

PHYSISCHE GEOGRAPHIE

POSTGLAZIALE ABLAGERUNGEN IN GLETSCHERKAREN DER WESTTATRA

Piotr LIBELT, Krakau*

mit 7 Abb. im Text

INHALT

| | |
|--|----|
| 1. Einleitung | 7 |
| 2. Die Untersuchungsmethoden | 9 |
| 3. Das Untersuchungsgebiet | 9 |
| 4. Bau und Entstehungsbedingungen der postglazialen Ablagerungen | 12 |
| 5. Ergebnisse | 21 |
| 6. Zusammenfassung | 24 |
| 7. Literaturverzeichnis | 24 |
| 8. Summary | 26 |

1. EINLEITUNG

Der letzte Akt der pleistozänen Reliefbildung spielte sich in der Tatra im Spätglazial und zu Beginn des Holozäns ab. Das in Glazialkaren abschmelzende Gletschereis bewirkte das Entstehen des eiszeitlichen Formenschatzes. Im Holozän hat das pleistozäne Gebirgsrelief seine grundsätzliche Prägung bewahrt, es wurde nur teilweise umgeformt. Das Ausmaß dieser Umformung war vor allem durch den Ablauf und die Art morphogenetischer Prozesse bedingt. Diese Prozesse stehen in enger Abhängigkeit von den ihre vertikale Ausdehnung verändernden Klima- und Vegetationsstufen.

Viele Fragen, die an die letzten 10.000 Jahre der morphologischen Entwicklung der Tatra gestellt werden, bleiben nach wie vor unbeantwortet; manche Antworten stützen sich oft auf zweifelhaft indirekte Folgerungen (KLIMASZEWSKI 1962, S. 114, KONDRACKI 1984, S. 31, WICIK 1984, S. 62, 1986, S. 814, LIBELT 1988, S. 70). Diese Fragen

* Univ.-Ass. Mag. Piotr Libelt, Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii,
Ul. Grodzka 64, P-31-044, Krakow, Polen. Dieser Artikel wurde von o.Univ.-Prof. Dr. H. RIEDL,
Salzburg, redigiert.

betreffen unter anderem die Evolution der Pflanzendecke, insbesondere in der Waldzone, sowie deren Auswirkungen auf das Tempo und den Ablauf der Reliefbildung. Von großer Wichtigkeit ist daher die Rekonstruktion der vertikalen Veränderungen der oberen Waldgrenze, die zwei morphogenetische Systeme voneinander trennt: das der aufgelockerten subalpinen Waldvegetation von dem kryonivalen System (KOTARBA, STARKEL 1972, S. 31). Über Beginn, Ablauf und Ende des Eiszerfalles gibt es nur Hypothesen. Zweifel bestehen auch über das Alter der Seen sowohl in der West- als auch in der Osttatra und Hohen Tatra (HONDRACKI, STASIAK 1987, SKIERSKI 1984, WICIK 1984, S. 66). Interessant ist auch der Einfluß der wirtschaftlichen Tätigkeit des Menschen auf die Umwelt, darunter auch auf das Relief, sowie die Auswirkungen der damit zeitlich zusammentreffenden Kleinen Eiszeit.

Die bisherigen Forschungen, die sich mit der spätglazialen und holozänen Entwicklung des Hochgebirgsreliefs befassen, konzentrieren sich in der Hohen Tatra (vgl. Abb. 1). Sie stützen sich auf die vielseitigen Sedimentanalysen der in diesem Teil der Tatra häufigen Kar- und Moränenseen (WASYLIK 1965, PASTERNAK 1965, KRUPIŃSKI 1983, WICIK 1984, 1986, SEROCZYŃSKA 1984), Moränenbecken (KOTARBA, persönl.

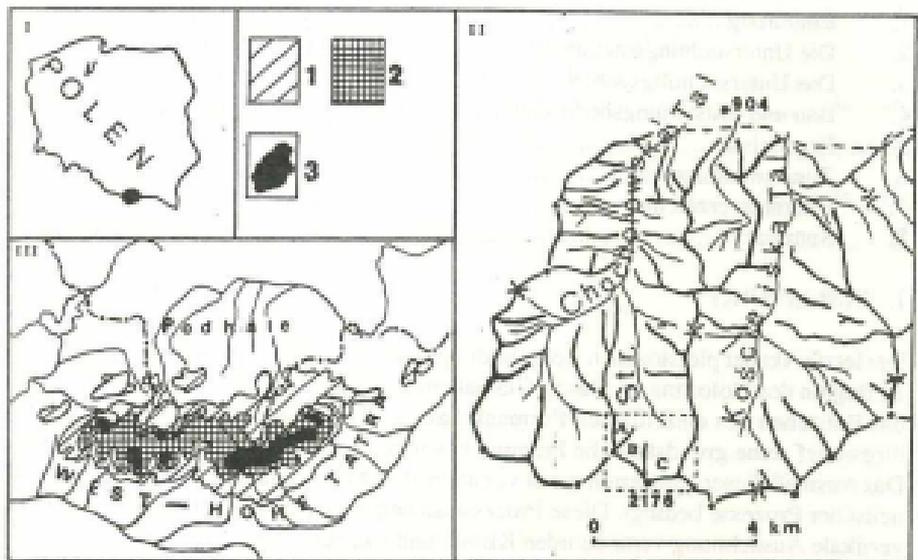


Abb. 1: Charakteristik des Untersuchungsgebietes

I- Lage im Großraum

III- Talnetz in der Westtatra,

Untersuchungsgebiet

1: > 1.000 m ü.d.M.

2: > 1.500 m ü.d.M.

3: > 2.000 m ü.d.M.

II- Gliederung der Tatra in Höhenstufen

A: Dudowe Stawki-Kar

B: Cielece Tańce-Kar

C: Starorobociański-Kar

Str.: Starorobociańska Tal

Mitt.) und Moore (DYAKOWSKA 1932, KOPEROWA 1962, OBIDOWICZ 1975). Bei der Murendatierung wandte KOTARBA (1988) die lichenometrische Methode an, bei der Rekonstruktion paläoklimatischer Erscheinungen bediente sich BEDNARZ (1988) der dendrochronologischen Methode.

Im Hochgebirgsteil der Westtatra fehlen solche aufschlußreiche Erscheinungen wie Karseen oder Hochgebirgsmoore, die paläogeographische Aufschlüsse zulassen würden. Palynologisch untersuchte Sedimente des Moränenteichs Staw Smreczyński (SKIERSKI 1984) liegen in einer Höhe von 1.226 m, das Moor Molkówka (DYAKOWSKA 1932, KOPEROWA 1962) liegt am Fuße der Tatra in einer Höhe von 954 m.

Die Forschungen, die vom Autor in den Kościeliska- und Chochołowska-Tälern durchgeführt wurden, setzen sich zum Ziel, die Genese und Dynamik des Hochgebirgsreliefs dieser Täler zu erforschen sowie die genannten Fragen zur Entwicklung der Tatra in den letzten 10.000 Jahre zu beantworten. Als Quelle paläogeographischer Informationen dienen Sedimente, die verschiedene Becken und Rinnen in Karen der kristallinen Westtatra auffüllen. Diese Forschungen stellen ein Pilotprojekt dar.

Der vorliegende Beitrag stellt die Ergebnisse der in Gletscherkaren des für das Relief der Westtatra typischen Starorobociańska-Tales durchgeführten Forschungen dar. Das Ziel der Untersuchung war, den Bau der quartären Becken in Karböden sowie ihre Genese zu erforschen und auf dieser Grundlage eine Rekonstruktion der die Karbodenbildungsprozesse modulierenden Bedingungen vorzunehmen.

