

## WSKAŹNIKI ŚRODOWISKOWE BADEŃSKICH SKAŁ SIARCZANOWYCH W ZAPADLISKU PRZEDKARPACKIM

### ENVIRONMENTAL MARKERS OF BADENIAN Ca-SULPHATE ROCKS IN THE CARPATHIAN FOREDEEP

ALICJA KASPRZYK<sup>1</sup>

**Abstrakt.** Skały siarczanowe (gipsy i anhydryty) mogą tworzyć się w bardzo zróżnicowanych środowiskach depozycyjnych i diagenetycznych od subaeralnych do subakwalnych (płytko- i głębokowodnych), w warunkach powierzchniowych lub pogrzebienia. Rozpoznanie tych środowisk w starszych osadach siarczanowych jest możliwe na podstawie wskaźników środowiskowych, tj. ich cech sedimentacyjnych (np. laminacja, struktury prądowe, struktury mikrobialne, powierzchnie rozpuszczania i erozji, struktury krystaliczne, gruzły siarczanowe), mineralogiczno-petrograficznych (skład mineralogiczny, paragenezy mineralne, mikrostruktura) i geochemicznych (np. pierwiastki główne i śladowe, izotopy siarki, tlenu i strontu). Wyniki badań sedimentologicznych, petrograficznych i geochemicznych badeńskich skał siarczanowych z rdzeni otworów wiertniczych, zlokalizowanych w różnych obszarach zapadliska przedkarpackiego, wskazują na zróżnicowane warunki sedimentacji w zbiorniku ewaporacyjnym przedpola Karpat. Warunki te, zrekonstruowane na podstawie wskaźników środowiskowych osadów i analogii facjalnych do dobrze rozpoznanych współczesnych i kopalnych środowisk ewaporacyjnych, reprezentują główne systemy depozycyjne (subaeralne, płytko- i głębokowodne) basenu saliny. Osady powstałe w tych środowiskach uległy po depozycji przeobrażeniom i przeszły różną ewolucję diagenetyczną w warunkach zarówno płytkiego, jak i głębokiego pogrzebienia. W peryferyjnej części basenu tworzyły się głównie litofacie selenitowe i mikrobialne, następnie poddane przemianie diagenetycznej (anhydrytyzacji) w warunkach syndepozycyjnych i wczesnodiagenetycznych. Anhydryty laminowane i brekcje to głębokowodne, redeponowane osady klastyczne, pierwotnie gipsowe, poddane anhydrytyzacji w warunkach wgłębnych w różnych stadiach diagenety. Charakter osadów w spągowej części sukcesji basenowych, ich cechy sedimentacyjno-petrograficzne i skład izotopowy wskazują na euksyniczne warunki depozycji w środkowej części basenu. Wskaźniki środowiskowe skał siarczanowych świadczą o wyraźnym zróżnicowaniu warunków depozycji w strefie peryferyjnej i środkowej basenu oraz sugerują duży udział wód niemorskiego pochodzenia w tworzeniu się tych utworów.

**Słowa kluczowe:** skały siarczanowe, środowiska sedimentacyjne, sedimentacja, diagenetyzacja, baden, zapadlisko przedkarpackie.

**Abstract.** Ca-sulphate rocks (gypsum and anhydrite) form in a wide-range of environmental settings from marginal (subaerial and very shallow subaqueous) through shallow to deep subaqueous, at the subsurface and in burial. Based on modern analogues, environmental markers: (i) sedimentary (e.g., lamination, current marks, microbial structures, dissolution and erosion surfaces, crystalline structures, sulphate nodules), (ii) petrographic and mineralogical (mineral composition and paragenesis, fabrics), and (iii) geochemical (e.g., major and minor elemental composition, isotopic composition of sulphur, oxygen and strontium) provide useful information on the depositional and diagenetic environment for the ancient sulphate deposits. The results of the complex sedimentological, petrographic and geochemical studies of Badenian sulphate deposits from different parts of the Carpathian Foredeep basin indicate distinct sedimentary conditions, which represent the main depositional systems (subaerial, shallow and deep subaqueous) of the salina basin. Gypsum deposits formed in these settings underwent a particular pathways of diagenetic evolution and an alteration into anhydrite. In the marginal settings selenite and microbial facies formed, that underwent syndepositional and early-diagenetic anhydritization (*via* nodule formation) at the surface. In deeper, central parts of the basin mainly clastic gypsum deposits formed. Laminated anhydrite and breccias are deep-water, redeposited clastic deposits (originally gypsum), that were transformed into anhydrite under burial in different stages of diagenesis. In the basin centre anhydrite shows features characteristic of basinal facies formed in euxynic conditions. The results suggest the different depositional and diagenetic regimes between the basin margin and central part, and large non-marine (riverine, groundwater) inputs to the basin during sulphate formation.

**Key words:** sulphate rocks, sedimentary environments, sedimentation, diagenesis, Badenian, Carpathian Foredeep.

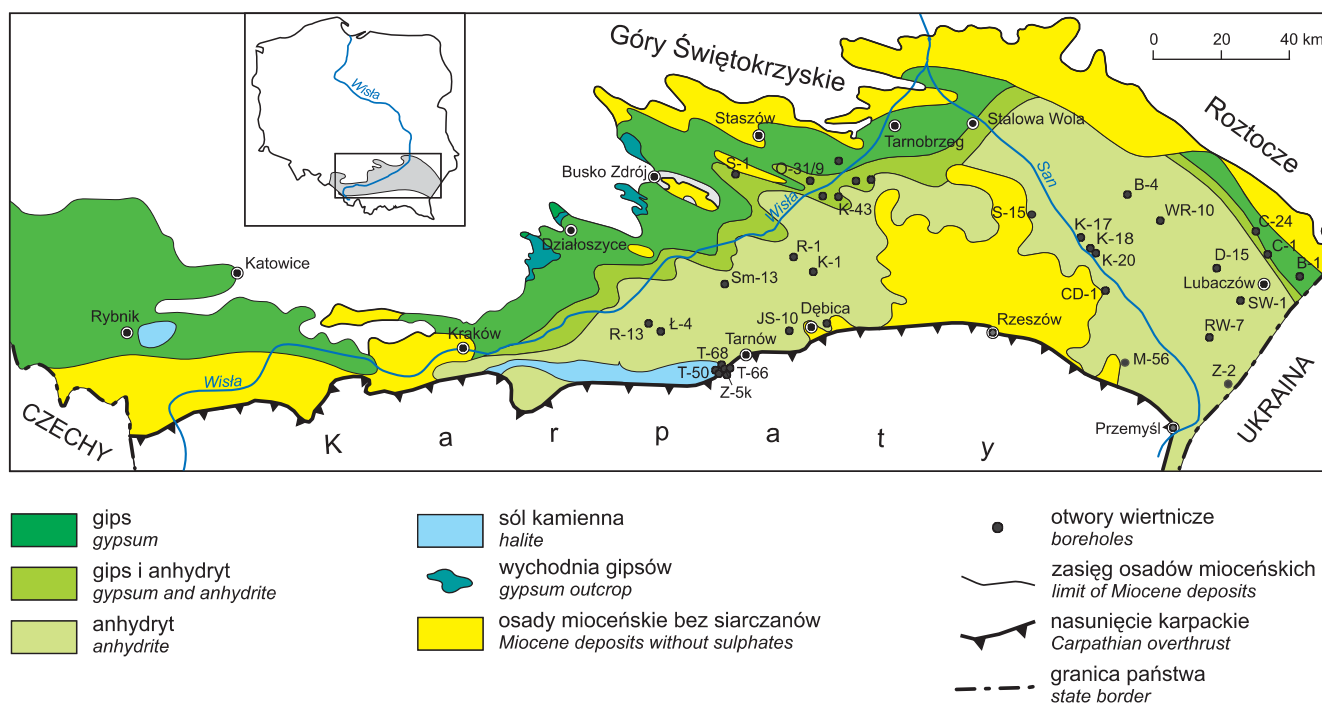
<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce; e-mail: alicja.kasprzyk@pgi.gov.pl

## WSTĘP

Skały siarczanowe (gipsy i anhydryty) reprezentują różne środowiska depozycyjne, zarówno subakwalne (głębokowodne do skrajnie płytkowodnych), jak i subaeralne (np. Schreiber, El Tabakh, 2000). Utwory te są jednak łatwo podatne na procesy diagenetyczne, których efektem jest częściowe lub całkowite zatarcie cech litologicznych i mineralogicznych pierwotnego osadu siarczanowego. W rezultacie, interpretacja środowisk depozycji tych skał jest często utrudniona. Dotychczasowe wyniki badań współczesnych środowisk ewaporacyjnych (np. Ortí i in., 1984; Dronkert, 1985; Warren, Kendall, 1985; Schreiber, 1988; Schreiber, El Tabakh, 2000) wskazują na wyraźną zależność między rozwojem facjalnym, cechami sedymentacyjnymi, petrograficznymi i geochemicznymi osadów a środowiskiem depozycji. Dlatego też szczegółowa analiza sedymentologiczna (rozpoznanie pierwotnych cech depozycyjnych), petrograficzno-mineralogiczna (rozpoznanie paragenez mineralnych i ich ewo-

lucji) i geochemiczna (rozpoznanie składu pierwiastkowego i izotopowego, badania inkluzji ciekłych) sukcesji osadowych skał siarczanowych może dostarczyć kompleksowej informacji odnośnie warunków sedymentacji i przemian diagenetycznych tych skał, pomocnych przy interpretacji ewolucji basenu sedymentacyjnego (Rouchy i in., 1998; Taberner i in., 2000; Cendón i in., 2004).

Badania badeńskich skał siarczanowych w zapadlisku przedkarpackim na obszarze Polski mają długą historię a ich wynikiem jest rozpoznanie rozprzestrzenienia i zmienności facjalnej tych skał (podsumowania w: Kasprzyk, 2003a; Babel, 2004; Peryt, 2006a) (fig. 1). Wykonane w ostatnich latach badania sedymentologiczne, petrograficzne i geochemiczne anhydrytów dostarczyły wielu informacji o ich wykształceniu, sukcesji litofacjalnej i genezie (Kasprzyk, 1995, 1998, 2003a, b, 2005a, b, c, 2006; Kasprzyk, Ortí, 1998; Peryt, 2000; Cendón i in., 2004; Kasprzyk i in., 2007). Rezulta-



**Fig. 1. Rozmieszczenie i zmienność facjalna badeńskich skał siarczanowych w zapadlisku przedkarpackim na obszarze Polski**

Wybrane otwory wiertnicze: B-4 – Biszczka 4; B-11 – Budomierz 11; CD-1 – Chałupki Dębniańskie 1; C-1 – Cieszanów 1; C-24 – Czerków 24; D-15 – Dzików 15; JS-10 – Jastrząbka Stara 10; K-1 – Kądziołki 1; K-43 – Krzemienica 43; K-17 – Kuryłówka 17; K-18 – Kuryłówka 18; K-20 – Kuryłówka 20; Ł-4 – Łazy 4; M-56 – Mirocin 56; O-31/9 – Okragła 31/9; R-1 – Rydzów 1; R-13 – Rysie 13; RW-7 – Ryszkowa Wola 7; S-15 – Sarzyna 15; Sm-13 – Smęgorzów 13; S-1 – Strzelce 1; SW-1 – Sucha Wola 1; T-50 – Tarnów 50; T-66 – Tarnów 66; T-68 – Tarnów 68; WR-10 – Wola Różaniecka 10; Z-2 – Załazie 2; Z-5k – Zawada 5k

### Distribution and facies variability of the Badenian sulphate deposits in the Carpathian Foredeep of Poland

Selected boreholes: B-4 – Biszczka 4; B-11 – Budomierz 11; CD-1 – Chałupki Dębniańskie 1; C-1 – Cieszanów 1; C-24 – Czerków 24; D-15 – Dzików 15; JS-10 – Jastrząbka Stara 10; K-1 – Kądziołki 1; K-43 – Krzemienica 43; K-17 – Kuryłówka 17; K-18 – Kuryłówka 18; K-20 – Kuryłówka 20; Ł-4 – Łazy 4; M-56 – Mirocin 56; O-31/9 – Okragła 31/9; R-1 – Rydzów 1; R-13 – Rysie 13; RW-7 – Ryszkowa Wola 7; S-15 – Sarzyna 15; Sm-13 – Smęgorzów 13; S-1 – Strzelce 1; SW-1 – Sucha Wola 1; T-50 – Tarnów 50; T-66 – Tarnów 66; T-68 – Tarnów 68; WR-10 – Wola Różaniecka 10; Z-2 – Załazie 2; Z-5k – Zawada 5k

tem intensywnych badań petrograficzno-mineralogicznych i geochemicznych było również udokumentowanie znacznych wahań składu chemicznego solanek w trakcie depozycji badeńskich osadów siarczanowych (np. Petrichenko i in., 1997; Rosell i in., 1998; Peryt i in., 2002; Kasprzyk, 2003a). Szereg problemów dotyczących środowiska depozycji i diagenety tych skał pozostaje jednak nadal nie w pełni wyjaśnionych i zrozumiałych. Do niedawna powszechnie przyjmowany był pogląd o morskim pochodzeniu badeńskich osadów siarczanowych w zapadlisku przedkarpackim (np. Kowalewski, 1985; Kwiatkowski, 1972; Garlicki, 1979; Oszczytko, 1996, 1998; omówienie w: Liszowski, 1989). Ostatnio niektórzy autorzy podkreślają znaczny wpływ wód

kontynentalnych na ich depozycję oraz udział w ich powstaniu procesów związanych z rozpuszczaniem starszych utworów ewaporatowych i rekrytalizacją siarczanu (*recycling*) (Peryt i in., 2002; Cendón i in., 2004; Bąbel, 2005b). Wyjaśnienie tych problemów wymagało kontynuacji szczegółowych badań sedimentologicznych, petrograficznych i geochemicznych, a wyniki niektórych z nich, zrealizowanych przez autorkę w ostatnich latach, są przedmiotem tego artykułu. Głównym celem pracy jest wykorzystanie wskaźników środowiskowych, tj. cech sedimentacyjnych, petrograficzno-mineralogicznych i geochemicznych badeńskich skał siarczanowych do interpretacji warunków ich depozycji i diagenety w basenie zapadliska przedkarpackiego.

