet \(zentraler Kaukasus\) 171-186](#)