2. DIE UNTERSUCHUNGSMETHODEN

Auf dem Boden der Kare: Starorobociański, Dudowe Stawki und Cielece Tańce wurden Sedimente in 14 Standorten untersucht. An diesen Stellen wurden Aufschlüsse getätigt. Proben aus einzelnen Schichten der Profilgruben wurden im Labor untersucht. Es wurden die granulometrischen Eigenschaften, der pH-Wert sowie der C-, N-, P- und K-Gehalt bestimmt.¹⁾ Darüber hinaus wurden Proben aus sechs Schichten palynologisch untersucht;²⁾ die in drei Schichten aufgefundenen organischen Reste wurden mit Hilfe der C¹⁴-Methode datiert.³⁾

3. DAS UNTERSUCHUNGSGBIET

Das Starorobociańska-Tal zerschneidet die Nordhänge des Tatra-Hauptkammes. Seinen oberen Teil bilden die Gletscherkare: Dudowe Stawki, Cielece Tańce und Starorobociański. Sie zerschneiden den kristallinen Kern der Westtatra, der aus granitischen Gesteinen, Alaskiten, Myloniten und metamorphen Schiefem aufgebaut wird (BAC-MOSZASZWILJ 1979). Die Karböden, in denen die Geländequerschnitte angelegt wurden, liegen in einer Höhe von 1.400-1.700 m und sind mit glazialen und postglazialen Ablagerungen aufgefüllt (vgl. Abb. 2). Sie liegen also im subalpinen Bereich der Krummholzstufe (*Pinus mughus*), der einer sehr kühlen Klimastufe entspricht: die mittlere Jahrestempe-

ratur beträgt 0° - 2° C, die mittlere Jahresniederschlagsmenge 1.800 mm (HESS 1965). In der Tatra verläuft die obere Waldgrenze in 1.550 m Höhe, in der Talachse dagegen sinkt sie auf 1.400 m Höhe. Die Kare werden von den durch kurze Sturzrinnen und tiefe Schluchten stark zerschnittenen Felshängen, die bis 1.700-2.050 m Höhe reichen, bestimmt. Oberhalb an den Felsschutthängen kommen zahlreiche kryonivale und kryogravitative Formen vor. Am Fuße der Fels- und Felsschutthänge liegen Haldenhänge. Die Ober- und Mittelhänge (Schutt- und Schwemmkegelhänge) sind von Murenrinnen zerschnitten; der Unterhang (Schwemmkegelhang) wird durch Murenzungen und Murenkegel geformt. Im unteren Abschnitt des Hangprofils kommen stabile und verfestigte Moränenhänge vor.

Das Dudowe Stawki-Kar wird von einer mit Moränenablagerungen überdeckten Karsschwelle abgeschlossen (1.670 m Höhe). Der dahinterliegende flache Karboden wird durch grobsedimentäre, unregelmäßige Wälle, Schwellen und Moränenhügel charakterisiert. Diese werden durch längliche oder runde, flache und periodisch mit Wasser gefüllte Schmelzwasserbecken (Dudowe Stawki-Seen) voneinander abgetrennt.

Die Starorobociański- und Cielece Tańce-Kare bilden ein Stufensystem. Der sie in einer Höhe von 1.420 m abdämmende Endmoränenwall markiert den jüngsten Gletscherhalt. Dahinter liegt eine aus Stein- und Blockdecken aufgebaute fossile Blockzunge (KASZOWSKI, KRZEMIEN, LIBELT 1988, S. 131). Sie setzt sich aus einem System von länglichen und bogenförmigen Wällen zusammen. Die dazwischen liegenden, zum Teil abflußlosen Becken sind mit postglazialen Ablagerungen aufgefüllt. Das Vorhandensein von fossilen Blockzungen in den benachbarten Karen des kristallinen Teils der Westtatra ist ein Beweis für die flächenhafte Entgletscherung, die bei einem durch die differenzierte Lithologie des kristallinen Kerns der Tatra bedingten hohen Zufluß des Verwitterungsmaterials erfolgte. Der aktuelle Forschungsstand läßt noch nicht zu, die letzte Gletscherhaltphase zeitlich festzulegen. Als die letzte Periode, deren Klimabedingungen das Bestehen aktiver Blockgletscher möglich machten, darf die jüngere Dryaszeit angesehen werden (KASZOWSKI, KRZEMIEN, LIBELT 1988, S. 135). Zu Beginn des Holozäns setzte der Prozeß der Einebnung des in der Entgletscherungszeit geformten Gebirgsreliefs ein: die Moränen- und Schuttwälle, abflußlosen Becken und Senken im Bereich des Blockgletschers wurden mit Murenablagerungen aufgefüllt. Die Murendynamik war der wichtigste Prozeß, der die Karböden und Unterhänge im Holozän prägte und überprägte.

Die Akkumulationsbecken, in denen die postglazialen Ablagerungen untersucht wurden, kann man in drei Typen untergliedern (vgl. Abb. 2):

- 1.-(Profile: II, III, VI, VII, XI, XIII) - Abflußrandrinnen, die den Schmelzwasserabfluß und den Schutttransport ermöglichten. Diese Rinnen bilden eine Fortsetzung der postglazialen Murenkegel, auf die Rinnen und Felsschluchten ausmünden.
- 2.-(Profile: I, IV, V, VIII, XII, XIV) - abflußlose Senken, die zwischen den Wällen (Profil I) des Blockgletschers (GRÖTZBACH 1965; "primary rock glaciers" CORTE 1976), zwischen den Wällen (Profile IV, V, VIII, XII) der Blockzungen (GRÖTZ-

BACH 1965; "secondary rock glaciers", CORTE 1976) oder zwischen Moränenwällen (Profil XIV) liegen. Die Lage an Schutthängen in der Verlängerung von Murenkegeln sichert den Zufluß von Verwitterungsmaterial.

3.-(Profile: IX, X) - abflußlose Senken, die völlig im Bereich der Blockzungen liegen.

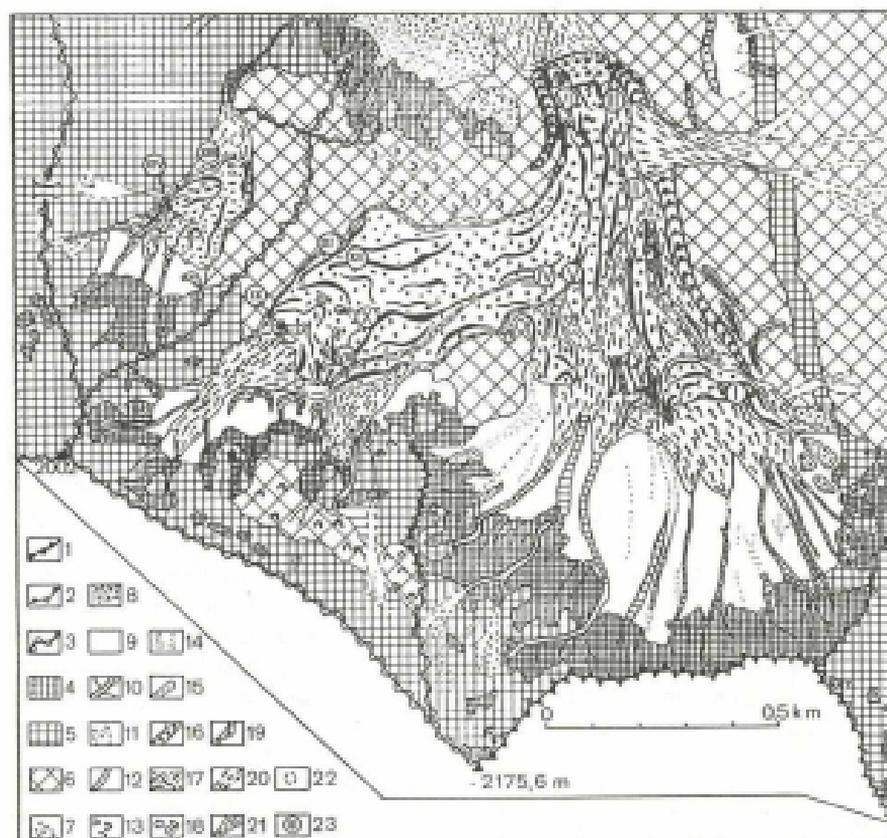


Abb. 2: Geomorphologische Karte des Starorobociański-, Cielece Tańce und Dudowe Stawki Kares (teilweise nach KASZOWSKI, KRZEMIEŃ, LIBELT 1988)

1- Schmalrücken, felsig; 2- Schmalrücken, gewölbt; 3- Breitrücken, gewölbt; 4- Fels- hang; 5- Felschutthang; 6- Glazialdecken- und Solifluktsdeckenhang; 7- frische Halden und Schwemmfächer; 8- Sturzhalde und Sturzkegel; 9- postglazialer Schutt- und Schwemmkegelhang; 10- Sturzzinnen und Felschluchten; 11- Mulden und Hang- rinnen; 12- Murenrinnen; 13- Solifluktsloben; 14- kryonivale und pluviogravitative Zungen, Wälle und Ströme; 15- Moränenwälle; 16- Moränenwälle der letzten Gletscher- rückzugsphase; 17- fossile Blockgletscher und Blockzungen, Moränenwälle; 18- Ab- schmelzbecken; 19- mit Murendecken aufgefüllte Rinnen; 20- Murenkegel aus der Endphase der letzten Eiszeit; 21- postglaziale Murenkegel und -ebenen; 22- periodische Seen / Dudowe Stawki-Seen; 23- Aufschluß- und Bohrungsstandorte.

