

DER PERIGLAZIALE FORMENSCHATZ DER OSTKARPATEN

TIBERIU MORARIU, Cluj

In jüngerer Zeit, vor allem in den zwei letzten Jahrzehnten, haben sich zahlreiche Geographen eingehend mit den Ostkarpaten befasst und dabei auch eine Bestandsaufnahme des periglazialen Formenschatzes gemacht. Dadurch wurde es möglich, das gesammelte Beobachtungsmaterial zu ordnen und einige Aspekte, die Entwicklung dieses Karpatenzweiges im Quartär betreffend, zusammenfassend wiederzugeben.

Die Ostkarpaten stellen den ausgedehntesten Teil der rumänischen Karpaten dar. Sie erstrecken sich, NNW-SSO verlaufend, von der nördlichen Grenze Rumäniens bis zum Prahova-Tal, welches sie von den Südkarpaten trennt. Von den für die Morphologie wichtigen Merkmalen streichen wir folgende hervor:

Der Grossteil der Gebirgsmassive erreicht Höhen zwischen 1200—2000 m und nur zwei Massive überschreiten 2000 m: das Rodna-Gebirge (Pietrosul-Gipfel, 2305 m) und das Calimani-Gebirge (2102 m). Von Westen nach Osten können wir drei Gesteinszonen unterscheiden: im Westen, entlang des Transilvanischen Beckens, herrschen vulkanische Gesteine, vorrangig Andesite, vor. Die zentrale Axe wird von kristallinen Gesteinen gebildet, die aber im südlichen Teil der Ostkarpaten abgesunken sind. Die Höhenzüge im Osten, schliesslich, bestehen aus Flyschgesteinen. Die Gebirgszüge werden durch grosse oder kleine Senken, sowie durch Längs- und Diagonaltäler voneinander getrennt.

In der Regionierung des Periglazialreliefs, die Gr. Posea vornimmt, werden die Ostkarpaten der zentral-nördlichen Provinz der Karpatenregion zugeteilt. Wegen der unterschiedlichen Höhen der drei Karpatenzweige (Obst-, Süd- und Westkarpaten) unterscheiden sich diese bezüglich der Mannigfaltigkeit und Reichhaltigkeit der Periglazialformen.

Die Ostkarpaten standen während des Pleistozäns unter dem Einfluss eines periglazialen Bergklimas arktischer Nuance. Dieses Klima war gekennzeichnet durch kurze Sommer (3—4 Monate mit mittlerer Temperatur über 0°C), geringere Niederschläge (400—700 mm pro Jahr) und grosse Windstärke. Es muss jedoch darauf hingewiesen werden, dass sich die Ostkarpaten ausserhalb des ständigen Permafrostes befanden. Die erwähnten klimatischen Verhältnisse begünstigten das Einwirken von Periglazialprozessen (Frostsprengung, Nivation und Kryoturbation), welche charakteristische Reliefformen schufen.

Einige aufschlussreiche Klimawerte für das Pleistozän können durch die Analyse einiger Periglazialformen, deren Genese hinreichend bekannt ist, er-

halten werden. So kann man z. B. aus dem Vorkommen von Eiskeilen in den innerkarpatischen Senken darauf schliessen, dass das Jahresmittel der Temperatur hier unter -4°C lag. Tatsächlich werden auch heute in diesen Senken die tiefsten Temperaturen Rumäniens gemessen, was den häufigen Temperaturinversionen zuzuschreiben ist. Das Vorkommen von Altiplanationsterrassen setzt noch geringere Temperaturjahresmittel für das Pleistozän voraus, etwa -6°C , sowie eine grosse Beständigkeit der Schneedecke. Auch Brodelböden und einige Taschenböden wurden beschreiben, deren Entstehung lange Frostperioden voraussetzen. Andererseits benötigen thermisch sortierte Ablagerungen, die ebenfalls aufgezeigt wurden, für ihre Entstehung »warme« Perioden, die von langen Frostperioden gefolgt werden.

