

Sedymencja ewaporatów badeńskich w zbiorniku przedkarpaccim

Tadeusz Marek Peryt*



Deposition of Middle Miocene Badenian evaporites in the Carpathian Foredeep Basin. *Prz. Geol.*, 54: 438–444.

Summary. Badenian evaporites of the Carpathian Foredeep Basin represent the lower part of the NN6 zone and are underlain and overlain by deep-water deposits. Halite and associated deposits in the central part of the Badenian evaporite basin show the same facies successions and marker beds can be traced across and between individual basins. Characteristic marker beds made it possible to correlate various facies zones of the marginal Ca-sulfate platform. These marker beds seem to reflect events that may be related to sudden and widespread changes in water chemistry, which in turn imply major changes in basin hydrology. The onset of the evaporitic deposition in the Carpathian Foredeep was clearly diachronous and the evaporites deposited in the basin centre preceded the beginning of evaporite sedimentation in the marginal basin, however, depositional history in the marginal basin and the basin center was the same. Sedimentological and geochemical data indicate recycling of evaporites throughout most of the evaporite deposition.

ginal basin and the basin center was the same. Sedimentological and geochemical data indicate recycling of evaporites throughout most of the evaporite deposition.

Key words: *evaporites, Miocene, facies, sedimentation, redeposition, correlation, Carpathian Foredeep*

Ewaporaty badeńskie zbiornika przedkarpacciego (ryc. 1) są obiektem badań geologicznych od dwóch stuleci. Badania te początkowo dotyczyły utworów chlorkowych, co było związane z faktem wielowiekowej intensywnej eksploatacji soli w różnych częściach zapadliska przedkarpacciego (Windakiewicz, 1927), ale rychło objęły utwory siarczanowe i związane z nimi złoża siarki. W efekcie literatura poświęcona ewaporatom badeńskim jest bardzo obszerna i dlatego w niniejszej pracy — mającej charakter przeglądowy — nacisk zostanie położony na wyniki prac ostatniej dekady. Wcześniejsze badania ewaporatów badeńskich zostały podsumowane w kilku monografiach, zawierających obszerną literaturę przedmiotu (Kwiatkowski, 1972; Korenevskiy i in., 1977; Garlicki, 1979; Stoica & Gherasie, 1981; Liszkowski, 1989), a ponadto — w kilku późniejszych artykułach (np. Kasprzyk, 1993; Bąbel, 2004). W niniejszym przeglądzie z uwagi na ograniczenie jego objętości tylko na niektóre z tych starszych prac się powołuję, chociaż należy z naciskiem podkreślić, że w olbrzymiej większości te starsze prace pod wieloma względami zachowują swoją aktualność do dziś. Podobnie — w przeglądzie niniejszym pominięto zagadnienia związane z genezą złóż siarki, ujęte w kilku monografiach (np. Aleksenko, 1967; Pawlikowski, 1982; Pawłowski i in., 1985; Gąsiewicz, 2000) i licznych artykułach. Wreszcie — zagadnienia sedymencji ewaporatów badeńskich, jakie są przedmiotem tej pracy, dotyczą obszaru przedkarpacciego od Czech przez Polskę do Ukrainy, natomiast nie jest dyskutowany obszar Mołdowy, Rumunii i Bułgarii (zob. literatura na temat tego obszaru [W:] Peryt i in., 2004; Peryt, 2006).

Tło geologiczne

Chociaż tradycyjnie ewaporaty badeńskie są zaliczane do wielicza, tj. środkowego badenu, to badania nanoplanktonu wapiennego wskazują, iż ewaporaty występują w dolnej części poziomu NN6 (Peryt, 1997, 1999; Andreyeva-Grigorovich i in., 2003) i tym samym powstały w późnym badenie. Wniosek taki wynika także z datowania ($13,6 \pm 0,2$ Ma — Dudek i in., 2004) poziomu tufowego WT-3, występującego poniżej soli krystalicznej w Bochni.

Ewaporaty badeńskie są zazwyczaj podścielone badeńskimi morskimi osadami silikoklastycznymi i węglanowymi, zaliczanymi — na obszarze polskiej części zapadliska przedkarpacciego — do głębokowodnej formacji ze Skawiny, zawierającej lokalnie cienką warstwę muszłowca (tzw. warstwa erwiliowa) w najwyższej części (np. Pawłowski i in., 1985). Na obszarze Ukrainy poniżej ewaporatów badeńskich występuje głębokowodna formacja z Bohorodczan (w strefie samborskiej), formacja z Żurowa (w strefie zewnętrznej) oraz — stwierdzona na obszarze kratonu — warstwa piaszczysta z Roztocza leżąca na warstwie erwiliowej (Andreyeva-Grigorovich i in., 1997). Ewaporaty badeńskie Polski należą do dwóch formacji (Alexandrowicz i in., 1982): z Krzyżanowic i z Wieliczki. Formacja z Krzyżanowic to siarczany wapnia i towarzyszące im osady silikoklastyczne, głównie iłowce, oraz wapienie płonne i siarkonośne; łączna miąższość tych utworów dochodzi do 60 m w peryferycznej części zbiornika, a w jego części środkowej wynosi na ogół 10–20 m. Formacja z Wieliczki (Garlicki, 1994a) to sól kamienna z przewarstwieniami iłowców i podrzędnie siarczanu wapnia, o ogólnej miąższości 30–100 m. Na obszarze Ukrainy ewaporaty należą do formacji z Tyras oraz być może do warstw z Kałusza (niektórzy autorzy uważają, że w istocie reprezentują one formację ze Stebnika, należąca do ottnangu — zob. dyskusja w Wójtowicz i in., 2003). Badania nanoplanktonu warstw z Kałusza (Andreyeva-Grigorovich i in., 2003) oraz wieku K/Ar langbeinitu z Kałusza (Wójtowicz i in., 2003) dały rozbieżne wyniki.

Następstwo zjawisk, które doprowadziły w badenie do depozycji ewaporatów, nie jest do końca wyjaśnione (zob. np. Gonera i in., 2000; Peryt, 2006). Zazwyczaj przyjmuje się (np. Kwiatkowski, 1972; Bąbel, 2004), że sedymencja tych ewaporatów była związana z obniżeniem poziomu morza, a zasięg obniżenia ewaporatowego wyniósł od kilkudziesięciu do 100 metrów (Oszczypko, 1998; Bąbel, 2004). Spadek poziomu wody w basenie w trakcie obniżenia ewaporatowego był bardzo szybki. Jeśli uznać, że laminy w osadach siarczanowych i chlorkowych reprezentują interwały roczne, czas trwania badeńskiej sedymencji ewaporatowej w zapadlisku przedkarpaccim wynosiłby 20 000–35 000 lat (Garlicki, 1979; Niemczyk, 1995; Petrichenko i in., 1997), ale w istocie każda para lamin może reprezentować okres

*Państwowy Instytut Geologiczny, Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; tadeusz.peryt@pgi.gov.pl

kilku lat (Sonnenfeld, 1984) i dlatego czas powstawania ewaporatów mógł być znacznie dłuższy.