4. BAU UND ENTSTEHUNGSBEDINGUNGEN DER POSTGLAZIALEN ABLAGERUNGEN

Die ältesten aufgefundenen Ablagerungen A_0 gehören der Moränenserie $A=A_0 + A_1$ an. Sie wurde in allen Profilen, ausgenommen Profile I, II, IV und V (vgl. Abb. 3 und 6) festgestellt, wo allerdings der Beckenboden nicht erreicht werden konnte. Die Moränenserie A_0 setzt sich aus scharfkantigem Schutt granitoider Gesteine zusammen, dessen Längsachsen 30-50 cm, maximal bis zu 1,5 m messen. Die Hohlräume zwischen den Felsblöcken sind mit feinerem Material bräunlicher Farbe ausgefüllt, das bis zu 80-90 % aus der Skelettfraktion mit Durchmesser >1 mm gebildet wird. Nur in den Profilen IX, X (vgl. Abb. 6) und XIV (vgl. Abb. 5) kommen die A_0 -Ablagerungen ohne Feinmaterialauffüllung vor. Im Profil III (vgl. Abb. 4) weist die A-Serie einen Zwischenschichtaufbau auf. Die obere Schicht A_1 ist eine Skelettehmfraction. Das Steinskelett (Durchmesser: 10-15 cm) wird von lehmig-tonigen und schluffigen Kiespaketen gebildet. Charakteristisch für die A_1 -Schicht sind rostrote und rostrot-gelbe Eisen- und Mangan-konkretionen, die sich um Gesteinssplitter ballen. Diese Konkretionen bilden ein festes, die gesamte A-Schicht zusammenhaltendes Gerüst. In palynologischer Hinsicht handelt es sich um einen pollenlosen Horizont.

Die die Moränen überdeckenden postglazialen Ablagerungen sind in Form von drei deutlich ausgeprägten lithostratigraphischen Serien ausgebildet: B_1 , B_2 und B_3 . Jede dieser Serien geht auf unterschiedliche Ablagerungsprozesse zurück. Die B_1 -Serie wurde in den Profilen I und II (vgl. Abb. 3) festgestellt. Diese Serie ist aus 20-40 cm mächtigen Schwer-, Mittel- und Leichtlehmschichten aufgebaut. Die physikalisch-chemischen Eigenschaften der B_1 -Serie sind in beiden Profilen (I, II) weitgehend ident. In diesen hell- bis dunkelgelb gefärbten Lehmschichten ist der Anteil des Skelettmaterials mit 0,6 % gering; der Anteil der Tonfraktion beträgt 67 %. In einigen Schichten (z.B. S-32, S-33 im Profil II) sind einzelne Steine mit Längsachsen von 10-30 cm eingebettet. Die Schichtfugen, die einzelne Lehmschichten voneinander trennen, sind wellenförmig und undeutlich ausgeprägt.

In den Ablagerungsbecken in den Cielece Tańce- und Dudowe Stawki-Karen (Profile VIII-XIV, vgl. Abb. 5-7) kommt die B_1 -Serie nicht vor. Man kann vermuten, daß die Murenabgänge in der Umgebung dieser Kare nur eine minimale Reichweite hatten. Sie waren durch Schutt- und Schwemmkegelhänge räumlich begrenzt. Das Hangsystem war also mit den Karböden nicht verbunden. Das aus Hangschuttdecken und Murenzungen abgespülte Material stieß auf seinem Weg zu den Karböden auf das aufnahmefähige grobkörnige Material der Hang- oder Moränendecken. Das grobkörnige Material (10-20 cm) setzte sich dort ab, und die Feinsedimente (1-5 cm), die leichter transportiert werden konnten, füllten die Hohlräume zwischen den Blöcken aus. Auch in Muren, die heute in die genannten Kare abgehen, werden feinere Korngrößen (1-2 cm) über weitere Distanzen (bis zu 135 m), grobe (20-50 cm) über geringere (40-50 m) (KRZEMIEN 1988, S. 135) Entfernungen transportiert.

Die B₁-Serie wurde in den Profilen I und II, die in der Abflußrandrinne der Blockzunge liegen, festgestellt (vgl. Abb. 2). Diese Rinne ist 25 m breit und ca. 5 m tief. Sie funktionierte als eine Schmelzwasserabflußrinne und als Transportweg für das Hangabtragungsmaterial während des Abschmelzens des Gletschereises. Gerade an dieser Stelle kam es deshalb am frühesten zum Zusammenwachsen von Hangsystem und Karboden. Das durch Schuttbewegung an den Hängen in Bewegung gesetzte Verwitterungsmaterial konnte hangab verfrachtet werden und unterschiedliche Ablagerungsbecken im Karboden des Starorobociański-Kares auffüllen. Darüber hinaus weisen die in dieser Rinne liegenden Becken den größten Einzugsbereich auf. Folglich stellten die hier abgesetzten Sedimente die vollkommenste Sequenz postglazialer Ablagerungen dar.

Zur Entstehungszeit der B₁-Serie gelangte in die auf dem Boden des Starorobociański-Kares in der Verlängerung der Hangmurenhänge liegenden Akkumulationsbecken (Profile I, II) das überwiegend feinkörnige Material. Die Murendynamik, die sich damals oberhalb des Karbodens an unverfestigten Hängen vollzog, war räumlich begrenzt. Die Transportkraft sowie die Intensität der Hangabtragungsprozesse waren allerdings so klein, daß sie nur die Ablagerung feinkörnigen, aus Hangdecken und Murenzungen abgespülten Materials auf dem Karboden zuließen. Das Vorhandensein einzelner Schuttstücke in den S-32- und S-33-Horizonten des Profils II (vgl. Abb. 3) ist auf die Auswirkungen der nächsten Umgebung des Standortes II zurückzuführen.

Das Vorkommen lehmiger Ablagerungen der B₁-Serie in unterschiedlichen Akkumulationsbecken (Profil II in 1.450 m Höhe und Profil I in 1.560 m Höhe; vgl. Abb. 3) sowie das Fehlen der Ablagerungen der Serie in den höher gelegenen Akkumulationsbecken (Profile VIII-XIV in 1.660 m Höhe; vgl. Abb. 5-7) beweisen die allgemeine Tendenz, daß die Hänge durch Hangabtragungsprozesse von kleiner Intensität geformt wurden. Die B₁-Serie stellt also den Typ ruhiger Sedimentation von gelben Lehmen dar; während des Sedimentationsprozesses fanden einige Feuchtphasen statt, in denen die Kiesschichten S-35 sowie S-32 und S-33 (Profil II, vgl. Abb. 3) entstanden sind.

