



**Paläoflächen auf Silicikum und Hronikum
(Zentrale Westkarpaten, Slowakei)
versus Paläoflächen auf Juvavikum/Oberostalpin
(Nördliche Kalkalpen, Österreich)**

JURAJ ČINČURA*)

8 Text-Figures

*Österreich
Slowakei
Paläorelief
Exhumation
Erosionsreste
Indexminerale*

Inhalt

Zusammenfassung	145
Abstract	145
1. Einführung	146
2. Silicikum, Hronikum, Juvavikum/Oberostalpin: Grundrisse der geologischen Struktur	146
3. Silicikum, Hronikum, Juvavikum/Oberostalpin: Paläogeographie einer Emersion	147
4. Die Paläoflächen: Vom Mittelgebirge (Silicikum/Hronikum) über das Wiener Becken zum Hochgebirge (Juvavikum/Oberostalpin)	148
4.1. Paläoflächen auf Silicikum und Hronikum	148
4.2. Indexgesteine/Indexminerale der Paläoflächen auf Silicikum und Hronikum	149
4.3. Erosionsreste jüngerer Ablagerungen auf den Paläoflächen des Silicikums und Hronikums	150
4.4. Alter der Paläoflächen auf Silicikum und Hronikum	151
4.5. Das Wiener Becken	152
4.6. Paläoflächen auf Juvavikum/Oberostalpin und ihre Indexminerale	152
4.7. Alter der Paläoflächen auf Juvavikum/Oberostalpin	153
5. Schlussfolgerungen	154
Dank	155
Literatur	155

Zusammenfassung

Es wird die Bedeutung terrestrischer Perioden in der Entwicklung der Zentralen Westkarpaten (ZWK) und der Nördlichen Kalkalpen (NKA) unterstrichen, nämlich der paläo-/eoalpinen Periode. Während dieser Diskordanz bildete sich in subequatorialen/monsunalen Klimabedingungen auf mittel/obertriadischen Karbonaten des Hronikums/Silicikums eine Karstebene/-hügelland mit einer Reihe verschiedener Karstformen und -sedimente. Diese Erosionsfläche wird als paläoalpine (Silicikum/Hronikum) Paläofläche bezeichnet. Den Äquivalent dieser Paläofläche stellt in den NKA die Dachstein/Pre-Augenstein Paläofläche dar. Karstbauxite und ihre Hauptbestandteile stellen wichtige Indexgesteine/-minerale dieser Paläoflächen dar. Während der mesoalpinen Periode (Turon/Eozän–Untermiozän) wurden große Teile der paläoalpiner Paläofläche durch Ablagerungen der Gosau bedeckt, wobei Karstbauxite und Rotböden teilweise zerstört, abgetragen oder begraben wurden. Die letzten gemeinsamen Ablagerungen der Paläofläche auf Juvavikum/Hronikum stellen die oberoligozäne–untermiozäne Augenstein/Jablonica-Konglomerate dar. Jüngere tektonische Verstellung der paläoalpiner Hronikum/Silicikum/Dachstein-Paläofläche und Neigung einzelner Blöcke ist das Resultat differenzieller Aufhebung in den ZWK und NKA (Mittelmiozän–Quartär). Relikte der exhumierten und rejuvenierten paläoalpiner Paläofläche bilden im heutigen Landschaftsbild der NKA und ZWK weite Gebiete, die als aufgehobene (teilweise geneigte), marginale (oder begrabene) Paläoflächen/Paläokarstplateaus auftreten.

**Paleosurfaces of the Silicikum and Hronicum (Central Western Carpathians, Slovakia)
versus the Paleosurfaces of the Juvavicum/Upper Austroalpine (Northern Calcareous Alps, Austria)**

Abstract

The importance of geocratic periods, especially of the Palealpine/Eoalpine unconformity, in the evolution of the Central Western Carpathians (CWC) and the Northern Calcareous Alps (NCA) is stressed. During this unconformity, characterized by dominant terrestrial development, a subequatorial/monsoonal flatland/hillyland surface developed on Middle/Upper Triassic carbonates with a wide range of different paleokarst forms and sedi-

*) Dr. JURAJ ČINČURA, Slowakische Akademie der Wissenschaften, Geologisches Institut, P.O.Box 106, Dúbravská 9, SK 840 05 Bratislava, Slowakei.
juraj.cincura@chello.sk.

ments. The surface is described as Palealpine (Silicicum/Hronikum) surface on Hronikum and Silicicum superunits. The equivalent of the Palealpine surface of the CWC is in the NCA the Dachstein/Pre-Augenstein paleosurface (Eoalpine paleosurface). Karst bauxite and its main constituents represent important index rock/minerals of this paleosurface. During the Mesoalpine period (Turonian/Eocene–Lower Miocene), parts of the Palealpine surface were covered by the Gosau sea. The karstified and bauxite/red clay-covered surface became buried. The last common sediments of the paleosurface are the Upper Oligocene–Lower Miocene Augenstein/Jablonica conglomerates. Later tectonic displacement of the Palealpine/Dachstein surface and tilting of blocks resulted from the differential uplift during the Neopalpine period (Middle Miocene–Quaternary). Relict and exhumed/rejuvenated remnants of the Palealpine/Dachstein surface constitute expressive areas in the present-day landscape of the CWC and NCA and they can be classified into uplifted (partly tilted), marginal and buried paleosurfaces/paleokarst plateaux.

1. Einführung

Das Modell der geodynamischen und paläogeographischen Entwicklung der Zentralen Westkarpaten (ZWK) und der Nördlichen Kalkalpen (NKA) hebt besonders die Bedeutung der thalassokratischen Perioden (Trias, Jura–Unterkreide, Oberkreide, Paläozän, bzw. Eozän–Oligozän) hervor. Die Ereignisse, die sich während der nicht marinen – geokratischen – Perioden (frühkimmerische, paläoalpine [eoalpine], meso- [epipaläoalpine], neoalpine Periode; TRÜMPY [1960]; ROTH [1980]; ČINČURA [1990]; ČINČURA & KÖHLER [1995] u.a.) abspielten, werden sehr oft unterschätzt.

Das Ausmaß der nicht marinen Prozesse während des Plio/Pleistozäns in den ZWK und NKA (fluviale, äolische, glaziale, periglaziale Sedimente und morphologische Formen) widerspricht dieser Ansicht. Es bietet sich die Frage an: Was alles hat sich während der viel längeren geokratischen Perioden in den ZWK und NKA abgespielt? Was wissen wir z.B. über die Paläogeographie der paläo-/eoalpinen (vorgosauischen) Diskordanz, die die jüngsten marinen Ablagerungen des Hronikums/Silicikums bzw. Juvavikums/Oberostalpins von der nachfolgenden Transgression der Gosau trennt?

2. Silicikum, Hronikum, Juvavikum/Oberostalpin: Grundrisse der geologischen Struktur

Im Sinne der Terminologie von ANDRUSOV et al. (1973) und KOZUR & MOCK (1973) gehören die hier behandelten tektonischen Einheiten zu den Hüllendecken der ZWK. Das Hronikum (Choč-Decke s. I.) überlagert das Patrikum in den nördlichen ZWK (Tatra-Fatra-Zone) und im nördlichen Randgebiet der Vepor-Zone und stellt das höchste Deckensystem im Westteil der ZWK dar. Am Westrand der ZWK ist das Hronikum durch das Wiener Becken begrenzt.

Die höchsten Decken, die im Ostteil der ZWK auf die Vepor- und Gemer-Zone beschränkt sind, gehören dem Silicikum an (KOZUR & MOCK, 1973; MELLO, 1979). Hronikum und Silicikum sind durch extensive Karst/Paläokarst-Gebiete charakterisiert.

Im Sinne der Terminologie von TOLLMANN (1978, 1990), MANDL (2000, 2001a,b), FAUPL & WAGREICH (2000), STEININGER & WESSELY (2000) u.a. bilden die Decken der NKA die höchste tektonische Einheit der Ostalpen und ziehen sich in einer 20–50 km breiten und mehr als 500 km langen Falten-/Decken-Zone vom Westen nach Osten. Die ausgehntesten Decken gehören dem Oberostalpin an. In den Decken des Oberostalpins sind weite Karst-/Paläokarst-Gebiete ausgebildet. Am Ostrand sind die NKA durch das Wiener Becken begrenzt.

Äquivalente des Oberostalpins sind aus Bohrungen im Wiener Becken bekannt (LOBITZER et al., 1990; WESSELY, 1992). Sie tauchen im westlichsten Teil der ZWK als Äquivalente des Hronikums auf – Veterlín-, Havranica-, Jablonica- und Nedzov-Decken – (vgl. TOLLMANN, 1976; WESSELY, 1992; MICHALÍK et al., 1993; FAUPL & WAGREICH, 2000; HAMILTON et al., 2000; MANDL, 2000) und weiter im Osten

äußern sie sich im Silicikum. Es herrscht eine generelle Übereinstimmung über die Tatsache, dass die Sedimentationsräume der NKA und ZWK während der Permotrias am passiven Kontinentalrand lagen, der sich am variszischen Fundament durch Rifting und Spreading des Tethys-Ozeans formte („Hallstatt-Meliata-Ozean“; KOZUR [1991]).

Die Kalke und Dolomite (Mitteltrias) des Hronikums sind verhältnismäßig mächtig – 2 bis 3 km – und repräsentieren verschiedene Schelfmilieus. Sie sind hauptsächlich durch Hauptdolomit und Kössener Schichten (Obertrias) überlagert. Im Silicikum dominieren auch mächtige Plattformkarbonate, wobei die Wettersteinkalke am meisten verbreitet sind. Sie sind meistens durch Dachstein-, Aflenz- und Hallstattkalke der oberen Trias überlagert (MASARYK et al., 1993; MICHALÍK et al., 1993; MICHALÍK, 1999; LEXA et al., 2000).

Die frühkimmerische terrestrische Periode (Hettang), die mit nahezu gleichaltrigem Rifting verknüpft ist, äußerte sich im Silicikum durch die unterlagernden Dachstein-, Aflenz- und Hallstattkalke als Paläokarstperiode (ČINČURA, 2002, 2003). Nach ihr folgte eine der seichtesten Sedimentationen in den ganzen ZWK. Das Hronikum bildete in Pliensbach einen breiten Rücken, der durch Seichtwasser-Biosparite bedeckt war (RAKÚS, 1989). Die Calpionella- und Barmsteinkalke und Mergelschiefer des Valangins beenden die Sedimentationsabfolge im Hronikum (MAHEL', 1986; JABLONSKÝ, 1992; LEXA et al., 2000). Im Silicikum kam es noch zur Subsidenz und Ablagerung von Tiefwasserradiolariten. Die jüngsten Sedimente in Silicikum sind Saccocomakalke aus dem Kimmeridge (MIŠÍK & ŠYKORA, 1980). Der generelle Mangel jurassischer Sedimente wird langdauernder Erosion (mindestens ab Unterkreide) und ursprünglich kleineren Mächtigkeit der Ablagerungen zugeschrieben (ANDRUSOV et al., 1973; KOZUR & MOCK, 1973; MICHALÍK & ČINČURA, 1991; MICHALÍK, 1999; PLAŠIENKA, 1998; RAKÚS & ŠYKORA, 2001). Das Hronikum ist durch Gosau-Sedimente der Brezová-Gruppe überlagert. Auch das Silicikum ist lokal durch Gosau überlagert.

Am Bau der NKA beteiligen sich (die permoskythischen Klastika, Evaporite und Vulkanite ausgenommen) prinzipiell Karbonatkomplexe, die den folgenden drei Decken (von Norden nach Süden und von unten nach oben) angehören: Der Nordteil der NKA besteht aus Decken des Bajuvarikums mit triadischen Karbonatkomplexen einer zergliederten Karbonatplattform. Sie sind durch eine komplette Abfolge Jura–Unterkreide und teilweise auch durch synorogene Turbidite der Mittelkreide überlagert. In südlicher Richtung ist das Bajuvarikum durch den Deckenkomplex des Tirolikums überlagert, in dem verschiedene gemischte fazielle Entwicklungen der Karbonatplattform mit tausende Meter mächtigen Karbonaten der Wetterstein- und Plattenkalk-Dachstein-Formation vorhanden und Hauptdolomit und Keuper stark vertreten sind. Die Decken des Juvavikums bilden die höchste tektonische Einheit über dem Tirolikum. Das Bajuvarikum und Tirolikum sind durch die Gosau überlagert, das Juvavikum nur teilweise. Die Gesteine des „Wetterstein-Niveaus“ (Oberanis bis Unterkarn) dominieren mengenmäßig in den östlichen NKA, während die Gesteine der Obertrias deutlich weniger verbreitet sind.

Jurassische Ablagerungen sind in den östlichen NKA nur äußerst sporadisch überliefert. Als posttektonische Hülle sind hier nur oberkretazische bis alltertiäre Gosauschichten lückenhaft überliefert (vgl. FAUPL & WAGREICH, 2000; MANDL, 2000, 2001a,b; u.a.).