Eine aufmerksame Auswertung der gesammelten Daten über Periglazialformen, -ablagerungen und -strukturen, ermöglicht es, verschiedene Generationen von diesen Formen zu unterscheiden. Es gibt Tatsachen, aus denen man schliessen kann, dass die Periglazialprozesse auch während der Riss-Eiszeit gewirkt haben. Die meisten und sichersten Beweise beziehen sich jedoch auf die Würm-Eiszeit und entsprechen zwei Stadien, Würm 1 und Würm 2. Die Geländeforschungen in den Lapus-Bergen ergaben zwei Schuttschichten; dergleichen zeigten auch die Forschungen im Haghimas-Gebirge und in der Ciuc-Senke Spuren zweier Eiszeiten. In den Stinisoara-Bergen wurden zwei begrabene Solifluktsdecken aufgefunden, im Calimani-Gebirge beweisen ebenfalls zwei Altiplanationsterrassen-Niveaus die Existenz der zwei Würmstadien.

Die Klimaverbesserung in der Nacheiszeit bewirkte eine Verringerung der Flächen, auf denen die Periglazialprozesse optimal einwirken können. Zur Zeit liegt dieser optimale Wirkungsraum in Höhen von über 1800—1900 m, im Rodna-, Maramures- und Calimani-Gebirge u. a. Das dichte Vegetationskleid der niedrigeren Berge hemmt die Wirkung der Periglazialprozesse wesentlich, so dass sie nur inselartig, vor allem an vegetationslosen Stellen, in Erscheinung treten.

Die periglazialen Reliefformen

Fast alle Forschungen, die sich mit periglazialen Bildungen beschäftigen, richten ihr besonderes Augenmerk auf die periglazialen Reliefformen, die, zumal in höheren Lagen, durch Frostsprengung und Nivation hervorgerufen wurden. In letzter Zeit wurden auch für tiefere Zonen typische Formen beschrieben, die vor allem durch Solifluktion entstanden sind. Dergleichen wurde in jüngerer Zeit eine Systematisierung dieses Reliefs, nach genetischen Gesichtspunkten, erzielt.

Die hauptsächlichsten Periglazialprozesse (Frostsprengung, Nivation und Solifluktion), welche die Gebirgszüge mitgestalteten, haben sowohl im Eiszeitalter, als auch im Postglazial unterschiedlich gewirkt, in Abhängigkeit von den Klimaverhältnissen, die sich mit steigender Höhe ändern. Als Folge davon ist eine charakteristische Vertikalstufung der Vergesellschaftungen der Periglazialprozesse bzw. der von ihnen geschaffenen periglazialen Reliefformen zu beobachten.

Diesbezüglich unterscheiden Gr. Posea und seine Mitarbeiter vier Periglazialstufen: eine supraglaziale Stufe, eine glaziale Stufe, eine Stufe des detritischen Periglazials, mit zwei Unterstufen, und eine Periglazialstufe der Kontaktgebiete.

Die supraglaziale Stufe hat in den Ostkarpaten eine geringe Ausdehnung sie tritt nur im Rodna-Gebirge in Erscheinung. Hier handelt es sich um die höchsten Kämme die während der Eiszeiten über den Gebirgsgletschern lagen. Da sie zu steile Hänge hatten, um eine Schneedecke zu tragen, standen sie unter dem vollen Einfluss der Frostsprengung und der Deflation, die hier Zackengrate und manchmal Karlinge mitgestalteten.

Die glaziale Stufe kommt in den Ostkarpaten ebenfalls nur inselartig vor, im Rodna-, Calimani- und eventuell im Maramures-Gebirge. Diese Stufe zeichnet sich durch eine Vergesellschaftung der glazialen und periglazialen Formen aus, dank der Einwirkung von glazialen und periglazialen Prozessen. Neben Gletscherkaren und anderen Glazialformen treten hier von allem Nivationsformen in Erscheinung. Besonders typisch sind die Firnmulden, die zumal im Rodna-Gebirge häufig sind, unter dem Repedea- und dem Cormaia-Gipfel, unter dem Buhaiescu-Kamm usw. Desgleichen gibt es zahlreiche Lawingänge, die durch Rillenspülung vertieft werden. Selbstverständlich blieb diese Stufe nach dem Gletscherrückzug dem Einwirken der Periglazialprozesse überlassen. Dadurch entstanden am Fusse der Steilhänge verschiedenartige Geröllakkumulationen. Hinzu kommt noch der grösste Teil des periglazialen Formenschatzes, der in der nächst-tieferliegenden Stufe charakteristisch ist, der Stufe des detritischen Periglazials.



Abb. 1. Vergesellschaftung von glazialen (im Vordergrund ein Gletschersee) und periglazialen Reliefen (vor allem Schuttdecken) im Rodna-Gebirge.

