

EDUARD KÖHLER — KAROL BORZA*

OBERKREIDE MIT ORBITOIDEN IN DEN KLEINEN KARPATEN

(Abb. 9)



Kurzfassung: In der Arbeit wird das erste paläontologisch belegte Vorkommen von oberkretazischen Sedimenten in den Kleinen Karpaten beschrieben. An dem Südhang der Kote Vápenkova skala ist bei der Gemeinde Rozbehy eine Schichtenfolge von Karbonat-Sandsteinen bis feinkörnigen Konglomeraten campanischen Alters mit Grossforaminiferen der Gattungen *Orbitoides*, *Pseudosiderolites* und *Lepidorbitoides* aufgeschlossen. Im Hangenden der campanischen Schichten befinden sich Körper biohermer Riffkalke mit Korallen und Dasycladaceen, wahrscheinlich maastrichtischen Alters. Das beschriebene Vorkommen stellt ein wichtiges Verbindungsglied zwischen der Brezová-Entwicklung der Oberkreide und den in dem Liegenden des Wiener Beckens in Bohrungen aus der Umgebung der Gemeinden Závod und Studienka festgestellten senonischen Sedimenten dar.

Резюме: В статье описано первое палеонтологически подтвержденное наличие осадков верхнего мела в Малых Карпатах. На южном склоне высоты Вапенкова скала у с. Розбегги обнажена толща карбонатных песчаников вплоть до мелкозернистых конгломератов кампанского возраста с большими фораминиферами относящимися в роды *Orbitoides*, *Pseudosiderolites* и *Lepidorbitoides*. В толщах залегающих над кампанскими песчаниками находятся тела биогермных рифовых известняков с кораллами и мутовчатыми синфонеями вероятно маастрихтского возраста. Описанное местонахождение является важным связующим звеном между брезовской единицей верхнего мела и сенонскими осадками обнаруженными в основе венской впадины в буровых скважинах в окрестностях сел Завод и Студенка.

Einleitung

Im Jahre 1977 wurden von Borza — Köhler — Began — Samuel alle bekannten Angaben über die Orbitoiden-Entwicklung der Kreide in der westlichen Slowakei zusammengefasst. Sie führten an, dass primäre Vorkommen und Gerölle in einer 170 km langen Zone von dem Hügelland Myjavská pahorkatina bis in das nördliche Orava-Gebiet auftreten. Die Entstehung von heteropischen Fazies der Orbitoiden-Entwicklung ist altersmässig an das obere Campan und das Maastricht gebunden, von paläogeographischem Standpunkt aus sind diese Gesteine an den inneren Teil der Klippenzone und die Brezová-Entwicklung gebunden.

Bei dem Studium des vorneogenen Liegenden des Wiener Beckens stiessen Mitarbeiter des Geologischen Institutes Dionýz Štúr bei der Auswertung einiger Bohrungen auf Sedimente, die Gesteinen der

* RNDr. E. Köhler, CSc., RNDr. K. Borza, DrSc., Geologisches Institut der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava.

Orbitoiden-Entwicklung ähnelten (Biely et al., 1973I; Biela, 1978). In der Bohrung Studienka-5 z. B. wurden in einer Teufe von 2578,7–2583,7 m grau-grüne massige Kalke mit einer relikto-organogenen Struktur angebohrt, in denen von Samuel *Pseudosiderolites* sp., *Orbitoides media* D'ARCHIAC bestimmt wurden, in der Bohrung Studienka-37 wurden von Salaj in dem Teufenintervall von 1699,3–1701,0 m in organodetritischen Kalken orbitoide Foraminiferen bestimmt, unter ihnen *Omphalocyclus* sp. Orbitoide Foraminiferen werden auch aus organodetritischen Kalken aus der Bohrung Závod-68 (ohne näherer Bestimmung) angeführt.

Němec et al. (1974) nehmen an, dass die Schichtenfolge senonischen Alters mit organodetritischen Kalken in das Senon der Brezová-Entwicklung gereiht werden kann.

In den Kleinen Karpaten sind bisher keine Schichtenfolgen oberkretazischen Alters beschrieben worden, auch wurde ihr Vorkommen nicht angenommen. So existierte zwischen der Brezová-Entwicklung in dem Hügelland Myjavská pahorkatina und den senonischen Gesteinen im vorneogenen Liegenden des Wiener Beckens (Bohrungen in der Umgebung der Gemeinden Závod und Studienka) nur eine hypothetische Verbindung.