3. Silicikum, Hronikum, Juvavikum/Oberostalpin: Paläogeographie einer Emersion

Die marine Sedimentation wurde im Silicikum im Oberjura beendet. Die jüngsten Ablagerungen der Silica-Decke stammen aus dem Oxford (~155 Ma), der Murán-Decke aus dem Kimmeridge (~150 Ma). Im Hronikum wurde die Meeressedimentation im Valanginium (~130 Ma) beendet. In großen Teilen der NKA endete die Meeressedimentation im Barremium (~125 Ma; TOLLMANN [1990]; MANDL [2000a]). Den generellen Übergang von Thalassokratie zur Geokratie indiziert die Ablagerung der terrigenen Rossfeld-Formation (Hauterivium, Barremium).

In den ZWK begann die terrestrische Entwicklung nicht gleichzeitig. Im Hronikum herrschten marine Bedingungen allgemein länger (Unterkreide) als in typischen südlichen Einheiten des Silicikums mit einer Schichtfolge, die im Oberjura endet (vgl. KOZUR, 1991). In den Decken der NKA gilt allgemein die gleiche Regel.

Als Resultat der paläo-/eoalpinen Entwicklung (ČINČURA, 1990, 2000) wurden vor der Transgression der Gosau große Bereiche der ZWK (ČINČURA, 1990), weite Teile der NKA (LEISS, 1989; FAUPL & WAGREICH, 2000) und des Ungarischen Mittelgebirges (BÁRDOSSY & KORDOS, 1989) für verschieden lange Zeitabschnitte subaerisch exponiert.

Der zukünftige Gebirgskörper der ZWK und NKA, der sich durch Übereinanderstapelung der Decken der NKA bzw. ZWK akkumulierte, bildete wahrscheinlich zum ersten Mal im kalkalpinen und zentralkarpatischen Raum ein zusammenhängendes Relief. Das vorgosauische Festland der ZWK, NKA und weiterer Teile der Ostalpen, des Ungarischen Mittelgebirges usw. bildete eine größere Gesamtheit, die TOLLMANN (1978) als Mikrokontinent Kreios bzw. DERCOURT et al. (1990) als „Austrian-Slovakian Tisza-Bihor-Block“ bezeichnen.

Die graduell fortschreitende Verwitterung, Erosion und Karstlösung waren am vor Kürze aufgetauchten paläo-/eoalpinen Festland Folge klimatischer Faktoren, deren Charakter sich aus der Lage des Mikrokontinents inmitten der tropisch/subäquatorialen Gewässer des Tethys-Ozeans ergab.

Zu Beginn der paläo-/eoalpinen Emersion lag das Festland in der subäquatorialen bzw. tropischen Zone im Nordteil des Tethys-Ozeans (nach den bisherigen Angaben der ZWK-Raum zwischen 24–32°N; ČINČURA [1987, 1988], der NKA-Raum zwischen 30–32°N; MAURITSCH & BECKE [1987]). Beide Räume gehörten in eine Zone mit Monsunzirkulation und saisonbedingten Regenfällen (vgl. PARRISH & CURTIS, 1982; ČINČURA, 1987). Zu den charakteristischen Klimamerkmale dieser Zone gehörten hohe jährliche Durchschnittstemperaturen. Der Sommermonsun brachte in den ZWK/NKA-Raum, dessen Oberfläche hauptsächlich durch mächtige Karbonatkomplexe des Hronikums/Silicikums bzw. Juvavikums gebildet war, ergiebige Regenfälle. Der ausgedehnte nördliche Kontinent (Fennosarmatia, bzw. Eurasische Platte) hat sich während der heißen Sommer schneller erwärmt als die Gewässer des Tethys-Ozeans. Feuchte ozeanische Luft floss über den Mikrokontinent zum Tief über den Kontinent und der Sommermonsun brachte ergiebige Niederschläge, die die Verwitterung, Abtragung und Karstlösung beschleunigten. Im Winter änderte sich die Grosswetterlage diametral und aus dem Hoch über dem Kontinent flossen trockene Luftmassen über den Mikrokontinent zur Tethys, und brachten wahrscheinlich größere Mengen von Staub und Feinsand.

Den Beweis monsunaler atmosphärischer Zirkulation vor der Mittel/Oberkreide-Wende liefern die Bauxitvorkommen der ZWK/NKA aus dieser Zeit (BÁRDOSSY, 1987; LEISS, 1989; D'ARGENIO & MINDSZENTY, 1992; ČINČURA, 2000; u.a.). Beinahe alle Bauxite sind in niedrigen Küstenebenen entstanden (BÁRDOSSY & DERCOURT, 1990). Ihre gegenwärtige Lage – oft auf den Flächensystemen der höchsten Decken – ist das Ergebnis der komplizierten paläo(eo-)/meso-/neoalpinen Entwicklung (Gleittektonik, Übereinanderstapelung der Decken und Emersion, Karstlösung, Füllung der Depressionen, Reifung der Rotböden zum Bauxit, Versiegelung der Paläofläche, Aufhebung, tiefe Erosion).

Die Entstehung einer Paläofläche am Karbonatkomplex des Hronikums, Silicikums und Juvavikums, die in den ZWK durch paläoalpine Karsterscheinungen charakterisiert ist (ČINČURA, 1990, 1992, 1998a,b, 2000, 2001), kann man nicht direkt mit dem Ende der marinen Sedimentation im Hronikum/Silicikum bzw. Juvavikum zusammenbringen. Die Regression/Emersion führte zwar zur Bildung einer Küstenebene, aber die Karst-Paläofläche ist natürlich wesentlich jünger. Erst nach der Entfernung der jurassischen und unterkretazischen Abfolgen aus der Küstenebene unterlagen die Karbonatkomplexe der Mittel-/Obertrias einer ausgeprägten Karstlösung. Den Beweis früherer Lösungsprozesse erbringen Spongiennadeln und Radiola-

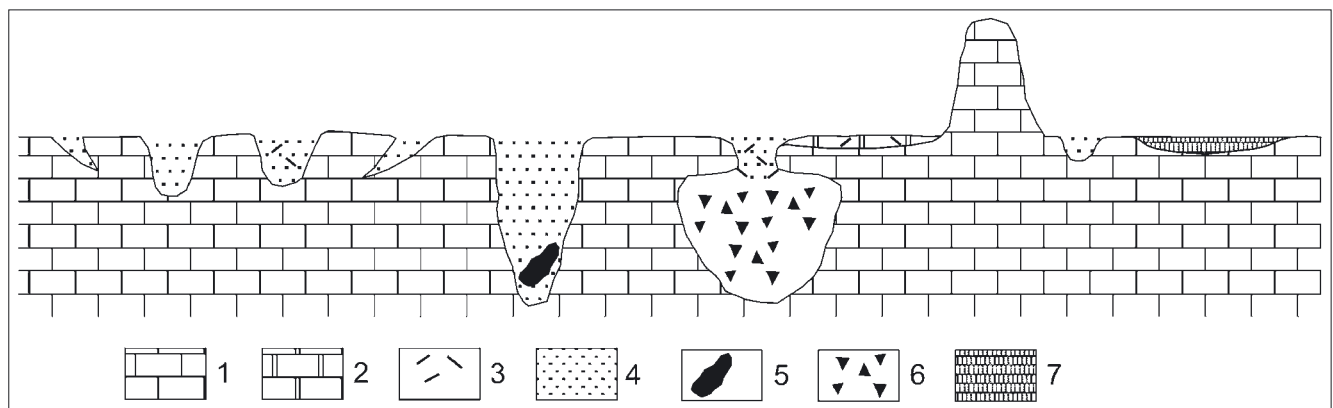


Abb. 1. Schematisches Querprofil der paläoalpinen Karstküstenebene (Karstküstenhügelland) der Zentralen Westkarpaten. 1 = Karbonatkomplex (Mittel-/Obertrias); 2 = hauptsächlich Karbonate (Jura); 3 = Spongiennadeln (Jura); 4 = Rotböden (paläoalpin); 5 = Karstbauxit (paläoalpin); 6 = Kollapsbrekzie (paläoalpin); 7 = Süßwasserkalk (paläoalpin).

rien innerhalb der oberkretazischen Rotböden (Brezová-Gruppe der Gosau), die als Lösungsrückstände von Radiolarienkalken und Spongolithen interpretiert werden, die während der vorgosauischen – paläo-/eoalpinen – Karstperiode aufgelöst wurden (BORZA et al., 1959; BORZA, 1962; ČINČURA, 1997).

Die Oberflächenformung des Karbonatkomplexes des Hronikums/Silicikums bzw. Juvavikums/Oberostalpins während der paläo-/eoalpinen Emersion steuerte höchstwahrscheinlich in Richtung einer ausgedehnten, tropisch-subäquatorialen Planation, die mit Entstehung tropischer Karstformen (Mogot) und Sedimente (Oxisols) verbunden war (ČINČURA, 2000, 2001, 2002).

Die Bildung einer niedrigen, küstennahen Karstebene bzw. eines niedrigen Karsthügellandes am Karbonatkomplex des Hronikums, Silicikums bzw. Juvavikums/Oberostalpins dürfte ein „Endprodukt“ der Verwitterungsprozesse, Boden- und Flächenbildung in obengenannten Bedingungen darstellen. Die Identifikation der Überreste dieser Paläofläche wird Gegenstand der weiteren Ausführungen sein (Abb. 1).

4. Die Paläoflächen: Vom Mittelgebirge (Silicikum/Hronikum) über das Wiener Becken zum Hochgebirge (Juvavikum/Oberostalpin)

Trotz der lange bekannten Tatsache, dass eindrucksvolle Paläoflächen bzw. Paläokarstplateaus ein wichtiges Kennzeichen mittel/obertriadischer Karbonatkomplexe der NKA und deren Fortsetzung im Osten – der ZWK – sind, hat die geomorphologische Forschung während des 20. Jahrhunderts in eine Flut beschreibender Arbeiten gemündet (teilweise zusammengefasst findet man sie in MAZÚR [1964, 1965]; TOLLMANN [1986]; ČINČURA [1993]; FRISCH et al. [2000, 2001]; u.a.), die sich meistens mit der Problematik einzelner Paläokarstplateaus der NKA bzw. ZWK befassen.

Im Gegensatz zu mehreren Korrelationsversuchen einzelner tektonischer Einheiten im ostalpinen und westkarpatischen Raum existiert bis heute keine komparative paläomorphologische Studie der Paläoflächen der NKA und ZWK bzw. keine Konfrontation der paläo-/eoalpinen Diskordanz aus stratigraphischer Sicht.

Die vorliegende Arbeit möchte den ersten Annäherungsversuch zu dieser Problematik anbieten mit dem Ziel, die Hauptzüge der scheinbaren Paläoflächentreppe zu erfassen, d.h. Vorgänge, die während und nach der paläo-/eoalpinen Emersion erfolgten (Verwitterung, Bodenbildung und Oberflächengestaltung der mächtigen mittel/obertriadischen Karbonatkomplexe), aus den Resten der Paläoböden und Karstsedimente zu interpretieren.

Im Voraus möchte ich bemerken, dass für die Erhaltung der Sedimente bzw. morphologischer Formen aus der paläo-/eoalpinen Diskordanz günstigere Bedingungen in den ZWK als in den NKA herrschten. Diese Tatsache ist im Hinblick auf intensivere neoalpine Aufstiegsgeschwindigkeit der NKA erklärbar und daraus resultierende glaziale/periglaziale Destruktion und höhere Erosionsraten der wenig widerstandsfähigen Sedimente und Indexgesteine bzw. -minerale, die in anderen klimatischen und tektonischen Bedingungen entstanden sind.

4.1. Paläoflächen auf Silicikum und Hronikum

Für den Slowakischen Karst sind extensive Flächensysteme (die Plateaus von Silica, Plešivec, Koniar u.a.) charakteristisch. Die Paläoflächen zeichnen sich durch eine schwache Neigung nach Süden aus und ihre Oberfläche

sinkt von 800 m bis zu 400 m. Am Bau der Plateaus beteiligen sich am meisten Wettersteinkalke des Silicikums.

Heutzutage sind von der Oberfläche der Paläoflächen des Slowakischen Karstes mehrere Beispiele relikter/fossiler Verkarstung bekannt. Pisolitische Eisenerze mit hohem Aluminium-Anteil füllen durch Verkarstung verbreitet Spalten im Wettersteinkalk (BORZA & POSPIŠIL, 1959). Auf der Oberfläche der Paläofläche liegen residuale Ferrikrusten (KOVÁČIK, 1955; ČINČURA, 1993). Der Karstbauxit (mit Böhmit und Gibbsite) im Slowakischen Karst füllt Karstdepressionen im Wettersteinkalk und ist auch im Bindemittel der basalen Konglomerate der Gosau anwesend (MATĚJKA, 1958). Weitere Bauxitvorkommen sind aus cañonartigen Tälern bekannt (GRECULA et al., 1995). Alle Karstbauxite des Slowakischen Karstes sind mit der paläoalpinen Emersion/Diskordanz verbunden.