## PRZEGLĄD ŚRODOWISK SEDYMENTACYJNYCH I DIAGENETYCZNYCH SKAŁ SIARCZANOWYCH

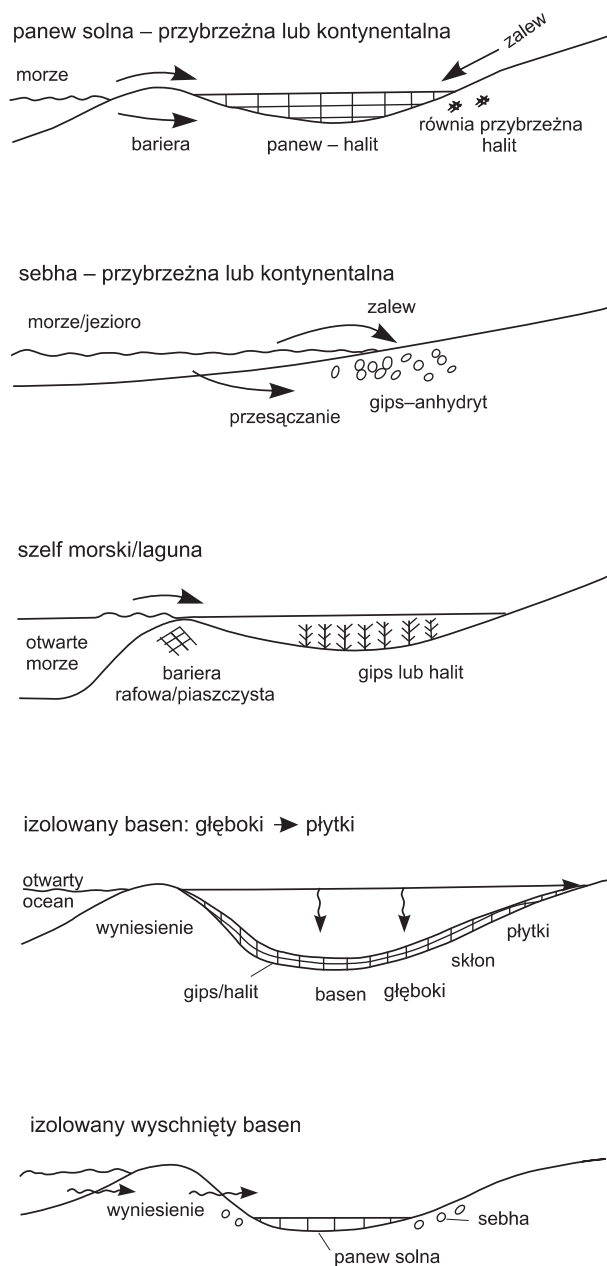
Skały siarczanowe (głównie gipsy i anhydryty) mogą tworzyć się w zmiennych warunkach i występować w bardzo zróżnicowanych środowiskach depozycyjnych i diagenetycznych (Schreiber i in., 1976; Schreiber, El Tabakh, 2000). Środowiska te obejmują różne obszary geograficzne: wybrzeża morskie, laguny i przybrzeżne saliny, baseny śródlądowe i baseny morskie. Środowiska depozycji osadów siarczanowych są dzielone na trzy grupy: kontynentalne (playa, jezioro słone), przybrzeżne (sebha i równia przybrzeżna) i morskie (laguna, salina, głęboki basen) (Schreiber i in., 1976; Kendall, 1984) (fig. 2). Rozpoznanie tych środowisk w starszych osadach siarczanowych jest możliwe przy wykorzystaniu cech sedimentacyjnych, mineralogiczno-petrograficznych i geochemicznych osadów oraz analogii facjalnych do współczesnych środowisk ewaporacyjnych (np. Schreiber, El Tabakh, 2000). Najlepiej rozpoznane są środowiska subaeralne i płytkowodne, na podstawie badań współczesnych osadów ewaporatowych (Butler i in., 1982; Orti i in., 1984; Schreiber, 1986; Warren, Kendall, 1985).

**Sebha.** Nazwą tą określane są równie akumulacyjne z powierzchniowymi naskorupieniami i warstwami wczesnodiaagenetycznych ewaporatów, tworzącymi się w strefie nadpływowej (*supratidal zone*) regresywnych wybrzeży (fig. 2). Środowiska te zostały szczegółowo zbadane na przykładzie sebhy Abu Dhabi na południowym wybrzeżu Zatoki Perskiej (Shearman, 1966; Kinsman, 1969; Butler i in., 1982; Kirkham, 1997) oraz podobnych środowisk wzdłuż południowych wybrzeży Morza Śródziemnego (Perthuisot, 1975; West i in., 1979) i południowej Australii (Warren, 1982). Cechy strukturalne i teksturalne, skład mineralny i zakres procesów diagenetycznych, a także ich sukcesja w profilu stanowią zespół charakterystyczny dla współczesnych osadów sebhy.

Facja sebhy to zróżnicowany litologicznie kompleks utworów silikoklastycznych (pelitycznych lub pelityczno-piaszczystych), węglanowych i siarczanowych z charakterystycznym zespołem struktur sedimentacyjnych: laminacją mikrobialną, strukturami gruzłowymi i enterolitycznymi,

powierzchniami erozyjnymi i szczelinami z wysychania. Utwory te powstały na drodze akrecji fizycznej, produktywności biogenicznej i chemicznej precypitacji na obszarach przybrzeżnych równi akumulacyjnych i efemerycznych salin. Typowy dla systemu sebhy rozkład facji obejmuje utwory silikoklastyczne w wewnętrznej strefie równi oraz utwory węglanowe z siarczanami po stronie domorskiej. W środowiskach tych, poza gipsami, tworzą się anhydryty o charakterystycznych strukturach gruzłowych, opisywane z wybrzeży Zatoki Perskiej, południowej Australii i Morza Śródziemnego (West i in., 1979; Gavish, 1980; Kendall, Warren, 1988). Wyróżniającą cechą osadów sebhy jest obecność gruzłów siarczanowych, pojedynczych (struktura *chicken-wire*) lub zespolonych, niekiedy połączonych w warstwy gruzłowe o zaburzoną przebiegu (struktura enterolityczna). Gruzły wykazują cechy wzrostu akrecyjnego i wypierającego w obrębie węglanowego lub silikoklastycznego matriksu. Gruzły anhydrytowe rozwijają się w strefie wadcycznej i górnej freatycznej sebhy *de novo* lub w wyniku zastępowania wcześniejszych kryształów gipsu (Butler, 1970). Miąższość osadów sebhy zazwyczaj nie przekracza 1–2 m, aczkolwiek sekwencje wzajemnie nakładające się mogą osiągać większą miąższość.

**Salina.** Współczesne saliny to przybrzeżne, płytkowodne zbiorniki wodne oddzielone od morza przepuszczalnymi barierami osadowymi, przez które przesącza się woda morska (fig. 2). W salinach dochodzi do wytrącania ewaporatów poprzez odparowanie wody i wzrost zasolenia wód (*evaporative drawdown*). Kendall i Harwood (1996) zdefiniowali trzy typy salin, różniące się charakterem depozycji ewaporatowej: (1) wyschnięte saliny (*dessicated salinas*), bardzo rzadko zalewane wodą i zdominowane przez depozycję subaeralną ewaporatów, (2) efemeryczne saliny (*ephemeral salinas*), okresowo wysychające, z depozycją subakwalną w czasie zalewów, oraz (3) saliny stałe (*perennial salinas*), stale wypełnione wodą i charakteryzujące się depozycją subakwalną ewaporatów. Środowiska te zostały najlepiej po-



**Fig. 2. Główne środowiska depozycji ewaporatów (wg Tuckera, 1991)**

Major depositional environments of evaporites  
(after Tucker, 1991)

znane na przykładzie badań sztucznych salin (*salt works*), np. Salins-du-Midi w południowej Francji (Busson i in., 1982) i Salina Santa Pola, Alicante w Hiszpanii (Orti i in., 1984) (fig. 3). Osady siarczanowe tworzące się w tych środowiskach to głównie litofacje selenitowe, mikrobialne i klastyczne, wykazujące struktury sedimentacyjne (np. mury selenitowe, struktury mikrobialne, powierzchnie ero-

zyjne i rozpuszczania, riplemarki, laminacja przekątna, powierzchnie rozmyć, powierzchnie zbrekcjowań) powstałe przy udziale procesów chemicznych, fizycznych i biogenicznych oraz charakteryzujące środowiska płytkowodne. W obrębie salin zaznacza się strefowy rozkład litofacji, determinowany zmianami zasolenia wód (fig. 3). Litofacje klastyczne to laminowane gipsarenity, tworzące się przy zasoleniu 140–250 g/l, zbudowane z gipsu drobnoziarnistego z obfitą materią organiczną (Orti i in., 1984). Litofacje selenitowe rozwijają się na dnie salin, przy zasoleniu 250–300 g/l (fig. 3). Są one zbudowane z warstw pionowo zorientowanych kryształów (*selenitic crusts*), o wysokości od kilku mm do kilkunastu cm, często zbliżonych i tworzących zrosty krystaliczne (np. Orti i in., 1984; Rosell i in., 1998). Pokrywy selenitowe zazwyczaj wykazują kopulastą morfologię determinowaną morfologią i metabolizmem mat mikrobialnych, na których rozwijają się kryształy selenitowe.

Współczesne saliny przybrzeżne są uważane za model facjalny i depozycyjny wielu kopalnych osadów ewaporatowych, pomocny dla zrozumienia procesów hydrochemicznych, biologicznych i sedimentacyjnych w płytkowodnych środowiskach ewaporacyjnych (np. Kendall, Harwood, 1996; Schreiber, El Tabakh, 2000; Bąbel, 2004 wraz z literaturą).

**Głęboki basen.** Aczkolwiek nie są znane współcześnie tworzące się głębokowodne osady ewaporatowe, to jednak w basenach kopalnych, np. w miocénskich basenach północnych Apeninów i Sycylii (Schreiber i in., 1976), w cechsztyńskim basenie Niemiec i Polski (Schlager, Bolz, 1977; Peryt, 1994), permskim basenie Delaware (Dean, Anderson, 1978), niektóre osady ewaporatowe są interpretowane, na podstawie wyróżniających je struktur sedimentacyjnych, jako powstałe w warunkach głębokowodnych. Są to głównie osady laminowane i klastyczne wykazujące cechy: (i) osadów redeponowanych (spływów rumoszowych i/lub turbidytów) z charakterystycznym zestawem struktur sedimentacyjnych: uziarnieniem frakcjonalnym, sekwencjami Boumy, warstwowaniem zaburzonym, śladami prądowymi, rozmyciami erozyjnymi, lub (ii) ewaporatów kumulatywnych, wytraconych w toni wodnej i zdeponowanych na dnie, charakteryzujących się laminacją równoległą lub konwolucyjną (fig. 2). Osady te charakteryzują się znaczną rozciągłością lateralną i dużą miąższością (*salt giants*). Laminacja osadów była determinowana okresowymi zmianami chemizmu i temperatury wód oraz wahaniami tempa ewaporacji w basenie. Kryształy gipsu i/lub anhydrytu mogły również rozwijać się w obrębie osadów dennych, podobnie jak to obecnie ma miejsce w Morzu Martwym, przez niektórych autorów uważanym za współczesny analog głębokowodnego basenu ewaporatowego (Kendall, Harwood, 1996).