Ewaporaty badieńskie wykazują regularny układ facji (Garlicki, 1979; Petrichenko i in., 1997). Gips pierwotny tworzy szeroką (10–50 km w Polsce i do 100 km na Ukrainie) brzeżną platformę siarczanową, na obszarze której wydzieliła się trzy strefy facjalne (I–III; ryc. 1). Platforma ta przechodzi w kierunku środka zbiornika w basen siarczanowy (o szerokości 20–60 km), natomiast w części basenu przylegającej do Karpat w lokalnych basenach solnych występują utwory halitu (ryc. 1). Ewaporaty badieńskie są przykryte utworami silikoklastycznymi o genezie morskiej do brakicznej (Ney i in., 1974; Porębski i in., 2003), należącymi – na obszarze Polski — do głębokowodnej formacji z Machowa (Jasionowski i in., 2004, z literaturą), a na obszarze Ukrainy — do głębokomorskiej formacji z Kosowa (oraz różnych facji morskich w bardziej brzeżnych częściach basenu — Andreyeva-Grigorovich i in., 1997). Zarówno w facji halitowej, jak i w basenowej facji siarczanowej, ewaporaty są przykryte iłowcami powstałymi na stoku szelfu (Dziedzic, 2000). W strefie III na ogół strop gipsów klastycznych jest skrasowiawy (Pawłowski i in., 1985) i przykryty ciemnymi laminowanymi iłami i margłami zaliczanymi do ogniwa iłów spiralizowanych, z licznymi skrzydłonogami w najniższej ich części oraz licznymi otwornicami — w górnej (Jurkiewicz & Karnkowski, 1961). Masowe występowanie skrzydłonogów — które są organizmami stenohalinowymi (Krach, 1981) — jest rezultatem masowego ich giniecia w wyniku mieszania się górnej warstwy wody morskiej (o średnim zasoleniu) i dolnej warstwy o wysokim zasoleniu, cechującej się anoksycznością, odziedziczoną po depozycji ewaporatów (Krach, 1981). W płytszych natomiast, lepiej natlenionych częściach zbiornika — miejscami w strefie III i powszechnie w strefie II i I — na gipsach wystę-

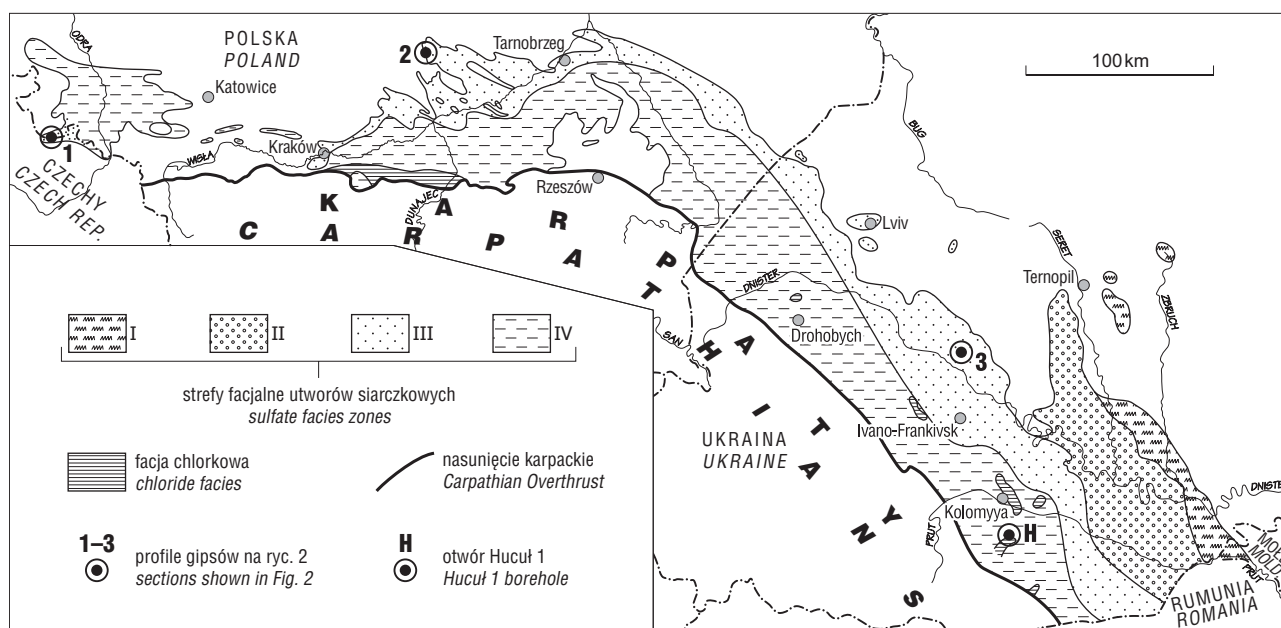
pują, zwłaszcza na Ukrainie, utwory wapienia ratyńskiego (Peryt & Peryt, 1994).

Korelacja ewaporatów

Ewaporaty badieńskie, zarówno w facji siarczanowej (Kubica, 1992; Peryt i in., 1994; Kasprzyk, 1995), jak i chlorkowej (Garlicki, 1994b), cechuje lateralna ciągłość korelowalnych litologii na odległość kilkuset kilometrów (ryc. 2). Było to związane z powstaniem ewaporatów w zbiorniku depresyjnym, w którym zwierciadło solanki znajdowało się poniżej poziomu morza badieńskiego; w rezultacie podczas wzrostu poziomu morza nowe wody morskie mogły wkraczać do tej depresji (Peryt, 2001). Badieński zbiornik ewaporatowy wykazuje cechy basenu saliny (Bąbel, 2004, 2005a, b).

Osady chlorkowe i towarzyszące im utwory silikoklastyczne w środkowej części basenu ewaporatowego w Polsce wykazują bardzo zbliżone sukcesje facji (Garlicki, 1979, 1994b). Regionalna korelacja litostratygraficzna na podstawie cyklotemów i warstw przewodnych, początkowo wyróżnionych w warstwowanej części kopalni Wieliczka, umożliwiła wyróżnienie pięciu cyklotemów (Garlicki, 1979, 1994b). Najlepiej rozpoznano zmiany facjalne w solach Wieliczki, gdzie wyróżniono dwie części złoża — pokładową i bryłową (Gaweł, 1962). Pierwsza z nich powstała w głębszej i bardziej dystalnej części basenu, natomiast sole budujące część bryłową wytrącały się w płytszej części zbiornika, blisko brzegu Karpat (Bukowski, 1994). W obu częściach złoża występują struktury sedymentacyjne wskazujące na powstanie większości warstw w wyniku redepozycji przez grawitacyjne ruchy masowe (np. Ślącza & Kolasa, 1997).