Auf der Paläofläche des Slowakischen Karstes kommen in bodennahen Spalten und kleineren Karsthohlformen reichlich Rotböden vor. Auf Grund der bisherigen granulometrischen Analysen enthalten die Rotböden einen hohen Ton-Anteil (Plešivec-Plateau 76–83%, Silica-Plateau 76–80%; PELIŠEK [1980]). Aus den Rotböden wurde ein breites Spektrum akzessorischer Schwerminerale bestimmt: Amphibole, Epidot, Granat, Limonit, Pyrit, Pyroxene, Rutil, Turmalin, Zirkon (ANDRUSOV et al., 1958; ŽENIŠ & GALLOVÁ, 1985). Die anwesenden Tonminerale – Illit, Smektit, Kaolinit, Chlorit – sind in verschiedenen Proben in variablen Mengen vorhanden, ohne irgendeine Beziehung zu den unterlagernden Kalken (ČINČURA – Archiv Geol. Inst. SAW). In den Hauptelementen ist SiO_2 dominierend, in bedeutenden Mengen sind Al_2O_3 , Fe_2O_3 anwesend. Von den Spurenelementen sind in den Rotböden in erhöhten Mengen (mehr als 100 ppm) Ba, Mn, V, Zr und Cr vertreten, bis 100 ppm erreichen B, Pb, Ni u. a. (PUŠKELOVÁ – Archiv Geol. Inst. SAW).

Nach der Emersion entwickelte sich durch Karstlösung und subkutane Abtragung fortschreitend eine Paläofläche, die durch einen Mantel (meistens allochthoner) roter eisenhaltiger Tone/Silte (Rotböden) bedeckt war, die auch in Spalten und tiefere Karstdepressionen eingespült wurden, wo sich in günstigen Bedingungen (intensivere Entfernung des mobilen Siliziums durch Gleichrichtung der Karstgewässer in Dolinen- und Cañonrunden, biologische Aktivität) die Reifung der Rotböden zum Endprodukt – dem Karstbauxit – abgespielt hat. Die Beendigung der „Bauxitperiode“ auf der Paläofläche signalisierte eine Änderung der Sedimentation in Karstdepressionen. Die Rotböden wurden durch fluvial-lakustrine Sedimente ersetzt (vgl. ČÍLEK & BEDNÁŘOVÁ, 1994; ČÍLEK & SVOBODOVÁ, 1999).

Ausgedehnte Paläoflächen sind auch für den Karbonatkomplex des Silicikums im Slovenský Raj charakteristisch. Die Paläokarstplateaus von Glac, Geravy, Havrania Skala, Pelc and Duča stellen Teile einer einst zusammenhängenden Paläofläche dar (ČINČURA, 1993). Am Bau der Paläokarstplateaus beteiligen sich am meisten Wettersteinkalke, manchmal sind Steinalm- und Tisoveckalke anwesend. Die höchstgelegenen Teile der Paläoflächen liegen in einer Höhe um 1000 m und haben eine sanfte Neigung nach Norden. Die Paläoflächen werden im Norden durch einen Bruch beendet. An einer gesunkenen Scholle liegen in tief verkarsteten Wettersteinkalken Karstbauxite (mit Böhmit und Gibbsite; ŽORKOVSKÝ [1952]; BORZA & MARTINY [1964]) mit einem seltenen, aber typischen Mn Mineral – Lithiophorit (BÁRDOSSY, 1987). Im Norden des Gebirges blieben auf der Paläofläche Reste vorpaläogener Höhlen erhalten (NOVOTNÝ & TULIS, 2002).

Weiter im Westen kann man die Paläoflächen am Karbonatkomplex des Hronikums verfolgen. Die Paläoflächen auf dem Hronikum in den nördlichen ZWK sind nicht so markant ausgeprägt wie auf dem Silicikum. Diese Tatsache kann man zum Teil der Lithologie zuschreiben, da im

Hronikum öfter Dolomite und seltener die besser die Plateauform behaltenden Wettersteinkalke vorkommen. Trotz dieser Tatsache blieben Reste einer Paläofläche in der Umgebung von Mojtiň erhalten, in deren verkarstem Karbonatkomplex Karstbauxite (mit Böhmit und Gibbsit) vorkommen (ORLOV, 1937, 1938; BORZA & MARTINY, 1964; ČINČURA, 2000).

Weiter nach Westen sind Paläoflächen in den Kleinen Karpaten, zwischen Brezová pod Bradlom und Vajarská entwickelt. Es handelt sich um das westlichste Vorkommen der Paläokarstverebnungen in den ZWK, bevor sie unter eine stellenweise mehrere tausend Meter dicke Schicht tertiärer Sedimente des Wiener Beckens tauchen. Die teilweise zergliederte Paläofläche auf dem Karbonatkomplex des Hronikums befindet sich in den Kleinen Karpaten in marginaler Position in Höhen zwischen 350 und 550 m (ČINČURA, 1998a; Abb. 2).

Neben ebenen Abschnitten sind einzelne Teile der Paläofläche stark geneigt. Es handelt sich um das Resultat der vorherrschenden Kompressionstektonik (Oligozän–Untermiozän), während der es zur Entstehung monoklinaler Kämme (Cretes und Hogbacks) gekommen ist. Auch die tektonisch geneigten Teile der Paläofläche sind durch Karstdepressionen gekennzeichnet, die vor der Neigung als sedimentäre Fallen funktionierten und oft Rotböden enthalten. Die einstige Zugehörigkeit der monoklinalen Strukturen zur Paläofläche bezeugen die Verhältnisse am Fuße einer monoklinalen Struktur im Steinbruch Sološnica, wo die stark geneigten basalen Schichten des Paläogens eine mit Rotböden gefüllte Megabreccie des Annabergkaltes überlagern. In den Rotböden wurde ein breites Spektrum akzessorischer Schwerminerale bestimmt, in dem Limonit dominiert, weiters Ilmenit, Baryt, Granat, Magnetit, Rutil, Turmalin und Zirkon anwesend sind (ŽENIŠ & GALLOVÁ, 1985). Im Tonmineralspektrum dominiert Illit, als weitere Hauptminerale sind Kaolinit, Smektit oder Quarz anwesend (ČINČURA, 1996). Die Analyse der Spurenelemente zeigt extrem erhöhte Werte von Blei (644 ppm) und wesentlich erhöhte Werte anderer Elemente (Mangan 444 ppm, Zirkonium 300 ppm, Bor 278 ppm, Barium 151 ppm, Vanadium 139 ppm, Nickel 63 ppm usw.; ČINČURA [1996], ČINČURA & PUŠKELOVÁ [2000, 2001]). Zu diesen Werten muss man bemerken, dass die Spurenelement-Analysen der ZWK-Karbonate unauffällig sind, wobei fast alle untersuchten Werte der analysierten Spurenelemente der Karbonate unterhalb der Nachweisgrenze liegen.

In den Rotböden der Paläofläche von Vajarská (Südteil der Paläofläche in den Kleinen Karpaten) ist häufig Pyrit anwesend, der hämatitisiert bzw. limonitisiert ist (ČINČURA

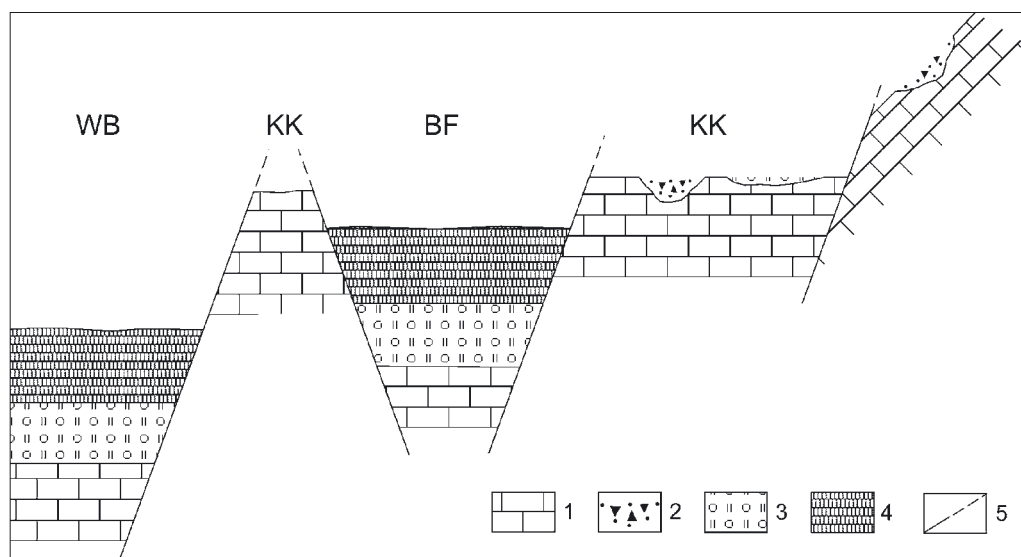
et al. 1995). Im Tonmineralspektrum dominieren Kaolinit und Smektit, anwesend in kleineren Mengen ist Illit (ČINČURA & ŠUCHA, 1992). Im Nordteil der Paläofläche (Brezovské Karpaty) dominiert im Schwermineralspektrum Limonit bzw. limonitisierter Pyrit, hoch ist der Anteil von Ilmenit (ŽENIŠ & GALLOVÁ, 1985). Die tiefsten Hohlformen des Paläokarstes bilden einige Zehnermeter tiefe cañonartige Depressionen. In bodennahen Teilen dieser Cañons sind Bauxitlinsen vorhanden (röntgenographisch wurde im Bauxit die Anwesenheit vom Böhmit, Kaolinit und Chlorit nachgewiesen). Der Bauxit ist von Rotböden (bauxitische, kaolinitisch-illitische u.a.) umgeben (ČINČURA, 1998b, 2000). Wichtig ist die Feststellung, dass der Bauxit durch Valchovkonglomerate bzw. -breccien der Brezová-Gruppe (Gosau) überlagert ist. In analogischer Position befindet sich auch das Bauxitvorkommen Unterlaussa, Weyerer Bögen in den Nördlichen Kalkalpen (FAUPL, 1983; LEISS, 1989). Manchmal bilden die Rotböden auch die Matrix der Valchovkonglomerate. Es handelt sich um Tonlehme mit einem Tongehalt von ca. 50–65%, der Siltgehalt ist in allen Vorkommen relativ konstant (17–30%). Dieser verhältnismäßig hohe Siltgehalt deutet auf die Möglichkeit einer äolischen Beimischung hin. Der Sandanteil liegt um 10%. In der Tonfraktion der Rotböden sind Chlorit, Kaolinit, Illit, Smektit und sehr kleine Mengen von Quarz und Goethit anwesend (ČINČURA, 1997).

4.2. Indexgesteine/Indexminerale der Paläoflächen auf Silicikum und Hronikum

Karstbauxite findet man vorzüglich auf Luvseiten der Kontinente, die durch Monsunzirkulation beeinflusst waren (D'ARGENIO & MINDSZENTY, 1992). Es besteht eine allgemeine Übereinstimmung, dass Karstbauxite ein fossiles Äquivalent der heutigen Oxisole darstellen, die durch intensive Verwitterung in tektonisch stabilen tropisch/subtropischen Gebieten entstanden sind. Es existiert auch eine weitere wichtige Beziehung zwischen der Intensität der Bodenerosion und Morphologie des Festlandes. Nur ein niedriges Relief mit niedrigen Bodenerosionswerten begünstigt den Reifungsprozess der Böden und fördert die Bildung der Oxisole.

Aus dieser Sicht stellen Karstbauxite ausschlaggebende Indexgesteine dar, die die Existenz tropisch/subäquatorialer Flächensysteme (ehemaliger niedriger Küstenebenen) mit einer Oxisol-Decke indizieren, deren Vorkommen im ZWK/NKA-Raum mit der paläo-/eoalpinen Emersion (Dis-

Abb. 2. Schematische Darstellung der Paläoflächen auf Hronikum, Wiener Becken (WB), Kleinen Karpaten (KK), Buková-Furche (BF); Begrabene (links, WB, BF), marginale (Mitte, vgl. Abb. 5., Baborská), geneigte Paläofläche (rechts, KK).
1 = Karbonatkomplex (Mittel-/Obertrias); 2 = Höhlenkollapsbreccie (paläo-/mesoalpin); 3 = Basalkonglomerate, Sandsteine, Schiefer (Paläogen); 4 = Schotter, Sand, Silt (Neogän/Quartär); 5 = Brüche.