**Środowiska diagenetyczne.** Osady siarczanowe są łatwo podatne przeobrażeniom diagenetycznym, głównie w warunkach podwyższonej temperatury, ciśnienia i zasolenia wód porowych. Ewolucja diagenetyczna tych osadów rozpoczyna się już w środowisku depozycji i może być bardzo



	WĘGLAN	MATERIA ORGANICZNA	GIPS		HALIT	
Zasolenie (g/l):	36–80	80–140	140–250	250–300	300–325 >325	
	muł pelletowy	mata <i>Microcoleus</i>	mata <i>Aphanothece</i>		hopper, szewron	
Facje gipsowe:		gips drobnziarnisty	„pokrywy porowate”	gipsarenit	gips selenitowy + pokrywy selenitowe	pokrywy pręcikowo-pryzmatyczne
Zawartość strontu (ppm):			400–900	500–1600	1000–2600	1600–>2700

Fig. 3. Facje ewaporatowe we współczesnych salinach południowo-wschodniej Hiszpanii (wg Rosell i in., 1998)

Evaporite facies in recent salinas lakes of southeastern Spain (after Rosell *et al.*, 1998)

złożona i długotrwała (np. Spencer, Lowenstein, 1990; Kendall, 1992). Świeżo powstały osad jest zazwyczaj nieskonsolidowany, wykazuje niewielką zwięzłość i wysoką porowatość, a w warunkach subakwalnych również dużą zawartość wody. W czasie pograżania, pod nakładem skał młodszych i zwykle krótko po depozycji, osad ulega lityfikacji (cementacji, kompaktacji) i przeobrażeniom diagenetycznym. Kasprzyk i Ortí (1998) wyróżnili następujące etapy i procesy ewolucji depozycyjno-diagenetycznej: (1) symsedymacyjne/syndepozycyjne – w stadium depozycji, (2) wczesno-diagenetyczne – w warunkach płytkiego pogrzebania, w ścisłej łączności ze środowiskiem sedymentacji (*shallow burial*) i (3) późnodiagenetyczne – w warunkach głębszego pogrzebania (*deep burial*).

Na powierzchni ziemi, w warunkach naturalnych, najbardziej pospolitym minerałem siarczanowym jest gips. W stanie kopalnym i na dużej głębokości zazwyczaj występuje anhydryt, przy czym warunki jego powstania są często nieznane lub trudne do jednoznacznej interpretacji (Sonnenfeld, 1984; Rouchy i in., 1994). Istnieją dwie różne teorie, doświadczalnie udowodnione, tłumaczące powstanie anhydrytu w wyniku (i) bezpośredniej precypitacji z przesyconych roztworów (Hardie, 1967; Møller, 1988; Cody, 1991), lub (ii) diagenetycznych przeobrażeń (dehydratacji) gipsu w warunkach wysokiej temperatury, wysokiego zasolenia wód porowych i/lub znacznego pogrzebania (Murray, 1964; Braitsch, 1971; Jowett i in., 1993). Anhydryt tworzy się współcześnie w warunkach powierzchniowych jako produkt interstycyjnego wzrostu w czasie wczesnej diagenety w strefie wadycznej równi przybrzeżnych, sebhry i playi (np. na obszarach sebhry Zatoki Perskiej i wybrzeży Morza Śródziemnego) (Shearman, 1963; Butler, 1970; Kinsman, 1969;

Warren, Kendall, 1985; Kendall, Harwood, 1996). Anhydrytyzacja (zastępowanie gipsu przez anhydryt) występuje zarówno w warunkach powierzchniowych, jak i częściej, na dużej głębokości, wskutek oddziaływania solanek porowych o wysokim zasoleniu lub wysokiej temperatury i podwyższonego ciśnienia (Moiola, Glover, 1965; Shearman, 1985).

Pomimo wielu prac doświadczalnych i modelowań termodynamicznych, szereg problemów dotyczących przeobrażeń gipsu w anhydryt, zwłaszcza aspektu ilościowego tego procesu, jest nadal nie w pełni wyjaśnionych (omówienie w: Hardie, 1967; Sonnenfeld, 1984; Kendall, 1992; Schreiber, Walker, 1992; Jowett i in., 1993). Gips przechodzi w anhydryt według schematu:  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \Rightarrow \text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$ , w temperaturze zależnej od fizycznego i geochemicznego środowiska występowania gipsu. W środowisku geologicznym proces ten jest związany z utratą objętości fazy stałej o 39% ( $28,37 \text{ cm}^3/\text{mol}$ ), czterokrotnym wzrostem przewodności termicznej i konsumpcją ciepła (reakcja endotermiczna) (Jowett i in., 1993). Główne czynniki determinujące zastępowanie to: (1) temperatura, (2) zasolenie, (3) aktywność wody w płynach porowych, (4) ciśnienie płynów porowych, (5) zanieczyszczenia (MacDonald, 1953; Hardie, 1967; Sonnenfeld, 1984). Wyniki modelowań Jowetta i in. (1993) wykazały, że w warunkach wgłębnych również litologia nakładu i jego parametry fizyczne (porowatość, przewodność termiczna i cieplna) oraz środowisko paleotektoniczne określają warunki, w jakich zachodzi anhydrytyzacja. W wyniku ekshumacji i/lub zwiększonej migracji wód o niskim zasoleniu (wód meteorycznych lub wód podziemnych) anhydryt może być poddany hydratacji i zastąpiony przez gips (gips wtórny) w warunkach powierzchniowych lub wgłębnych.

## WSKAŹNIKI ŚRODOWISKOWE

W literaturze przedstawiano kilka modeli facjalno-depozycyjnych badeńskiego basenu ewaporatowego w zapadliśku przedkarpackim na obszarze Polski (np. Kwiatkowski, 1972; Garlicki, 1979; Połtowicz, 1993; Kasprzyk, Ortí, 1998; Bąbel, 2004; Peryt, 2006a). Obecnie przyjmuje się model olbrzymiego basenu typu salina, ograniczonego barierami, którego brzeżną część zajmował system płytkowodnych panwi solnych z depozycją siarczanową (Bąbel, 2005; Peryt, 2006a). Basen ten charakteryzował się częstymi wahaniami poziomu i zasolenia wód. Zgodnie z tym modelem peryferyjna część basenu charakteryzująca się niewielką głębokością i nieznacznym reliefem była łatwo poddawana napływom świeżych wód, zarówno morskich jak i kontynentalnych, podobnie jak we współczesnych salinach MacLeod Basin w Australii Zachodniej (Logan, 1987). Niektórzy autorzy dopatrywali się analogii w rozwoju paleogeograficzno-facjalnym badeńskiego basenu ewaporatowego zapadliśka przedkarpackiego i basenów messyńskich regionu śródziemnomorskiego (Cendón i in., 2004; Peryt, 2006b).

Skały siarczanowe są szeroko rozprzestrzenione w badeńskim basenie ewaporatowym zapadliśka przedkarpackiego i obejmują zarówno facje sedymentacyjne (gipsy pierwotne), jak i facje diagenetyczne (anhydryty, gipsy wtórne). W północnej peryferyjnej części basenu występują gipsy pierwotne, podrzędnie anhydryty i gipsy wtórne, tworzące brzeżną platformę siarczanową. Na pozostałym obszarze występują anhydryty, które wypełniają basen siarczanowy. Sukcesja litofacjalna skał siarczanowych obejmuje dwa kompleksy, wyraźnie różniące się wykształceniem i rozprzestrzenieniem. Kompleks dolny (autochtoniczny), to głównie anhydryty gruzłowe i grubokrystaliczne z pseudomorfozami po gipsie selenitowym i przewarstwieniami osadów mikrobialnych, ograniczony do północnej części zapadliśka, natomiast kompleks górny (allochtoniczny), zbudowany głównie z anhydrytów laminowanych i brekcji anhydrytowych, jest rozprzestrzeniony na całym jego obszarze.

### WSKAŹNIKI SEDYMENTACYJNE

#### Pseudomorfozy po gipsach selenitowych

**Opis i występowanie.** W peryferyjnej części zapadliśka w dolnej części sukcesji występują anhydryty gruzłowe, gruzłowo-mozaikowe, mozaikowe i masywne, podrzędnie również anhydryty kopułkowo i nieregularnie laminowane, z pseudomorfozami po kryształach selenitowych, korelowane z dolnym kompleksem gipsowym (gipsy selenitowe) (fig. 4). Wyróżniającą cechą litofacji gruzłowych i gruzłowo-mozaikowych są gruzły siarczanowe, zróżnicowane pod względem wielkości (od kilku mm do kilkudziesięciu cm) i kształtu, występujące pojedynczo lub w skupieniach i warstwach gruzłowych (tab. I, fig. 1). Niektóre gruzły o zarysach pionowo wydłużonych i ostrokrawędzistych są interpretowane

jako pseudomorfozy po kryształach selenitowych (fig. 4). Struktury pseudomorficzne są szczególnie dobrze czytelne w litofacjach warstwowych, gdzie warstwy gruzłowe przypominające pseudomorfozy po murawie selenitowej są porozielane cienkimi (1–8 mm) laminami dolomitowymi i/lub pelityczno-bitumicznymi, oraz w obrębie odmian grubokrystalicznych, w których rekrystalizacja tylko nieznacznie zmodyfikowała pierwotne formy morfologiczne kryształów (Kasprzyk, 1995, fig. 3D–F, 4C–E). Struktury pseudomorficzne po szablastych kryształach selenitowych są najlepiej zachowane w górnej części dolnego kompleksu siarczanowego (np. otwory wiertnicze: Krzemienica 43, Budomierz 11 i Dzików 15; fig. 4D; tabl. I, fig. 1–3). Miejscowo, w najniższej części sukcesji, obserwuje się pseudomorfozy po wielkich, pionowo wydłużonych kryształach selenitowych (*gypsum ghosts*, Warren, Kendall, 1985) (np. otwory wiertnicze Okragła 31/9 i Cieszanów 1, fig. 4).

**Interpretacja środowiska.** Litofacje selenitowe rozwijały się w warunkach subakwalnych, w wodach płytkich, spokojnych, gęstościowo rozwarstwionych i o wysokim zasoleniu, charakteryzujących basen saliny (fig. 3), podobnie jak to ma miejsce we współczesnych przybrzeżnych salinach Australii Południowej i Zachodniej oraz południowo-wschodniej Hiszpanii (Arakel, 1980; Warren, 1982; Ortí, Cabo i in., 1984; Dronkert, 1985; Logan, 1987; Kendall, Harwood, 1996). Wzrost kryształów selenitowych był okresowo przerywany w wyniku zwiększonego dopływu świeżych wód morskich lub wód kontynentalnych oraz wahań halokliny. W środowisku depozycji i w warunkach płytkiego pogrzebania gipsy selenitowe mogły być poddane przeobrażeniom i zastąpieniu przez anhydryty. Większość anhydrytów masywnych, mozaikowych i gruzłowo-mozaikowych, zawierających dobrze zachowane pseudomorfozy po kryształach selenitowych (np. fig. 4D), powstała na drodze synsedymenacyjnej modyfikacji („nodulizacji”, Shearman, 1985; Hussain, Warren, 1989, 1989) pierwotnych litofacji selenitowych (Kasprzyk, 1995, 2003a; Kasprzyk, Ortí, 1998). Obecność pseudomorfoz anhydrytu po kryształach gipsu, wykazujących jedynie nieznaczną modyfikację pierwotnych form morfologicznych wskazuje, że zastępowanie było prawie równoobjętościowe, równoczesne lub poprzedzające cementację anhydrytem, co warunkowało dobre zachowanie pierwotnych struktur krystalicznych gipsu (Hovorka, 1992; Kasprzyk, 1995, 1998). Jest prawdopodobne, że głównym czynnikiem powodującym dehydratację gipsu i cementację anhydrytem podczas wczesnej diagenety były roztwory porowe o wysokim zasoleniu, nasycone względem anhydrytu (Kasprzyk, 2003a, 2005a). Procesy zastępowania i cementacji były zainicjowane w strefach udostępnionych dla migrujących roztworów porowych i dlatego też musiały być one związane z porowatością i litologią pierwotnego osadu gipsowego. Procesy te, obejmujące kompleks dolny (autochtoniczny), rozpoczęły się w środowisku depozycji i prawdopodobnie zakończyły się w warunkach płytkiego pogrzebania (Kasprzyk, 2005b).