Sl. 1. Dominacija glacijalnog (u prvom planu ledenjačko jezero) i periglacijalnog reljefa (prije svega mehanički raspadnutog pokrova) u planini Rodna

Die Stufe des detritischen Periglazials umfasst in den Ostkarpaten die Höhenlagen zwischen 700 und 1900 m und zeichnet sich durch die Reichhaltigkeit des Formenschatzes aus. In der oberen Randzone überschneidet sie die glaziale Stufe; die Grenze von 1900 m stellt einen mittleren Wert dar, der örtlichen Schwankungen unterliegt. In der Stufe des detritischen Periglazials hat sich die reliefgestaltende Wirkung der periglazialen Prozesse auf weiten Flächen wirksam gezeigt, mit einer um so grösseren Intensität, je höher diese Gebiete lagen. Die interessantesten Zonen sind das Rodna-, Maramures-, Tibles-, Calimani-, Harghita-, Ceahlau-, Rarau-Giumalau-, Ciucas- und Birsas-Gebirge.

Die Frostsprengung hatte in diesen Bergen eine besondere Intensität und stellte, zumal in den hohen Regionen, einen genetischen Hauptfaktor dar. Diesem Prozess werden eine Reihe von Formen zugeschrieben, wie die Mehrzahl der Felswände, Härtlinge in der Form von Säulen, Pyramiden, sowie im allgemeinen das ruinenförmige Relief, welches aus den Gebirgen Tibles, Gutii, Rodna, Ciucas und Birsas beschrieben worden ist. Ebenfalls durch Frostsprengung wurden Blockstürze und -rutschungen hervorgerufen, z. B. im Calimani-, Harghita-, Rarau-, Haghimas-, Stinisoara-, Tarcau- und Ciucas-Gebirge.

Unter Einwirkung von Frostsprengung und von Massenbewegungen entstanden riesige Blockhalden, die zumal in Massiven von über 1500—1600 m Höhe eine grosse Verbreitung haben. Sie kommen als Glacis und Schuttkegel vor und zeigen häufig eine Schichtung, der eine morphochronologische Bedeu-



Abb. 2. Blockmeer unter dem Puzdrele-Gipfel, Rodna-Gebirge

Sl. 2. Kameno »more« ispod vrha Puzdrele, planina Rodna

tung zukommt. Es ist erwähnenswert, dass solche Formen sich am besten in tieferen Lagen erhalten haben, wo sie von der Vegetation fixiert worden sind. Derartige Glacis wurden aus dem Maramures-, Haghimas-, Calimani- u. a. Gebirgen sowie aus der Lapus-Senke beschrieben. Zahlreiche Schuttkegel und -halden gibt es auch in den Gebirgen Tibles, Gutî, Haghimas, Harghita usw.

Frostsprengung, Nivation und Winderosion waren die wichtigsten Faktoren, welche die Entstehung der Altiplanationsterrassen (Kryoplanationsterrassen) bewirkten, Reliefformen, die in fast allen hohen Massiven in Erscheinung treten. Besonders typisch sind sie aber in den vulkanischen und den Flysch-Bergen. Als Beispiele können wir die Altiplanationsterrassen am westlichen Abhang des Ignis-Massivs und diejenigen im Tibles-Gebirge erwähnen. M. E. wurde der berühmte »Hahnenkamm« im Gutî-Gebirge durch Altiplanations freigelegt. Eine genaue Beschreibung der Altiplanationsterrassen wurde im Calimani-Gebirge vorgenommen, wo diese Formen in allen Entwicklungsstadien vorkommen, vom Anfangsstadium bis zu Altiplanations-Gipfflächen; die von Resterhebungen (Türme, Säulen) oder Schutthaufen dominiert werden. Unter den Altiplanations-Rückstandsformen verdient im Calimani-Gebirge das kleine Dragus-Plateau Erwähnung, mit einer relativen Höhe von 30—40 m. Im Harghita-Gebirge wurden Kryoplanationsterrassen rund um die Gipfel Harghita-Madaras, Harghita-Racu und Harghita-Ciceu aufgezeigt. Auch hier konnten sämtliche Entwicklungsstadien festgestellt werden.

Gut ausgebildete Altiplanationsformen gibt es auch in den Kalkstein-Massiven (Rarau- und Haghimas-Gebirge), in den Bergen aus Konglomeraten und Sandstein (Ceahlau, Ciucas) sowie in den Gipfelregionen der kristallinen Gebirge.