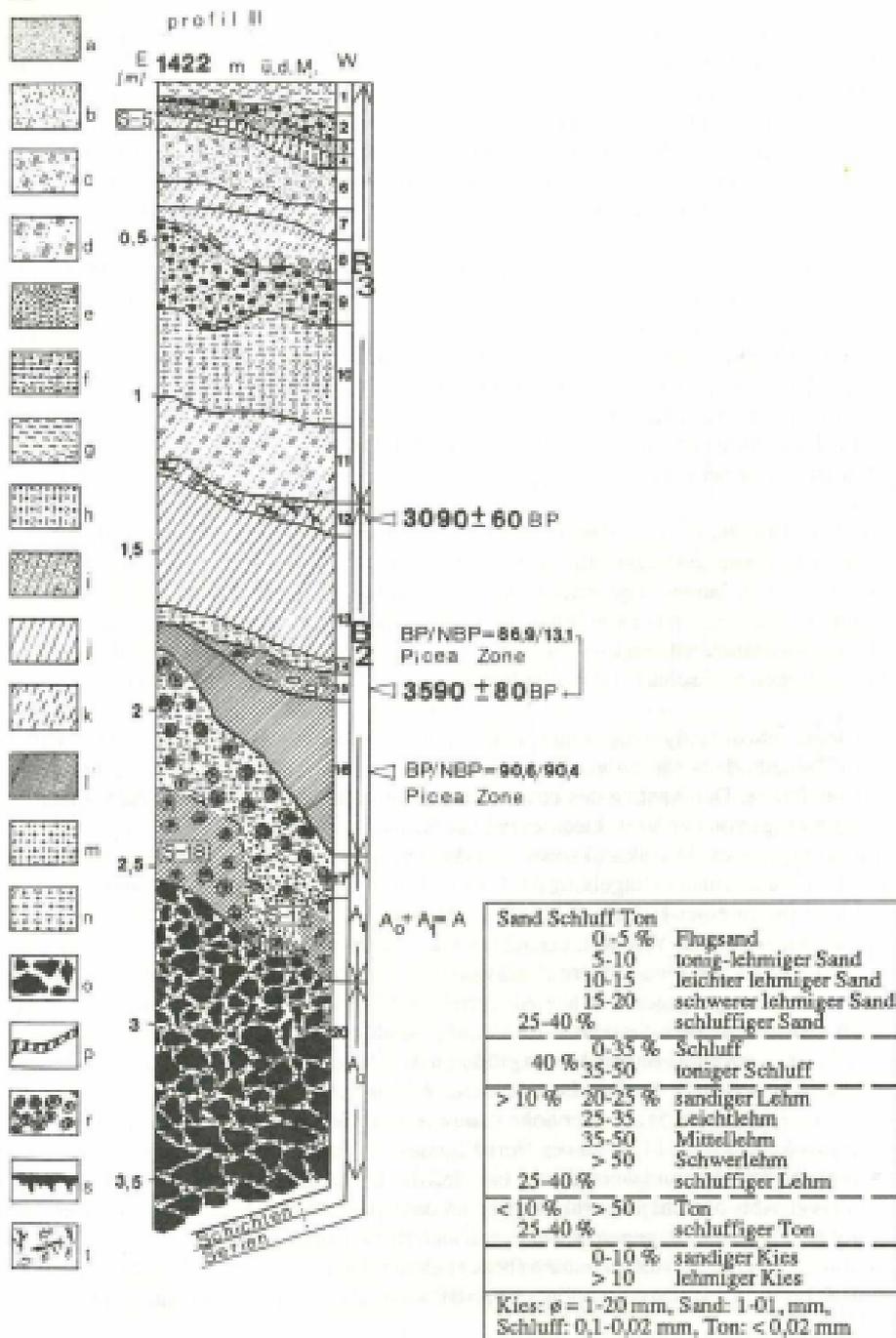
Hinsichtlich der großen Mächtigkeit (mindestens 120 cm) des einheitlichen Ablagerungstyps in Profilen unterschiedlicher Lage sowie aufgrund der palynologischen Analyse (das Alter des Liegenden der B₁-Serie wurde auf 7.500 Jahre BP bestimmt) kann angenommen werden, daß sich der Entstehungsprozeß dieser Ablagerungen über das ganze Atlantikum erstreckt haben muß. In dieser Zeit herrschte in der unmittelbaren Umgebung des Standortes II im Karboden des Starorobociański-Kares der Haselstrauch (Corylaszone; vgl. Abb. 3) vor. Wenn man auf dieser Grundlage annimmt, daß die Atlantikum-Grenze der Mischwälder (heute in einer Höhe von 1.250 m) in mindestens 1.400 m Höhe lag, so muß die obere Waldgrenze in Talachsen bis 1.700 m Höhe und an Hängen bis 1.850 m Höhe gereicht haben. Diese Schlußfolgerung beweist die frühere Annahme über die viel höhere Lage der oberen Waldgrenze über der heutigen natürlichen oberen Waldgrenze. Im Atlantikum verlief sie nach KOTARBA, STARKEL (1972, S. 28) in einer Höhe von 1.860 m, nach HESS (1968, S. 35) in 1.800 m Höhe und nach KRUPINSKI (1983, S. 43) in 1.850-1.950 m Höhe. Die Moränendecken am Boden der

Cielece Tańce-, Dudowe Stawki- und Starorobociański-Kare waren also von einer Pflanzendecke bedeckt. Der Charakter der B₁-Serie kann auch von einer größeren Stabilität der Hänge in der Umgebung dieser Kare zeugen. In den Profilen I und II, wo die B₁-Serie (Atlantikum-Serie) festgestellt wurde, konnte der Rinnenboden nicht erreicht werden. Man kann also vermuten, daß die tiefer liegenden Schichten aus dem Boreal stammen. Sie wurden allerdings in keinem der untersuchten Profile festgestellt, folglich bleibt sowohl das Boreal als auch das Präboreal nach wie vor unerforscht.

Das Vorhandensein der B₂-Serie wurde in den Profilen III und XIV festgestellt (vgl. Abb. 4 und 5). Sie setzt sich aus deutlich ausgeprägten Lehm-, sowie Lehm- und Steinschichten blauer bis aschgrauer Färbung zusammen. Diese Ablagerungen unterscheiden sich sehr deutlich vom Atlantikumlehm (B₁-Serie). Die Unterschiede betreffen sowohl die Färbung als auch die mechanische Zusammensetzung. Der Anteil der Skeletteile im Atlantikumlehm schwankt zwischen 0-6 %, in den B₂-Schichten dagegen zwischen 23-73 %. Der Anteil der Tonsedimente (0,02 - 0,002 mm Durchmesser) ist in beiden Serien ähnlich (40-67 %).

In zwei Fällen der B₂-Serie (Profil III, vgl. Abb. 4) wurde das Vorhandensein zahlreicher fossiler Florenreste festgestellt. In sandigen Lehmsedimenten der S-12-Schicht finden sich 10-20 cm lange eingebettete Lärchenreste (*Larix*), in der S-15-Schicht (toniger Lehm) Fichtenzapfen (*Picea*). Beide Schichten sind von bräunlich-schwarzer Färbung, sie weisen allmähliche und wellenförmige, teilweise sinterartige Schichtfugen auf. Die Schichtfugen sind scharf und wellenförmig.

Die Resultate der palynologischen Analyse, die für das Profil III (vgl. Abb. 4) mit Hilfe der C¹⁴-Methode bestätigt wurden, weisen darauf hin, daß die B₂-Serie im Subboreal entstanden ist. Der Anstieg des prozentualen Skelettfraktionenteils an diesen Ablagerungen zeugt von der Verschlechterung der Klimaverhältnisse (im Vergleich mit dem vorangegangenen Atlantikum) sowie von der verminderten Verfestigung der Hangdecken. Die damals in der Umgebung des Cielece Tańce-Kares erfolgenden Murenabgänge konnten die in einer Höhe von 1.650-1.700 m innerhalb der Blockzungen liegenden Vertiefungen (Profile VIII-XII; vgl. Abb. 6 und 7) nicht erreichen. Die Muren im Dudowe Stawki-Kar wiesen eine größere Reichweite auf und ereigneten sich öfters. Das durch Muren in Bewegung gesetzte Hangdeckenverwitterungsmaterial füllte die Senken im Karboden des Dudowe-Stawki-Kares aus; abgespült wurde hauptsächlich das Feinmaterial entlang der Murenzungen. Muren größeren Ausmaßes nahmen auch das Grobmaterial (in die Lehmschicht S-14 eingebettete einzelne Steine DM: 25-30 cm, max. DM: 35 cm; Profil XIV, vgl. Abb. 5) auf. Der hohe *Alnus*-Anteil (Gesamtpollensumme = 27 %) und *Corylus*-Anteil (GS = 14 %) ist den Verhältnissen der Atlantikumendphase im Podhale-Gebiet vergleichbar und weist darauf hin, daß das Liegende der B₂-Serie im Profil XIV (S-14; vgl. Abb. 5) nicht jünger als der Beginn des Subboreals ist. Das Vorhandensein von *Abies* (GS = 2,3 %) dagegen beweist, daß sich diese Ablagerungen nicht später als im Subboreal abgesetzt haben konnten (bezugnehmend auf das Podhale-Gebiet; OBIDOWICZ 1989, S. 14). Das Verhältnis BP/NBP = 64,6/35,4 % beweist, daß der Dudowe