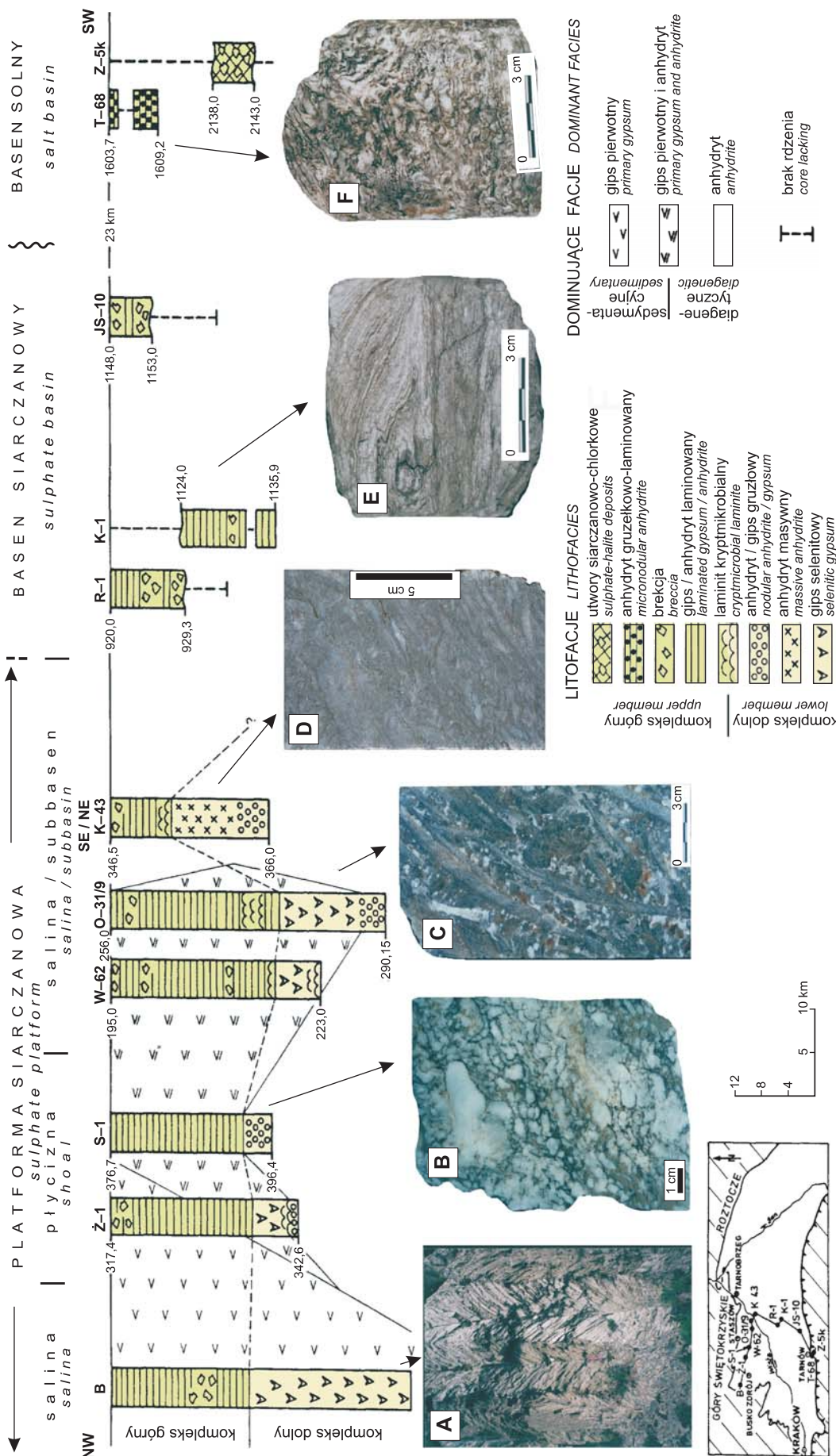


Fig. 4. Facies and depositional environments of sulphate deposits in a cross-section through the Badensian evaporite basin in the Carpathian Foredeep (after Kasprzyk, 2005a)

A – giant gypsum intergrowths in the lowermost part of the gypsum succession at Marzęcin near Busko, a 20-cm long pencil as a scale; B – nodular anhydrite of chicken-wire pattern; C – gips szablasty ze skupieniami jasnoszarego anhydrytu zastępującego gips; D – anhydryt z pseudomorfami po szablastych kryształach gipsu; E – anhydryt o laminacji zaburzonej; F – anhydryt o laminacji z trzewiowcowej

Facies and depositional environments of sulphate deposits in a cross-section through the Badensian evaporite basin in the Carpathian Foredeep (after Kasprzyk, 2005a)

A – giant gypsum intergrowths in the lowermost part of the gypsum succession at Marzęcin near Busko, a 20-cm long pencil as a scale; B – nodular anhydrite of chicken-wire pattern; C – gips szablasty ze skupieniami jasnoszarego anhydrytu zastępującego gips; D – anhydryt z pseudomorfami po szablastych kryształach gipsu; E – anhydryt o laminacji zaburzonej; F – anhydryt o laminacji z trzewiowcowej



## Struktury gruzłowe (*chicken-wire*)

**Opis i występowanie.** W północnej peryferyjnej części zapadliska przedkarpackiego, na obszarze tzw. płycizny centralnej (Kasprzyk, 1991), kompleks dolny jest zbudowany głównie z gipsów i anhydrytów gruzłowych i gruzłowo-mozaikowych oraz z gipsowych osadów mikrobialnych (otwory wiertnicze Żerniki 1 i Strzelce 1; Ż-1 i S-1 na fig. 4). W najniższej części sukcesji gruzły siarczanowe budujące te litofacje mają kształt eliptyczny lub kolisty i niekiedy są enterolitycznie zdeformowane, występując pojedynczo lub w skupieniach *chicken-wire* (fig. 4B; tabl. I, fig. 4, 5). Wykazują one cechy wzrostu wypierającego w obrębie ilasto-węglanowego lub silikoklastycznego matriksu. Gruzły anhydrytowe charakteryzuje mikrostruktura spłśniona (*felted*, Hovorka, 1992) i faskularna (*fascicular*, Ortí, Rosell, 1981), którą tworzą listewkowe kryształy anhydrytu, silnie zagięte, rozszczerzone i skupione w faliste wiązki, często wykazujące tendencją do orientacji równoległej wzdłuż obrzeży gruzłów (tabl. I, fig. 5). Przestrzeń międzygruzłową wypełnia gips wtórny i/lub anhydryt ilasto-dolomitowy poprzecinany żyłami gipsu wtórnego porfiroblastycznego (*veinlets*, Ortí, 1977) lub dolomit ilasty, silnie zanieczyszczony materią organiczną i impregnowany siarczanami. W obrębie matriksu niekiedy zaznacza się laminacja mikrobialna, wyrażona obecnością smug i błonek ilasto-węglanowo-organicznych, zdeformowanych wokół gruzłów anhydrytowych.

**Interpretacja środowiska.** Anhydryty gruzłowe w sukcesjach brzeżnych (otwór wiertniczy Strzelce 1, S-1 na fig. 4) wykazują cechy sedimentologiczne i petrograficzne (strukturę gruzłową *chicken-wire*, laminację trzewiowcową i mikrobialną, mikrostrukturę faskularną) charakterystyczne dla anhydrytu syndepozycyjnego współczesnych środowisk ewaporacyjnych (Shearman, 1985; Rouchy i in., 1994). Utwory te są interpretowane jako powstałe w środowisku sebhya i/lub w wyniku freatycznej anhydrytyzacji subakwalnych osadów gipsowych (Kasprzyk, 2003a, 2005a). Gruzły rozwijały się wskutek akrecyjnego, wypierającego wzrostu kryształów, na co wskazuje mikrostruktura anhydrytu (tabl. I, fig. 5), typowa dla wzrostu interstycyjnego (Kasprzyk, Ortí, 1998; Kasprzyk, 2003a). Litofacje gruzłowe powstałe na drodze syndepozycyjnej modyfikacji (sebhazyzacji, nodulizacji) wcześniejszych osadów gipsowych w warunkach przypowierzchniowych, były opisywane z playi Salt Flat w zachodnim Teksasie (Hussain, Warren, 1989) i z holocenijskich ewaporatów Zatoki Sueskiej w Egipcie (Aref i in., 1997).

## Struktury mikrobialne

**Opis i występowanie.** Struktury mikrobialne są bardzo rozpowszechnione w skałach siarczanowych w północnej części zapadliska przedkarpackiego (Kwiatkowski, 1972;

Kasprzyk, 1993b, 2003a, 2006; Bąbel, 2005b). Struktury te występują w warstwach o grubości od kilkunastu centymetrów do około 1 m, najczęściej w dolnej części sukcesji, ale ich występowanie stwierdzono również w kompleksie górnym, zarówno w gipsach, jak i w anhydrytach (fig. 4). Wyróżniono dwa podstawowe morfotypy struktur i facji mikrobialnych skał siarczanowych: laminity mikrobialne i stromatolity (Kasprzyk, 1993b).

### Laminity mikrobialne

Laminaty mikrobialne to skały węglanowo-siarczanowe o kopułkowatej, krenulowanej lub nieregularnej, często nieciągłej laminacji. Laminacja jest wyrażona naprzemianległym ułożeniem lamin ilasto-organicznych lub ilasto-węglanowych oraz lamin siarczanowych. Przebieg lamin jest zaburzony wokół skupień kryształów selenitowych lub gruzłów i gruzłowatych warstw anhydrytowych i anhydrytowo-wapnistych z pseudomorfozami po kryształach selenitowych. Laminaty ilasto-organiczne zawierają poziomo rozciągnięte smugi materii organicznej (szczątki lamin mikrobialnych), niekiedy zmikrytyzowane, oraz liczne skupienia pirytu. Inną odmianę laminacji mikrobialnej tworzą laminaty organiczne zbudowane ze szczątków włókien mikrobialnych zainkludowanych w dużych kryształach selenitowych (Kasprzyk, 1993b, fig. 4). Włókna sinic lub ich relikty w formie drobnych inkluzji materii organicznej (*algal ghosts*), częściowo lub całkowicie zmikrytyzowane, są ułożone regularnie, równoległe do powierzchni przyrostu pryzmatycznych kryształów gipsu. Podobną laminację mikrobialną opisywano z gipsów messyńskich rejonu śródziemnomorskiego (np. Vai, Ricci Lucchi, 1977; Rouchy, Monty, 1981, 2000).

### Stromatolity

Stromatolity w skałach gipsowych tworzą formy kopułkowe i kolumnkowe, niekiedy rozgałęzione (Kasprzyk, 1993b, fig. 5–7) i wykazują wzajemnie podobną wewnętrzną strukturę, wyrażoną powtarzającą się sekwencją lamin gipsowych: (i) jasnych, mikrokrystalicznych, zanieczyszczonych łem i węglanami, oraz (ii) ciemnych, zbudowanych z większych kryształów gipsu. Pakiety te z kolei są przykryte laminą drobnych kryształów selenitowych typu murawy (*grass-like and cavoli*), niekiedy rozrosłych w grubsze, kilkucentymetrowe poziomy selenitowe. W skałach anhydrytowych stromatolity często występują w postaci pojedynczych, kopułkowych lub bochenkowatych form a pseudomorfozy po laminach selenitowych są zazwyczaj doskonale zachowane (tabl. I, fig. 1, 3). W obrębie laminowanych warstw zaznacza się charakterystyczna sekwencja morfotypów struktur stromatolitowych: w dolnej części pakietu występują początkowo odosobnione i drobne (o wys. 2–5 mm) wybrzuszenia, które następnie ku górze są zastępowane przez formy większe (do 10 cm), wzajemnie połączone, kopułkowate i bochenkowate (stromatolity kopułkowe) lub kolumnkowe (tabl. I, fig. 1, 3). Formy asymetryczne, na-



chylone zawsze w jednym kierunku, to przemieszczone kopuły i kolumny stromatolitowe, dawniej opisywane jako „lukowate formy rekrytalizacyjne” i wiązane z procesami strefowej „alabastryzacji”, tj. upłynniania laminowanego osadu gipsowego (Kwiatkowski, 1972). Sekwencja morfotypów oraz analiza petrograficzna wskazują na organiczne pochodzenie tych struktur, wykluczające genezę z upłynniania (Kasprzyk, 1993b).

**Interpretacja środowiska.** Wzrost zasolenia wód sprzyjający krystalizacji gipsu (gęstość 1,1–1,2 g/cm<sup>3</sup>) jest jednocześnie czynnikiem redukującym lub w znacznym stopniu ograniczającym rozwój życia organicznego. Jednak obserwacje współczesnych środowisk ewaporacyjnych wskazują na wysoką tolerancję mat mikrobialnych na podwyższone zasolenie (np. Arakel, 1980; Orti i in., 1984; Dronkert, 1985; Logan, 1987; Gerdes i in., 2000), co umożliwiła rozwój charakterystycznych struktur mikrobialnych.

Udokumentowanie struktur mikrobialnych w badeńskich skałach siarczanowych, nie tylko w gipsach ale również w anhydrytach obecnie zajmujących przeważającą część zapadliska przedkarpackiego (fig. 4), wskazuje że w czasie depozycji ewaporatowej okresowo znaczną część zbiornika pokrywały maty mikrobialne. Struktury mikrobialne w osadach siarczanowych to efekt wzajemnego oddziaływania procesów fizycznych, biogenicznych i chemicznych w czasie depozycji siarczanowej i mają one ważne implikacje paleośrodowiskowe i paleoklimatyczne.

W laminatach mikrobialnych laminy ilasto-organiczne lub ilasto-węglanowe stanowią reliktową formę pokryw mat mikrobialnych, przewarstwiających laminy gipsu ziarnistego i rozwijających się w okresach zmniejszonego zasolenia wód, podobnie jak to ma miejsce współcześnie w przybrzeżnych salinach Australii Zachodniej (Arakel, 1980; Logan, 1987). Laminacje gipsowe reprezentują osad klastyczny, przerobiony przez wiatr lub akcję fal i związany przez matę mikrobialną (Orti i in., 1984; Logan, 1987), lub zgipsowane pokrywy mat mikrobialnych (Dronkert, 1985; Rouchy, Monty, 1981, 2000). Laminacje ilaste wzbogacone w piryty wskazują na warunki redukcyjne pod pokrywą maty mikrobialnej, gdzie obecność materii organicznej i słaba przenikalność światła stwarzały środowisko sprzyjające bakteryjnej redukcji siarczanów (Lu i in., 2001).