Abb. 3. Der »Hahnenkamm« im Gutî-Gebirge

Sl. 3. Nazupčani greben u Gutin-planini

In den oberen Zonen der detritischen Periglazialstufe erscheinen auch Nivationsformen, wie Firmmulden, Lawinengänge u. a. Der gesamte Nivationsformenschatz wurde von verschiedenen Autoren im Rodna-, Maramures-, Tibles-, Gutii-, Buzau-, Ceahlau-, Haghimas- u. a. Gebirgen beschrieben. Besonders erwähnenswert sind einige Nivationskessel in den hohen Gebirgszonen, sowie einige kleine Senken, in denen sich Seen gebildet haben, wie in den Massiven Satra-Gutii, Tarcau, Ceahlau und Buzau.

Unter den holozänen Klimaverhältnissen verringerten sich die Flächen mit aktiver Nivation sehr. Die alten Lawinengänge wurden von Wildbächen wieder aufgenommen, ein Vorgang, der zumal im Calimani-, Rodna-, Ceahlau- und Maramures-Gebirge feststellbar ist.

Es gibt zahlreiche Anzeichen dafür, dass in den Ostkarpaten der Solifluktion eine grosse Bedeutung in der Reliefgestaltung zukam. Es wurden Solifluktionsszungen, -girlanden und -decken aufgezeigt. Das durch Solifluktion entstandene Mikrorelief wurde jedoch zum grössten Teil durch postglaziale Prozesse zerstört. Im allgemeinen wird der Gleichgewichtszustand einiger Hänge sowie die flache Form einiger Höhen den Solifluktionsprozessen zugeschrieben.

Nach den Klassifizierungen, die für das Stinisoara-Gebirge aufgestellt wurden, gibt es in den Ostkarpaten wenigstens drei Kategorien von Formen, die durch pleistozäne Solifluktion entstanden sind: Solifluktionsglaciis, Solifluktionstäler (auch unter dem Namen Derasionstäler oder Dellen bekannt) und Solifluktionshänge. Diese letzteren zeichnen sich durch einen fortgeschrittenen



Abb. 4. Rasenhügel im Rodna-Gebirge, in 1600 m Höhe

Sl. 4. Pingo u planini Rodna na visini od 1600 m

Gleichgewichtszustand aus, wie Feldbeobachtungen in den Obcinele Bucovinei- und Stinisoara-Bergen ergaben.

Die Rasenhügel, die zwischen 700—800 und 200 m auftreten, stellen in den Ostkarpaten weitverbreitete Kleinformen dar. Ihre Entstehungsweise ist noch nicht vollständig geklärt, muss jedoch in der Hauptsache Solifluktionsprozessen zugeschrieben werden. Der innere Aufbau der Rasenhügel ist von Massiv zu Massiv unterschiedlich und hängt direkt von der Verwitterungsschicht ab, aus der diese Kleinformen entstehen. Im allgemeinen kann man mit zunehmender Höhe eine zunehmende Häufigkeit der Rasenhügel bemerken. Ihre grösste Dichte erreichen sie in 1700—1800 m, wo sie regelrechte Reihen bilden, wie z. B. im Rodna- und Harghita-Gebirge.

Obgleich die Winderosion nicht einen typisch periglazialen Prozess darstellt, vergegenständlicht sie sich durch das Vorkommen von tafonierten Felsen sowie von pilz- und turmförmigen Felsen. Solche Formen gibt es in vielen höheren Gebirgsmassiven der Ostkarpaten, wie z. B. im Calimani-Gebirge die »12 Apostel« oder die Pilz- und Turmfelsen im Ciucas-, Pietra Mare- und Ceahlau-Gebirge. Es muss jedoch darauf hingewiesen werden, dass die Entstehung dieser Felsformen auch von den Verwitterungseigenheiten der verschiedenen Gesteine (vor allem der Konglomerate und Sandsteine) wesentlich beeinflusst werden, so dass in manchen Fällen dem Wind nur die Rolle eines Hilfsfaktors zukommt. In diesem Sinne wurden einige Tafoni aus den Birsabergen beschrieben. Trotzdem stellt der Wind in den höheren Gebirgszonen auch heute noch ein wichtiges morphogenetisches Agens dar, dessen Gestaltungskraft während des Pleistozäns zweifellos noch bedeutender war.