Bei dem eingehenden geologischen Studium der Kleinen Karpaten in letzter Zeit wurde das Auftreten von Sedimenten oberkretazischen Alters festgestellt, welches ein wichtiges Verbindungsglied zwischen den angeführten Vorkommen darstellt.

Das beschriebene Vorkommen befindet sich an den Südhängen der Kote Vápenkova skala (Kote 469), annähernd 600 m südwestlich der letzten Häuser der Gemeinde Rozbehý (Abb. 1, 2). In der geologischen Karte 1 : 50 000 Kleine

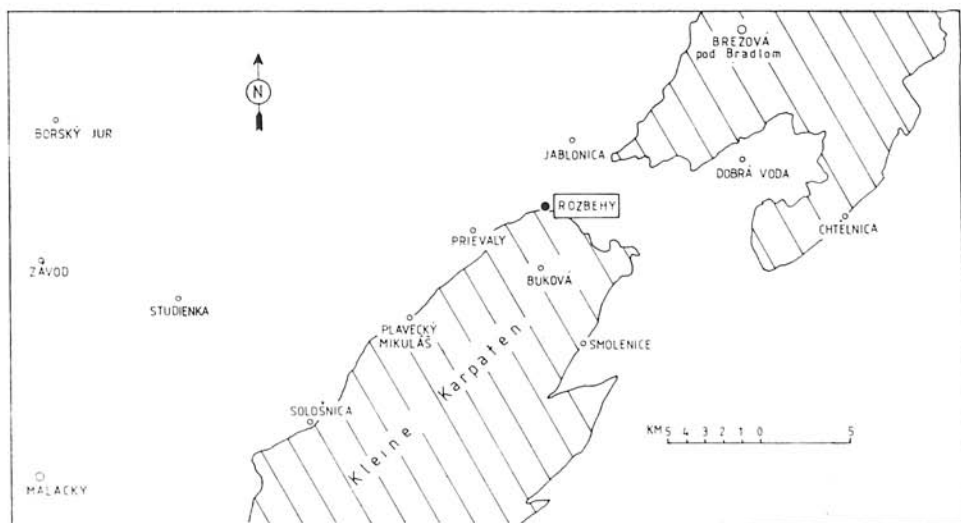


Abb. 1. Situationsskizze der untersuchten Lokalität

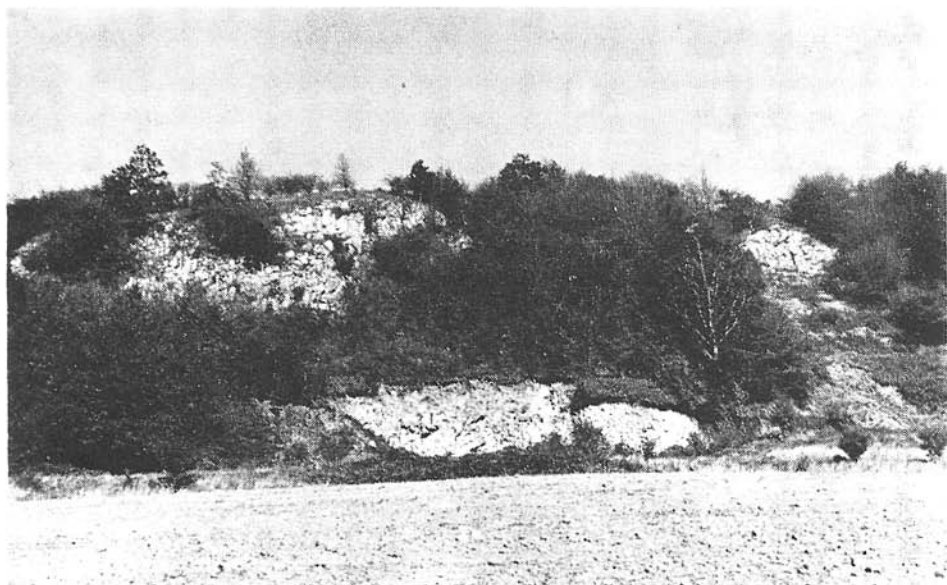


Abb. 2. Gesamtansicht der campanischen Sandstein-Konglomerat-Schichtenfolge an den südlichen Hängen der Kote Vápenkova skala (unten der aufgelassene Steinbruch).
Foto K. Borza

Karpaten (Malé Karpaty – Autoren Maheľ – Cambel, 1972) wird dieses Vorkommen als basales Paläogen angeführt. Bei älteren Kartierungsarbeiten (vergl. z. B. S r n á n e k, 1954) wurde es überhaupt nicht festgestellt.