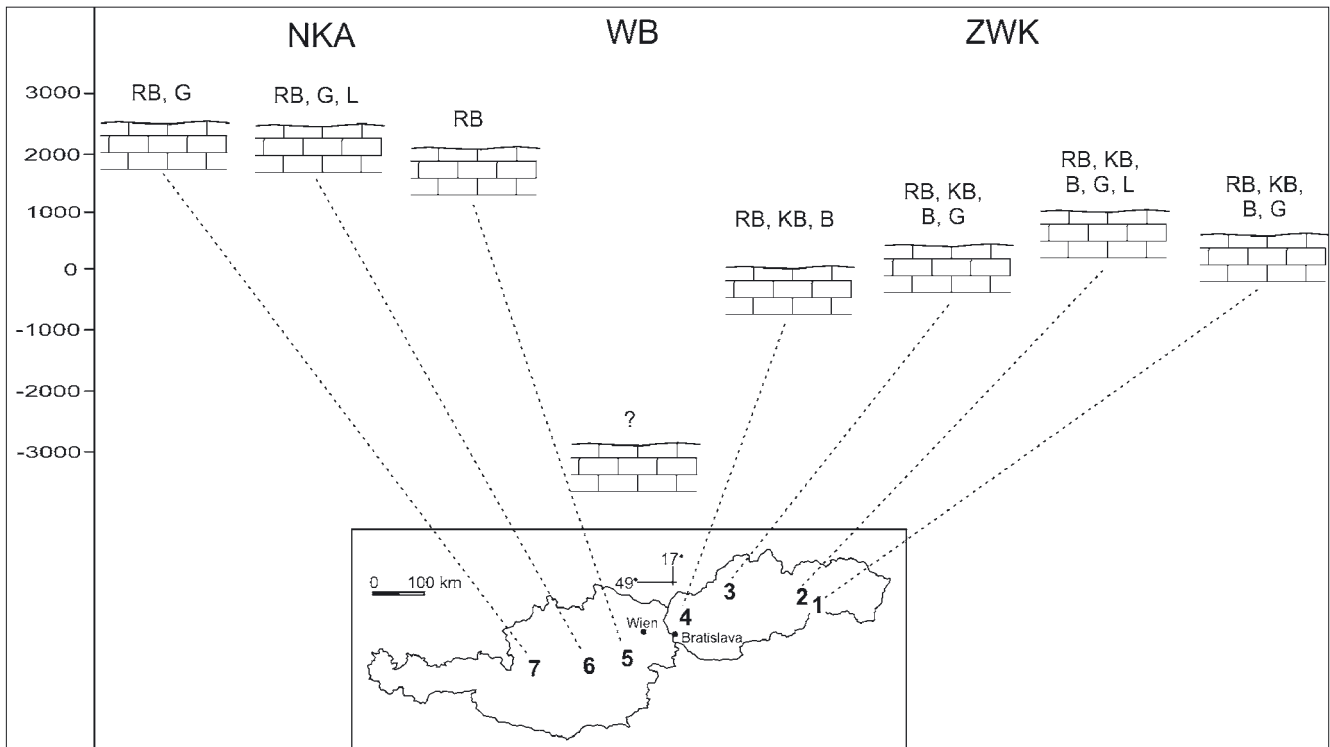


Abb. 3.
Lage der bedeutendsten Paläoflächen und ihre Indexminerale.
Zentrale Westkarpaten (ZWK): 1 = Slowakischer Karst; 2 = Slovenský Raj; 3 = Mojttin-Umgebung; 4 = Kleine Karpaten. WB = Wiener Becken. Nördliche Kalkalpen (NKA): 5 = Rax/Schneeberg; 6 = Hochschwab; 7 = Dachstein.
Indexgesteine/Indexminerale: RB = Rotböden, KB = Karstbauxit, B = Böhmit, G = Gibbsit, L = Lithiophorit.

kordanz/Geokratie) verbunden ist. Eine hohe Aussagekraft sollten auch einzelne Bestandteile/Indexminerale der Karstbauxite haben – zu den zweifelsohne Böhmit, Gibbsit und Lithiophorit gehören. Gibbsit und Böhmit stellen die wichtigsten Aluminium-Mineralen der Karstbauxite dar, Lithiophorit (ein Mangan-Hydroxid) kommt häufig in Karstbauxit vor, wo günstige geochemische Bedingungen existieren (BÁRDOSSY, 1987).

Karstbauxit (mit Böhmit und Gibbsit) ist mit der Paläofläche auf Silicikum im Slowakischen Karst verbunden; Karstbauxit (mit Böhmit, Gibbsit und Lithiophorit) wurde vom Bruchabhang der Paläofläche auf Silicikum im Slovenský Raj beschrieben (Abb. 3).

Die Paläofläche auf Hronikum in der Umgebung von Mojttin ist durch die Anwesenheit von Karstbauxit (mit Böhmit und Gibbsit) gekennzeichnet, die Paläofläche auf Hronikum in den Kleinen Karpaten durch Karstbauxit (mit Böhmit).

4.3. Erosionsreste jüngerer Ablagerungen auf den Paläoflächen des Silicikums und Hronikums

Das Ende der paläo-/eozänen Emersion, die mit der „Flächenbildungs- und Bauxitperiode“ in den ZWK verbunden war, wurde zuerst durch fluvial-lakustrine Füllungen in Karstdepressionen angedeutet – Süßwasserkalke, Schiefer, Aleurite und Sandsteine (vgl. BYSTRICKÝ, 1978; ČÍLEK & BEDNÁŘOVÁ, 1994; ČÍLEK & SVOBODOVÁ, 1999). Nach ihnen folgten marine Ablagerungen der Gosau, die an vielen Stellen die Paläofläche – samt der zugehörigen Rotböden und Karstbauxite – versiegelten.

Im Steinbruch Gombasek (Plešivec-Paläofläche) wurde bei Sprengarbeiten eine Doline in Wettersteinkalk mit allochthonen Sedimenten mit Pollen aus der Oberkreide entdeckt (MELLO & SNOPOKOVÁ, 1973). Die Existenz unterirdischer Karstformen bezeugen kleinere eingestürzte Höhlenräume mit eingespülten feinen Turbiditen, in denen abgestürzte Blöcke der Höhlenwände und der Höhlendecke begraben liegen. Die Pollen aus den eingespülten Turbiditen ergaben ein Alter von Santon-Campan (MARSCHALCO & MELLO, 1993; Abb. 4).

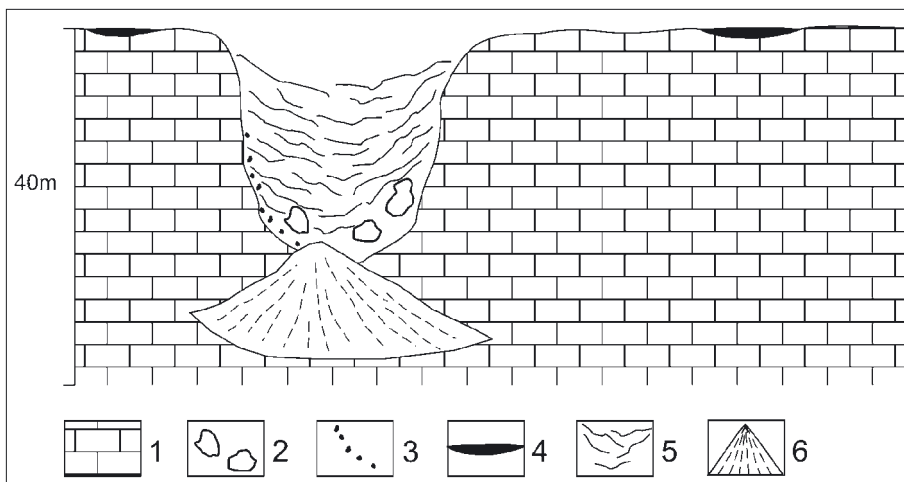


Abb. 4.
Schematische Detailaufnahme der Paläofläche auf Silicikum, Plešivec Paläokarstplateau, Slowakischer Karst.

1 – Wettersteinkalk (Mitteltrias), 2 – Kalkblöcke, kollabierte Höhlendecke (paläo-/mesoalpin), 3 – Ferrikruste (paläoalpin), 4 – bauxitische Eisenerze (paläoalpin), 5 – feinkörnige Einspülungen (Santon-Campan), 6 – Schutt.
Nach MARSCHALCO & MELLO (1993, modifiziert).

Inmitten des Paläoflächensystems in Slovenský Raj befindet sich eine Depression, die der Fluss Hnilec durchfließt. Die Depression hat eine mehr oder weniger rechteckige Gestalt. Ihre längeren Flanken (SW–NO) sind von den umgebenden Paläoflächen durch Bruchabhänge abgegrenzt. Dies ist auch der Fall beim SW-Ende der Depression. Nur die NO-Abgrenzung ist nicht klar tektonisch. Die Füllung dieser Depression bilden oberkretazische Sedimente der Gosau (BYSTRICKÝ, 1978; MELLO et al., 1997). Aus der sedimentären Füllung dieser Depression ragt ein kegelförmiger Kalkhügel, der Zeichen eines isolierten, residualen Karstinselbergs trägt. Die Depression stellt wahrscheinlich ein vorgosausisches Polje dar mit einer Form des Kegelkarstes – Hum/Mogot (ČINČURA, 2002).

Die angeführten Tatsachen belegen im Slovenský Raj die Versiegelung der Paläofläche durch Ablagerungen der Gosau, die sich angesichts ihrer geringeren Widerstandsfähigkeit gegen die Abtragung nur in Depressionen erhalten konnten und von den exponierten Paläoflächen abgetragen wurden.

An der Bruchlinie, die im Norden Slovenský Raj abgrenzt, überlagern verkarstete Wettersteinkalke Ablagerungen des zentralkarpatischen Paläogens. Diese Ablagerungen wurden auch auf der Paläofläche als Rest einer Höhlenfüllung gefunden (vgl. NOVOTNÝ & TULIS, 2001). Ähnliche Paläoflächen erstrecken sich auch in Höhen ca. 1000 m auf Wettersteinkalk des Plateaus Muránska Planina.

Die Paläofläche auf Hronikum in der Umgebung von Mojtin ist durch kleinere Erosionsreste paläogener Basalkonglomerate überlagert. In den Kleinen Karpaten überlagern die Paläofläche auf Hronikum (Abb. 5) untereozäne organodetritische Kalke (ČINČURA, 1998a).

Marine Ablagerungen transgredierte im Eozän auf die Paläofläche des Hronikums und überlagerten teilweise Erosionsreste der Gosau, teilweise versiegelten sie erneut die entblößten Karbonatkomplexe. Das Ausmaß der paläogenen Transgression im Silicikum ist nicht bekannt. Im

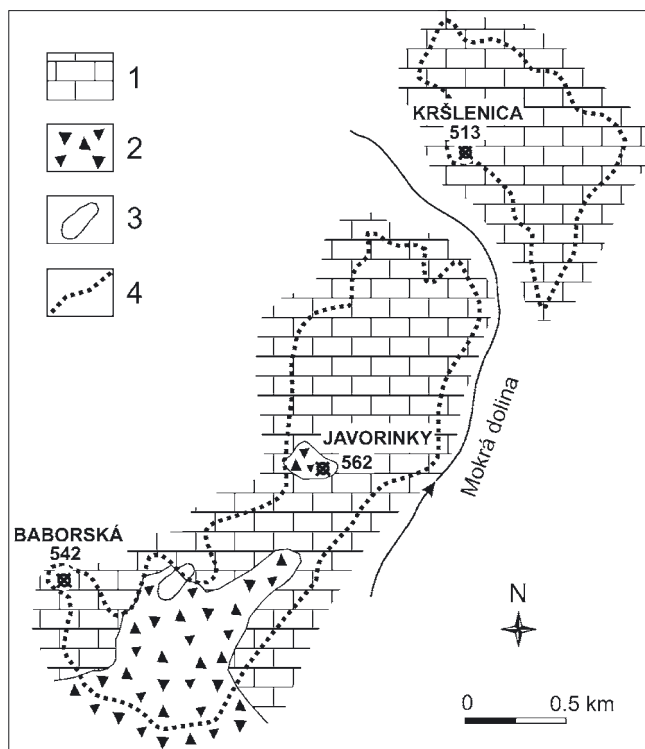


Abb. 5. Paläofläche auf Hronikum (Baborská – Javorinky – Kršlenica), Kl. Karpaten. 1 = Karbonatkomplex (Mittel-/Obertrias); 2 = Höhlenkollapsbrekzie (paläopin); 3 = organodetritische Kalke (Eozän); 4 = Grenze der Paläofläche.

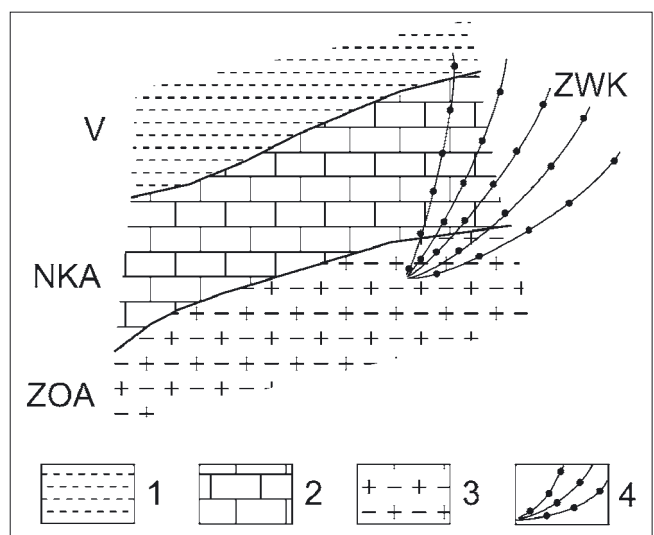


Abb. 6. Ablagerung der Jablonica-Konglomerate (Karpate) auf der paläoalpiner Paläofläche; Hronikum, Kleine Karpaten. V = Vortiefe; NKA = Nördliche Kalkalpen; ZOA = Zentrale Ostalpen; ZWK = Zentrale Westkarpaten. 1 = Molasse; 2 = Karbonatkomplex Mittel-/Obertrias; 3 = variszische Kristallinschiefer; 4 = Jablonica-Konglomerate/Augenstein-Formation.