Rezultatem intensywnych badań facjalnych, zwłaszcza w trakcie ostatniej dekady, jest dobre poznanie utworów siarczanowych, zarówno na obszarze brzeżnej platformy



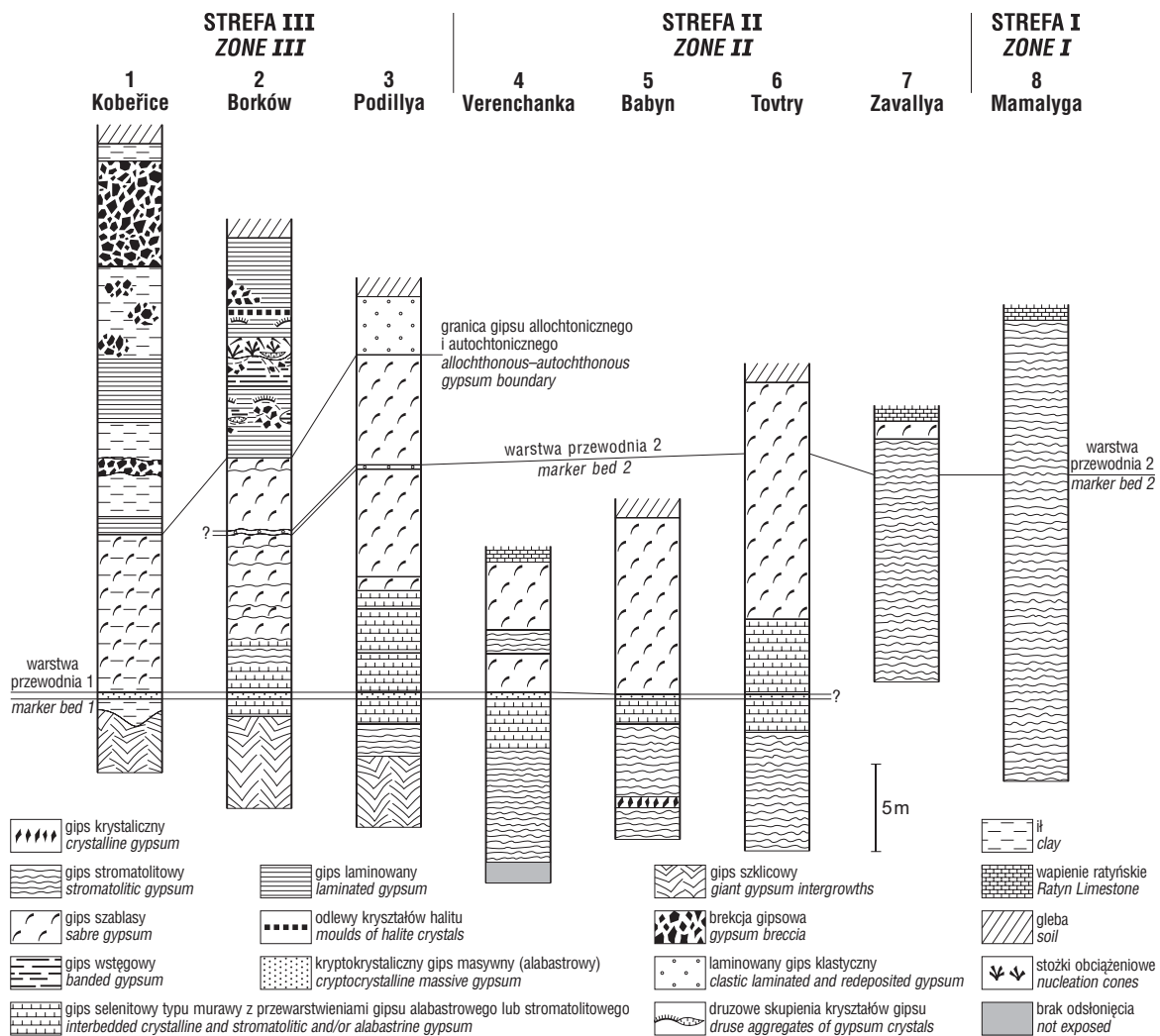
Ryc. 1. Strefy facjalne ewaporatów badieńskich w zbiorniku przedkarpackim (wg Peryta, 2006; występowanie ewaporatów na Ukrainie częściowo wg Bąbla, 2005a). Numery 1–3 dotyczą profili gipsów na ryc. 2; H — otwór Hucul 1

Fig. 1. Badenian evaporite facies of the Carpathian Foredeep Basin (after Peryt, 2006; occurrence of evaporites in the Ukraine partly after Bąbel, 2005a). Numbers 1–3 refer to sections shown in Fig. 2; H — shows the location of Hucul 1 borehole

siarczanowej (np. Bąbel, 1999a, b, 2002, 2005b; Becker, 2005; Kasprzyk, 1999; Niemczyk, 1997, 1998; Peryt, 1996, 2001; Peryt i in., 1997, 2004), jak i w środkowej części zbiornika (np. Kasprzyk & Orti, 1998; Peryt, 2000; Kasprzyk, 2003). Największą zmienność facjalną stwierdzono na obszarze brzeżnej platformy siarczanowej ukraińskiej części zbiornika przedkarpacciego (ryc. 3). Występują tu trzy główne typy profili gipsowych, podczas gdy w Polsce i Czechach — tylko jeden typ (Peryt i in., 1998). Te główne typy profili gipsowych reprezentują strefy facjalne, których korelacja jest możliwa dzięki charakterystycznym warstwom przewodnim, jak również obserwacjom w obszarach przejściowych między poszczególnymi strefami facjalnymi (ryc. 2; Peryt, 2001; Peryt i in., 2004). Każdy z trzech głównych typów profilu gipsów w brzeżnej części zbiornika jest związany z odmienną strefą facjalną. Pierwszy składa się wyłącznie z gipsu stromatolitowego (ryc. 2) i jest charakterystyczny dla obszaru o szerokości >15 km przylegającego do brzegów zbiornika gipsowego. Typ drugi jest położony w kierunku centrum zbiornika i cechuje się obecnością gipsu stromatolitowego w dolnej części oraz gipsu szablastego (niekiedy z przewarstwieniem gipsu klastycznego) w górnej części (ryc. 2). Szerokość tej strefy przekracza 40 km. Trzecia strefa,

występująca jeszcze bliżej centrum basenu, cechuje się obecnością gipsów szklicowych (bądź wtórnych gipsów gruzłowych z pseudomorfozami po gipsach szklicowych) w dolnej części, przykrytych kolejno przez gips stromatolitowy, gips szablasty i gips klastyczny (ryc. 2). Dla tej strefy bardzo charakterystyczna jest możliwość korelacji poszczególnych warstw gipsów (Kasprzyk, 1993, 1999; Peryt i in., 1994, 1998; Petrichenko i in., 1997; Bąbel, 1999b, 2005a). W wierceniach, kiedy gips pierwotny jest częściowo lub całkowicie zastąpiony anhydrytem bądź wtórnym gipsem, istnieje możliwość wyróżniania litofacji anhydrytowych będących odpowiednikami macierzystych facji gipsowych (Kubica, 1992). Kiedy występuje wyłącznie wtórny (gruzłowy) gips, nie ma możliwości podziału serii siarczanowej na mniejsze jednostki.