Litologisch-stratigraphische Charakteristik der studierten Sedimente

Die senonischen Sedimente treten im Liegenden von neogenen Konglomeraten und Brekzien karpatischen Alters auf, die in die Zone Rozbehy – Dobrá Voda gehören.

An dem südlichen Hang der Kote Vápenkova skala differenzierten wir: a) Karbonat-Sandsteine bis feinkörnige Konglomerate, b) organogene Kalke.

a) Karbonatgesteine bis feinkörnige Konglomerate

Die grauen massigen, tektonisch stark gestörten feinkörnigen und grobkörnigen Sandsteine bis feinkörnigen Konglomerate mit vereinzelt Geröllen mit Durchmessern bis zu 5 cm (Abb. 3) sind in einem verlassenen, 35×5 m grossen Steinbruch, sowie in ausgedehnten Felsaufschlüssen über dem Steinbruch (Abb. 2) aufgeschlossen. Ein detailliertes Studium erwies, dass sich die Gesteine aus den einzelnen Partien des Vorkommens weder lithologisch noch altersmässig unterscheiden.

Der graue feinkörnige bis grobkörnige Sandstein, selten bis feinkörniges Konglomerat (Abb. 4–8) besteht vorwiegend aus Bruchstücken von Kalken und Dolomiten. Die Kalke der Bruchstücke sind mikritisch, mikrosparitisch, spari-



Abb. 3. Detail einer Sandstein-Konglomerat-Lage, aufgelassener Steinbruch unter der Kote Vápenkova skala. Foto K. Borza

tisch, es kommen Bruchstücke von Mikrit mit Filamenten und Radiolarien, Bruchstücke mit Crinoidenstielgliedern, Biopelsparite mit häufiger *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN (Obertrias), Pelmikrospare, Pelsparite mit Bruchstücken von Bivalvengehäusen, Kalke mit Ostracoden, Spongiolith-Kalke, Spongiolite vor. Einige Kalk-Bruchstücke weisen Kornregelung auf, einige Bruchstücke sind limonitisiert, in anderen Fällen können undeutliche Mikrostylolithen beobachtet werden. Die Dolomit-Bruchstücke sind mikritisch bis sparitisch. Seltener kommen Bruchstücke von dolomitischen Kalken, Quarzsandsteinen, quarzitischen Kalken, sandigen Kalken, Bruchstücke von Kieselgesteinen (Hornsteinen), Aggregate von Quarzkörnern, Schüppchen von Chlorit, Biotit, Muskovit sowie Zirkon und Turmalin vor. An organischen Resten sind vorhanden: Kalkalgen [unter ihnen *Ethelia alba* (PFENDER)], Bryozoen-Fragmente, Klein- und Grossforaminiferen, Bruchstücke von Bivalvengehäusen (Bruchstücke von Hipuriten — Abb. 4), Crinoidenstielglieder und *Pieninia oblonga* BORZA et MIŠÍK. Einige der Crinoidenstielglieder und Bivalvenbruchstücke sind von Algen angebohrt. Gemein kann das Eindringen von härteren Bruchstücken in weichere, gegebenenfalls in organische Reste beobachtet werden. Das Kittungsmittel der Sandsteine bis Konglomerate ist kalzitisch.