Die Periglazialstufe der Kontaktzone umfasst die Senken und angrenzenden Gebiete, unter denen die wichtigsten die Brasov-, Ciuc-, Gheorgheni-, Maramures-, Dornelor- und Comanesti-Senke sind. Neben einigen Solifluktionsformen (Solifluktionssäle, Rasenhügel) zeichnet sich diese Stufe vor allem durch periglaziale Ablagerungen und Strukturen aus.

Periglaziale Ablagerungen

Die periglazialen Ablagerungen haben die Aufmerksamkeit zahlreicher Geomorphologen geweckt. Selbst wenn wir zur Zeit nicht im Besitze einer genauen kartographischen Aufnahme dieser Ablagerungen sind, so können wir für die Ostkarpaten doch festlegen, hier die meisten Typen der für periglaziale Gebiete charakteristischen Ablagerungen zu finden. Desgleichen konnte festgestellt werden, dass ihr Verbreitungsbereich Diskontinuitäten aufweist, was sowohl auf die grosse Reliefenergie und -furchung zurückzuführen ist, die eine beschleunigte Umbildung dieser Ablagerungen verursachten, als auch auf eine Verschiebung der Periglazialstufe, im Holozän, auf Höhen von über 1500 m, Höhen, die nur ein Teil der Gebirgszüge der Ostkarpaten erreicht.

Eine erste Kategorie von periglazialen Ablagerungen sind die **residualen Verwitterungsprodukte**. In den Ostkarpaten sind Flächen mit geringfügiger Neigung, auf denen die periglazialen Verwitterungsprodukte keinen Transport erfahren haben, relativ rar. Trotzdem wurden solche Ablagerungen, die man mit Recht als periglaziale Eluvien bezeichnen kann, aus den wichtigsten Massiven beschrieben: Rodna, Calimani, Rarau, Harghita, Haghimas, Stinisoara, Buzau,

Ciucas usw. Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen schwankt zwischen weiten Werten, aber, mit Ausnahme der Plateaus der höheren Gebirge, überschreitet sie selten 2—3 m. Die Korngrösse fällt im allgemeinen mit absteigender Höhe, zumal in den Waldgebieten.

Die allochthonen periglazialen Ablagerungen stellen eine andere Kategorie dar. In ihrem Rahmen wurden in den Ostkarpaten einige Formen beschrieben: Schutthalden, Solifluktionsablagerungen und Hangablagerungen mit rhythmischer Schichtung.

Die Schutthalden sind die weitverbreitetsten periglazialen Ablagerungen der Ostkarpaten. Die untere Grenze ihrer maximalen Verbreitung beträgt im nördlichen Teil 750—800 m, während sie im Süden, z. B. im Buzau-Gebirge, bei 850—1000 m liegt. Ihre Erscheinungsform ist von der Höhenlage abhängig. In Höhen von über 1500—1600 m herrschen im allgemeinen freiliegende, aktive Schutthalden vor. In tieferen Zonen sind die Schutthalden bedeckt, überwachsen und befinden sich oft in einem fortgeschrittenen Verwitterungsstadium, was in einigen Fällen zu massiven Rutschungen führte.

Die Mächtigkeit der Schutthalden, Grösse und Form der Schuttstücke bringen in der Hauptsache die Intensität der Frostsprengung, den Erhaltungsgrad des pleistozänen Schutts und die lithologische Mannigfaltigkeit der Ostkarpaten zum Ausdruck. In der hohen Region, wo die Frostsprengung groben Schutt liefert, sind häufig Felsbrocken von mehreren Metern zu finden, während in tieferen Gebieten, z. B. in den Flysch-Bergen, Schuttstücke von unter 0,5 m vorherrschen. Die Lithologie schafft ebenfalls Unterschiede, was Grösse und Form der Schuttstücke abelngt. In Gebirgsstöcken aus Kalkstein (Haghimas, Rarau) und Sandstein (Tarcau, Buzau) haben die Frostsprengungsprodukte grosse Ausmasse und parallelepipedische Formen. In den Gebieten, wo hingegen ein häufiger Schichtwechsel und eine komplexe Lithologie charakteristisch sind, ist der Frostsprengungsschutt feiner und plattenförmig. In den vulkanischen und kristallinen Massiven ist der Schutt von unregelmässiger Form oder mandelförmig, seine Dimensionen fallen mit absteigender Höhe. So haben im Calimani-Gebirge die Blöcke häufig Durchmesser von über 0,5 m, während der Frostschutt im Tibles-Gebirge feinkörniger ist.