Hronikum ebneten die Basalkonglomerate und Breccien nur undeutliche Unebenheiten der Paläofläche ein. Diese Tatsache bezeugt ihre geringe Mächtigkeit (30 bis 40 m). Erst danach wurde die Paläofläche durch eine mächtige Schichtfolge wenig widerstandsfähiger Sandsteine, Schiefer, Aleurolite bedeckt, die noch vor der lateralen Extrusion der Westkarpaten/Ostalpen von vielen Stellen der Paläofläche entfernt wurden.

Einen Beweis dafür bieten die Jablonica-Konglomerate (Karpate), die in den Kleinen Karpaten die Paläofläche überlagern. Ihre Gerölle weisen auf eine bedeutende Zufuhr von NW und SW (vgl. Kováč, 1986; Mišík, 1986) hin. Die Gerölle stammen teilweise aus gehobenen variszischen Graniten und paläozoischen Metamorphiten. Diese Gesteinsarten können wir nicht von den Graniten und Metamorphiten der Kleinen Karpaten ableiten, da die kleinkarpatischen Granite zur dieser Zeit noch nicht die Oberfläche erreicht haben und erst im Baden in der Schichtfolge des Wiener Beckens zum Vorschein gekommen sind (Devínska Nová Ves Konglomerate).

Die NKA/ZWK-Übergangszonen bildete zur Zeit der Ablagerung der Jablonica-Konglomerate ein Vorgebirge – eine breite Schwemmfächerlandschaft – der Ostalpen, das Flüsse durchströmten, die auch Granat-Stauroolith-Schiefer, dynamometamorphe Kalke und Granitgerölle transportierten (Abb. 6). In einem Geröll wurde eine bisher aus den ZWK unbekanntes Assoziation mit der alpinen Form *Nummulites spirectypus* identifiziert (mündliche Mitteilung, Dr. E. KÖHLER).

Die Jablonica-Konglomerate (300–500 m mächtig), die die Paläofläche der Kleinen Karpaten überlagern, weisen enge Beziehungen auf (Alter und Entstehung) zur Augenstein-Formation der NKA, welche die Dachstein-Paläofläche der NKA überlagert.

4.4. Alter der Paläoflächen auf Silicikum und Hronikum

Überreste alter Flächensysteme, denen überwiegend ein neogenes Alter zugeschrieben wird, sind in den ZWK schon seit lange bekannt. Heutzutage existieren grundsätzlich zwei Zugänge zur Interpretation des Alters der besprochenen Paläoflächen.

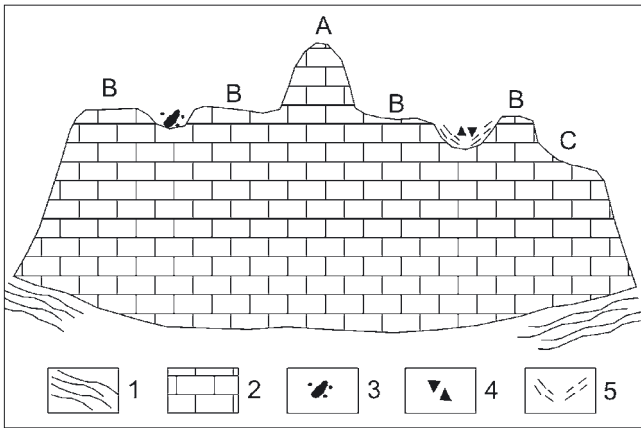


Abb. 7. Polyzyklisches (geographisch-geomorphologisches) Modell der Entstehung der Paläoflächen.

A = Überreste des Gipfelniveaus (Baden–Obersarmat); B = Mittelgebirgsniveau (Pannon); C = Flussniveau (Oberpliozän).

1 = Schiefer, Sandstein (Untertrias); 2 – Karbonatkomplex (Mittel–Obertrias); 3 = Karstbauxite (paläoalpin); 4 = Höhlenkollapsbrekzien (paläo-/mesoalpin); 5 = Turbidite (Oberkreide).

1) Der geographisch-geomorphologische Zugang setzt voraus, dass Perioden mit tektonischem Stillstand (Flächenbildung) mit Perioden einer gänzlichen Heraushebung des Gebirges abwechselten. Die Wiederholung dieses Prozesses sollte während des Neogens zur Entstehung dreier Flächensysteme führen: des Gipfelniveaus (Baden–Obersarmat), des Mittelgebirgsniveaus (Pannon) und des Flussniveaus (Oberpliozän; vgl. MAZUR [1964, 1965]). Die geräumigen Paläoflächen des Silicikums/Hronikums wurden in diesem System dem Mittelgebirgsniveau (Pannon) zugeordnet (MAZUR, 1964, 1965; STANKOVIANSKY, 1974; JAKÁL, 1983; u.a.), da diese Konzeption voraussetzt, dass der Karstzyklus in den ZWK nur während der jüngsten Phasen des Miozäns begonnen hat (STANKOVIANSKY, 1982; JAKÁL, 1983; u.a.; Abb. 7.).

Diese Ansichten lassen die älteren Karstperioden in den ZWK unbeachtet. Sie sind an überholten Konzeptionen aus den Fünfziger- und Sechziger-Jahren des 20. Jahrhunderts aufgebaut, denen noch die Kollisionsgeschichte der ZWK, die älteren geokratischen Perioden, hauptsächlich die vorgosauische Emersion bzw. die stufenweise Aufstiegs-geschichte der Tatra-Fatra-Gebirgskette während des Paläogens, Neogens und Quartärs unbekannt waren.

2) Nach den geologisch-paläogeomorphologischen Theorien wird die Entstehung der Paläoflächen des Silicikums/Hronikums den Erosions- und Karstlösungspro-

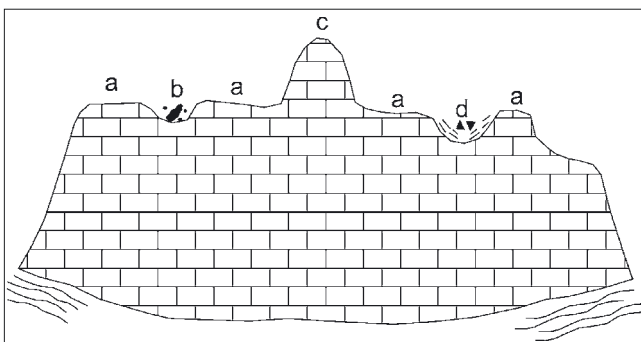


Abb. 8. Monozyklisches (geologisch-paläogeomorphologisches Modell der Entstehung der Paläofläche.

a = paläoalpine Paläofläche (Hronikum, Silicikum); b = Doline; c = Mogot; d = Höhlen-Überrest.

zessen zugeschrieben, die sich während der längsten und bedeutendsten terrestrisch-geokratischen Periode – der paläoalpiner – in den ZWK abspielten (ČINČURA, 1993; ČINČURA & KÖHLER, 1995). Diese Ansicht ist im Einklang auch mit dem Modell der Entwicklung geomorphologischer Flächen, die wiederholt durch Erosion und Akkumulation modelliert wurden (PÉCSI, 1970).

Auf der Oberfläche und in den oberflächennahen Teilen der Paläoflächen findet man paläoalpine/vorgosauische Karstsedimente (Karstbauxite oder ihre Indexminerale in Rotböden, Süßwassertalke usw.) und Karstformen (Dolinen und tiefere Depressionen mit oberkretazischer/gosauischer Füllung). Diese Funde bezeugen, dass das heutige Bild der Paläofläche, trotz wiederholter Versiegelung und Exhumierung, große Teile der paläoalpiner vorgosauischen Dekompositionssphäre widerspiegelt.

Die paläoalpinen Entstehungsbedingungen der Paläoflächen auf Silicikum/Hronikum wurden paläotektonisch und paläoklimatisch gesteuert. Ihre jüngere Höhen- und Raumdifferentiation halten wir für das Resultat der neopalpinen, neotektonischen Entwicklung (Abb. 8).

4.5. Das Wiener Becken

Die Deckensysteme der NKA und ZWK begegnen einander unter der neogenen Sedimentbedeckung und bilden das Fundament des Wiener Beckens. Dieses Fundament wird häufig von Sedimenten des Karpats (z.B. Gänsendorf und Aderklaa-Formation) diskordant überlagert. Es handelt sich um eine ähnliche Situation wie im Westteil der Kleinen Karpaten, wo das Hronikum durch Jablonica-Konglomerate (Karpats) überlagert ist.

Nach TOLLMANN (1986) sind die ersten Augenstein-Ferngerölle in das Molassemeer im oberen Unteroligozän eingetroffen und der Umschlag von Fernschotter auf Lokalmaterial fand innerhalb des Chatt statt. Die ältesten Augenstein-Schotter befinden sich in den submarinen Ablagerungen der Puchkirchen-Gruppe (Eger). In untermiozänen (Eggenburg, Ottang, Karpats) Ablagerungen des Wiener Beckens sind außer Meeresablagerungen auch terrestrische Sedimente vorhanden. Ihre Zufuhr hat aus Süden stattgefunden (SAUER et al., 1992; STEININGER & WESSELY, 2000).

Überreste von Augenstein-Schottern auf den Paläoflächen indizieren, dass die Augenstein-Flüsse auf einer Karbonatoberfläche mäandrierten, die hauptsächlich von Dachstein-/Wetterstein-/Aflenzkalken des Juvavikums gebildet wurde.

Die Aderklaa-Konglomerate (Karpats) mit Schottern alpiner Provenienz verweisen auf die Existenz eines Flussnetzes, das aus Süden ins Proto-Wiener-Becken mündete (vgl. STEININGER & WESSELY, 2000). Eine ähnliche (?die gleiche) paläogeographische Herkunft haben höchstwahrscheinlich auch die gleichaltrigen Jablonica-Konglomerate (Karpats) mit der alpinen Foraminifere *Nummulites spirectypus*, die die Karbonate der paläoalpiner Paläofläche auf Hronikum in den Kleinen Karpaten überlagern. Ihre heutige Lage in den Kleinen Karpaten – weit von den Paläoflächen der NKA entfernt – ist das Ergebnis der „pull-apart“-Aktivität im Proto-Wiener-Becken und des „piggy-back“-Transports mit darauf folgender Reliefinversion, bei der es zur massiven Abtragung der Augenstein-Jablonica-Schotter von den aufsteigenden Kleinen Karpaten gekommen ist.

4.6. Paläoflächen auf Juvavikum/Oberostalpin und ihre Indexminerale

Für das Landschaftsbild der zentralen und östlichen NKA sind geräumige Flächensysteme charakteristisch. Überreste dieser alten Verebnungen, denen meistens ein neoge-

nes Alter zugeschrieben wird, sind aus der Literatur sehr lange bekannt. Die Begriffe Augensteinlandschaft und Raxlandschaft gehören zu den ältesten geomorphologischen Konzepten in Mitteleuropa, die die tertiäre Entwicklung des Reliefs der Ostalpen durch Phasen tektonischer Stille und Verebnung während einer ungleichmäßigen Hebung einzelner Teile des Gebirges erklären. Das reiche Schrifttum über Augenstein-/Raxlandschaft wurde in mehreren Arbeiten zusammengefasst (vgl. TOLLMANN, 1986; FRISCH et al., 2000; u.a.). Der gegenwärtige Stand der Forschung wurde von FRISCH et al. (2000, 2001) festgehalten.

Westlich des Wiener Beckens erscheinen die Paläoflächen in beträchtlicher Höhe am Rax-Plateau (~1800 m). Es handelt sich um eine weite Paläofläche auf Lagunen-Subfazies des Wettersteinkalkes (Schneeberg-Decke/Juvavikum; vgl. MANDL [2001a]). Auf der Rax-Paläofläche sind auch Rotböden vorhanden, deren Schwer- und Leichtmineralspektrum in der Fraktion 0,01–1 mm ermittelt wurde (BEZVODOVÁ et al., 1990): im Paläoboden wurde ein breites Spektrum akzessorischer Schwerminerale bestimmt, wobei Limonit-Konkretionen dominieren; vorhanden sind Zirkon, Hämatit, Rutil, Granat, Magnetit, Ilmenit und Turmalin. Anwesend sind auch äolisch transportierte Quarzkörner. Die Rotböden zeigen einen hohen Anteil an amorphen Eisen-Mineralphasen, was zur Annahme eines hohen Alters führte (BEZVODOVÁ et al., 1990). Als Erosionsreste jüngerer Ablagerungen befinden sich auf der Paläofläche auch Augensteinsedimente, in denen Quarzschotter dominieren (FRISCH et al., 2001).