Das campanische Alter des beschriebenen Gesteins wird durch das Vorkommen typischer campanischer Grossforaminiferen bewiesen (Abb. 4–7) *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER, *Orbitoides media* D'ARCHIAC, *Pseudosiderolites vidali* (DOUVILLÉ) und *Lepidorbitoides minima* DOUVILLÉ. Grossforaminiferen kommen in den einzelnen Proben in einer sehr veränderlichen Anzahl vor,

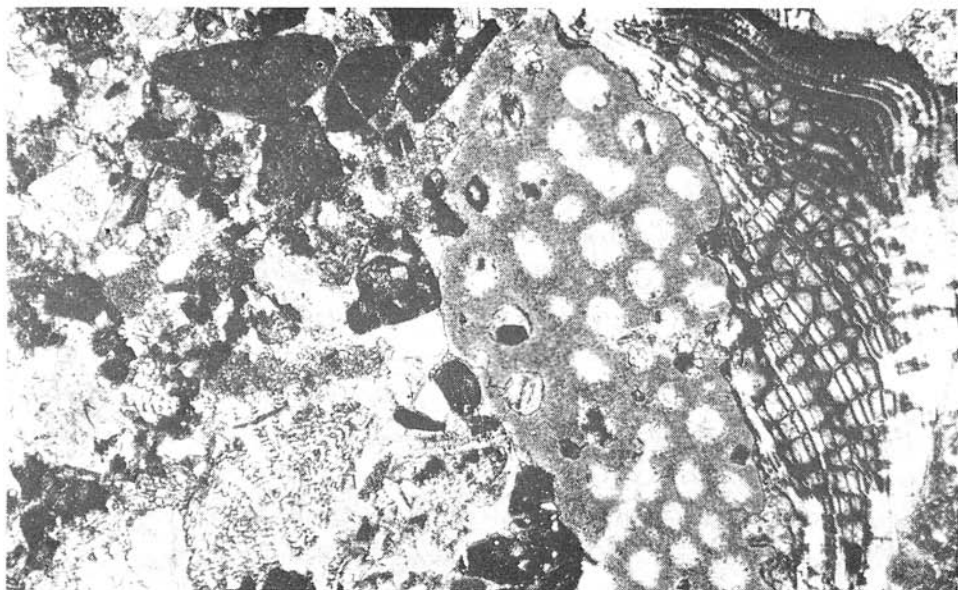


Abb. 4. Dünnschliff, Karbonat-Sandstein mit Schnitt durch *Lepidorbitoides minima* DOUVILLÉ und Hipuriten-Bruchstück (rechte Seite der Abbildung). Vápenkova skala, Vergr. 25 x. Campan

am häufigsten sind sie in Proben aus den Felspartien über dem Steinbruch.

Orbitoides tissoti SCHLUMBERGER, 1902 (Abb. 5) bildet vorwiegend dick-linsenförmige Gehäuse mit einem Durchmesser von 1,2–2,3 mm und einer Dicke von 0,7–1,5 mm. In der Gehäuseform kommen diese Formen der Unterart *O. tissoti minima* VREDENBURG sehr nahe. Der Embryonalapparat wurde nur in Schräg- und Querschnitten erfasst, wo er sich als ein- bis dreikammerig, mit einer Länge von 0,16 bis 0,25 mm äussert. Die Äquatorialschicht wird allmählich dicker, von 0,10 mm auf 0,20 bis 0,24 mm an der Peripherie, die Kammern sind stellenweise sehr unregelmässig angeordnet (primitives Merkmal). In Querschnitten sind 1–2 Stolone mit Durchmessern von 0,02–0,03 mm je Kammern-Reihe zu sehen. Den Angaben von Papp (1955) und Köhler (1962) nach, ist diese Art für das untere und mittlere Campan charakteristisch.

Orbitoides media D'ARCHIAC, 1835 (Abb. 6) kommt in den Proben selten vor, bildet flachere linsenförmige Gehäuse mit Durchmessern von 2,5 bis 4,1 mm und einer Dicke von 1,2 bis 2,1 mm. Der Embryonalapparat mit Durchmessern bis zu 0,35 mm ist in den Schnitten sehr selten erfasst, es ist nicht möglich die Details seines Baues zu studieren, durch welche seine Zuordnung zu einer der Unterarten möglich wäre. Die Äquatorialschicht nimmt von 0,14 mm auf 0,25 bis 0,28 mm an der Peripherie zu, in Querschnitten sind 1–2 Stolone mit Durchmessern von 0,03 mm je Kammern-Reihe sichtbar. Diese Art erreicht ihre stärkste Entfaltung im mittleren und oberen Campan (Papp, 1956, Köhler, 1962), doch kommt sie auch im Maastricht vor.