Die Solifluktionsablagerungen haben ebenfalls eine grosse Verbreitung. Im gesamten Gebiet, vor allem im Gehängeschutt, in den mächtigeren Glacis, in den Flussterrassen und Schwemmkegeln wurden durch Erosion Aufschlüsse geschaffen, in welchen eine Verzahnung der Solifluktionsablagerungen mit den erwähnten Ablagerungen zu beobachten ist. Solche Solifluktionsablagerungen überschreiten manchmal Längen von 15—20 m und erreichen sogar 40—60 m (z. B. im Suha Mare-Tal und bei Poiana Marului) und eine Dicke von 2—4 m. Wir erwähnen, um nur einige Beispiele anzuführen, die Solifluktionsablagerungen in den Schwemmkegeln der Bäche Salatruc-Cuejdiu, Muncelu-Gemenea oder diejenigen in den Terrassen der Flüsse Negrileasa, Suha Mare, Cucalea u. a. Eine Analyse dieser Ablagerungen zeigt ihre grosse Heterogenität und das Vorherrschen von feinkörnigem Material. Es kommt jedoch vor, dass im Grundteil des Solifluktionsmaterials die tonig-sandigen oder tonigen Ablagerungen durch grobkörnigere ersetzt werden. Das ist ein typisches Bild für Solifluktionen, die sich in Gebirgsräumen, bei grosser Hangneigung, bilden.

Die Gehängeschutt-Rutschungen stellen auch charakteristische Ablagerungen dar. Die Entstehung von mächtigen Ablagerungsschichten in den von Erd-

rutschen heimgesuchten Gebieten ist ein umstrittenes Problem; einige Geomorphologen sind der Ansicht, dass es sich um periglaziale Ablagerungen handelt. Es wurde schon erwähnt, dass in vielen Massiven der Ostkarpaten alte Schutthalden, die durch Verwitterung mit feinem Material angereichert wurden, bedeutende Rutschungen verursachten. Desgleichen ist bekannt, dass die massiven Erdrutsche als pleistozän datiert wurden und dass sie nördlich und südlich unseres Landesgebiets nicht mehr charakteristische Oberflächenformen darstellen. Auch diese Tatsache unterstützt die obengeäußerte Ansicht. Andererseits ist bekannt, dass im Holozän die meisten alten Gehängeschuttdecken reaktiviert wurden, z. T. durch massive Rutschungen, was eine Differenzierung in periglaziale und holozäne Ablagerungen sehr erschwert.

Hangablagerungen mit rhythmischer Schichtung wurden aus dem Carpenului-Tal (Nebenfluss der Bistrita), aus Poiana Cârjei (Bistrita-Tal) sowie aus dem Salatruc-Vama-Tal (Moldova-Becken) beschrieben. Für diese Ablagerungen ist eine rhythmische Alternanz von feinen und groben Schichten bezeichnend, die einem Wechsel von Rillenspülung und Frostsprengung zugeschrieben werden. Örtlich treten zahlreiche Verknetungen in Erscheinung. Nach der Art der Verformungen scheint es sich um Ablagerungen zu handeln, die durch pluvionivale und Solifluktiions-Akkumulationen entstanden sind. Man kann mit einiger Sicherheit annehmen, dass solche Ablagerungen eine grössere Verbreitung haben, doch wurden sie noch nicht aufgespürt.

Periglaziale Strukturen

In den Ostkarpaten haben sich verhältnismässig wenig typisch periglaziale Strukturen erhalten. Das ist einerseits der grossen Reliefenergie zuzuschreiben, andererseits dem grobkörnigen Fazies der wichtigsten Formen, in welchen sich diese Strukturen befinden: Terrassen, Glacis und Schwemmkegel. Trotzdem wurden bis jetzt genügend Strukturen beschrieben, um auf dieser Grundlage ihre Typisierung und Charakterisierung vorzunehmen.

Im Einklang mit der Typisierung und Klassifizierung, die von der Periglazial-Kommission vorgeschlagen worden ist, kann man folgende Strukturtypen unterscheiden: congelistische Strukturen, Solifluktiionsstrukturen und periglaziale Tiefenstrukturen.

Die congelistischen (kryostatischen) Strukturen umfassen kryoturbate Bildungen vom Typ der Brodelböden und wurden aus der Maramures-, Gheorgheni-, Ciuc-, Brasov- und Lapus-Senke, aus dem Bistrita-Tal und den Stînisoara-Bergen beschrieben.