Stawki-Karboden oberhalb der damaligen Waldgrenze lag. Folglich wurde die abflußlose Senke im Dudowe Stawki-Karboden (vgl. Abb. 5) erst zu Beginn des Subboreals mit postglazialen Ablagerungen ausgefüllt (S-14/XIV der B_3 -Serie). Die Schichtfuge, die die Moränenschuttschicht A_0 von der B_3 -Serie trennt, ist im Profil XIV scharf, deutlich ausgeprägt und geradlinig. Die Hohlräume zwischen Steinen der A_0 -Serie (Längsachsen: 20-35 cm) weisen keine Feinmaterialfüllung auf. Es erhebt sich also die Frage, warum das in die Senke XIV verfrachtete lehmige und schluffige Material (S-14) die Hohlräume der A_0 -Serie nicht verfüllte. Möglicherweise waren die in einer Höhe von 1.690 m im Boden einer tiefen Senke und in Schattenlage am Schutt-Schwemmkegelhangfuß (Profil XIV) liegenden Hohlräume in dem Moränenschutt eisgefüllt. Das Eis verhinderte also das Eindringen des Feinmaterials der B_3 -Serie in die A_0 -Serie.

Die Waldstufe, die im Atlantikum die größte Ausdehnung erreichte, wurde im Subboreal herabgesenkt. Es änderte sich die Artenzusammensetzung der Wälder. Ulmus, Tilia, Alnus und Corylus traten zurück und wurden durch Carpinus, Fagus und vor allem durch die sich schnell verbreitende Abies ersetzt. Die obere Waldgrenze sank ab und die Waldvegetation lockerte sich auf (vgl. BP/NBP in den Profilen III und XIV). Im Subboreal lag der Dudowe Stawki-Karboden bereits oberhalb der Waldgrenze. Im Starorobociański-Kar wuchsen noch Lärchen-Fichtenwälder mit Bergulmen. Ein Beweis dafür ist (neben Resultaten palynologischer Analysen) das Vorhandensein einzelner Fichtenzapfen im Profil III (vgl. Abb. 4), deren Alter auf 3.590 ± 80 Jahre BP bestimmt wurde. Die obere Waldgrenze verlief also zwischen dem Dudowe Stawki-Karboden (1.680 m Höhe) und dem Starorobociański-Karboden (1.450 m Höhe). Im letzten Abschnitt des Subboreals kam es wieder zur Verschlechterung der Klimabedingungen. Trotzdem kamen oberhalb der Fichten-Lärchen-Waldgrenze aufgelockerte Lärchenbestände vor (SOKOŁOWSKI 1928, S. 141); der Starorobociański-Karboden mußte innerhalb der Waldstufe gelegen sein. Die Lärchenreste, die im Profil III aufgefunden wurden, stammen aus der Endphase des Subboreals, ihr Alter wurde auf 3.090 ± 60 Jahre BP bestimmt. Aus derselben Zeit stammt das Hangende der B_3 -Serie im Profil XIV, S-11 (vgl. Abb. 5). Die Resultate der palynologischen Analyse (BP/NBP = 37,8/62,2 %) sowie das Fehlen von synanthropischen Pflanzenpollen deuten darauf hin, daß dieser Horizont vor dem Absetzen der ersten Getreidepollen in den Profilen des Podhale-Gebietes vor 3.030 ± 60 Jahren BP (OBIDOWICZ 1989, S. 15) abgelagert wurde.

Die B_3 -Serie wurde nur in zwei Profilen (III, XIV) festgestellt. Ebenfalls kommt die B_1 -Serie nicht in allen untersuchten Standorten vor. Im Falle aller Profile (ausgenommen Profil XIV) weist nur das Hangende die Eigenschaften der jüngsten B_3 -Serie auf. Das

Abb. 4: Profil III (vgl. Seite 16)

a- Flugsand; b- tonig-lehmiger Sand; c- leichter lehmiger Sand; d- schwerer lehmiger Sand; e- Schluff; f- toniger Schluff; g- Ton; h- schluffiger Ton; i- sandiger Lehm; j- Leichtlehm; k- Mittellehm; l- Schwerlehm; m- sandiger Kies; n- lehmiger Kies; o- Steinfraktion; p- Eisen- und Manganhorizont; r- sphärische Eisen- und Manganringe; s- toniger organischer Horizont mit sinterartiger Schichtfuge; t- organische Reste.

Vorhandensein von Lücken zwischen einzelnen Serien und das Fehlen der vollständigen Schichtfolge von B_1 über B_2 bis B_3 in jedem Profil ist vor allem standortbedingt, andererseits kann dies auch auf die unterschiedliche, durch mehrere Faktoren bedingte Reichweite der Muren zurückgehen. Folglich können die im Zuge ein und derselben Mure abgesetzten Ablagerungen entweder als eine Steinschicht (z.B. Profil I, 1.560 m Höhe) oder aber als geringmächtige (1-0,5 cm) Schluff- oder Sandschichte in den auf demselben Abflußweg, aber tiefer liegenden Profilen (Profil II - 1.450 m Höhe, Profil III - 1.420 m Höhe) ausgebildet sein; das letztgenannte Material wird auch infolge der sekundären, gegenwärtig ablaufenden Murenablagerungen und Spülprozesse über weiteste Distanzen verfrachtet. In zu weit gelegenen Becken mag dieses Material gar nicht abgesetzt worden sein. Manche Schichten oder gar ganze Serien konnten auch infolge der Fluvialerosion teilweise oder vollständig zerstört worden sein.

Die B_3 -Serie bildet das Hangende aller untersuchten Profile. Sie macht die halbe (im Falle der Profile I, II, III, XIV; vgl. Abb. 3, 4 und 5) oder die gesamte Mächtigkeit der postglazialen Ablagerungen aus. Bis auf Profil XIV, wo lehmiges und toniges Material vorherrscht, ist die B_3 -Serie aus mehreren wechsellagernden, überwiegend steinigen oder steinig-kiesigen Schichten aufgebaut. Der Anteil des lehmigen und schluffigen Materials ist gering (ca. 20%). Dieses Material wurde in geringmächtigen (2-5 cm, maximal 20 cm) Schichten sedimentiert. Die zwischen den Lehmschichten lagernden kiesig-steinigen Schichten haben rostrote Färbung, die übrigen Schichten sind hellgrau oder aschgrau gefärbt. Die lehmigen Ablagerungen, die oft eine Vergleyung aufweisen, sind von bläulicher Färbung. Die charakteristische Eigenschaft der B_3 -Serie ist die differenzierte und sowohl im Längs- als auch im Querprofil stark unregelmäßige Mächtigkeit aller Schichten. Manche Schichten sind völlig ausgekeilt. Die Schichtfugen zwischen einzelnen Schichten sind scharf, die Schichtlinien wellenförmig.

Die lithologischen Eigenschaften der B_3 -Serie im Profil XIV (vgl. Abb. 5) weisen starke Abweichungen von denen in anderen Profilen auf. Die B_3 -Serie ist in diesem Profil aus 10-20 cm mächtigen Ton- und Lehmschichten hell- bis dunkelgelber Färbung aufgebaut. Der Grobmaterialgehalt ist sehr gering. Diese Schichte ist mit geringmächtigen (1-2 mm) Sandlinsen und Sandlagen durchgesetzt, es kommen auch vereinzelt, in die Schichten eingebettete Schuttstücke (DM = 0,5-1 cm) vor.