Pseudosiderolites vidali (DOUVILLÉ, 1907) ist eine sehr häufige Art in einigen

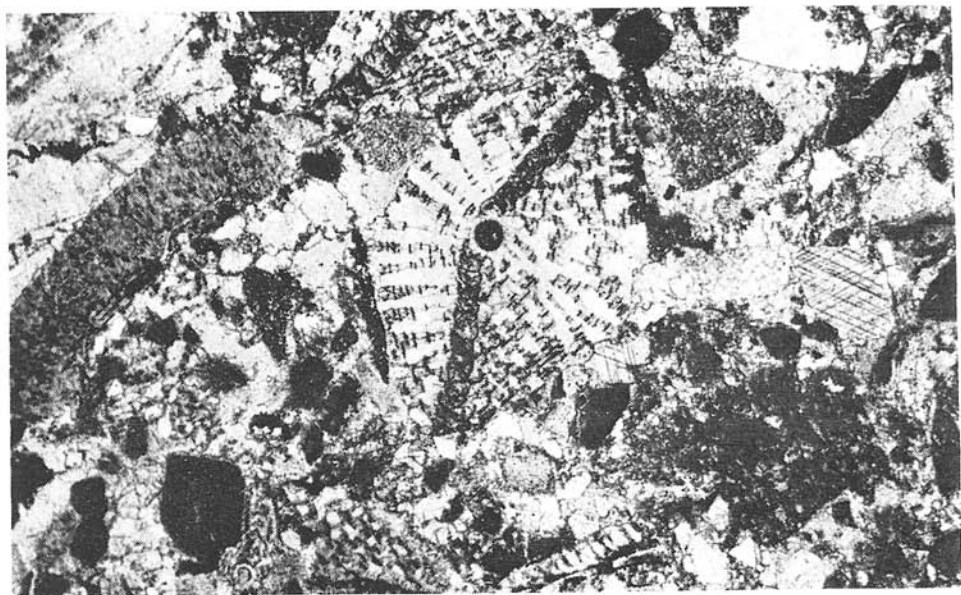


Abb. 5. Dünnschliff, Karbonat-Sandstein mit Schnitt durch *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER. Vápenkova skala, Vergr. 25 x. Campan



Abb. 6. Dünnschliff, Karbonat-Sandstein mit Schnitt durch *Orbitoides media* D'ARCHIAC (rechts) und Bruchstück von *Lepidorbitoides* sp. Vápenkova skala, Vergr. 25 x. Campan

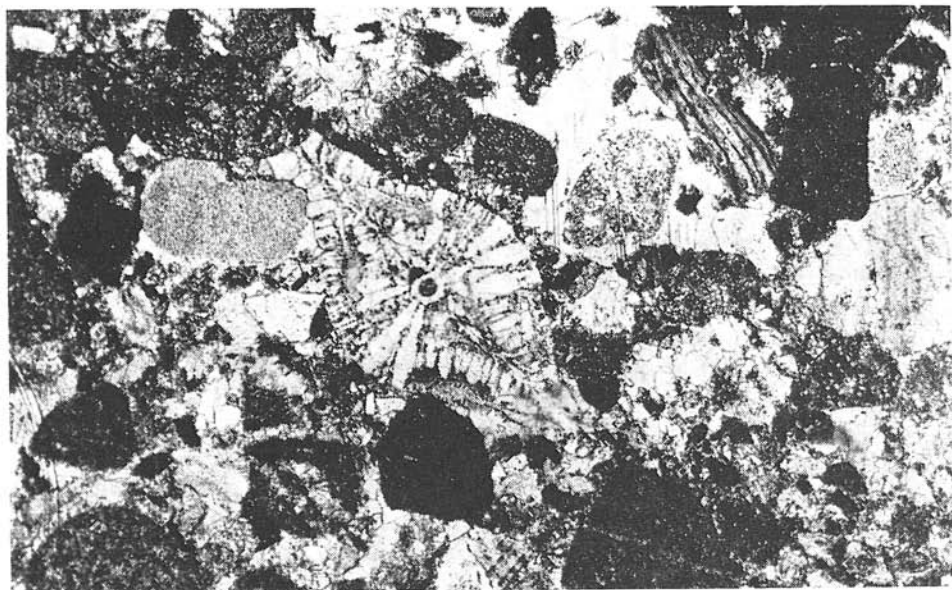


Abb. 7. Dünnschliff, Karbonat-Sandstein mit Schnitt durch *Pseudosiderolites vidali* (DOUVILLÉ). Vápenkova skala, Vergr. 25 x. Campan