Różne formy morfologiczne stromatolitów w badeńskich skałach siarczanowych powstały na drodze gipsyfikacji maty mikrobialnej, na co wskazuje analogia form morfologicznych i mikrostruktur do opisywanych ze współczesnych salin południowo-wschodniej Hiszpanii (Dronkert, 1985; Orti i in., 1984) i obszarów sebhry Zatoki Perskiej (Butler i in., 1982; Kendall, Warren, 1988; Rouchy, Monty, 2000). W środowiskach tych, w strefie wzniosu kapilarnego dochodzi do wytrącania gipsu, a duża porowatość i przepuszczalność kopuł mikrobialnych stwarzają warunki szczególnie korzystne dla gipsyfikacji, jakie zapewne okresowo występowały w czasie depozycji gipsów badeńskich w zbiorniku ewaporacyjnym przedpola Karpat. Kryształy gipsu rozrastające się w obrębie maty miały początkowo zarysy so-

czekowe, które stopniowo w dalszych etapach gipsyfikacji ulegały zatarciu w efekcie wzrostu konkurencyjnego kryształów oraz modyfikacji diagenetycznych (redukcji, rozpuszczania, rekrytalizacji) (Kasprzyk, 1993b). Rozrost kryształów w obrębie maty i w pęcherzach gazowych, tworzących się pod matą wskutek metabolizmu organizmów budujących matę, powodował deformację lamin organicznych i powstanie charakterystycznej kopulastej morfologii. W okresach zwiększonej dynamiki wód (np. sztormy) zgipsyfikowana mata mikrobialna mogła ulec odkłuciu od podłoża, zdeformowaniu, spękaniu i/lub porozrywaniu (Rouchy, Monty, 2000), czego efektem są obserwowane w badeńskich skałach siarczanowych struktury deformacyjne. Struktury mikrobialne w anhydrytach to efekt diagenetycznego przeobrażenia gipsu w anhydryt w pierwotnie gipsowych osadach mikrobialnych (Kasprzyk, 2005b).

### Struktury depozycyjne i deformacyjne

**Opis i występowanie.** W górnej części sukcesji badeńskich skał siarczanowych (kompleks górny) występują gipsy klastyczne (gipsrudyty i gipsarenity) oraz anhydryty laminowane i brekcje anhydrytowe, wykazujące cechy osadów redeponowanych (Kasprzyk, 1993a, 2003a, 2006; Peryt, Jasionowski, 1994; Peryt, 1996). W środkowej i południowej części basenu anhydryty są cienko (grub. lamin <5 mm), regularnie lub gruzełkowo laminowane (fig. 4). Laminacja jest wyrażona naprzemianległym ułożeniem lamin siarczanowych, w różnym stopniu zanieczyszczonych materiałem ilasto-węglanowym, oraz lamin ilastych. W obrębie lamin siarczanowych często zaznacza się gradacja uziarnienia. Miejscowo anhydryty laminowane wykazują małoskalowe deformacje syndepozycyjne (laminację konwolucyjną, warstwowanie zaburzone, struktury osuwiskowe, sekwencje turbidytowe) (fig. 4; tabl. II). Struktury deformacyjne występują powszechnie w anhydrytach laminowanych i brekcjach anhydrytowych w dystalnej części basenu (fig. 4). Warstwy zaburzone przewarstwiają się z pakietami regularnie laminowanymi i brekcjami anhydrytowymi (tabl. II); częste są brekcje *in situ* i *in statu nascendi*. Te inicjalne brekcje w stadium tworzenia są zbudowane z porozrywanych i nieco zaburzonych pakietów laminowanych. Niekiedy w obrębie brekcji występują przewarstwienia laminowanych pakietów ilasto-anhydrytowych (np. otwory wiertnicze Jastrząbka Stara 10 i Ryszkowa Wola 7; fig. 4). Miąższość i zestaw struktur sedymentacyjnych tych utworów zmieniają się zależnie od położenia paleogeograficznego w basenie (Kasprzyk, Orti, 1998; Kasprzyk, 2003b).

We wschodniej, peryferyjnej części basenu (np. otwór wiertniczy Budomierz 11; fig. 4) w stropowej części sukcesji osadów siarczanowych, w obrębie laminowanych gipsów wtórnych, występują przewarstwienia gipsowych wapieni piaszczystych i/lub piaskowców wapnistych, które wykazują laminację przekątną i riplemarkową (Kasprzyk, 2006).

**Interpretacja środowiska.** Poglądy na temat genezy anhydrytów regularnie laminowanych w wielu formacjach

ewaporatowych są zróżnicowane i różne procesy były opisywane w literaturze geologicznej dla wyjaśnienia genezy tych utworów. Główne z nich to: (i) pierwotna precypitacja kumulatywna siarczanu w toni wodnej, (ii) redepozycja osadu klastycznego poprzez ruchy masowe, niekiedy o charakterze prądu turbidytowego, (iii) zastępowanie pierwotnego laminowanego osadu gipsowego zarówno podczas wczesnej, jak i późnej diagenety (Schlager, Bolz, 1977; Dean, Anderson, 1978; Langbein, 1987; Peryt i in., 1993; Rouchy i in., 1995).

Wielu geologów interpretuje poziomą, milimetrową laminację występującą w grubych pakietach w obrębie licznych formacji ewaporatowych, korelującą się na dużym obszarze, jako wskaźnik środowiska głębokowodnego. W osadach płytkowodnych laminacji poziomej towarzyszą struktury sedymentacyjne (riplemarki, warstwowanie przekątne, szczeliny z wysychania, struktury mikrobialne) wskazujące na depozycję w środowisku o dużej energii hydrodynamicznej, powyżej podstawy falowania, okresowo subaeralnie eksponowanym (np. Dronkert, 1985; Schreiber, 1988; Kendall, Harwood, 1996).

Klastyczne osady gipsowe oraz anhydryty laminowane i brekcje anhydrytowe w środkowej i południowej części zapadliska przedkarpackiego, wykazujące deformacje syndepozycyjne, sekwencje turbidytowe i inne struktury depozycyjne i deformacyjne charakterystyczne dla osadów dystalnej części basenu (fig. 4), są interpretowane jako facje głębokowodne (Garlicki, 1979; Kolasa, Ślącza, 1985; Ślącza, 1994; Peryt, 2000, 2006a; Kasprzyk, 2003a, b). Osady te powstały z przerobienia i redepozycji wcześniejszych ewaporatów (np. Cendón i in., 2004), lub z precypitacji siarczanu w toni wodnej i depozycji na dnie. Anhydryty to facje diagenetyczne, pierwotnie klastyczne osady gipsowe, które zostały poddane modyfikacjom diagenetycznym (anhydrytyzacji) (Kasprzyk, Ortí, 1998; Kasprzyk, 2003a, b, 2005b, c). W przeciwieństwie do wcześniejszych poglądów na genezę anhydrytów w zapadlisku przedkarpackim (pierwotna precypitacja anhydrytu w toni wód lub późnodiagenetyczna anhydrytyzacja; Ney i in., 1974; Garlicki, 1979; Liszkowski, 1989; Kubica, 1992), wyniki ostatnio przeprowadzonych badań sedymentologicznych i petrograficznych wskazują na duży udział w powstaniu anhydrytów procesów synsedymentacyjnej i wczesnodiagenetycznej anhydrytyzacji wcześniej powstałych osadów gipsowych (np. Kasprzyk, 2005). Cechy sedymentacyjne i petrograficzne regularnie laminowanych badeńskich osadów siarczanowych oraz ich pozycja stratygraficzna świadczą o tym, że pozioma laminacja jest efektem okresowych, choć niekoniecznie sezonowych, wahań chemizmu wód i/lub redepozycji osadu siarczanowego w środowisku subakwalnym, zarówno płytkim, jak i głębszym – poniżej podstawy falowania (Kasprzyk, 1993a, 2003a; Peryt, 1996; Bąbel, 1999). Występowanie brekcji *in situ*, przechodzących lateralnie w osady laminowane (Peryt, Jasionowski, 1994), sugeruje syndepozycyjną deformację i brekcjonowanie osadu, być może związane z okresową aktywnością tektoniczną na przedpolu nasuwających się od południa płaszczowin karpackich.

Osady o laminacji przekątnej i riplemarkowej, opisywane w sukcesjach osadów siarczanowych we wschodniej części zapadliska (Kasprzyk, 2006), tworzyły się w peryferyjnej części zbiornika na obszarze równi przybrzeżnych, w wyniku oddziaływania prądów i falowania w okresach zwiększonej dynamiki wód i/lub wynurzenia strefy brzeżnej, podobnie jak we współczesnych przybrzeżnych salinach zachodnich wybrzeży Australii i południowo-wschodniej Hiszpanii (Arakel, 1980; Logan, 1987; Kendall, Warren, 1988). W środowiskach tych klastyczny osad gipsowy, wykazujący charakterystyczne struktury sedymentacyjne: warstwowanie przekątne i riplemarki, był remobilizowany i redeponowany w warunkach płytkowodnych.

### Powierzchnie erozyjne i/lub rozpuszczania

**Opis i występowanie.** W badeńskich skałach siarczanowych głównymi wskaźnikami syndepozycyjnego rozpuszczania są płaskie, ostro zaznaczone powierzchnie nieciągłości w obrębie gipsów szklicowych, powierzchnie ścienia kryształów selenitowych, przykryte laminą osadu detrytycznego i/lub mikrobialnego lub murawą selenitową nowej (sukcesywnej) generacji, oraz zaokrąglone wierzchołki kryształów, niekiedy z przyrostem syntaksjalnym (Kasprzyk, 1993a; Bąbel, 1999). Powierzchnie erozyjne i/lub rozpuszczania są najlepiej zachowane w gipsach selenitowych (kompleks dolny) oraz w obrębie osadów siarczanowo-silikoklastycznych w najniższej części kompleksu dolnego (fig. 4). Struktury te, typowe dla gipsów pierwotnych, są słabo zachowane w sukcesjach diagenetycznych (anhydrytach, gipsach wtórnych) wskutek rekrytalizacji siarczanu, towarzyszącej procesom dehydratacji i hydratacji. Natomiast powierzchnie nieciągłości są dość dobrze zachowane w obrębie pakietów laminowanych (kompleks górny), zaburzające przebieg laminacji lub nieregularnie ścinające pakiety lamin, interpretowane jako powierzchnie rozmyte i ścienia erozyjne.

**Interpretacja środowiska.** Cechy synsedymentacyjnego rozpuszczania i rekrytalizacji w badeńskich skałach siarczanowych wskazują na częste zmiany chemizmu wód i/lub wynurzenia w czasie ich depozycji. W środowiskach płytkowodnych napływy wód kontynentalnych powodowały znaczne wahania zasolenia i dynamiki wód, determinujące procesy rozpuszczania i erozji osadów (Kasprzyk, 1999; Bąbel, 1999, 2005b; Peryt, 2006a). W warunkach subakwalnych znaczny udział miały procesy redepozycji osadów ewaporatowych (Cendón i in., 2004; Peryt, 2006a). Redepozycję osadów siarczanowych, zarówno w peryferyjnej jak i w środkowej części zbiornika, udowodniono badaniami sedymentologicznymi i geochemicznymi, a jej impulsem mogła być zwiększona aktywność tektoniczna, zwłaszcza w czasie depozycji kompleksu górnego (allochtonicznego) sukcesji osadów siarczanowych (np. Kwiatkowski, 1972; Niemczyk, 1998; Peryt, Kasprzyk, 1992a; Peryt, Jasionowski, 1994; Kasprzyk, 2003a).

## WSKAŹNIKI PETROGRAFICZNO-MINERALOGICZNE

**Mikrostruktury anhydrytów**

Większość badeńskich anhydrytów wykazuje cechy petrograficzne charakterystyczne dla facji diagenetycznych, powstałych w wyniku przeobrażeń pierwotnych subakwalnych osadów gipsowych (Kasprzyk, 1998, 2003a; Kasprzyk, Ortí, 1998). Cechy te różnią się zasadniczo dla anhydrytów budujących kompleks dolny (autochtoniczny) i kompleks górny (allochtoniczny).