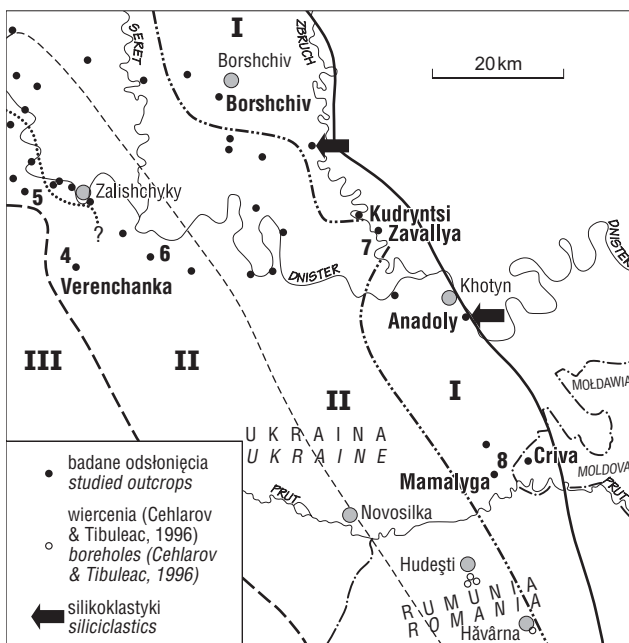
Szczególne znaczenie dla korelacji ma charakterystyczna warstwa przewodnia 1 (Peryt, 2001, 2006) kryptokrystalicznego gipsu masywnego o wyraźnie drobno krenulowanej laminacji, zazwyczaj o miąższości 20–40 cm, występująca kilkadziesiąt cm do kilku metrów nad jednostką gipsów szklicowych w strefie III i stwierdzona na całym obszarze zbiornika przedkarpacciego od Czech przez Polskę do Ukrainy (ryc. 2; Peryt i in., 1998; Bąbel, 2005a). Warstwa ta — po raz pierwszy rozpoznana na Poniidziu



Ryc. 2. Korelacja gipsów (profile wg: Peryt i in., 1997; Peryt & Jasionowski, 1993; Peryt, 2001). Lokalizacja profili — na ryc. 1 i 3
 Fig. 2. Gypsum sections of the Carpathian Foredeep (after Peryt et al., 1997; Peryt & Jasionowski, 1993; Peryt, 2001). See Figs. 1 and 3 for location of those sections

przez Wałę (1962) i oznaczona literą „c” — jest podścielona jednostką zbudowaną z przewarstwiających się gipsów krystalicznych i stromatolitowych lub alabastrowych, poniżej której występuje gips stromatolitowy. Tę samą warstwę stwierdzono w strefie II, natomiast brak jest jej w strefie I (ryc. 2). Zasięg omawianej warstwy wyznacza zasięg depozycji pierwszego etapu rozwoju zbiornika siarczanowego, kiedy to w jego głębszej części trwała sedimentacja gipsów szklicowych, w płytszej zaś — gipsów stromatolitowych (ryc. 4). W następnym etapie sedimentacji zasięg zbiornika siarczanowego uległ znacznemu poszerzeniu w kierunku platformy, przy czym o ile w bardziej peryferycznych jego częściach osadzały się gipsy stromatolitowe, to w strefie III, a następnie — z czasem — w strefie II powstały gipsy szablaste (ryc. 3, 4).

Inna charakterystyczna warstwa to jednostka gipsarenitowa, głównie laminowana, o miąższości ok. 20 cm



Ryc. 3. Badeńskie facje ewaporatowe na obszarze Podolia, Pokucia i Bukowiny. Numery 4–8 dotyczą profili gipsów na ryc. 2; I–III to strefy facji gipsowej; ciągła linia to obecna (prawdopodobnie nie odbiegająca od pierwotnej) granica występowania facji gipsowej; strzałki — zazębianie się facji silikoklastycznej i gipsowej. Granica stref I i II odpowiada NE zasięgowi gipsu szablastego, linia przerywana w strefie II to NE zasięg warstwy przewodniej 1; linia punktowana w strefie II to NE zasięg przewarstwienia gipsu krystalicznego w dolnym kompleksie stromatolitowym (zob. Peryt 2001); granica stref II i III to NE zasięg występowania gipsu szklicowego

Fig. 3. Badenian evaporite facies in Podolia, Pokutian Podolia and Bukovina. Numbers 4–8 refer to sections shown in Fig. 2; I–III indicate corresponding gypsum facies zones; solid line is the present limit of gypsum facies (that probably does not differ significantly from the primary one as indicated by interfingering siliciclastic and gypsum facies — arrows); the boundary line between the gypsum zones I and II corresponds to the north-easternmost occurrence of sabre gypsum; the broken line within the gypsum facies zone II indicates the NE limit of the occurrence of marker bed 1; the dotted line within facies zone II shows the NE limit of occurrence of intercalation of crystalline gypsum within the basal stromatolitic gypsum unit (see Peryt, 2001); and the boundary line between the gypsum facies zones II and III corresponds to the NE limit of occurrence of giant gypsum intergrowths unit at the base of gypsum section