Dünnschliffen (Abb. 7). Sie bildet markant linsenförmige Gehäuse mit 1,6 bis 4,2 mm Durchmesser und 1,0 bis 1,7 mm Dicke, mit 2–3 spiral gewundenen Umgängen. Der Embryonalapparat ist bilokulär, Durchmesser des Protoconchs 0,06 bis 0,09 mm, Durchmesser der ersten beiden Kammern 0,13 bis 0,15 mm. In der Umbonalpartie des Gehäuses befinden sich Pfeiler mit Durchmessern von 0,10 bis 0,13 mm. Die beschriebene Form gehört zu den typisch campanischen Arten (vergl. Köhler, 1962; Borza et al., 1977), in jüngeren Sedimenten kommt sie nur verlagert vor.

Lepidorbitoides minima DOUVILLÉ, 1902 ist in einigen Dünnschliffen eine sehr häufig vorkommende Art (Abb. 4, 8). Sie bildet linsenförmige Gehäuse mit Durchmessern von 0,8 bis 2,1 mm und einer Dicke von 0,4 bis 0,8 mm. Der Embryonalapparat ist bilokulär, der Durchmesser des Protoconchs beträgt 0,06–0,09 mm. Die Äquatorialschicht ist 0,03 bis 0,06 mm dick, die Pfeiler in der Lateralschicht sind 0,04 bis 0,08 mm dick. Querschnitte erinnern an die eozäne Gattung *Discocyclina*. Die Art ist bisher aus dem Westkarpaten nicht beschrieben worden, bekannt ist sie aus Vorkommen in Österreich, wo sie im oberen Campan auftritt (Papp, 1954).

Der angeführten Assoziation nach kann angenommen werden, dass das beschriebene Gestein mit grösster Wahrscheinlichkeit mittelcampanischen Alters ist, es können auch die untersten Schichten des oberen Campan nicht ausgeschlossen werden.

b) Organogene Kalke

In der Böschung, annähernd 100 m nordöstlich des beschriebenen Steinbruchs, befindet sich ein grosser Block von rosabräunlichem bis gelblichem

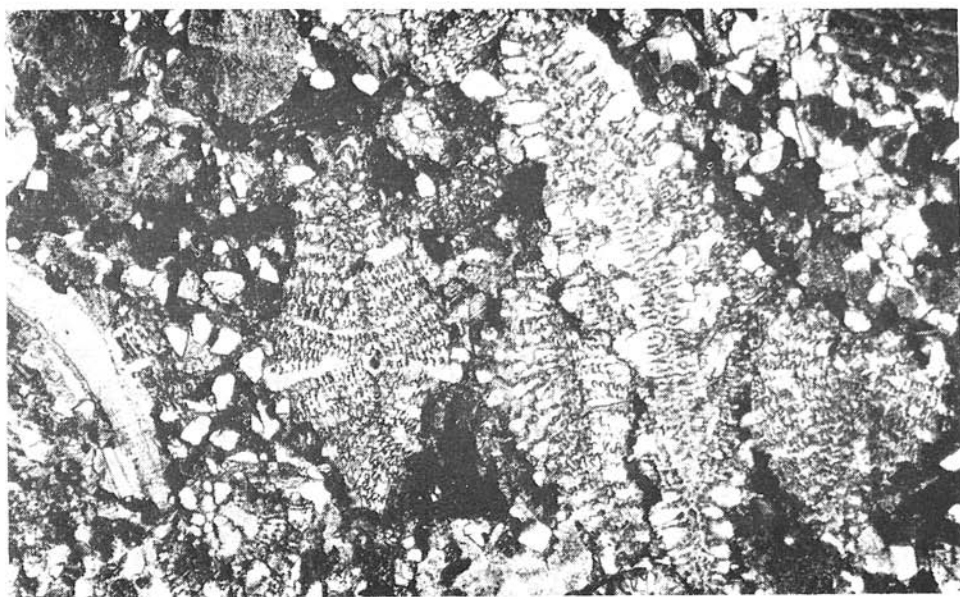


Abb. 8. Dünnschliff, Karbonat-Sandstein mit Schnitten von *Lepidorbitoides minima* DOUVILLÉ. Vápenkova skala, Vergr. 25 x. Campan