Auch auf anderen Paläoflächen der NKA befinden sich Reste eisenhaltiger Rotböden, deren stratigraphische Lage – hauptsächlich ihre Beziehung zu den Karstbauxiten der NKA, der Augenstein-Formation bzw. zu den Ablagerungen der Gosau – nicht überzeugend geklärt und interpretiert wird. Öfter erscheint der Eindruck, dass man diese Rotböden gezielt übersieht, da man ihnen keine Bedeutung zuschreibt bzw. sie in keine Konzeption reibungslos passen. Zweifelsohne wird nur anerkannt, dass die Rotböden in terrestrischen Bedingungen entstanden sind. Es bietet sich die Frage an, wohin gehören tatsächlich diese Rotböden stratigraphisch?

Die Altersbeziehung der Rotböden und Augensteinschotter kann man nicht direkt ermitteln. Es ist nur klar, dass beide Sedimente den Karbonatkomplex des Juvavikums überlagern. Trotz dieses Umstandes ist nur schwer vorstellbar, dass die Rotböden gleichaltrig oder etwa jünger als die Augensteinschotter wären. Rotböden entstehen in diametral abweichenden Bedingungen als Quarzschotter bzw. Molassesedimente, deren Verwitterung kaum das oben erwähnte Schwermineralspektrum der Rotböden bieten konnte. Falls diese Erwägung annehmbar erscheint, ist ein höheres Alter der Rotböden – das auch BEZVODOVÁ et al. (1990) erwägen – als der Augensteinschotter wahrscheinlich.

In den Bauxitgebieten der NKA/ZWK begegnet man nicht nur typischen Karstbauxiten, sondern auch tonigen Bauxiten, bauxitischen Tonen, pisolitischen bauxitischen Tonen usw. Dieses bunte Spektrum verschiedener Übergänge kann man als Rotböden mit bauxitischen Bestandteilen zusammenfassen, wenn in ihnen Indexminerale der Karstbauxite anwesend sind (Abb. 3).

Ein weiteres Vorkommen geräumiger Paläoflächen mit Rotböden mit bauxitischen Bestandteilen stellt das Hochschwabgebiet (2277 m) dar. Die Analysen des Wettersteinkalks/dolomits auf den Plateaus der Aflenzer (2006 m) und Zeller Staritzen (1620 m), des Dachsteinkalkes auf dem Mitteralm-Plateau (ca 1900 m) und des Aflenzer Kalks sowie der sporadisch erhaltenen überlagernden Rotböden haben aus dieser Sicht wertvolle Ergebnisse geliefert (BEZVODOVÁ & LOBITZER, 1993).

Die Spurenelement-Analysen sind in allen Wettersteinkalk-Proben unauffällig, wobei fast alle untersuchten Werte der analysierten Spurenelemente unterhalb der Nachweisgrenze liegen. Diese Tatsache ist auch aus den ZWK bekannt, wo im Allgemeinen im unlöslichen Rückstand der mittel/obertriadischer Schelfkarbonate die Werte der Spurenelemente sehr oft unterhalb der Nachweisgrenze liegen (LINTNEROVÁ et al., 1988). Die Werte der Spurenelemente der Rotböden über dem Wettersteinkalk der Aflenzer Staritzen sind trotz dieser Tatsache außerordentlich hoch (As 38–232 ppm, Cr 87–151 ppm, Nb 17–40 ppm, Ni 31–150 ppm, Pb 169–200 ppm, Rb 35–163 ppm, Y 47–444 ppm, Zn 344–2425 ppm und Zr 139–514 ppm; BEZVODOVÁ & LOBITZER [1993]). Im Tonmineralspektrum der Rotböden über Wettersteinkalk dominiert Chlorit, die zweite Hauptmineralphase ist entweder Illit oder Quarz. Aus paläogeographischer und paläoklimatischer Sicht erweckt das gelegentliche Vorkommen des Bauxit-Indexminerals Gibbsit besonderes Interesse.

In den Rotböden über dem Aflenzer Kalk auf der Paläofläche der Zeller Staritzen erweist sich Illit als das dominierende Tonmineral, gefolgt von Quarz und Chlorit. Die Spurenelement-Verteilung in den Rotböden zeigt einige Werte bemerkenswert erhöht, wie z.B. über dem Wettersteinkalk.

Die Anwesenheit eines weiteren Bauxit-Indexminerals (Lithiophorit), das den Hauptbestandteil der Rotböden über dem Dachsteinkalk auf der Mitteralm-Paläofläche bildet (BEZVODOVÁ & LOBITZER, 1993), indiziert, dass man die Paläofläche als einen Rest der Zone der Bauxitbildung auffassen kann.

Im Dachstein-Massiv kommen die extensiven Paläoflächen des Plateaupaläokarstes am besten zum Ausdruck, hauptsächlich im Zentralteil in Höhen um 2000 m. Auch diese Tatsache führte wahrscheinlich zur Einführung des Begriffs „Dachstein paleosurface“ (FRISCH et al., 2001). Das Dachstein-Massiv (ein 40 km langes und 20 km breites Paläokarstplateau) besteht zumeist aus nach Norden einfallenden triadischen Karbonaten, deren Oberteil stark verkarstete Dachsteinkalke (ca. 1000 m mächtig) bilden.

In der Tonfraktion der Rotböden (Lokalität Auf dem Stein) dominiert nach BEZVODOVÁ & LOBITZER (1990) Quarz, gefolgt von Montmorillonit und Kaolinit. In einer Probe sind zusätzlich noch Illit, Gibbsit (Bauxit-Indexmineral) und Hämatit sowie viel amorphe Eisenoxide nachweisbar. Die Anwesenheit von Gibbsit bezeugt die Angehörigkeit der Paläofläche zur paläo-/eoalpinen Zone der Bauxitbildung. In der Schwerminerafraktion (0,01–1 mm) dominieren limonitische Konkretionen und Fragmente von Eisen-Inkrustationen, in Akzessorien finden sich Rutil, Turmalin und Zirkon.

4.7. Alter der Paläoflächen auf Juvavikum/Oberostalpin

Gegenwärtig existieren die zwei folgenden Konzeptionen, die die Entstehungsgeschichte und Entstehungszeit der Paläoflächen der NKA zu erklären versuchen:

- 1) Die Meinung von einer phasenweise, von Stillständen unterbrochenen Hebung entstandenen „Rumpftreppe“, bei der die einzelnen gebirgseinwärts ziehenden Verebnungsflächen jeweils einem Stillstand und einer flächenhaften Erosion ihre Entstehung verdanken (vgl. GÖTZINGER, 1913; SÖLCH, 1925; SPREITZER, 1932; WINKLER, 1957 etc.). Es soll sich dabei um eine „Piedmonttreppe“ aus verschiedenen alten, ineinander geschalteten Niveaus handeln.
- 2) Die Idee einer „Raxlandschaft“, also einer einphasig entstandenen, alten, ursprünglich einheitlichen, später hochgestellten und tektonisch verschieden stark zerstückelten miozänen Flachlandschaft (vgl. LICHTENECKER,

1938; FINK, 1950; BÜDEL, 1969; u.A.). Die Konzeption einer einphasig entstandenen Paläofläche wurde durch moderne Forschungsmethoden weiterentwickelt, wobei die Prä-Augenstein- bzw. Dachstein-Paläofläche der NKA definiert wurde (FRISCH et al., 2000, 2001). Diese hügelige, verkarstete Fläche soll älter als die Augenstein Sedimentation sein und ihre Entstehungszeit wird als Unteroligozän angegeben (mehr als 30 Ma), bzw. teilweise Obereozän (FRISCH et al., 2000, 2001). Die Dachstein Paläofläche wurde durch Augenstein-Sedimente versiegelt und noch bevor oder während der Hebung in einzelne Blöcke zerstückelt, die in verschiedene Höhen aufgehoben wurden (FRISCH et al., 2000, 2001). Die Exhumierung der Paläofläche ist ein jüngerer Prozess.

Wenn die Rotböden, einschließlich ihrer Bauxit-Indexminerale in Erwägungen über das Entstehungsalter der Dachstein-Paläofläche einbezogen werden, eröffnet sich für die Datierung eine neue Sicht. Zwischen der Emerision des Juvavikums, Abtragung der jurassischen Ablagerungen und der Entstehung der Paläofläche einerseits und ihrer Versiegelung durch die Augensteinsedimente andererseits liegt ein sehr umfangreicher Zeitraum. Nach unseren Vorstellungen – die auch seitens der Ergebnisse aus den ZWK Unterstützung finden – kam es zur Entstehung der Paläofläche auf triadischen Karbonaten, samt ihrer Verkarstung, Füllung der Karstdepressionen durch Rotböden/Bauxit während der paläo-/eoalpinen Emerision, was auch die Einbeziehung der Rotböden-Bauxite in den Sedimentationszyklus der Tieferen Gosau bestätigt (vgl. FAUPL, 1983; LEISS, 1989).

Die Entstehung des eoalpinen Karstes auf Wetterstein-, Aflenzler und Dachsteinkalk der heutigen Dachstein-Paläofläche (Rax, Hochschwab, Dachstein) und Einspülung der Rotböden mit Bauxit-Indexmineralen in Karstdepressionen widerspiegelt eine der Bildungsetappen der eoalpinen Küstenebene bzw. des Küstenhügellandes der NKA, die später durch die Transgression der Gosau überflutet war. Möglicherweise kamen die turbulenten und wasserreichen Flüsse, die die Paläofläche unter Augenstein-Sedimenten begraben haben, erst nach der Ablagerung der Gosau und Abtragung ihrer mächtigen, aber wenig widerstandsfähigen Sedimente zur Geltung, was zur Exhumierung der Paläofläche führte.

Jede nachfolgende Erosionsperiode hat die tropisch-subäquatorialen Anzeichen der eoalpinen Verwitterung und Bodenbildung auf der Paläofläche mit wechselndem Erfolg zu verwischen versucht. Aus dieser Sicht wirkten sehr destruktiv nicht nur die wildernden, konsequent entwässernden Augenstein-Flüsse, sondern auch die glazial-periglazialen Bedingungen während des Pleistozäns. Trotz ausgeprägter Umformung, intensiver Abtragung und erneuter Karstlösung bzw. tektonischer Versetzung blieben die Hauptmerkmale der Paläofläche dank der formkonservierenden Eigenschaften der mittel- bis obertriadischen Kalke erhalten.

5. Schlussfolgerungen

1 Oberflächennahe Teile mächtiger Karbonatkomplexe dreier Decken gingen während des Oberjuras und der Unterkreide allmählich vom Meeresbereich in die terrestrische Sphäre über, das Silicikum vor 150–155 Ma, das Hronikum vor 130 Ma, Teile des Austroalpines vor 125 Ma. Mindestens vom Barrême (125 Ma) bis zum Oberturon (90 Ma) gibt es vom Hronikum keine Anzeichen. Das Auftauchen der obersten Decken war das Resultat der Übereinanderstapelung des Oberostalpins bzw. Hronikums/Silicikums. Im kalkalpinen und zentral-karpatischen Raum bildete sich auf diese Weise auf

den höchsten Decken wahrscheinlich zum ersten Mal ein zusammenhängendes Relief einer Küstenebene bzw. -hügellandes. Die warmen monsonalen Klimabedingungen beschleunigten die Erosion und Karstlösung der trockengelegten Karbonatkomplexe. Die Weiterentwicklung der Küstenebene in eine Karstküstenebene bzw. ein Karsthügelland auf den (meistens) Wetterstein-/Dachsteinkalken des Hronikums, Silicikums bzw. Juvavikums/Oberostalpins dürfte eine fortschreitendes „Endprodukt“ der Verwitterungsprozesse, Boden- und Flächenbildung darstellen. Den Beweis einer monsonalen atmosphärischen Zirkulation liefern die Bauxitvorkommen der ZWK und NKA, die beinahe alle in niedrig gelegenen Karst-Küstenebenen entstanden sind. Teile der paläo-/eoalpinen Küstenebenen/-hügelländer bildeten die Kerne der späteren Paläoflächen. Karstbauxite stellen somit charakteristische Indexgesteine tropisch/subäquatorialer Flächen dar.