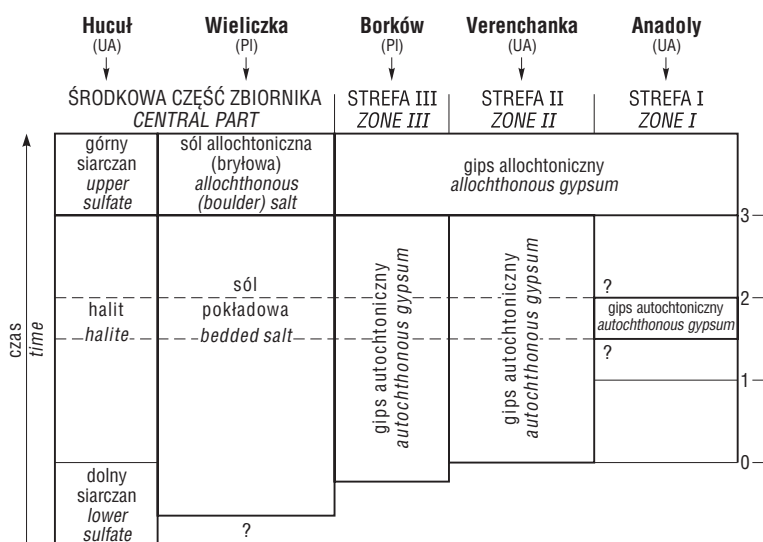
(warstwa przewodnia 2 — Peryt, 2001, 2006), po raz pierwszy rozpoznana na Ponidziu przez Wałę (1962) i oznaczona literą „h”; występuje ona powszechnie w obrębie jednostki gipsów szablastych w strefie III (ryc. 2). Jest też ona spotykana w części strefy II przyległej do strefy III. Bliżej brzegów zbiornika w jej miejsce pojawia się poźłobiona powierzchnia, przykryta soczewkami wapieni typu madstonów i wakstonów z bioklastami świadczącymi o morskiej genezie tych utworów (Peryt, 2001).

Kolejna ważna powierzchnia korelacyjna to granica gipsów autochtonicznych i klastycznych (allochtonicznych), odzwierciedlająca poważną zmianę w historii basenu (ryc. 2; Peryt, 1996). O ile w trakcie depozycji gipsów autochtonicznych głównym czynnikiem warunkującym depozycję były zmiany zasolenia solanek, z których wytrącały się gipsy, o tyle w trakcie sedimentacji gipsów allochtonicznych bardzo istotny był czynnik tektoniczny.

Oprócz walnych warstw przewodnich, Bąbel (2005a) wyróżnił wiele pomniejszych warstw, w szczególności selenitowych, które można śledzić na odległość dziesiątków do setek kilometrów i które są izochroniczne bądź prawie izochroniczne.

Fizyczno-chemiczne warunki powstawania ewaporatów

Dużym osiągnięciem ostatniej dekady jest wykazanie — na podstawie badań petrograficzno-mineralogicznych i geochemicznych — znacznych wahań składu chemicznego solanek w trakcie depozycji badeńskich siarczanów (np. Petrichenko i in., 1997; Rosell i in., 1998; Poberezhskyy, 2000; Peryt i in., 2002; Cendón i in., 2004), jak i chlorków (Bukowski, 1997; Galamay i in., 1997; Garcia Veigas i in., 1997; Kovalevich, 1997; Eastoe & Peryt, 1999; Tobała, 2000a, b; Cendón i in., 2004). W przypadku chlorków, wyniki badań koncentracji bromu, potasu i magnezu w soli kamiennej (Bukowski, 1997; Tobała, 2000a, b), inkluzji fluidalnych w halicie (Galamay i in., 1997; Garcia Veigas i in., 1997; Kovalevich, 1997), stałych izotopów chloru w halicie (Eastoe & Peryt, 1999) oraz modelowania geochemicznego ewaporatów (Cendón i in., 2004), świadczą o dopływach — do zbiornika wypełnionego solankami pochodzenia morskiego — solanek pochodzących z rozpuszczania starszych formacji solonośnych, słodkich wód lądowych, jak również — wód formacyjnych z utworów fliszowych (por. Liszkowski, 1989). Warto tu zaznaczyć, że wspomniane wyniki uzyskane w latach ostatnich w istocie to renesans koncepcji zrodzonych w XIX w., a tak podsumowanych przez Windakiewicza (1927, s. 49): *Niektórzy geolodzy utrzymują, że sól miocenska podkarpacka powstała nie tylko z osadów morza neogeńskiego, ale że i cząstki soli, rozsiane w starszych utworach karpaccich, miały udział w powstawaniu pokładów soli.* Numeryczne modele ewolucji składu substancji rozpuszczonych oraz izotopów wykazują, że w czasie sedimentacji halitu udział dostawy przez wody lądowe wynosił 65–70%, przez morskie — 20–30%, natomiast w wypadku 5–10% była to woda lądowa redeponująca wcześniej wytrącony halit (Cendón i in., 2004). Taka złożona natura solanek, z których wytrącały się ewaporaty, pozostaje skądinąd w zgodności z modelem basenu saliny (Bąbel, 2004). Warto zaznaczyć, iż w halicie z Wieliczki stwierdzono ujemne



Ryc. 4. Korelacja wybranych profili ewaporatów badenijskich. Linie poziome to linie czasu: 0 — początek depozycji w strefie III i w przyległej części strefy II, 1 — czas depozycji warstwy przewodniej 1, 2 — czas powstania osadów warstwy przewodniej 2 (bądź jej odpowiedników), 3 — początek depozycji kompleksu ewaporatów allochtonicznych (w przybliżeniu uważanych za równowiekowe)

Fig. 4. Correlation of selected sections of Badenian evaporites. Horizontal lines (dotted within the particular sections) are time lines: 0 — is the onset of evaporite deposition in the gypsum facies zone III and the adjacent part of the gypsum facies zone II, 1 — is the time of deposition of marker bed 1, 2 — is the time of deposition of marker bed 2 (or its equivalent), 3 — marks the beginning of deposition of allochthonous evaporites (considered to be roughly coeval)

wartości $\delta^{37}\text{Cl}$, związane z ekspulsją solanek basenowych do zbiornika ewaporatowego (Eastoe & Peryt, 1999).

Warstwowanie gęstościowe cechujące okres depozycji ewaporatów (Pawlikowski, 1982) ustaliło się prawdopodobnie podczas powstania utworów warstwy erwiliowej. Najcięższe solanki występowały w najgłębszej części zbiornika i tam rozpoczęła się sedymentacja halitu cyklotemu I. Profil wiercenia Hucuł-1 (Wyszyński, 1939) świadczy o tym, iż sedymentację halitu poprzedziła tam sedymentacja siarczanu wapnia, chociaż nie można wykluczyć, iż twór ten był wynikiem syndepozycyjnego wzrostu gruzłów siarczanowych w najwyższej części osadów silikoklastycznych powstałych przed rozpoczęciem precipitacji halitu. W każdym bądź razie początek depozycji ewaporatów w zapadlisku przedkarpackim był diachroniczny, a pierwszy krok depozycji ewaporatów był (ryc. 4) związany ze środkową częścią zbiornika (Peryt, 2006; por. Liszkowski, 1989).