organogenem Kalk mit Riff-Charakter (Abb. 9). Er enthält sehr häufige Lithothamnien, häufig ist die Art *Peyssonelia antiqua* JOHNSON. Nicht selten sind Schnitte von Dasycladaceen, eine häufige Komponente bilden Bryozoen. Seltenere sind Foraminiferen, unter ihnen konnten Milioliden, Globigerinen und rotaliide Typen, *Planorbulina cretae* (MARSSON), *Miniacina* sp. und sessile Formen unterschieden werden. Selten kommen Ostracoden, Stacheln von Seeigeln, Gastropoden und Serpulen vor. Häufig ist winziger Organodetritus. Gemein kommen rekristallisierte Bruchstücke von Bivalvengehäusen, selten auch Crinoidenstielglieder vor. Vereinzelt finden sich *Globochaete alpina* LOMBARD, *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Cadosina* sp. und *Colomisphaera* sp. Korallenstöcke sind selten. Der Kalk ist mikritisch, stellenweise mikrosparitisch. Selten kommen von Sparit ausgefüllte Hohlräume, gegebenenfalls Hohlräume mit einer inneren Sedimentation vor. An detritischem Gemengteil kommen häufiger Quarzkörner mit Querschnitten bis 0,1 mm vor, vereinzelt treten Zirkon, Muskovit, Biotit, Chlorit und Bruchstücke von Dolomit auf. Das klastische Material ist ungleichmässig versprengt. Das Gestein ist zweifellos jünger als die orbitoidenführenden Schichten. Nach der Analogie zu Vorkommen in dem Flussgebiet des Váh (Ovčiarско — vergl. Samuel et al., 1972) nehmen wir für den Kalk-Block ein Maastricht-Alter an.

In der Umgebung der Kote Vápenkova skala an dem Feldweg befinden sich Blöcke hellgrauer bis rosa organogener Kalke, die wahrscheinlich aus dem Liegenden der Neogensedimente stammen. Die Kalke sind mikritisch-mikrosparitisch, sie enthalten häufig Korallen und Bryozoen, weniger häufig sind Lithothamnien, Bruchstücke von Bivalven, Crinoidenstielglieder, Foraminiferen —



Abb. 9. Dünnschliff, Biohermkalk mit Dasycladaceen. Block unter der Kote Vápenkova skala, Vergr. 25 x. Maastricht. Foto Abb. 4–9: Brodnianska

unter diesen *Planorbulina cretae* (MARSSON), agglutinierte Formen, sessile Formen, vorhanden sind auch Ostracoden, vereinzelt kommt *Colomisphaera* sp., *Cadosina* sp., *Bonetocardiella conoidea* (BONET), *Acicularia* sp., Schwammnadeln, Seeigelstacheln und Gastropoden vor. Öfter enthalten sie einen detritischen Gemengteil mit Grössen bis zu 0,2–0,3 mm, am häufigsten Quarzkörner, seltener Feldspäte, Bruchstücke von Muskovit, Granat, Turmalin und Zirkon. Auch für diese Blöcke nehmen wir ein oberkretazisches (Campan – Maastricht) Alter an.

Abschluss

Bei einem Vergleich mit den benachbarten Gebieten können wir die grössten Analogien zu dem Entstehungsbereich der Brezová-Kreide in dem nahen Hügelland Myjavská pahorkatina beobachten. Orbitoidenschichten campanischen Alters sind hier stark entwickelt und paläontologisch belegt (z. B. Vorkommen Siroké sedlo, Jandova dolina, vergl. Köhler, 1962). Die senonischen Sedimente im Liegenden des Wiener Beckens (Bohrungen in der Umgebung der Gemeinden Závod und Studienka) gehören zweifelsfrei ebenfalls zu dieser Entwicklung. Mit ihrem detritischen Charakter nähern sie sich stark den Schichten bei Rozbehy. Sie enthalten auch ähnliche Assoziationen von Grossforaminiferen (z. B. in dem Bohrkern Závod-57 aus einer Teufe von 3828,7 m kommt *Lepidorbitoides minima* DOUVILLÉ vor). Auch in dem Liegenden des Wiener Beckens auf österreichischem Territorium werden Vorkommen kretazischer Sedimente in Gosau-Entwicklung angeführt (Kröll – Wessely, 1973), es werden aus ihnen keine bestimmten Grossforaminiferen erwähnt.