2 Den Abschluss der paläo-/eoalpinen Entwicklung der Karst-Küstenlandschaft mit einer Oxisol-Bodendecke signalisierten fluvial-lakustrine Füllungen der Karstdepressionen bzw. Süßwasserkalke. Ihnen folgten marine Ablagerungen der Gosau, welche die Paläofläche samt den zugehörigen Rotböden/Karstbauxiten versiegelten. Da die Transgression der Gosau in der Oberkreide begann (~90 Ma), konnte die terrestrische Umwandlung der Küstenebene zu einer Karst-Küstenebene bzw. einem Hügelland mit seiner Oxisol-Decke auf dem Juvavikum ~35 Ma, Hronikum ~40 Ma und Silicikum ~55 Ma und mehr fort dauern. Noch vor der Überdeckung der paläo-/eoalpinen Paläofläche durch Augenstein-Sedimente in den NKA bzw. durch Jablonica-Konglomerate in der NKA/ZWK Übergangszone wurden weite Teile der Paläofläche das erste Mal exhumiert. Dabei wurden wenig widerstandsfähige Sedimente der Gosau bzw. des zentral-karpatischen Paläogens abgetragen. Nachfolgend versiegelten die Schwemmfächer der Augenstein-/Jablonica-Sedimente erneut die paläo-/eoalpine Oberfläche des Karbonatkomplexes. Die Augenstein-/Jablonica-Konglomerate waren in der Übergangszone die letzten gemeinsamen NKA/ZWK-Sedimente, die noch vor der Extrusion und der Öffnung des Wiener Beckens abgelagert wurden. An dieser Stelle soll angemerkt werden, dass es schwer vorstellbar ist, dass die Zeit unmittelbar vor der Extrusion bzw. dem Beginn der Molassensedimentation und „pull-apart/piggy-back“-Regimes die geeigneten Bedingungen für die Entstehung überregional ausgebildeter Verebnungsflächen in den NKA und ZWK liefern konnte.

3 Die massive Entfernung der Jablonica-Konglomerate von der eoalpinen Paläofläche der NKA spiegelt die Extrusionstektonik und die Eingliederung der Paläofläche samt jüngerer Ablagerungen an ihrer Oberfläche in die differenziell sich aufhebende Gebirgsblöcke wider, wo sie verstärkt der Abtragung ausgesetzt wurden. Eine weitere Exhumierung der Paläofläche begann während der neoalpinen Periode und erreichte ihren Gipfelpunkt wahrscheinlich noch vor der Grenze Plio-/Pleistozän, da mehrere Karsterscheinungen in den ZWK die Wiederbelebung der Karstprozesse während dieser Zeit signalisieren.

4 In der neueren Literatur werden die Paläoflächen-Überreste der NKA mit Augensteinschottern als Prä-Augensteinfläche (FRISCH et al., 2000) bzw. Dachstein-Paläofläche (FRISCH et al., 2001) bezeichnet. Die in den ZWK (Silicikum und Hronikum) auftretenden Äquivalente der Dachstein/Prä-Augenstein-Paläofläche betrachten wir als Resultat der paläoalpinen Entwicklung. Aus diesem Grund bezeichnen wir diese extensiven Paläoflächen (Paläokarstplateaus) auf dem Karbo-

natkomplex des Silicikums/Hronikums als paläoalpine (epipaläoalpine) Paläofläche. Ihre Hauptmerkmale sind: erosiv/korrosive Oberfläche auf Silicikum/Hronikum, mit Vorkommen von Karstbauxit (bzw. Bauxit-Indexmineralen). Diese Oberfläche ist durch Überreste oberkretazischer bzw. paläogener (epipaläoalpiner) Ablagerungen überlagert.

Es besteht auch die Möglichkeit, die Zugehörigkeit jeder Paläofläche zur entsprechenden tektonischen Einheit zu unterstreichen. Da die paläoalpine Paläofläche den Abschluss der bedeutenden thalassokratischen Periode (Trias–Jura/Unterkreide) im Silicikum bzw. Hronikum markiert und zugleich die Folgen der nachfolgenden Emersion/Diskordanz widerspiegelt, grenzt sie somit die tektonischen Einheiten des Silicikums/Hronikums vom jüngeren, „posttektonischen“ Sedimentationszyklus der Gosau ab. Aus dieser Sicht ergibt sich für die Paläoflächen auch der Name Silicikum- bzw. Hronikum-Paläofläche.

Dank

Für die wertvolle Hilfsbereitschaft bei der Herstellung der Abbildungen sei Dr. L'. PUŠKELOVÁ (Bratislava) gedankt. Zugleich erinnere ich mich aufrichtig an die Präsentation einiger ZWK-Rotböden durch Dr. B. BEZVODOVÁ (Prag) und Herrn Dr. H. LOBITZER (Wien).

Literatur

- ANDRUSOV, D., BORZA, K., MARTINY, E. & POSPÍŠIL, A. (1958): Über die Herkunft und das Alter der sog. „Terra rossa“ der Süd- und Mittelslowakei. – *Geol. Sbor.*, **15/1**, 9–26 (slowakisch).
- ANDRUSOV, D., BYSTRICKÝ, J. & FUSÁN, O. (1973): Outline of the structure of the West Carpathians. – Guide book, X. Congress CBGA, Geologický ústav D. Štúra, 1–44.
- BÁRDOSSY, G. (1961): Mineralogisch-petrographische Untersuchung einiger Bauxite aus den niederösterreichischen Kalkalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **104**, 405–415.
- BÁRDOSSY, G. (1987): Karstbauxite. – 1–54 (russisch), Moskva (Mir).
- BÁRDOSSY, G. & DERCOURT, J. (1990): Les gisements de bauxites tethysiens (Mediterranée Proche et Moyen Orient): cadre paléogéographique et contrôles génétiques. – *Bull. Soc. Geol. France*, **8**, 4/6, 869–888.
- BÁRDOSSY, G., & KORDOS, L. (1989): Paleokarst of Hungary. – In: P. BOSÁK (ed.): *Paleokarst – a systematic and regional review*, 137–153, Prague (Academia).
- BEZVODOVÁ, B. & LOBITZER, H. (1990): Bericht 1989 über mineralogische Untersuchungen an Rotböden auf dem Dachstein-Plateau auf Blatt 127 Schladming. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133/3**, 508.
- BEZVODOVÁ, B. & LOBITZER, H. (1993): Bericht 1991/92 über fazielle, geochemische und Paläopedologische Untersuchungen auf Blatt 102 Aflenz. – *Jb. Geol. B.-A.*, **136/3**, 641–643.
- BEZVODOVÁ, B., KODINA, L.A. & LOBITZER, H. (1990): Bericht 1989 über mineralogische und isotopengeologische Untersuchungen im Gebiet des Rax-Plateaus auf Blatt 104 Mürzzuschlag. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133/3**, 507–508.
- BORZA, K. (1962): Petrographische Untersuchung der Gerölle kretazischer und paläogener Sedimentgesteine in Brezovské pohorie und Myjavská pahorkatina. – *Geol. práce, Zprávy*, **15**, 169–174 (slowakisch).
- BORZA, K. & MARTINY, E. (1964): Verwitterungsrinden, Bauxitlagerstätten und „Terra rossa“ in slowakischen Karpaten. – *Geol. Sbor.* **15/1**, 9–26 (slowakisch).
- BORZA, K., MARTINY, E. & POSPÍŠIL, A. (1959): Bericht über die Erforschung der Rotlehme im Gebiet des Brezovské pohorie. – *Geol. práce, Zprávy* **15**, 169–174 (slowakisch).
- BORZA, K. & POSPÍŠIL, A. (1959): Vorkommen von bauxitischen Eisenerzen im Südslovakischen Karst. – *Geol. sbor.*, **10/1**, 327–334 (slowakisch).
- BÜDEL, J. (1969): Der Werdegang der Alpen, Europa und die Wissenschaft. – *Wissenschaftliche Alpenvereinshefte*, **21**, 13–45.
- BYSTRICKÝ, J. (1978): Der erste Fund unterkrätazischer Sedimente in Stratená Bergland, Westkarpaten. – *Min. Slovaca* **10/1**, 17–22 (slowakisch).
- ČÍLEK, V. & BEDNÁŘOVÁ, J. (1994): Muddy ferric ores in karstic infillings of the Gombasek quarry in Slovak karst. – *Slovenský kras*, **32**, 41–46 (tschechisch).
- ČÍLEK, V. & SVOBODOVÁ, M. (1999): Upper Cretaceous fillings of the dolines in the Hosťovce and Gombasek quarry in Slovenský kras. – In: J. ŠMIDT (ed.): *Výskum a ochr. prír. Slov. krasu*, 41–48 (tschechisch).
- ČINČURA, J. (1987): Climate dynamics in the beginning of neoid geomorphologic stage in the West Carpathians. – *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, **38/5**, 601–614.
- ČINČURA, J. (1988): Epiquasiplatform features of the Central West Carpathians. – *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, **39/5**, 577–587.
- ČINČURA, J. (1990): Characteristic features of paleoalpine and epipaleoalpine landmass of the West Carpathians. – *Geol. Zbor. Geol. Carpath.*, **41/1**, 29–38.
- ČINČURA, J. (1992): Paleokarst breccias of the Biele hory Mts. (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians). – *Geol. carpath.*, **43/2**, 7–11.
- ČINČURA, J. (1993): Plateau paleokarst of the Western Carpathians. – *Geol. Carpath.*, **44**, 1, 43–48.
- ČINČURA, J. (1996): Pre-Tertiary red clays (terra rossa) of the Western Carpathians. – *Acta Univ. Carolinae, Geologica*, **38**, 145–152.
- ČINČURA, J. (1997): Herkunft und Entstehung vorgosauischer Rotlehme im Nordteil der Kleinen Karpaten (Slowakei). – *Zentrabl. Geol. Paläont.*, **1**, 5/6, 387–395.
- ČINČURA, J. (1998a): Alte Paleokarstplateaus am Ostrand des Wiener Beckens (Kleine Karpaten, Slowakei). – *Z. Geomorph.*, **N.F.**, **42/2**, 255–263.
- ČINČURA, J. (1998b): Main features of the pre-Gosau paleokarst in the Brezovské Karpaty Mts. (Western Carpathians, Slovakia). – *Geol. Carpath.*, **49/4**, 297–300.
- ČINČURA, J. (2000): Der Bauxit von Brezová pod Bradlom (Kleine Karpaten, Slowakei) im Licht der vorgosauischen Paläogeographie. – *Jb. Geol. B.-A.*, **142/2**, 149–156.
- ČINČURA, J. (2001): Kleine Karpaten – ein junges Gebirge mit alten Reliefformen. – *Geomorph. Slovaca*, **1**, 20–25 (slowakisch).
- ČINČURA, J. (2002): Kegelkarst-Überreste im „Slowakischen Paradies“ (Westkarpaten). – *Mitt. Österr. Geogr. Ges.* **144**, 227–236.
- ČINČURA, J. (2003): Paläokarst der Kleinen Karpaten. – *Jb. Geol. B.-A.*, **143/2**, 203–211.
- ČINČURA, J., BAJOVÁ, L., ŠUCHA, V. & UHER, P. (1995): Paläokarst von Vajarská in Malé Karpaty. – *Slovenský kras*, **33**, 61–71 (slowakisch).
- ČINČURA, J. & KÖHLER, E. (1995): Paleoalpine karstification – the longest paleokarst period in the Western Carpathians (Slovakia). – *Geol. Carpath.*, **46/6**, 343–347.
- ČINČURA, J. & PUŠKELOVÁ, L'. (2000): Paleogeography of the Cretaceous karst in the light of geochemical methods. – *Slovak Geol. Mag.*, **6/2–3**, 208–211.
- ČINČURA, J. & PUŠKELOVÁ, L'. (2001): Red clays of Malé Karpaty Mts. – their origin and age. – *Geomorph. Slovaca*, **1**, 64–68 (slowakisch).
- ČINČURA, J. & ŠUCHA, V. (1992): Paleokarst sediments of Vajarská (Malé Karpaty Mts.): clay minerals and trace elements. – *Geol. Carpath. Ser. Clays*, **2**, 67–71.
- D'ARGENIO, B. & MINDSZENTY, A. (1992): Tectonic and climatic control on paleokarst and bauxites. – *Giorn. Di Geologia, ser. 3*, **54/1**, 207–218.
- DERCOURT, J., RICOU, L.E., ADAMIA, S., CSÁSZÁR, G., FUNK, H., LEFELD, J., RAKÚS, M., SANDULESCU, M., TOLLMANN, A. & TCHOU-MACHENKO, P. (1990): Anisian to Oligocene paleogeography of the European margin of Tethys (Geneva to Baku). – In: M. RAKÚS, J. DERCOURT & E.M. NAIRN (eds.): *Evolution of the northern margin of Tethys, IGC Project 198*, 159–190, Bratislava (GÚDŠ).
- FAUPL, P. (1983): Die Flyschfazies in der Gosau der Weyrer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126/2**, 219–244.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene Palaeogeography and Geodynamic Evolution of the Western Alps. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92**(1999), 79–94.
- FINK, J. (1950): Probleme der Mariazeller Landschaft. – *Mitt. Österr. Geogr. Ges.*, **92**, 18–24.
- FRISCH, W., SZÉKELY, B., KUHLEMANN, J. & DUNKL, I. (2000): Geomorphological evolution of the Eastern Alps in response to Miocene tectonics. – *Z. Geomorphol.*, **NF**, **44**, 103–138.