Ein interessantes Phänomen ist das Vorhandensein vorzeitlicher Frostpolygone mit einer Größe von 40x30 cm in 15 und 47 cm Tiefe. Um ihren lehmigen, 3-5 cm dicken Kern ballt sich lehmiger Sand rostroter Färbung. Ähnliche Formen der Frostsegregation treten als kleinere Initialpolygone an der Oberfläche der Senke XIV (1.690 m Höhe) in Erscheinung. Die beträchtliche lithologische Verschiedenartigkeit der B_3 -Serie ist auf die spezifische morphologische Lage der Senke XIV (vgl. Abb. 2) zurückzuführen. Von drei Seiten ist sie von Moränenwällen abgedämmt. Der Schutt-Schwemmkegelhang, mit dem diese Senke durch eine schmale (5 m) Vertiefung verbunden ist, wird aus Grobmaterialdecken (DM: 20-40, 60-90 cm) aufgebaut, die für die Muren ein unüberwindbares Hindernis bildeten. Folglich konnte nur das an Murenzungen abgespülte tonige und lehmige Material in diese Senke verfrachtet werden.

Die B_3 -Serie geht auf einen völlig unterschiedlichen Sedimentationstyp im Vergleich zu den Serien B_1 und B_2 zurück. Die Sedimentationsprozesse, im Zuge derer diese Serie abgelagert wurde, verliefen mit unterschiedlicher Bewegungsintensität. Eine sehr starke Differenzierung der Schichtmächtigkeit auf einem relativ kleinen Areal, wellenförmig und scharfe Schichtfugen sowie das Auskeilen einiger Schichten lassen vermuten, daß diese Ablagerungen in Form von kiesigen, sandigen und schluffigen oder steinig-lehmigen Schichtpaketen abgesetzt wurden. Die Analogien zu den gegenwärtig ablaufenden Prozessen, die sich an Schutt-Schwemm-Kegelhängen, innerhalb der Abflußrinnen und in abflußlosen Senken in den Karböden vollziehen, lassen die Schlußfolgerung zu, daß die gesamte B_3 -Serie infolge von Murentätigkeit unterschiedlicher, durch den Grad der Deckenverfestigung sowie die Lage und Art des Ablagerungsstandortes bedingten Reichweite und Intensität entstanden ist. Diese Ablagerungen stellen den Typ einer sehr unruhigen Sedimentation kiesig-steinigen und sandigen Materials dar, die sich

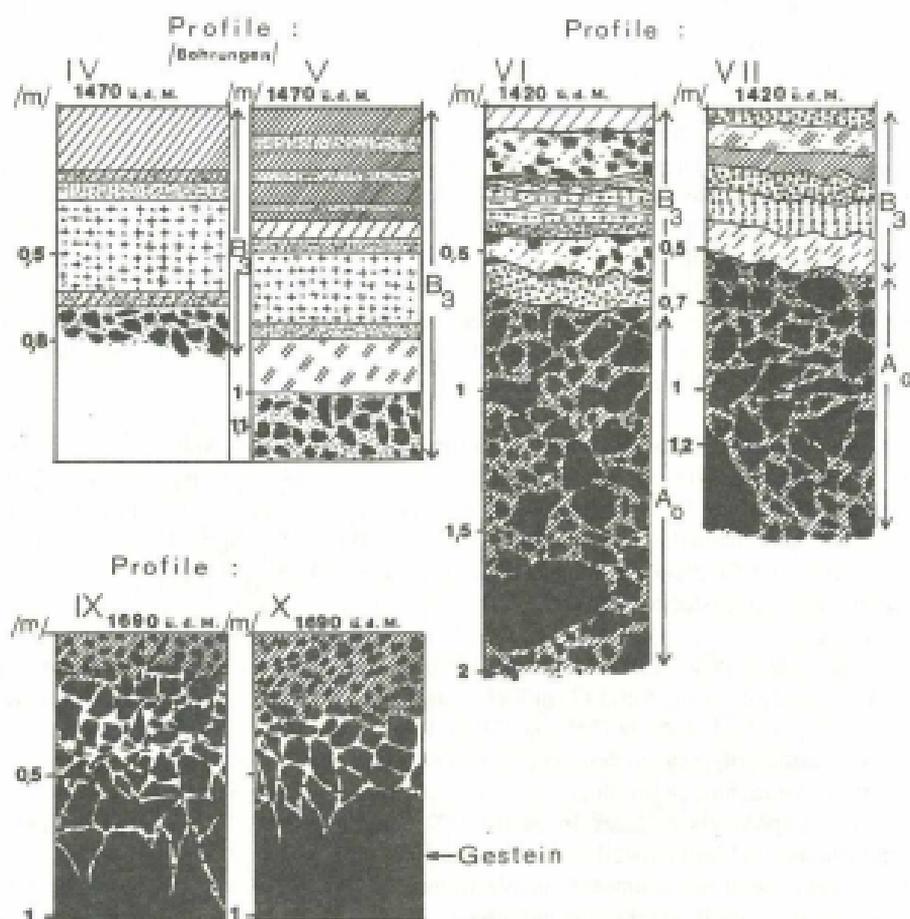


Abb. 6: Profil: IV, V, VI, VII, IX, X (Erklärungen vgl. Abb. 4, S. 17)

durch großes Tempo und hohe Frequenz ausweist. Man kann vermuten, daß die Sedimentation dieser Ablagerungen unter kühl-feuchten Klimabedingungen und an schwach verfestigten Hängen erfolgte. Die Muren wiesen eine immer größere Reichweite auf. Zum ersten Mal erreichten sie die im Boden des Cielece Tańce-Kares liegenden Sedimentation Becken und verfüllten die Hohlräume innerhalb der Blockzungen (Profile: VI, VII, VIII, XI, XII). Trotzdem wurden die abflußlosen Abschmelzsenken (IX, X; vgl. Abb. 6) mit Murenablagerungen bis heute nicht ausgefüllt. Ihre morphologische Lage macht den Zufluß von Hangmaterial unmöglich. Ein Beweis, daß die B₁-Serie eine sehr junge Ablagerung darstellt, sind organische Reste (*Pinus mughus*), die im Profil II (vgl. Abb. 3) in einer Tiefe von 1,6 m in der Schicht S-27 aufgefunden wurden und deren Alter mit Hilfe der C¹⁴-Methode auf 360 ± 50 Jahre BP bestimmt wurde. Die Analyse dieser Ablagerungen liefert auch Beweise für die Einflüsse des wirtschaftenden Menschen auf die Landschaft der Tatra: 6 % GS machen Apophyten und Anthrophyten aus, z.B. *Triticum*, *Secale*, *Humulus*, *Centaurea*, *Rumex*; Das Verhältnis BP/NBP = 65,5/34,5 % weist auf Waldrodungen hin. Ein direkter Beweis, der das Alter der jüngsten Serie der postglazialen Ablagerungen bestätigt und Aufschlüsse über ihre Genese zuläßt, ist das Vorhandensein von Holzkohlestücken⁶⁾ im Liegenden der B₁-Serie in den Profilen VIII, XI und XIII (vgl. Abb. 7).

5. ERGEBNISSE

Die in den im Starorobociańska-Tal liegenden Karböden durchgeführten Untersuchungen bestätigen mindestens drei deutlich ausgeprägte morphodynamische Phasen im Holozän.

Die *erste Phase* erstreckte sich mindestens über das ganze Atlantikum. Die Karböden lagen innerhalb der Waldstufe. Die Intensität der Hangabtragungsprozesse war damals so gering, daß das Murenmaterial die Cielece Tańce- und Dudowe Stawki-Karböden nicht erreichen konnte. Am Boden des Starorobociański-Kares dagegen, wo die Verbindung mit dem Hangsystem durch die Blockzungenrandrinne am frühesten hergestellt wurde, erfolgte die Sedimentation lehmiger Ablagerungen (B₁-Serie). Diese Ablagerungen entstanden durch Feinmaterialabspülung an Zungen der Muren, die oberhalb des Karbodens erfolgten. Ihre Reichweite und Ausdehnung waren vermutlich sehr gering.