Abschliessend kann konstatiert werden, dass die von einigen Dislokationen unterbrochene Brezová-Entwicklung der Oberkreide über die Vápenkova skala in das Liegende des Wiener Beckens fortsetzt, wo sie wahrscheinlich unzusammenhängende örtliche Vorkommen bildet. Die Anwesenheit von oberkretazischen (Campan — Maastricht) Kalkblöcken mit einem Riff-Charakter weist auf eine bedeutende Verflachung des Sedimentationsraumes zu Ende der Kreide infolge der laramischen tektonischen Phase hin.

Übersetzt von L. Osvald

SCHRIFTTUM

- BIELA, A., 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. I. Záhorská nížina, Podunajská nížina. Regionálna geológia ZK (Bratislava), 10, S. 5–224.
- BIELY, A. — JANÁČEK, J. — KULLMANOVÁ, A. — LEŠKO, B. — PLANDEROVÁ, E. — SAMUEL, O., 1973: Geologické vyhodnotenie podložia Viedenskej panvy v r. 1973. Manuscript Geofond (Bratislava), 148 S.
- BORZA, K. — KÖHLER, E. — BEGAN, A. — SAMUEL, O., 1977: Orbitoidový vývin kriedy západného Slovenska. Geol. Práce, Správy (Bratislava), 67, S. 73–92.
- DOUVILLÉ, H., 1907: Évolution et enchainements des Foraminifères. Bull. Soc. géol. Fr. (Paris), 7, 4, S. 588–602.
- KÖHLER, E., 1962: Velké foraminifery v senóne Brezovského potoka. Geol. Zborn. (Bratislava), 13, 1, S. 91–128.
- KRÖLL, A. — WESSELY, G., 1973: Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluss im Wiener Becken. Erdoel-Erdgas Zeitschr. (Wien), 89, S. 400–413.
- NĚMEC, F. — KOCÁK, A. — MAYER, S., 1974: Předneogenní podloží slovenské části Vídeňské pánve a jeho další průzkum. Manuscript. Archiv Geol. ústavu D. Štúra (Bratislava), S. 1–20.
- PAPP, A., 1954: Über die Entwicklung von Pseudorbitoides und Lepidorbitoides in Europa. Verhandl. Geol. Bundesanst. (Wien), 3, S. 162–169.
- PAPP, A., 1955: Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St. Paul (Kärnten). III. Foraminiferen aus dem Campan von Silberegg. Sitzungsab. Akad. d. Wiss., mat.-naturw. Kl. (Wien), 164, S. 345–357.
- PAPP, A., 1956: Die morphologisch-genetische Entwicklung von Orbitoiden und ihre stratigraphische Bedeutung im Senon. Paläont. Zeitschr. (Struttgart), 30, S. 45–49.
- SALAJ, J. — BEGAN, A., 1963: Faciálne vývoje a mikrobiostratigrafia vrchnej kriedy bradlového pásma. Geol. Práce, Správy (Bratislava), 30, S. 113–120.
- SALAJ, J. — SAMUEL, O., 1963: Contribution to the stratigraphy of the Cretaceous of the Klippen Belt and Central West Carpathians. Geol. Zborn. (Bratislava), 14, 1, S. 109–125.
- SALAJ, J. — SAMUEL, O., 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), 291 S.
- SAMUEL, O. — BORZA, K. — KÖHLER, E., 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh valley (West Carpathians). Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), 246 S.
- SCHLUMBERGER, M. CH., 1902: Deuxième note sur les Orbitoides. Bull. Soc. géol. Fr. (Paris), 2, 4, S. 255–261.
- SRNÁNEK, J., 1954: Zpráva o geologickom mapovaní v oblasti Hradište pod Vrátnom — Rozbeh. Geol. Práce, Zprávy (Bratislava), 1, S. 35–37.

Zur Veröffentlichung empfohlen von J. SALAJ

Manuskript eingegangen am 8. Nov. 1983