Związki przestrzenne między obszarem sedymentacji chlorkowej i siarczanowej są enigmatyczne. W niektórych otworach wiertniczych w strefie samborskiej (Wyszyński, 1939; Panow & Płotnikow, 1996) utwory chlorkowe są podścielone i przykryte utworami siarczanowymi. Podobną sytuację stwierdzono w profilach niektórych otworów wiertniczych w polskiej części zapadliska przedkarpackiego, chociaż w innych jest ona dużo bardziej złożona (Połtowicz, 1993; Fig. 7). Jeśli redeponowane ewaporaty górnej części sekwencji siarczanowej na obszarze platformy siarczanowej odpowiadają całej sekwencji basenu siarczanowego, a ta ostatnia — całej sekwencji halitowej, osady gipsu autochtonicznego brzeżnej platfor-

my siarczanowej byłyby reprezentowane w środowiskach głębokowodnych wyłącznie przez łupki z dużą ilością materiału organicznego, które podścielają redeponowane ewaporaty (Kasprzyk & Orti, 1998; Oszczytko i in., 2005). Inna koncepcja przyjmuje, iż osady siarczanowe zewnętrznej części zapadliska przedkarpackiego są młodsze niż osady chlorkowe (np. Liszkowski, 1989; Petrichenko i in., 1997), chociaż są z nimi prawie równowiekowe (Liszkowski, 1989).

Podczas depozycji gipsów autochtonicznych różnica głębokości wody między strefami I i III nie przekraczała dziesięciu metrów, natomiast w trakcie sedymentacji gipsów allochtonicznych — wynosiła co najmniej kilkadziesiąt metrów. Głębokość basenu na obszarze facji chlorkowej ocenia się na co najmniej kilkadziesiąt metrów (Kovalevich, 1997).

Znaczenie redepozycji ewaporatów

Redepozycję ewaporatów badenijskich udokumentowano najpierw badaniami sedymentologicznymi (Kwiatkowski, 1972; Kolasa & Ślącza, 1985; Niemczyk, 1988, 1995, 1997, 1998; Peryt & Kasprzyk, 1992; Peryt & Jasionowski, 1994; Ślącza & Kolasa, 1997; Peryt i in., 1997; Peryt, 2000; Kasprzyk, 2003), a następnie — geochemicznymi, o czym mowa powyżej, zarówno w peryferycznej, jak i środkowej części zbiornika. Dane te wskazują, że redepozycja ewaporatów zachodziła w trakcie większej części trwania depozycji ewaporatów, ale przede wszystkim odgrywała bardzo istotną rolę podczas depozycji górnej części ewaporatów, zarówno w facji halitowej, jak i siarczanowej. Redepozycji towarzyszyła wtedy tektonika blokowa prowadząca do powstania różnic batymetrycznych o amplitudzie co najmniej kilkadziesiąt metrów. W wyniku erozji na różnych częściach profilu gipsowego leżą utwory wapienia ratyńskiego (Peryt & Peryt, 1994) oraz warstwy przegrzebkowo-spiralisowe (Pawłowski i in., 1985). Erozja ta świadczy o całkowitym wyschnięciu badenijskiego zbiornika ewaporatowego w jego brzeżnej części. Późniejsza transgresja — prowadząca do sedymentacji wapienia ratyńskiego oraz warstw przegrzebkowo-spiralisowych — była odpowiedzią na zmianę hydrologii Paratetydy Środkowej.

Literatura

- ALEKSENKO I.I. 1967 — Sera Predkarpatiya. Nedra, Moskva.
 ALEXANDROWICZ S.W., GARLICKI A. & RUTKOWSKI J. 1982 — Podstawowe jednostki litostratigraficzne miocenu zapadliska przedkarpackiego. Kwart. Geol., 26: 470–471.
 ANDREYEVA-GRIGOROVICH A.S., KULCHYTSKY Y.O., GRUZMAN A.D., LOZYNYAK P.Y., PETRASHKEVICH M.I., PORTNYAGINA L.O., IVANINA A.V., SMIRNOV S.E., TROFIMOVICH N.A., SAVITSKAYA N.A. & SHVAREVA N.J. 1997 — Regional stratigraphic scheme of Neogene formations of the Central Paratethys in the Ukraine. Geol. Carpath., 48: 123–136.
 ANDREYEVA-GRIGOROVICH A.S., OSZCZYTKO N., SAVITSKAYA N.A., ŚLĄCZKA A. & TROFIMOVICH N.A. 2003 —