**Kompleks dolny.** W sukcesjach peryferyjnej części zapadliska efekty przeobrażenia gipsów selenitowych są wyrażone w postaci gruzłów anhydrytowych i pseudomorfoz anhydrytu po kryształach selenitowych. Wewnętrzną część gruzłów buduje anhydryt mikropryzmatyczny (spilśniony) lub fasikularny, otoczony aureolą pryzmatycznych kryształów anhydrytu, strefowo przekrystalizowanego i/lub gipsu wtórnego porfiroblastycznego (fig. 5; tabl. I, fig. 5). W zewnętrznej części gruzłów listewkowe kryształy anhydrytu są często zdeformowane i rozmieszczone koncentrycznie, nadając skale mikrostrukturę koncentrycznie pryzmatyczną (Kasprzyk, 1998). W matriksie ilasto-węglanowym dość liczne są pseudomorfozy po pryzmatycznych i soczewkowych kryształach gipsu, rozmieszczonych chaotycznie lub kierunkowo, równoległe do laminacji. Miejscowo zaznacza się struktura gruzelkowo-oczkowa z formami mikrobialnymi i licznymi peloidami. Lokalnie (np. otwór wiertniczy Strzelce 1, S-1 na fig. 4) występują sferyczne gruzły anhydrytowe o mikrostrukturze fasikularnej, wykazujące cechy wzrostu akrecyjnego i interstycyjnego w matriksie dolo-mitowo-pelitycznym typu masy wypełniającej (fig. 5). Te cechy petrograficzne anhydrytów gruzłowych, często obserwowane w osadach współczesnych środowisk ewaporacyjnych (np. Shearman, 1985), wskazują na procesy syndepozycyjnej i/lub wczesnodiagenetycznej anhydrytyzacji w środowisku freatycznym.

Większość anhydrytów gruzłowo-mozaikowych i mozaikowych w obrębie kompleksu dolnego zawiera dobrze zachowane pseudomorfozy po kryształach selenitowych. Pseudomorfozy wykazują na obrzeżach mikrostrukturę palisadową i żyłową, sugerującą wczesną krystalizację anhydrytu (tabl. I, fig. 1, 2) (Kasprzyk, Ortí, 1998, fig. 5A, B, E, F; fig. 6). Obserwacje petrograficzne wskazują, że zastępowanie zaczynało się preferencyjnie wzdłuż płaszczyzn łupliwości, stref przyrostu i obrzeży kryształów (fig. 5) i było kontrolowane przez budowę krystalograficzną gipsu (zastępowanie topotaktyczne) (Langbein, 1987; Hovorka, 1992). Efektem takiego zastępowania są mikrostruktury równoległe pryzmatyczne lub palisadowe typu cement (tabl. I, fig. 2) (Hovorka, 1992). Przeciwnością ich są chaotycznie rozmieszczone kryształy listewkowe w obrębie gruzłów anhydrytowych, często na obrzeżach o orientacji koncentrycznej (tabl. I, fig. 5), wskazujące na punktowe załączkowanie i krystalizację anhydrytu w wielu centrach bez preferencyjnej orientacji.

Obecność pseudomorfoz anhydrytu po kryształach gipsu, wykazujących jedynie nieznaczny modyfikację pierwotnych form morfologicznych, oraz charakterystyczne mikrostruktury anhydrytów wskazują na bardzo wczesny proces anhydrytyzacji, równoczesny lub poprzedzający cementację anhydrytem, co warunkowało dobre zachowanie pierwotnych form morfologicznych i struktur krystalicznych gipsu (Hovorka, 1992; Kasprzyk, 1995, 1998). Obserwacje petrograficzne potwierdzają wcześniejsze interpretacje (Kasprzyk, Ortí, 1998; Kasprzyk, 2003a, 2005a), że procesy zastępowania i cementacji gipsów kompleksu dolnego rozpoczęły się w środowisku subaeralnym i prawdopodobnie zostały zakończone w warunkach płytkiego pogrzebania (fig. 5).

**Kompleks górny.** Efekty diagenetycznych przeobrażeń skał siarczanowych kompleksu górnego są uzależnione od położenia paleogeograficznego i różnią się zasadniczo w sukcesjach usytuowanych w części peryferyjnej i środkowej basenu ewaporatowego. Szczegółowe obserwacje petrograficzne wskazują na lateralną sukcesję mikrostruktur (mikrofacji) anhydrytu w przekroju poprzecznym przez basen ewaporatowy (fig. 5). Ponadto zaznacza się wyraźna lateralna zmienność wielkości kryształów anhydrytu, efektów kompaktacji/deformacji składników petrograficznych i ilości pseudomorfoz po kryształach gipsu (Kasprzyk, Ortí, 1998; Kasprzyk, 2003a).

W anhydrytach laminowanych widoczne są mikrostruktury pseudomorfoz po laminach gipsarenitowych (tabl. II, fig. 2, 4). Częste efekty kompaktacji w strefie przejściowej między częścią brzeżną a środkową basenu, wyrażone deformacją (ugięciem, złamaniem, reorientacją) pryzmatycznych kryształów anhydrytu, sugerują wczesnodiagenetyczny proces anhydrytyzacji (fig. 5). Większość kryształów anhydrytu w obrębie kompleksu górnego powstała z przerobienia i kolejnych etapów diagenetycznej modyfikacji (anhydrytyzacji, cementacji, kompaktacji) osadów gipsowych (dyskusja w: Kasprzyk, 2005a, b, c). Cechy wzrostu wypierającego kryształów anhydrytu (fig. 5) sugerują, że zastępowanie gipsu przez anhydryt w dennych osadach klastycznych było zainicjowane w warunkach płytkiego pogrzebania we wczesnym stadium lityfikacji gipsów. Proces ten kontynuował się w czasie progresywnego pogrzebania, obejmując kolejno sukcesje coraz bardziej brzeżnej części basenu, dla których charakterystyczną cechą są duże kryształy z zastępowania (fig. 5). W sukcesjach basenowych pseudomorfozy po gipsie występują sporadycznie i są słabo rozróżnialne, co sugeruje bardzo wczesny proces anhydrytyzacji utrudniający zachowanie zarysów pierwotnych kryształów. Dehydratacja gipsów w osadach dennych mogła być zainicjowana przez krążące roztwory porowe o wysokim zasoleniu (Kasprzyk, Ortí, 1998; Kasprzyk, 2003a, 2005b).

W kierunku peryferyjnej części basenu ewaporatowego zaznacza się w obrębie kompleksu górnego lateralna zmiana mikrofacji, wyrażona głównie: (i) zanikiem cech deformacyjnych składników petrograficznych i mikrostruktur, (ii) wzrostem udziału i wielkości listewkowych kryształów an-



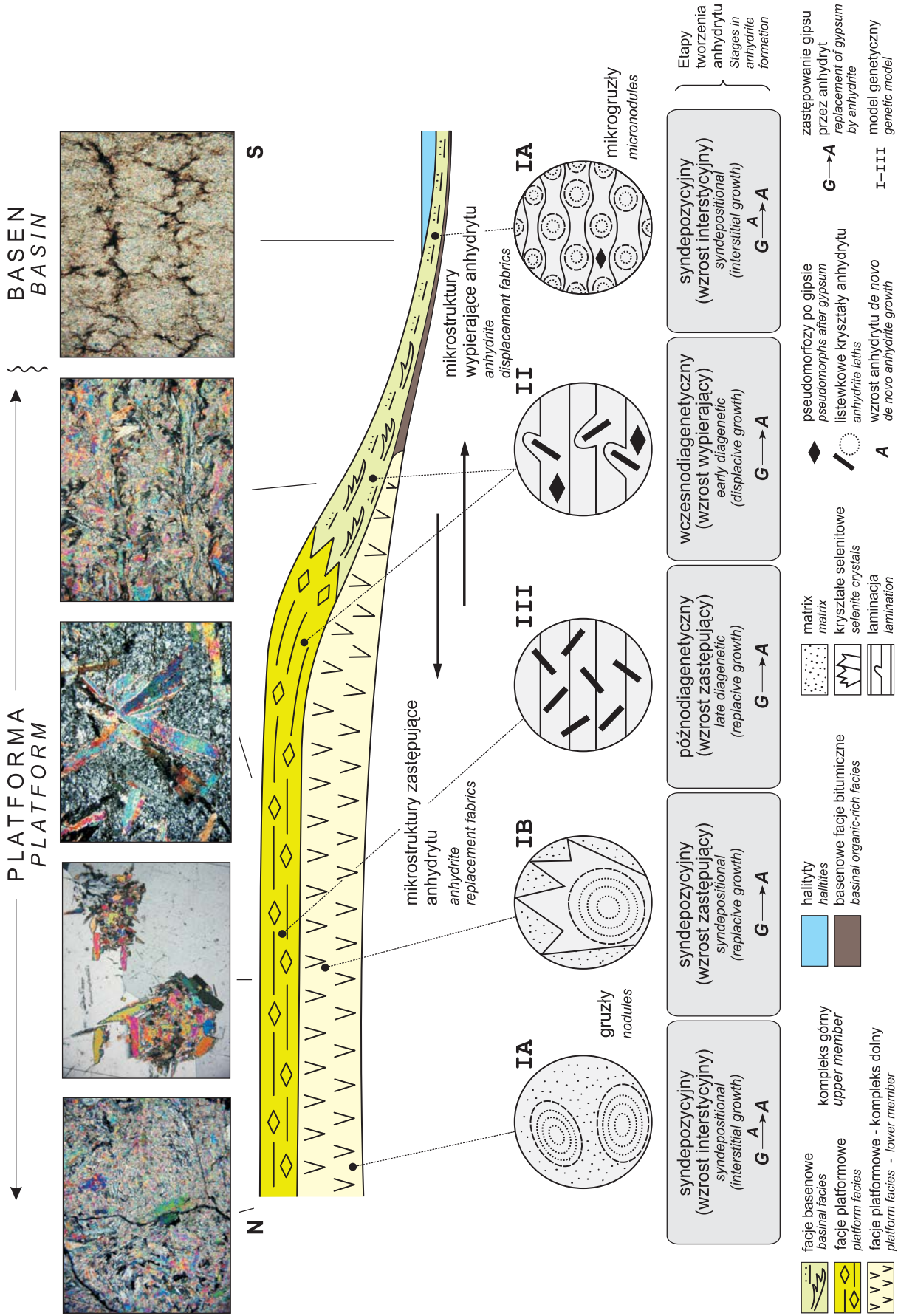


Fig. 5. Zmienność mikrostruktur badęskich anhydrytów w zapadlisku przedkarpackim (wg Kasprzyk, 2005a)

Variability within microstructures of the Badenian anhydrites in the Carpathian Foredeep (after Kasprzyk, 2005a)

hydrytu z zastępowania, oraz (iii) zmniejszeniem udziału mikrostruktur spłśnionych i mikroziarnistych (fig. 5). Ta zależność między mikrofacją a położeniem paleogeograficznym może być interpretowana jako rezultat stopniowo coraz głębszego środowiska diagenetycznego w czasie krystalizacji anhydrytu i progresywnej anhydrytyzacji (Kasprzyk, 2005a).

**Interpretacja środowiska.** Stratygraficzne i lateralne relacje facjalne anhydrytów oraz zmienność ich mikrostruktur (fig. 5) najprawdopodobniej odzwierciedlają różną historię diagenetyzacji dwóch kompleksów w sukcesji osadów siarczanowych (Kasprzyk, 2005a). Kompleks dolny (anhydryty gruzłowe, gruzłowo-mozaikowe, mozaikowe i masywne) powstał głównie w wyniku synsedymentacyjnej anhydrytyzacji w różnych środowiskach brzeżnej części basenu (Kasprzyk, 1998, 2003a, 2005a, b). Anhydryty kompleksu górnego (anhydryty laminowane i brekcje) utworzyły się w wyniku zarówno syndepozycyjnego, interstycyjnego wzrostu anhydrytu *de novo* w osadach dennych, jak i poprzez zastępowanie gipsów w czasie wczesnej i późnej diagenetyzacji w warunkach progresywnego pogrzebania (Kasprzyk, Ortí, 1998; Kasprzyk, 2005c) (fig. 5). Anhydrytyzacja zapewne była zależna od pierwotnych cech litologicznych skał gipsowych, takich jak struktura i tekstura, zmienność mikrostruktur (mikrofacji), skład chemiczny (udział zanieczyszczeń) i skład mineralogiczny. Nieregularne rozmieszczenie anhydrytu w obrębie sukcesji brzeżnych sugeruje, że zastępowanie rozwijało się preferencyjnie w strefach o zwiększonej mikroporowatości w ścisłym kontakcie z solankami diagenetycznymi.

### Minerały wtórne

W wyniku ekshumacji skały siarczanowe były poddane działaniu wód o niskim zasoleniu, co powodowało ich rozpuszczanie i/lub hydratację anhydrytu. Efekty tych procesów najintensywniej zaznaczyły się w północnej peryferyjnej części zapadliska przedkarpackiego, gdzie anhydryty są częściowo lub całkowicie przeobrażone w gipsy wtórne w wyniku hydratacji lub rehydratacji anhydrytu pod wpływem wód meteorycznych lub słabo zasolonych wód podziemnych (fig. 4). Zwiększona migracja tych wód była zainicjowana tektoniczną przebudową, lokalnym wynurzeniem i/lub erozją osadów. Efekty hydratacji/rehydratacji są wyrażone strefowym lub masywnym zastępowaniem skały anhydrytowej przez gips (gips wtórny). W tle gipsu występują relikty anhydrytu w formie gruzłowatych lub nieregularnych skupień i smug, niekiedy o ostrokrawędzistych zarysach przypominających pseudomorfozy po kryształach selenitowych, zwykle z efektami hydratacji oczkowej lub żyłowej (*veinlets*, Ortí, 1977; Testa, Lugli, 2000). Ponadto częste są laminy siarczanowe zaburzone enterolitycznie oraz żyłki gipsu włóknistego (fig. 4).