- FRISCH, W., KUHLEMANN, J. & DUNKL, I. (2001): The Dachstein paleo-surface and the Augenstein Formation in the Northern Calcareous Alps – a mosaic stone in the geomorphological evolution of the Eastern Alps. – *Int. J. Earth Sciences (Geol. Rundsch.)*, **90**, 500–518.
- FUSÁN, O., BIELY, A., IBRMAJER, J., PLANČÁR, J. & ROZLOŽNÍK, L. (1987): Basement of the Tertiary of the Inner West Carpathians, 1–123, Bratislava (Geol. úst. D. Štúra).
- GÖTZINGER, G. (1913): Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. – *Mitt. Österr. Geogr. Ges.*, **52**, 39–57, Wien.
- GRECULA, P., ABONYI, A., ABONYIOVÁ, M., ANTAŠ, J., BARTALSKÝ, B., BARTALSKÝ, J., DIANIŠKA, I., DRNZÍK, E., ĎUĎA, R., GARGULÁK, M., GAZDAČKO, L., HUDAČEK, J., KOBULSKÝ, J., LORINCZY, L., MACKO, J., NÁVESŇÁK, D., NÉMETH, Z., NOVOTNÝ, L., RADVANEC, M., ROJKOVIČ, I., ROZLOŽNÍK, L., ROZLOŽNÍK, O., VARČEK, C. & ZLOCHA, J. (1995): Deposits of raw materials in Slovenské Rudohorie Mts. 1, 1–829, Geocomplex Bratislava.
- HAMILTON, W., JIŘÍČEK, R. & WESSELY, G. (1990): The Alpine-Carpathian floor of the Vienna Basin in Austria and ČSSR. – In: D. MIŇÁKOVÁ & H. LOBITZER (eds.): *Festive Volume Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia*, 46–56, Wien (Geol. B.-A.) – Prag (ÚÚG).
- HAMILTON, W., WAGNER, L. & WESSELY, G. (2000): Oil and Gas in Austria. – In: NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (eds.): *Geology in Austria and adjoining areas*. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **92**, 235–262.
- JABLONSKÝ, J. (1992): Rossfeld Formation in Krížna and Choč Nappes, Western Carpathians. – *Terra Nova Abstr.*, **4**, 2–34.
- JAKÁL, J. (1983): Karst relief and its significance in the geomorphological picture of the Western Carpathians. – *Geogr. čas. SAV*, **35/2**, 160–183 (slowakisch).
- KOVÁČ, M. (1986): Lower Miocene sedimentation in the area of Jablonica depression – a model bound to oblique-slip mobile zone. – *Geol. Zbor. Geol. Carpath*, **37/1**, 3–15.
- KOVÁČIK, J. (1955): Residuelle Eisenerze vom Plešivec-Plateau. – *Geol. sbor.*, **6/3–4**, 232–251 (slowakisch).
- KOZUR, H. (1991): The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. – *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **87**, 109–135.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1973): Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. – *Geol. Zbor. Geol. Carpath*, **24/2**, 365–374.
- LEISS, O. (1989): Der Bauxit und die lateritisch-bauxitischen Ablagerungen der Tiefen Gosau (Turon/Coniac) in den Nördlichen Kalkalpen. – *Zeitschr. dt. Geol. Ges.*, **140**, 137–150.
- LEXA, J., BEZÁK, V., ELEČKO, J., MELLO, J., POLÁK, M. & VOZÁR, J. (2000): Geological map of Western Carpathians and adjacent areas. – Ministry of Environment of Slovak Republic.
- LICHTECKER, N. (1938): Beiträge zur morphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. I. Teil: Die nordöstlichen Alpen. – *Geogr. Jahresbericht aus Österreich*, **19**, 1–82.
- LINTNEROVÁ, O., MASARYK, P. & MARTINY, E. (1988): Trace elements distribution in Triassic carbonates from Veterník and Havranica nappes. – *Geol. Carpath.*, **39/3**, 301–322.
- LOBITZER, H., MANDL, G.W., MAZULLO, S.J. & MELLO, J. (1990): Comparative study of Wetterstein carbonate platforms of the easternmost Northern Calcareous Alps and West Carpathian Mountains: preliminary results. – In: D. MIŇÁKOVÁ & H. LOBITZER (eds.): *Festive Volume Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia*, 136–158, Wien (Geol. B.-A.) – Prag (ÚÚG).
- MAHEL', M. (1986): Geologischer Bau der tschechoslowakischen Karpaten. Paläoalpine Einheiten 1. – 1–510 (slowakisch), Bratislava (Veda).
- MANDL, G.W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf – Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – In: NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (eds.): *Geology in Austria and adjoining areas*, *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **92**, 61–77.
- MANDL, G.W. (2001a): Die östlichen Kalkhochalpen – stratigraphische Entwicklung und fazielle Differenzierung vom Perm bis in den Jura. – *Arbeitstagung Geol. B.-A. 2001*, 71–87.
- MANDL, G.W. (2001b): Zum tektonischen Bauplan der östlichen Kalkhochalpen. – *Arbeitstagung Geol. B.-A. 2001*, 123–131.
- MARSCHALCO, R. & MELLO, J. (1993): Turbidites as fillings of cavities in Triassic limestones of the Silica nappe (Western Carpathians, Plešivec Karst Plateau). – *Geol. Carpath.*, **44/1**, 35–42.
- MASARYK, P., LINTNEROVÁ, O. & MICHALÍK, J. (1993): Sedimentology, lithofacies and diagenesis of the sediments of the Reifling intra-platform basins in the Central Western Carpathians. – *Geol. Carpath.*, **44**, 233–249.
- MATĚJKA, A. (1958): Vorkommen bauxitischer Gesteine bei Drienovec in der Südslowakei. – *Věstn. ÚÚG*, **33/4**, 279–281 (tschechisch).
- MAURITSCH, H.J. & BECKE, M. (1987): Palaeomagnetic investigations in Eastern Alps and the southern border zone. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 282–308.
- MAZÚR, E. (1964): Intermountain basins a characteristic element in the relief of Slovakia. – *Geogr. Čas. SAV*, **16/2**, 105–126.
- MAZÚR, E. (1965): Major features of the West Carpathians in Slovakia as a result of young tectonic movements. – In: E. MAZÚR & V. STEHLÍK (eds.): *Geomorphological problems of Carpathians*, 9–53.
- MAZÚR, E. (1979): Morfostructures of the Western Carpathians and their development. – *Acta Fac. Rer. Nat. Univ. Comenianae, Geogr.*, **17**, 21–30 (slowakisch).
- MELLO, J. (1979): Are the so-called higher nappes and the Silica nappe constituents of the Gemericum? – *Mineralia Slov.* **11**, 279–285 (slowakisch).
- MELLO, J. & SNOPOKOVÁ, P. (1973): Upper Cretaceous fillings in the cavities of Triassic limestones in the Gombasek quarry. – *Geol. Práce, Spr.* **61**, 239–253 (slowakisch).
- MELLO, J., ELEČKO, M., PRISTAŠ, J., REICHWALDER, P., SNOPKO, L., VASS, D., VOZÁROVÁ, A., GAÁL, L., HANZEL, V., HÓK, J., KOVÁČ, P., SLAVKAY, M. & STEINER, A. (1997): Erläuterungen zur geologischen Karte des Slowakischen Karstes 1 : 50 000, 1–255 (slowakisch), Bratislava (Geol. Ústav D. Štúra).
- MICHALÍK, J. (1999): Elements of Mesozoic global regimes as recorded in West Carpathian basinal infillings. – *Geol. carpath.*, **50**, 55–56.
- MICHALÍK, J. & ČINČURA, J. (1992): Cretaceous shallow marine clastics and continental/freshwater deposits in the Western Carpathians, Czechoslovakia. – *Cretaceous Research*, **13**, 157–166.
- MICHALÍK, J., MASARYK, P., LINTNEROVÁ, O., SOTÁK, J., JENDREJÁKOVÁ, O., PAPŠOVÁ, J. & BUČEK, S. (1993): Facies, paleogeography and diagenetic evolution of the Ladinian/Carnian Veterník reef complex, Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). – *Geol. Carpathica*, **44**, 17–34.
- MÍŠÍK, M. (1986): Petrographic-microfacial analysis of pebbles and interpretation of source areas of the Jablonica conglomerates (Lower Miocene of the NW margin of the Malé Karpaty Mts.). – *Geol. Zbor. Geol. Carpath.*, **37/4**, 405–448.
- MÍŠÍK, M. & SÝKORA, M. (1980): Jura der Silica-Einheit, rekonstruiert aus Geröllen und oberkretazische Süßwasserkalke des Gemericum. – *Geol. Zbor. SAV*, **31/3**, 239–261.
- NOVOTNÝ, L. & TULIS, J. (2002): Skalné okno Höhle – vorpaläogener Karst im Slovenský Raj. – *Výskum, využívanie a ochrana jaskýň*, **14**.–16. 11. 2001, 75–79, Stará Lesná.
- ORLOV, A. (1937): Das erste Bauxitvorkommen in der Tschechoslowakei. – *Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tr. II*, **47/13**, 1–22 (tschechisch).
- ORLOV, A. (1938): Bauxitvorkommen in der ČSR. – *Věda přír.*, **19/5**, 137–140 (tschechisch).
- PARRISH, J.T. & CURIS, R.L. (1982): Atmospheric circulation, upwelling and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eras. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **40**, 31–66.
- PÉCSI, M. (1970): Surfaces of planation in the Hungarian Mountains and their relevance to pedimentation. – In: M. PÉCSI (ed.): *Problems of relief planation*, 29–40.
- PELIŠEK, J. (1980): Fossile und relikte Böden in den Karstgebieten der Slowakei. – *Slovenský kras*, **18**, 115–137 (tschechisch).
- PLAŠIENKA, D. (1998): Paleotectonic evolution of the Central Western Carpathians during the Jurassic and Cretaceous. – In: M. RAKÚS (ed.): *Geodynamic development of the Western Carpathians*, 107–130, Bratislava (GÜDŠ).
- RAKÚS, M. (1989): Stratigraphic sections. – In: M. RAKÚS, J. DER-COURT & E.M. NAIRN (eds.): *Evolution of the northern margin of Tethys*, IGCP Project 198, 135–214, Bratislava (GÜDŠ).
- RAKÚS, M. & SÝKORA, M. (2001): Jurassic of Silicium. – *Slovak Geol. Mag.*, **1**, 53–84.
- ROTH, Z. (1980): Western Carpathians – Tertiary structure of Middle Europe. – *Knihovna Ústř. Úst. Geol.*, **55**, 1–128 (tschechisch).
- SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G. (1992): Guidebook to Excursions in the Vienna Basin and the adjacent Alpine-Carpathian thrustbelt in Austria. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **85**, 5–239.

- SÖLCH, J. (1925): Das Formenbild der Ostalpen. – Geogr. Ztschr., **31**, 193–204.
- SPREITZER, H. (1932): Zum Problem der Piedmonttreppe. – Mitt. Österr. Geogr. Ges., **75**, 327–364.
- STANKOVIANSKY, M. (1974): Ein Beitrag zum Kenntniss des Karstes der Biele hory in Kleinen Karpaten. – Geogr. čas SAV, **26/3**, 241–257 (slowakisch).
- STANKOVIANSKY, M. (1982): Geomorphologie der Karstgebiete der Kleinen Karpaten. – In: V. KRÁL (ed.) – Geomorphological Conference, Dept. of cartography and physical geography, Charles University, Prague, 233–241 (slowakisch).
- STEININGER, F.F. & WESSELY, G. (2000): From the Tethys Ocean to the Paratethys Sea: Oligocene to Neogene stratigraphy, paleogeography and paleobiogeography of the circum-Mediterranean region and the Oligocene to Neogene basins evolution in Austria. – In: NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (eds.): Geology in Austria and adjoining areas. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**, 95–116, Wien.
- TOLLMANN, A. (1978): Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. – Mitt. Österr. geol. Ges. (Wien), **69**, 291–351.
- TOLLMANN, A. (1986): Die Entwicklung des Reliefs der Ostalpen. – Mitt. Österr. Geogr. Ges. (Wien), **128**, 62–72.
- TOLLMANN, A. (1990): Paleogeographic maps and profiles in the Eastern Alps and the Relationship of the Eastern Alps to neighboring terrains. – In: M. RAKÚS, J. DER COURT & E.M. NAIRN (eds.), – Evolution of the Northern margin of Tethys Vol III, Mém. Soc. Géol. France, Paris, Nouvelle Série **154**, 23–38.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. – Geol. Soc. America Bull., **71**, 843–908.
- WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994): Paleogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **110**, 235–254.
- WESSELY, G. (1992): The Calcareous Alps below the Vienna Basin in Austria and their structural and facial development in the Alpine–Carpathian border zone. – Geol. Carpath., **43**, 347–353.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1957): Geologisches Kräftespiel und Landformung. – XX, 1–822, Wien (Springer).
- ZORKOVSKÝ, B. (1952): Slowakische Bauxite und ihr Entstehen. – Geol. sbor., **3/1–2**, 89–102 (slowakisch).
- ŽENIŠ, P. & GALLOVÁ, V. (1985): Die Nutzung der Schwerminerale bei der Lösung einiger Probleme der fossilen und relikten Terra rossa-Böden in Karstgebieten der Slowakei. – In: L. ROZLOŽNIK (ed.): Akzessorische Minerale '85 (Slow. Geol. Ges.), 105–113 (slowakisch).

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 16. Juni 2005