- Correlation of Late Badenian salts of the Wieliczka, Bochnia and Kalush areas (Polish and Ukrainian Carpathian Foredeep). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 73: 67–89.
- BAŁEŁ M. 1999a — Facies and depositional environments of the Nida Gypsum deposits (Middle Miocene, Carpathian Foredeep, southern Poland). *Geol. Quart.*, 43: 405–428.
- BAŁEŁ M. 1999b — History of sedimentation of the Nida Gypsum deposits (Middle Miocene, Carpathian Foredeep, southern Poland). *Geol. Quart.*, 43: 429–447.
- BAŁEŁ M. 2002 — Brine palaeocurrent analysis based on oriented selenite crystals in the Nida Gypsum deposits (Badenian, southern Poland). *Geol. Quart.*, 46: 435–448.
- BAŁEŁ M. 2004 — Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a drawdown salina basin. *Acta Geol. Pol.*, 54: 317–337.
- BAŁEŁ M. 2005a — Event stratigraphy of the Badenian selenite evaporites (Middle Miocene) of the northern Carpathian Foredeep. *Acta Geol. Pol.*, 55: 9–29.
- BAŁEŁ M. 2005b — Selenite-gypsum microbialite facies and sedimentary evolution of the Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep. *Acta Geol. Pol.*, 55: 187–210.
- BECKER A. 2005 — Facies development of the Badenian (Middle Miocene) gypsum deposits in the Raclawice area (Miechów Upland, southern Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 75: 111–120.
- BUKOWSKI K. 1994 — Środowisko sedymentacji i geneza bryłowej części złoża w Wieliczce. *Prz. Geol.*, 42: 754–758.
- BUKOWSKI K. 1997 — Zawartość bromu w solach kamiennych Bochni. *Prz. Geol.*, 45: 819–821.
- CEHLAROV A. & ŢIBULEAC P. 1996 — Petrological description of the Badenian Evaporite Formation of the northern Moldavian Platform. *Rom. Jour. Petrology*, 77: 129–136.
- CENDÓN D.I., PERYT T.M., AYORA C., PUEYO J.J. & TABERNER C. 2004 — The importance of recycling processes in the Middle Miocene Badenian evaporite basin (Carpathian foredeep): palaeoenvironmental implications. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 212: 141–158.
- DUDEK K., BUKOWSKI K. & WIEWIÓRKA J. 2004 — Datowania radiometryczne badeńskich osadów piroklastycznych z okolic Wieliczki i Bochni. [W:] Michalik M., Jacher-Sliwczynska K., Skiba M. & Michalik J. (red.), VIII Ogólnopolska Sesja Nauk. Datowanie Mineralów i Skał: 19–26.
- DZIADZIO P. 2000 — Sekwencje depozycyjne w utworach badenu i sarmatu w SE części zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, 48: 1124–1138.
- EASTOE C.J. & PERYT T. 1999 — Stable chlorine isotope evidence for non-marine chloride in Badenian evaporites, Carpathian mountain region. *Terra Nova*, 11: 118–123.
- GALAMAY A.R., BUKOWSKI K. & PRZYBYŁO J. 1997 — Chemical composition and origin of brines in the Badenian evaporite basin of the Carpathian Foredeep: fluid inclusion data from Wieliczka (Poland). *Slovak Geol. Mag.*, 3: 165–171.
- GARCIA VEIGAS J., ROSSEL L. & GARLICKI A. 1997 — Petrology and geochemistry (fluid inclusions) of Miocene halite rock salts (Badenian, Poland). *Slovak Geol. Mag.*, 3: 181–186.
- GARLICKI A. 1979 — Sedymentacja soli miocenijskich w Polsce. *Pr. Geol.*, 119: 1–66.
- GARLICKI A. 1994a — Formalne jednostki litostratygraficzne miocenu — formacja z Wieliczki (fm). *Prz. Geol.*, 42: 26–28.
- GARLICKI A. 1994b — Porównanie osadów solnych Górnego Śląska i okolic Wieliczki. *Prz. Geol.*, 42: 752–753.
- GAWĘŁ A. 1962 — Budowa geologiczna złoża solnego Wieliczki. *Pr. Inst. Geol.*, 30: 305–331.
- GAŚIEWICZ A. 2000 — Sedymentologia i diageniza wapieni poselenitowych a model genetyczny polskich złóż siarki rodzimej. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 172: 1–143.
- GONERA M., PERYT T.M. & DURAKIEWICZ T. 2000 — Biostratigraphical and palaeoenvironmental implications of isotopic studies (¹⁸O, ¹³C) of middle Miocene (Badenian) foraminifers in the Central Paratethys. *Terra Nova*, 12: 231–238.
- JASIONOWSKI M., PERYT T.M. & CZAPOWSKI G. 2004 — Miocen. [W:] T.M. Peryt & M. Piwocki (eds.), Budowa geologiczna Polski, Stratygrafia, I, 3a, Zapadlisko przedkarpackie, Podstawy stratygrafii: 213–249. Państw. Inst. Geol.
- JURKIEWICZ H. & KARNKOWSKI P. 1961 — Poziom spiralisowy w tortonie przedgórzia Karpat. *Prz. Geol.*, 9: 24–28.
- KASPRZYK A. 1993 — Lithofacies and sedimentation of the Badenian (Middle Miocene) gypsum in the northern part of the Carpathian Foredeep, southern Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 63: 33–84.
- KASPRZYK A. 1995 — Correlation of sulphate deposits of the Carpathian Foredeep at the boundary of Poland and Ukraine. *Geol. Quart.*, 39: 95–108.
- KASPRZYK A. 1999 — Sedimentary evolution of Badenian (Middle Miocene) gypsum deposits in the northern Carpathian Foredeep. *Geol. Quart.*, 43: 449–465.
- KASPRZYK A. 2003 — Sedimentological and diagenetic patterns of anhydrite deposits in the Badenian evaporite basin of the Carpathian Foredeep, southern Poland. *Sediment. Geol.*, 158: 167–194.
- KASPRZYK A. & ORTI F. 1998 — Paleogeographic and burial controls on anhydrite genesis: the Badenian basin in the Carpathian Foredeep (southern Poland, western Ukraine). *Sedimentology*, 45: 889–907.
- KOLASA K. & ŚLĄCZKA A. 1985 — Sedimentary salt megabreccias exposed in the Wieliczka mine, Fore-Carpathian Depression. *Acta Geol. Pol.*, 35: 221–230.
- KORENEVSKIY S.M., ZAKHAROVA V.M. & SHAMAKHOV V.A. 1977 — Miotsenovyye galogennyye formatsii predgoriy Karpat. Leningrad, Nedra, 248 pp.
- KOVALEVICH V.M. 1997 — Inkluzje fluidalne w soli kamiennej z Bochni. *Prz. Geol.*, 45: 822–825.
- KRACH W. 1981 — Ślimaki skrzydłonogi (Pteropoda) w miocenie Polski I ich znaczenie stratygraficzne. *Pr. Geol.*, 121: 116–140.
- KUBICA B. 1992 — Rozwój litofacjalny osadów chemicznych badenu w północnej części zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 133: 1–64.
- KWIATKOWSKI S. 1972 — Sedymentacja gipsów miocenijskich południowej Polski. *Pr. Muz. Ziemi*, 19: 3–94.
- LISZKOWSKI J. 1989 — Orogeniczno-descensyjny model genetyczny miocenijskich formacji salinarnych regionu karpackiego wschodnich obszarów Centralnej Tetydy. *Pr. Nauk. Uniw. Śl.*, 1019: 1–102.
- NEY R., BURZEWSKI W., BACHLEDA T., GÓRECKI W., JAKÓBCZAK K. & ŚLUPCZYŃSKI K. 1974 — Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Geol.*, 82: 1–65.
- NIEMCZYK J. 1988 — Gipsarenity w miocenijskiej serii ewaporatowej w rejonie Wiślicy. *Geologia*, 14: 51–56.
- NIEMCZYK J. 1995 — Profil litostratygraficzny serii gipsowej w Krzyżanowicach koło Pińczowa jako podstawa do rozważań sedymentologicznych. *Geologia*, 21: 183–196.
- NIEMCZYK J. 1997 — Osuwisko miocenijskie w serii gipsowej z Siesławic na tle budowy geologicznej okolic Buska Zdroju. *Prz. Geol.*, 45: 811–815.
- NIEMCZYK J. 1998 — Olistostrom złoża gipsowego Gacki koło Pińczowa. *Geologia*, 24: 65–75.
- OSZCZYPKO N. 1998 — The Western Carpathian foredeep-development of the foreland basin in front of the accretionary wedge and its burial history (Poland). *Geol. Carpath.*, 49: 1–18.
- OSZCZYPKO N., KRZYWIEC P., POPADYUK I. & PERYT T. 2005 — Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine) — its sedimentary, structural and geodynamic evolution. *AAPG Mem.*, 84: 293–350.
- PANOW G.M. & PŁOTNIKOW A.M. 1996 — Badeńskie ewaporaty ukraińskiego Przedkarpacia: litofacje i miąższość. *Prz. Geol.*, 44: 1024–1028.
- PAWLIKOWSKI M. 1982 — Studium mineralogiczno-petrograficzne produktów przeobrażeń gipsów miocenijskich w złożu siarki Wydrza. *Pr. Miner.*, 72: 1–143.
- PAWŁOWSKI S., PAWŁOWSKA K. & KUBICA B. 1985 — Budowa geologiczna tarnobrzeskiego złoża siarki rodzimej. *Pr. Inst. Geol.*, 114: 1–109.
- PERYT D. 1997 — Calcareous nannoplankton stratigraphy of the Middle Miocene in the Gliwice area (Upper Silesia, Poland). *Bull. Pol. Acad. Earth Sc.*, 45: 119–131.
- PERYT D. 1999 — Calcareous nannoplankton assemblages of the Badenian evaporites in the Carpathian Foredeep. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 387: 158–161.
- PERYT T.M. 1996 — Sedimentology of Badenian (middle Miocene) gypsum in eastern Galicia, Podolia and Bukovina (West Ukraine). *Sedimentology*, 43: 571–588.
- PERYT T.M. 2000 — Resedimentation of basin centre sulphate deposits: Middle Miocene Badenian of Carpathian Foredeep, southern Poland. *Sediment. Geol.*, 134: 331–342.
- PERYT T.M. 2001 — Gypsum facies transitions in basin-marginal evaporites: middle Miocene (Badenian) of West Ukraine. *Sedimentology*, 48: 1103–1119.
- PERYT T.M. 2006 (w druku) — The beginning, development and termination of the Middle Miocene Badenian salinity crisis in Central Paratethys. *Sediment. Geol.*