Rozpoznano wiele mikrostruktur hydratacyjnych gipsu, ponieważ minerał ten jest łatwo podatny na rekrystalizację pod wpływem nawet niewielkich zmian warunków fizycznych i chemicznych środowiska (Holliday, 1970; Ortí, 1977). Cechy petrograficzne gipsów wtórnych, takie jak występowa-

nie i ilość reliktyw anhydrytu oraz wzajemne relacje przestrzenne i krystalograficzne kryształów gipsu i anhydrytu, pozwalają rozpoznać sukcesję mikrofacjalną w procesie hydratacji. Mikrostruktura ameboidalnie chmurzysta (*cloudy ameboidal*) jest uważana za wczesny produkt hydratacji anhydrytu (Ogniben, 1957; Murray, 1964; Holliday, 1970; Ortí, 1977; Testa, Lugli, 2000), a potwierdzają to obserwacje własne autorki. Wskazuje na to również obecność celestynu w gipsach wtórnych, uważanego za produkt uboczny hydratacji anhydrytu (np. otwór wiertniczy Okrągła 31/9, fig. 4) (Holliday, 1970; Dean, 1978; Testa, Lugli, 2000). Inne mikrostruktury gipsów wtórnych (megakrystaliczna, porfiroblastyczna, mikrokrystaliczna) stanowią efekt kolejnych stadiów krystalizacji i rekrystalizacji gipsu. Efekty inicjalnej hydratacji, głównie forma i sposób rozmieszczenia gipsu w tle anhydrytu wskazują, że hydratacja następowała poprzez przemieszczanie się „frontu hydratacyjnego” od obrzeży warstw, pakietów lub gruzłów anhydrytowych w kierunku ich środkowej części (hydratacja peryferyjna) lub poprzez krystalizację gipsu: punktową (hydratacja oczkowa) i wzdłuż stref nieciągłości (hydratacja żyłowa). Sposób hydratacji był najprawdopodobniej zależny zarówno od środowiska geologicznego i warunków tektonicznych występowania skały anhydrytowej, jak i jej cech strukturalnych i teksturalnych.

Obecność w gipsach wtórnych śladowych ilości bassanitu, nie rejestrowanego petrograficznie i rentgenograficznie w gipsach pierwotnych częściowo przeobrażonych w anhydryty oraz w anhydrytach, wskazuje na wieloetapowy, tj. poprzez krótkotrwałą (metastabilną?) fazę przejściową półwodzianu, proces rehydratacji anhydrytu (Kasprzyk, 2003b). Mogłoby to sugerować względnie późną (w skali geologicznej) hydratację anhydrytów w basenie ewaporatowym zapadliska przedkarpackiego (Kasprzyk, 2005c).

W badanych skałach zaznaczają się efekty zastępowania minerałów siarczanowych przez idiomorficzne kryształy celestynu i kalcytu, sferolity lutecytu, krzemionkę autigeniczną i piryty. Celestyn i krzemionka autigeniczna występują szczególnie pospolicie w obrębie brekcyj i laminowanych skał siarczanowych w brzeżnej części basenu (Gąsiewicz, 2000). Pod mikroskopem obserwowano pseudomorfozy soczewkowych kryształów gipsu z druzową obwódką sparytową i celestynowym wypełnieniem (np. otwór wiertniczy Budomierz 11, fig. 4) co wskazuje, że w sekwencji diagenetycznej sparyt poprzedzał krystalizację celestynu i lutecytu (Kasprzyk, 2005b). Na obrzeżach gruzłów anhydrytowych częściowo przeobrażonych w gips wtórny ameboidalnie-chmurzisty obserwowano sferolity lutecytu i/lub chaotycznie rozmieszczone kryształy sparytowe. Typowa sukcesja zmian obejmowała początkową korozję anhydrytu, jeden etap (lub więcej) hydratacji/rehydratacji podczas przemiany w gips, rozpuszczanie gipsu i precypitację minerału zastępującego. Sugeruje to dość niestabilne warunki depozycji i diagenetyzacji w peryferyjnej części basenu.

Piryty jest rozpowszechniony w sukcesjach basenowych, gdzie miejscowo tworzy znaczne nagromadzenia oraz pseudomorfozy po soczewkowych kryształach gipsu (np. otwór

wiertniczy Ryszkowa Wola 7, fig. 4) (Kasprzyk, 2003b). Cechy te wskazują na warunki euksyniczne w czasie depozycji gipsów klastycznych w środkowej części zbiornika ewaporacyjnego.

#### WSKAŹNIKI GEOCHEMICZNE

Wskaźniki geochemiczne, w tym zwłaszcza zawartość pierwiastków głównych i śladowych oraz skład izotopowy tlenu, siarki i strontu skał siarczanowych, są bardzo pomocne przy interpretacji warunków fizykochemicznych depozycji i diagenetyki tych skał, aczkolwiek procesy synsedymacyjne i wczesnodiagenetyczne w środowisku ewaporacyjnym, takie jak rozpuszczanie i rekrytalizacja, bakteryjna redukcja siarczanów, dostawa świeżych wód itp., mogą spowodować znaczne zmiany składu geochemicznego skał siarczanowych. Badania geochemiczne dostarczają wiele informacji o pochodzeniu solanek macierzystych i ich ewolucji oraz przemianach diagenetycznych siarczanów i ich udziale w cyklu redukcyjno-utleniającym siarki, dlatego też są one niezbędne i komplementarne dla badań sedymentologicznych (Schreiber, El Tabakh, 2000; Lu i in., 2001; Palmer i in., 2004).

Parametry geochemiczne od dawna były wykorzystywane do interpretacji warunków depozycji osadów siarczanowych w bańskim zbiorniku ewaporacyjnym zapadliska przedkarpacciego (np. Kasprzyk, 1994, 1997, 2003b; Petrichenko i in., 1997; Rosell i in., 1998; Cendón i in., 1999). Dotychczasowe badania były skoncentrowane głównie na rozpoznaniu składu pierwiastkowego (pierwiastków głównych i śladowych, w tym głównie strontu) i składu izotopowego tlenu i siarki skał siarczanowych.

Stront jest czułym wskaźnikiem zmian warunków fizykochemicznych (głównie temperatury i zasolenia wód) w środowisku depozycji gipsów oraz ich przemian diagenetycznych (Rosell i in., 1998 wraz z literaturą). Rozpoznanie przestrzennej zmienności zawartości strontu w skałach siarczanowych posłużyło do interpretacji paleośrodowiskowych i poznania ewolucji diagenetycznej pierwotnego osadu siarczanowego w bańskim basenie ewaporatowym zapadliska przedkarpacciego (Kasprzyk, 1994, 2003a; Rosell i in., 1998). Uzyskane zawartości strontu wskazują na zmienne warunki zasolenia wód w czasie depozycji gipsów. Zaznacza się wyraźny wzrost zawartości Sr (średnio do 0,61%) w górnej części kompleksu dolnego (gipsy selenitowe), rejestrujący wzrost zasolenia (Kasprzyk, 1994; Rosell i in., 1998). Spadek zawartości Sr (średnio do 0,13–0,37%) w kompleksie górnym (gipsy klastyczne) wskazuje na względnie niskie zasolenie wód w czasie depozycji. Lateralne zmiany zawartości strontu, wyrażone spadkiem średniej zawartości Sr w gipsach klastycznych w kierunku środkowej części basenu, sugerują zmiany warunków depozycji i diagenetyki osadów siarczanowych (Kasprzyk, 2003a). Jednakże jednoznaczna interpretacja sukcesji anhydrytowych jest utrudniona, ponieważ czynniki regulujące rozkład i zawartości strontu w skałach siarczanowych są związane za-

równy z warunkami sedymentacyjnymi w zbiorniku ewaporacyjnym, jak i z późniejszymi procesami diagenetycznymi, determinującymi stabilność strontu w obrębie macierzystych skał gipsowych (Kushnir, 1981, 1982; Ortí i in., 1988). W peryferyjnej części zapadliska przedkarpacciego, w trakcie przemian diagenetycznych gipsów, stront był wypłukiwany i remobilizowany, tworząc lokalnie koncentracje interesujące złożowo (np. Osmólski, 1972; Kasprzyk, 1994).

Badania składu izotopowego tlenu, siarki i strontu w skałach siarczanowych są szczególnie przydatne dla rozpoznania źródła solanek macierzystych i rozpoznania środowiska depozycji tych skał (np. Denison i in., 1998; Lu, Meyers, 2003; Palmer i in., 2004). Skład izotopowy tlenu i siarki bańskich skał siarczanowych jest dość dobrze poznany na podstawie licznych badań (Kasprzyk, 1997, 1998, 2003a, b, 2006; Peryt i in., 2002 wraz z literaturą; Cendón i in., 2004). Natomiast badania izotopowe strontu ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) tych skał dotychczas były wykonywane w bardzo ograniczonym zakresie (Kasprzyk i in., 2007). W kolejnych podrozdziałach zostaną podsumowane wyniki zrealizowanych badań izotopowych tlenu, siarki i strontu bańskich skał siarczanowych, a ich pełniejsza interpretacja jest przedmiotem odrębnej pracy (Kasprzyk i in., 2007).

#### Skład izotopowy tlenu i siarki

Skład izotopowy tlenu i siarki w jonie siarczanowym współczesnych wód oceanicznych jest stały i od trzeciorzędu zasadniczo niezmienny:  $\delta^{18}\text{O} = 9,5 \pm 0,5\text{‰}$  vs SMOW (*Standard Mean Ocean Water*);  $\delta^{34}\text{S} = 20,0 \pm 0,5\text{‰}$  vs CDT (*Canyon Diablo Troilite*) (Thode i in., 1961; Lloyd, 1968; Longinelli, Craig, 1967). Wartości  $\delta$  odzwierciedlają stan równowagi izotopowej w środowisku wodnym, który jest kontrolowany przez bilans masowy odmian siarki utlenionej i zredukowanej (Claypool i in., 1980; Zak i in., 1980). Lokalne odchylenia składu izotopowego tlenu i siarki to efekt frakcjonacji izotopowej związanej głównie z krystalizacją minerałów siarczanowych, procesami bakteryjnej redukcji siarczanów i zmianami bilansu wodnego w zbiorniku (np. Pierre, 1988) (fig. 6).

Podczas krystalizacji następuje frakcjonowanie izotopów tlenu (znaczące) i siarki (niewielkie). Produkt reakcji – minerały siarczanowe (głównie gips lub anhydryt) są wzbogacone w ciężki izotop tlenu o 3,5‰ i siarki o 1,65‰ w porównaniu z solanką macierzystą, a siarczan rezydualny, tj. pozostały w roztworze, jest izotopowo zubożony (Lloyd, 1968; Thode, Monster, 1965). Skład izotopowy solanki macierzystej można oszacować znając wartości  $\delta^{18}\text{O}$  i  $\delta^{34}\text{S}$  minerału siarczanowego. Wartości  $\delta^{18}\text{O}$  zmieniają się w zależności od stopnia ewaporacji i rozcieńczenia wód. Badania współczesnych środowisk ewaporacyjnych wskazują na duże znaczenie procesów biogeochemicznych w cyklu redukcyjno-utleniającym siarki (np. Pierre, 1988). Produkt bakteryjnej redukcji siarczanów wykazuje obniżone wartości  $\delta$ , podczas gdy siarczan pozostały w roztworze jest wyraźnie wzbogacony w ciężkie izotopy tlenu i siarki (fig. 6). Skład izotopowy tlenu w siarczanie powstałym jako produkt utle-



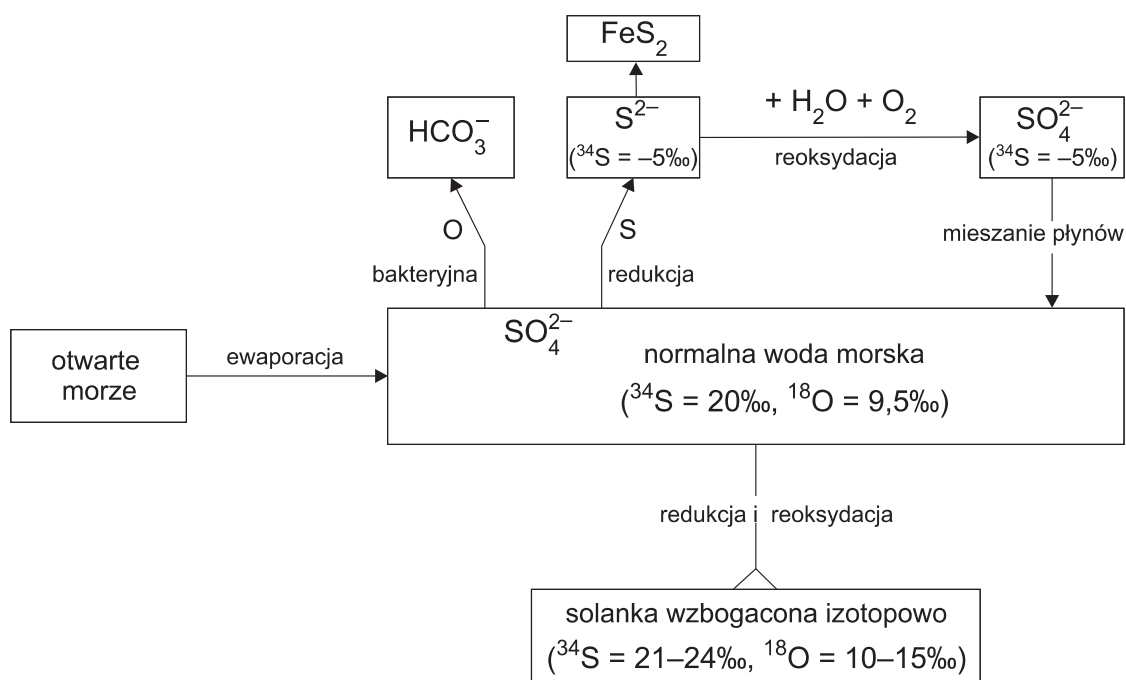


Fig. 6. Schemat frakcjonacji izotopowej tlenu i siarki w cyklu redukcyjno-utleniającym w wodzie morskiej (wg Lu i in., 2001)