Die *zweite Phase* hing mit dem Absinken der Klima- und Vegetationsgrenzen im Subboreal und im Subatlantikum zusammen. Im Subboreal gelangte lehmiges Material mit Skelettfractionenanteil (B₂-Serie) in die Sedimentationsbecken. Die Muren wiesen eine größere Reichweite auf und zum ersten Mal wurde von ihnen auch der Dudowe Stawki-Karboden erfaßt. Im Subatlantikum sank die Waldgrenze bis zum heutigen natürlichen Niveau ab. Die Karböden des Starorobociańska-Tales lagen damals bereits im subalpinen Bereich. Nach dem Absinken der Waldgrenze im Subatlantikum erfolgte weiterhin - ähnlich wie im Subboreal - die Sedimentation lehmiger Ablagerungen der B₂-Serie mit einem größer werdenden Skeletanteil.

PROFILE :

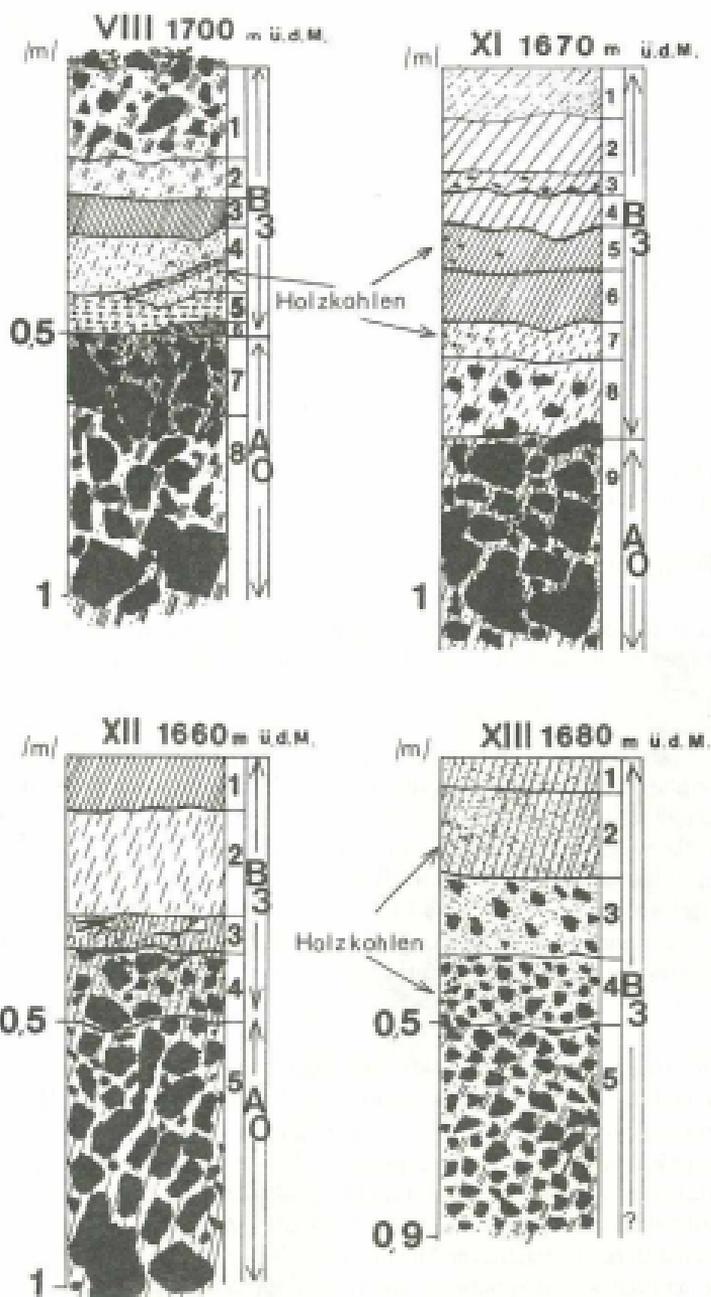


Abb. 7: Profil: VIII, XI, XII, XIII (Erklärungen vgl. Abb. 4, S. 17)

Die dritte Phase setzte vor 300–400 Jahren ein und hing mit der plötzlichen Beschleunigung der Prozesse der Hangdegradierung und der Akkumulation der Murenablagerungen in Rinnen und Vertiefungen der Kare: Starobociański, Dudowe Stawki und Cielece Tábce zusammen. In der frühestens seit dem Atlantikum existierenden Blockzungensrandrinne setzte sich in einer relativ kurzen Zeit die kiesig-steinige B_3 -Serie ab, die ca. die Hälfte der Mächtigkeit des gesamten postglazialen Profils ausmacht. Im größten Teil der untersuchten Senken stellt ausschließlich die B_3 -Serie die Gesamtheit der postglazialen Ablagerungen dar. Eine sehr große Schichtenzahl sowie der kiesig-steinige Bau dieser Serie weisen darauf hin, daß die Murenabgänge an nicht stabilen, durch Vegetation nur schwach verfestigten Hängen unter feuchten Klimabedingungen bei oft auftretenden und starken Regengüssen erfolgen mußten.

Die Gründe für diese katastrophenartige Intensivierung der Murengänge sind nicht eindeutig feststellbar. Infolge der seit dem 16. Jahrhundert betriebenen intensiven wirtschaftlichen Tätigkeit (Bergbau, Erzverarbeitung, Almwirtschaft) wurde die obere Waldgrenze im Chocholowska-Tal in 85 % ihres Verlaufes anthropogen herabgedrückt (SOKOŁOWSKI 1928, S. 118), infolge der ab Mitte der 70er Jahre des 19. Jahrhunderts in der Westtatra übermäßig betriebenen Großvieh- und Schafhaltung wurde die die Hänge verfestigende Rasendecke stark geschwächt und an vielen Stellen völlig zerstört. Dies verstärkte erheblich die potentiellen Entstehungsmöglichkeiten der Muren. Der Beginn der Akkumulation der B_3 -Serie wurde auf 360 ± 50 Jahre BP bestimmt und kann auch mit dem Beginn der Kleinen Eiszeit in Zusammenhang gebracht werden. Die Klimaschwankungen (kühl-feuchtere Klimabedingungen) während der Kleinen Eiszeit, die in den höheren Teilen der Alpen zu einem kräftigen Vorstoß von Gletschern führten, fielen mit dem Pluvial in der niedrigen, nicht vergletscherten Tatra zusammen. Aus der lichenometrischen Altersbestimmung der Muren in der Hohen Tatra geht hervor, daß die meisten Muren, insbesondere die größten, vor 100–200 Jahren entstanden sind (KOTARBA 1989, S. 146). Auch der Vergleich der dendroklimatologischen Kurven für die Alpen und die Tatra (für die Zeitspanne 1740–1965) weist auf eine deutliche Konvergenz der Temperaturschwankungen in diesen Gebirgen hin; diese Konvergenz ist besonders auffallend in bezug auf die Abkühlungsperioden in den Jahren 1740–48, 1768–73, 1805–45 und 1912–25 (BEDNARZ 1984, S. 70). Das Absetzen der B_3 -Serie in der dritten, aktivsten morphodynamischen Phase des Holozäns hängt vermutlich mit dem Überlagern zweier zeitlich zusammenhängender Faktoren: der Kälteschwankung der Kleinen Eiszeit und dem Eingriff des wirtschaftenden Menschen in das Landschaftssystem der Tatra zusammen. Dies erschwert die Antwort auf die Frage, welcher dieser beiden Faktoren die entscheidende Rolle in der Beschleunigung des Hangdegradierungstempos in der Westtatra spielte.

Auch die Bedingungen und der Ablauf der Sedimentation von Ablagerungen im Eozän sind nach wie vor ungeklärt. In den bisher untersuchten Profilen wurden diese Ablagerungen nicht festgestellt. Man kann jedoch vermuten, daß die präborealen und borealen Ablagerungen unter der B_3 -Serie liegen. Auch das Problem des Endes der Deglaziation bleibt offen. Die endgültige Antwort auf die gestellten Fragen erfordert weitere Untersuchungen im Gelände.