- PERYT T.M. & JASIONOWSKI M. 1994 — In situ formed and re-deposited gypsum breccias in the Middle Miocene Badenian of southern Poland. *Sediment. Geol.*, 94: 153–163.
- PERYT T.M. & KASPRZYK A. 1992 — Earthquake-induced resedimentation in the Badenian (Middle Miocene) gypsum of southern Poland. *Sedimentology*, 39: 235–249.
- PERYT T.M. & PERYT D. 1994 — Badenian (Middle Miocene) Ratyn Limestone in western Ukraine and northern Moldavia: microfacies, calcareous nannoplankton and isotope geochemistry. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, 42: 127–136.
- PERYT T.M., POBEREŻSKI A.W., JASIONOWSKI M., PETRYCZENKO O.I., PERYT D. & RYKA W. 1994 — Facje gipsów badeńskich Ponidzia i Naddniestrza. *Prz. Geol.*, 42: 771–776.
- PERYT T.M., KAROLI S., PERYT D., PETRICHENKO O.I., GEDL P., NARKIEWICZ W., DURKOVIČOVA J. & DOBIESZYŃSKA Z. 1997 — Westernmost occurrence of the Middle Miocene Badenian gypsum in central Paratethys (Kobeřice, Moravia, Czech Republic). *Slovak Geol. Mag.*, 3: 105–120.
- PERYT T.M., JASIONOWSKI M., KAROLI S., PETRICHENKO O.I., POBEREGSKI A.V. & TURCHINOV I.I. 1998 — Correlation and sedimentary history of the Badenian gypsum in the Carpathian Foredeep (Ukraine, Poland, and Czech Republic). *Prz. Geol.*, 46: 729–732.
- PERYT T.M., SZARAN J., JASIONOWSKI M., HALAS S., PERYT D., POBEREZHISKYY A., KAROLI S. & WOJTOWICZ A. 2002 — S and O isotope composition of the Badenian (Middle Miocene) sulphates in the Carpathian Foredeep. *Geol. Carpath.*, 53: 391–398.
- PERYT T.M., POBEREZHISKYY A.V., JASIONOWSKI M., PERYT D., PETRYCHENKO O.Y., LYZUN S.O. & TURCHINOV I.I. 2004 — Korelatsiya badeńskikh sulfatnykh vkladiv Naddnistrov'ya. *Geologia i Geokhimiya Horyuchykh Kopalyn*, 1: 56–69.
- PETRICHENKO O.I., PERYT T.M. & POBEREGSKY A.V. 1997 — Peculiarities of gypsum sedimentation in the Middle Miocene Badenian evaporite basin of Carpathian Foredeep. *Slovak Geol. Mag.*, 3: 91–104.
- POBEREZHISKYY A.V. 2000 — Fyzyko-khimichni parametry umov sedimentatsii gipsu v badenskomu evaporytovomu baseyni Peredkarpatskogo progynu. *Geologia i Geokhimiya Horyuchykh Kopalyn*, 4: 38–55.
- POŁTOWICZ S. 1993 — Palinspastyczna rekonstrukcja paleogeografii badeńskiego salinarnego zbiornika sedimentacyjnego w Polsce. *Geologia*, 19: 203–233.
- PORĘBSKI S.J., PIETSCH K., HODIAK R. & STEEL R.J. 2003 — Origin and sequential development of Badenian-Sarmatian clinoforms in the Carpathian Foreland Basin (SE Poland). *Geol. Carpath.*, 54: 119–136.
- ROSELL L., ORTI F., KASPRZYK A., PLAYA E. & PERYT T.M. 1998 — Strontium geochemistry of Miocene primary gypsum: Messinian of SE Spain and Sicily and Badenian of Poland. *Jour. Sediment. Res.*, 68: 63–79.
- SONNENFELD P. 1984 — Brines and Evaporites. Orlando.
- STOICA C. & GHERASIE I. 1981 — Sarea și sarurile de potasiu și magneziu din România. Editura Tehnica, București.
- ŚLĄCZKA A. & KOLASA K. 1997 — Resedimented salt in the Northern Carpathians Foredeep (Wieliczka, Poland). *Slovak Geol. Mag.*, 3: 135–155.
- TOBOŁA T. 2000a — Badania koncentracji bromu w solach kamiennych złoża bocheńskiego. *Prz. Geol.*, 48: 1163–1168.
- TOBOŁA T. 2000b — Badania koncentracji potasu i magnezu w solach kamiennych złoża Bochni. *Prz. Geol.*, 48: 1163–1168.
- WALA A. 1962 — Korelacja litostratygraficzna serii gipsowej obszaru nadnidziańskiego. *Sprawozd. Posiedz. Kom. PAN, Oddz. w Krakowie*, 530–532.
- WINDAKIEWICZ E. 1927 — Solnictwo. Sole kamienne, potasowe i solanki, ich własności, fizjografia, górnictwo i warzelnictwo. Cz. III (Sól i sole potasowe w Polsce. Miejsca wytwórczości). Kraków, Drukarnia Związkowa.
- WÓJTOWICZ A., HRYNIV S.P., PERYT T.M., BUBNIAK A., BUBNIAK I. & BILONIZHKA P.M. 2003 — K/Ar dating of the Miocene potash salts of the Carpathian Foredeep (West Ukraine): application to dating of tectonic events. *Geol. Carpath.*, 54: 243–249.
- WYSZYŃSKI O.W. 1939 — Przedgórze okolic Kosowa. *Przemysł Naftowy*, 14: 7–13.

Praca wpłynęła do redakcji 23.12.2005 r.
Akceptowano do druku 07.02.2006 r.