Es ist ein klares Vorherrschen der »freien« Brodelböden zu bemerken, die als Folge einer gesonderten Bewegung des Materials, unter den Bedingungen einer thermischen Sortierung, entstanden sind. Es fehlen jedoch auch die »gebundenen« Brodelböden nicht, wie z. B. im Aufschluss von Salatruc-Vama.

Die Solifluktiionsstrukturen sind für mittlere und niedere Berge bezeichnend. Sie wurden von zahlreichen Autoren, die sich mit den Ostkarpaten befasst haben, aufgezeigt, sowohl in feinkörnigen Ablagerungen (in Lehmen und Kulluvien) als auch in grobkörnigeren Hangablagerungen. Im Stînisoara-Gebirge ergaben Detailuntersuchungen, dass amorphe Solifluktionen vorherrschend seien. Auch begrabene Strukturen wurden gefunden, sowohl in Schwemmkegeln als auch in Flussterrassen. Gebundene oder geschichtete Solifluktionen sind relativ

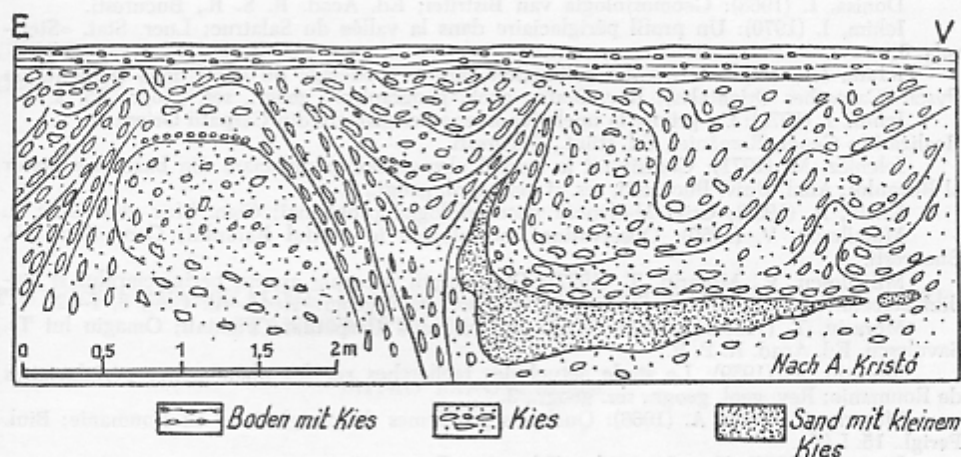


Abb. 5. Kryoturbate Bildungen in einem Schwemmkegel neben Sintimbru, in der Ciuc-Senke

Sl. 5. Kriotorbacijske forme pored Sintimbru-a, u kotlini Ciuc-Senke

selten; ein sicherer Fall wurde jedoch in einem Aufschluss von Salatruc-Vama gesichtet.

Periglaziale Tiefenstrukturen kommen in den Ostkarpaten häufig vor. Einige davon wurden als Eiskeile angesehen. Jüngere Untersuchungen ergaben jedoch, dass wir es nicht mit typischen Eiskeilen zu tun haben, da diese als Indikator für den südlichen Grenzverlauf des ständigen Permafrostes gelten (J. Dylík, 1962). Mit Ausnahme einiger Fälle haben wir es mit Einwurzelungen von höherliegenden Schichten zu tun, die dank periglazialen Bedingungen in die Tiefe eindringen konnten. Als Ursache gelten entweder ein ungleichmässiges Auftauen des Mollisols oder ein Eindringen von allochthonem Material in kleine Kanäle, die von Eis eingenommen waren, aber nicht durch deren Entwicklung. In diese Kategorie entfallen die meisten der periglazialen Tiefenstrukturen.

Abschliessend soll festgestellt werden, dass schon der gegenwärtige Forschungsstand einen klaren Überblick auf die Problematik des Periglazialreliefs in den Ostkarpaten erlaubt. Weitere Geländestudien in einigen vom geomorphologischen Standpunkt aus wenig bekannten Gebirgsmassiven, wie z. B. im Bistrita-, Vrancea- oder Gurghiu-Gebirge (mit Höhen zwischen 1750 und 1800 m), werden das Bild des Periglazialreliefs der Ostkarpaten vervollständigen und vielleicht auch einige neue Gesichtspunkte und Erkenntnisse ergeben.