6. ZUSAMMENFASSUNG

Dieser Artikel stellt die Ergebnisse der Untersuchungen über postglaziale Akkumulationen in Vertiefungen von Karböden im Starorobociańska-Tal (typisch für den polnischen Teil der Westtatra) vor. Physiko-chemische und palynologische Analysen sowie C^{14} -Datierungen bestätigen mindestens drei deutlich unterscheidbare Sedimentkörper. Diese korrespondieren mit drei morphodynamischen Phasen während des Holozäns.

Die erste Phase (lehmnige Ablagerungen, Serie B₁) entspricht dem Atlantikum - die Karböden lagen noch innerhalb der Waldstufe. Die zweite Phase wird geprägt durch lehmige Ablagerungen mit Schuttanreicherung (Serie B₂) und hängt mit dem kühler werdenden Klima sowie dem Absinken der Vegetationsgrenzen im Subboreal und Subatlantikum zusammen. Die dritte Phase (kiesig-steinige B₃-Serie) setzte vor 300-400 Jahren ein und repräsentiert die plötzliche Beschleunigung des Hangabtrages.

Die Gründe für eine katastrophenartige Intensivierung der Murengänge und der Ablagerung der B₃-Serie während der dritten und zugleich aktivsten morphodynamischen Holozänphase liegen in zwei gleichzeitig auftretenden Ursachenkreisen: der Klimaverschlechterung zur Kleinen Eiszeit und dem Eingriff des wirtschaftenden Menschen im Bereich der Tatra.

Endnoten

- 1) Die Resultate der chemischen Analysen (C-, N-, P-, K-Gehalt, pH-Wert) sind Gegenstand eines getrennten Aufsatzes. Im vorliegenden Beitrag wurden sie nicht berücksichtigt.
- 2) Durchgeführt von Dr. A. OBIDOWICZ, Abteilung für Paläobotanik der Polnischen Akademie der Wissenschaften in Krakau.
- 3) Durchgeführt von Dr.hab. M. PAZDUR im C^{14} -Labor des Instituts für Physik der Schlesischen Technischen Hochschule in Gleiwitz.
- 4) Die Entstehung von Holzkohle infolge von Waldbränden muß in der Tatra als wenig wahrscheinlich angesehen werden.

7. LITERATURVERZEICHNIS

- BAC-MOSZASZWIŁ J. et al. (1979), Mapa geologiczna Tatr Polskich 1: 30 000, Wyd. Geol., Warszawa.
- BEDNARZ Z. (1984), The comparison of dendroclimatological reconstruction of summer temperature from the Alps and Tatra Mountains from 1740-1965. *Dendrochronologia* 2. *Archeonatura* Ed.-Verona, S. 63-72.
- CORTE A.E. (1976), Rock glaciers. *Biol. Peryglacjalny*, 26.

- DYAKOWSKA J. (1932), Analiza pyłkowa kilku torfowisk tatrzańskich. *Acta Societas Botanicorum Poloniae*. In: Warszawa, 9, 3-4, S. 473-503.
- GRÖTZBACH E. (1965), Beobachtungen an Blockströmen im afghanischen Hindukusch und den Ostalpen. In: *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft*, 50, S. 175-186. München.
- HESS M. (1965), Vertical climatic zones in the Polish Western Carpathians. In: *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne*, 11.
- HESS M. (1968), A trial of reconstruction of the climate in the holocene of southern Poland. In: *Folia Quaternaria*, 29, S. 21-37.
- KASZOWSKI L., KRZEMIEN K., LIBELT P. (1988), Postglacial modelling of glacial cirques in the Western Tatras. In: *Zeszyty Naukowe UJ, Pr. Geogr.*, 71, S. 122-141.
- KLIMASZEWSKI M. (1962), Zarys rozwoju rzeźby Tatr Polskich. In: *Tatrzański Park Narodowy*. Krakow.
- KONDRACKI J. (1984), Paleolimnological investigations in the Tatra Mountains in the years 1974-1978. In: *Prace i St. Geogr.*, 5, S. 25-37.
- KONDRACKI J., STASIAK J. (1978), The age of the Tatra lakes. In: *Pol. Arch. Hydrobiol.*, 25, S. 217-222.
- KOPEROWA W. (1962), The history of the Late Glacial and Holocene Vegetation in Nowy Targ Basin. In: *Acta Paleobotanica*, 2, S. 3-62.
- KOTARBA A. (1988), Lichenometria i jej zastosowanie w badaniach geomorfologicznych w Tatrach. In: *Wszelchwiat*, 89, 1, S. 13-15.
- KOTARBA A. (1989), On the age of debris flows in the Tatra Mountains. In: *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, vol. XXIII, S. 139-152.
- KOTARBA A., STARKEL L. (1972), Holocene morphogenetic altitudinal zones in the Carpathians. In: *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 6, S. 21-34.
- KRUPINSKI K.M. (1983), Evolution of Late Glacial and Holocene vegetation in the Polish Tatra Mts. based on Pollen analysis of sediments of the Przedni Staw Lak. In: *Bull. of Polish Acad. of Scien. Earth Sc.*, 31, 1-4, S. 37-46.
- KRZEMIEN K. (1988), The dynamics of debris flows in the upper part of the Starorobociańska Valley, Western Tatra Mts. In: *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, vol. XXII, S. 124-142.
- LIBELT P. (1988), Conditions and course of sedimentation of postglacial deposits by taking as example the Starorobociański Cirque, Western Tatra Mts. In: *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, vol. XXII, S. 63-78.
- OBIDOWICZ A. (1975), Entstehung und Alter einiger Moore im nördlichen Teil der Hohen Tatra. In: *Frag. Florist. et Geobot.*, 3, S. 289-323.
- OBIDOWICZ A. (1989), Type region P-a: Inner West Carpathians-Nowy Targ Basin. In: *Acta Paleobotanica*, 29, 2, S. 11-15.
- PASTERNAK K. (1965), The chemical composition of sediments in some Tatra lakes. In: *Komisja Zagospodarowania Ziemi Górskich PAN*, 11. Krakow.
- SKIERSKI Z. (1984), The age and genesis of the lake Smreczyński Staw. In: *Prace i Studia Geogr.*, 5, S. 81-91.
- SEROCZYŃSKA K. (1984), Results of examination of Glacocera remnants in lacustrine sediments of Dolina Pieciu Stawów Polskich. In: *Pr. i. St. Geogr.*, 5, S. 95-101.
- SOKOŁOWSKI M. (1928), O górnej granicy lasu w Tatrach. *Zakład Kórmickie*. In: *Zakład Badań Drzew i Lasu*, 1, S. 1-188.
- WASYLIK K. (1965), Remnants of Algae in bottom sediments of the lakes Wielki Staw and Morski Oko in the Tatra Mts. In: *Kom. Zagospod. Ziemi Górskich PAN*, 11. Krakow.
- WICK K. (1984), The Tatra lake deposits and their accumulation stages. In: *Prace i Studia Geogr.*, 5, S. 55-68.

WICIK K. (1986), Asynchronicity of the weathering and sedimentation processes in the lakes of the Tatra and Karkonosze Mts. in the Post Glacial. In: *Przegląd Geograficzny*, T., LVIII, 4, S. 810-821.

8. SUMMARY

Piotr Libelt: Postglacial Deposits in the Cirques of the Western Tatra Mountains

The paper deals with the Quaternary fills of the intramorainic depressions which occur on the floor of the three cirques of the Starorobociańska valley. On the basis of the physico-chemical features of the deposits, C^{14} -data and palynological evidence it was possible to distinguish different lithostratigraphic units. These units correspond to three distinct morphogenetic phases.

The first phase corresponds to the Atlantic period (yellow clay, B₁ series). The second phase represents a lowering of the altitudinal zones of climate and vegetation in Sub-Boreal and Sub-Atlantic times (greyish-blue clay, B₂ series). The third phase marks the last 300-400 years and reflects the sudden intensification of slope erosion.

The reasons for this catastrophic intensification of debris flows and sedimentation of the B₂ series during this most active morphodynamic Holocene period can be explained by the climate cooling of the Little Ice Age and human economic activities in the Tatra area.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische
Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Gesellschaft

Jahr/Year: 1990

Band/Volume: 132

Autor(en)/Author(s): Libelt Piotr

Artikel/Article: Physische Geographie 7-26