LITERATUR

- Barbu, N. (1972): Morfologia Obcinelor Bucovinei; Teza de doctorat, Cluj.
 Bojoi, I. (1969): Rolul proceselor periglaciare in modelarea reliefului Montilor Hasmas; Lucr. Stat. »Stejarul«, 2.
 Cotet, P. (1966): La répartition des cryostructures pleistocènes sur la téritoire de la Roumanie; Biul. Perigl., 15, Łódz.

- Donisa, I. (1968): Geomorfologia vaii Bistritei; Ed. Acad. R. S. R., Bucuresti.
- Ichim, I. (1970): Un profil périglaciaire dans la vallée du Salatruc; Lucr. Stat. »Stejarul«, 3.
- Ichim, I. (1971): Le rôle des solifluxion dans le modelage du relief dans le monts au flysch (Carpathes Orientales); Rev. Roum. geol., geographys., geogr., ser. geogr., 15, 2.
- Ichim, I. (1973): Cu privire la unele fenomene periglaciare din Carpatii Orientali; Realizari in Geogr. României, Ed. stiint., Bucuresti.
- Ielenicz, M. (1971): Contributii la studial elementelor periglaciare din bazinul superior al Buzaului; Anal. Univ. Bucuresti, ser. st. nat. geol.-geogr., 2.
- Kristo, A. (1957): Csiki Medencék geomorfologiai problémái; Com. Muz. din. Ciuc, 1.
- Mihailescu, V. (1959): Observatiuni morfologice în nordul Raraului; Com. Acad., 9, Bucuresti.
- Mihailescu, V., Morariu, T. (1957): Consideratii generale asupra periglaciareului si stadiul cercetarilor în România; Stud. si cercet., ser. geol.-geogr., Acad. fil. Cluj, 8, 1—2.
- Morariu, T. (1959): Raionarea fizico-geografica a Carpatilor Orientali; Omagiu lui Tr. Savulescu, Ed. Acad. R. P. R.
- Morariu, T. (1959): Le stade actuel des recherches sur les phénomènes périglaciaires de Roumanie; Rev. geol. geogr., ser. geogr., 3.
- Morariu, T., Savu, A. (1966): Quelques problemes du périglaciaire en Roumanie; Biul. Perigl., 15, Łódz.
- Posea, G. (1962): Tara Lapusului; Ed. stiint., Bucuresti.
- Posea, G., Popescu, N., Ielenicz, M. (1974): Relieful României; Ed. stiint., Bucuresti.
- Posea, G., Ielenicz, M., Popescu, N. (1969): La carte des unités périglaciaires de la Roumanie; Stud. géomorph. Carpatho-Balcanica, III.
- Schreiber, W. (1974): Das Periglazialrelief des Harghita-Gebirges; Rev. Roum. geol., geophys., geogr., ser. geogr., 18, 2.
- Sîrcu, I. (1963): Le problème de la glaciation quaternaire dans les montagnes du Maramures; Anal. Univ. »Al. I. Cuza«, sect. II, geol.-geogr., IX, Iasi.
- Sîrcu, I. (1969): Muntii Rodnei; Teza de doctorat, Cluj.
- Sesan, E. (1971): L'origine et l'évolution des rochers en forme de champignon; Rev. Geogr. de l'est, 2.
- Tövissi, I. (1965): Formatiuni criogene în valea Oltului între Balan si Porcesti; Studia Univ. »Babes-Bolyai«, ser. geol.-geogr., I, Cluj.

PERIGLACIJALNO BLAGO FORMI ISTOČNIH KARPATA

T. Morariu

Rad je skraćena sinteza serije radova o periglacijalu Istočnih Karpata u Rumunjskoj objavljenih u toku posljednjih 20 godina.

Nakon kraće sinteze klimatskih uvjeta u pleistocenu, prikazani su periglacijalni fenomeni prema slijedećim kategorijama: periglacijalnom reljefu, periglacijalnim nanosima i periglacijalnim strukturama. Opisane su četiri periglacijalne reljefne etaže: etaža superglacijalna, glacijalna, periglacijalna detritična i etaža kontakta. Najinteresantnije i najrazličitije forme utvrđene su u detritičnoj i glacijalnoj etaži.

Nanosi i periglacijalne strukture utvrđeni su naročito u reljefnim udubljenjima i na nižim padinama. Na njh se nailazi također i u višim planinskim zonama, no tamo ih je teže utvrditi.

Istraživanje visokih masiva Istočnih Karpata koji su geomorfološki slabije poznati, omogućit će produbljivanje naših znanja o periglacijalnom reljefu.