Scheme of isotopic fractionation of oxygen and sulphur within a reducing-oxidizing cycle in sea water (after Lu *et al.*, 2001)

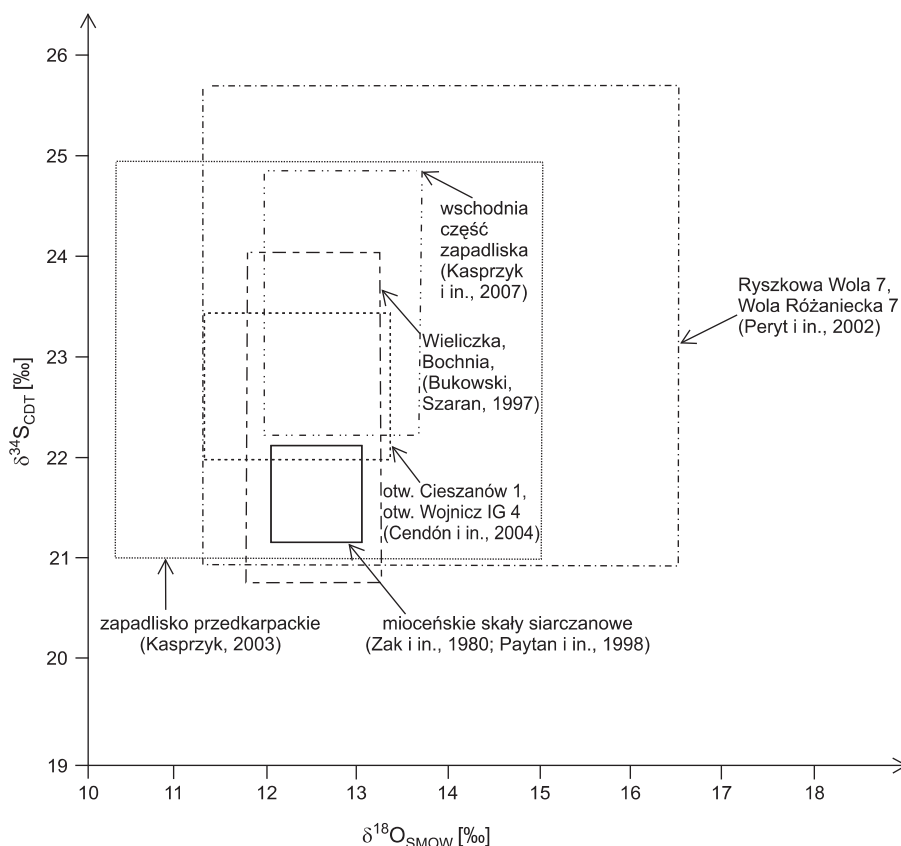
niania zredukowanych odmian siarki odzwierciedla skład izotopowy wody w środowisku reakcji. W przeciwieństwie do procesów związanych z bakteryjną redukcją i utlenianiem związków siarki, procesy dehydratacji i rehydratacji siarczanów nie powodują rozkładu jonu siarczanowego i dlatego też nie pociągają za sobą frakcjonacji izotopowej tlenu i siarki; dowodzą tego liczne badania izotopowe gipsów i anhydrytów różnych formacji ewaporatowych (Pierre, 1988; Rochy i in., 1995; Kasprzyk, 2003a).

**Wyniki badań.** Na podstawie wykonanych badań izotopowych nie stwierdzono istotnych zmian składu izotopowego tlenu i siarki badeńskich skał siarczanowych (Kasprzyk, 1998, 2003a, 2006; Peryt i in., 2002 wraz z literaturą; Cendón i in., 2004) (fig. 7). Wartości  $\delta^{18}\text{O}$  i  $\delta^{34}\text{S}$  zawierają się w wąskich przedziałach zmienności, odpowiednio od 10,31‰ do 16,45‰ oraz od 20,76‰ do 25,70‰ (fig. 7). Podobny skład izotopowy wykazują również gipsy miocenijskie w zapadlisku przedkarpackim na obszarze Polski, Czech i Ukrainy (np. Parafiniuk i in., 1994; Hałas i in., 1996; Kasprzyk, 1997; Peryt i in., 1997, 2002; Peryt, 2001), a także morskie siarczany miocenijskie innych formacji ewaporatowych (Claypool i in., 1980; Playá i in., 2000). Jednakże większość uzyskanych wartości  $\delta^{18}\text{O}$  i  $\delta^{34}\text{S}$  leży w granicach przedziałów ( $\delta^{18}\text{O} = 12,5 \pm 0,5\text{‰}$ ;  $\delta^{34}\text{S} = 21,65 \pm 0,5\text{‰}$ ), określających skład izotopowy morskich siarczanów miocenijskich (Zak i in., 1980; Paytan i in., 1998) (fig. 7). Jednocześnie zakres zmian wartości  $\delta$  dla siarki jest

znacznie większy niż dla tlenu. Brak jest wyraźnej zależności między składem izotopowym badanych próbek a ich pozycją w sukcesji osadów siarczanowych (kompleks dolny – kompleks górny) i w obrębie basenu ewaporatowego (strefa brzeżna – strefa basenowa) (fig. 4). Niemniej, względnie wysokie wartości (szczególnie dla siarki), znacznie odbiegające od wartości charakteryzujących morskie siarczany, wykazują anhydryty. Zaznacza się wyraźne wzbogacenie izotopowe próbek anhydrytowych (o ok. 2‰ w siarce i ok. 0,5‰ w tlenie) w porównaniu z próbkami gipsowymi (Kasprzyk i in., 2007).

**Interpretacja.** Do niedawna powszechnie przyjmowany był pogląd o morskim pochodzeniu badeńskich ewaporatów w zapadlisku przedkarpackim na obszarze Polski (np. Garellicki, 1979; Liszkowski, 1989; Oszczypko, 1996 wraz z literaturą). Pogląd ten oparty był głównie na pozycji stratygraficznej utworów ewaporatowych w obrębie osadów morskich i na wynikach badań izotopowych siarki i tlenu w siarczanych. Jednak wyniki innych badań geochemicznych (pierwiastki śladowe, inkluzje ciekłe, skład izotopowy chloru w halitach) nie są tak jednoznaczne, ponieważ wskazują zarówno na morskie pochodzenie solanek macierzystych, jak i na znaczny wpływ wód kontynentalnych w czasie depozycji ewaporatów (Peryt i in., 2002; Bąbel, 2004; Cendón i in., 2004).

Skład izotopowy tlenu i siarki badeńskich skał siarczanowych w zapadlisku przedkarpackim był do niedawna uwa-



**Fig. 7. Skład izotopowy tlenu i siarki badieńskich skał siarczanowych w zapadlisku przedkarpackim**

Wartości  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  skał siarczanowych we wschodniej części zapadliska zawierają się w przedziale 0,708915–0,716329 (Kasprzyk i in., 2007)

Isotopic composition of oxygen and sulphur from the Badenian sulphate deposits of the Carpathian Foredeep

The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values for sulphate rocks from the eastern part of the Carpathian Foredeep vary between 0.708915 and 0.716329 (Kasprzyk *et al.*, 2007)

zany za dowód ich morskiego pochodzenia (np. Claypool i in., 1980; Hałas i in., 1996; Kasprzyk, 1997; Peryt i in., 1998). Wyniki ostatnio wykonanych badań izotopowych badieńskich skał siarczanowych zdają się wskazywać na morskie pochodzenie jonu siarczanowego (por. Claypool i in., 1980; Kasprzyk i in., 2007). Względnie duża jednorodność składu izotopowego jest typowa dla siarczanów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego (por. Parafiniuk i in., 1994; Bukowski, Szaran, 1997; Kasprzyk, 1997, 2003a; Peryt i in., 1998; Peryt, 2002). Ostatnio przyjmuje się jednak pogląd, że izotopy tlenu i siarki nie są wskaźnikami morskiego lub niemorskiego pochodzenia jonu siarczanowego (np. Lu, Meyers, 2003; Cendón i in., 2004; Palmer i in., 2004), ponieważ są one nieczułe na wpływ wód kontynentalnych, które są szczególnie ubogie w jon  $\text{SO}_4^{2-}$ . Zdaniem Cendóna i in. (2004), skład izotopowy badieńskich osadów siarczanowych nie wyklucza wpływu wód kontynentalnych na depozycję a homogeniczność wartości  $\delta$  jest spowodowana „recyklingiem” wcześniejszych utworów solnych przy udziale wód kontynentalnych.

Zróznicowanie wartości  $\delta$  w badieńskich skałach siarczanowych może odzwierciedlać: (1) wpływ wahań potencjału redukcyjno-utleniającego w środowisku sedymentacyjnym, (2) udział procesów rozpuszczania i rekrystalizacji (recyklingu), i/lub (3) dostawę siarczanu izotopowo lżejszego. Wyraźne wzbogacenie izotopowe anhidrytów w stosunku do morskich siarczanów mioceńskich to najprawdopodobniej efekt frakcjonacji izotopowej w czasie bakteryjnej redukcji siarczanów lub rozpuszczania i rekrystalizacji w środowisku depozycji, prowadzących do wzbogacenia siarczanów w ciężkie izotopy tlenu i siarki (por. Longinelli, 1979; Pierre, 1988). W procesach tych mają miejsce istotne zmiany składu izotopowego siarki (od  $-25$  do  $-45$ ‰) w jonie siarczanowym (Zak i in., 1980; Pierre, 1988; Lu i in., 2001) (fig. 6). W przeciwieństwie do siarki, skład izotopowy tlenu zależy głównie od wartości  $\delta^{18}\text{O}$  wody, w środowisku której redukcja siarczanów miała miejsce (Fritz i in., 1989). Nie wielkie zmiany wartości tlenu i siarki w badanych próbkach prawdopodobnie rejestrują zmiany frakcjonacji izotopowej

obu pierwiastków, kontrolowane przez warunki utleniająco-redukcyjne w środowisku sedymentacyjnym. Zmiany te wydają się być związane z kinetyką procesów bakteryjnej redukcji siarczanów i z wymianą izotopową tlenu między solanką a utlenionymi związkami siarki (np. Pierre, 1988).

Wzrost zawartości ciężkich izotopów w anhydrytach, uważanych za facje diagenetyczne, w porównaniu z gipsami pierwotnymi (Kasprzyk i in., 2007), to efekt frakcjonacji izotopowej w procesach bakteryjnej redukcji siarczanów lub ich rozpuszczania i rekrytalizacji w środowisku o zmiennych warunkach fizykochemicznych. Procesy bakteryjnej (mikrobialnej) redukcji siarczanów były zapewne szczególnie aktywne w czasie depozycji osadów siarczanowych w środkowej, głębszej części zbiornika, gdzie w wodach dennych panowały warunki anoksydacyjne. Wskazuje na to obecność czarnych, bitumicznych iłowców i koncentracji pirytu w spągowej części sukcesji basenowych osadów siarczanowych (Kasprzyk, 2005b, 2006).

Redepozycja utworów ewaporatowych była zjawiskiem pospolicie występującym w badeńskim basenie zapadliska przedkarpackiego (Peryt, Jasionowski, 1994; Ślącza, Kolasza, 1997; Kasprzyk, Ortí, 1998; Peryt, 2000). Cendón i in. (2004) wykazali, na podstawie wykonanych badań geochemicznych i modeli ewolucji solanki, duży wpływ procesów rozpuszczania wcześniej powstałych utworów ewaporatowych przez wody kontynentalne i rekrytalizacji siarczanu (*recycling*) na formowanie się badeńskich osadów siarczanowych. Wykorzystanie wskaźników geochemicznych, takich jak skład izotopowy tlenu i siarki, może być pomocne w rozpoznaniu tych procesów, prowadzących do wzbogacenia jonu siarczanowego solanki macierzystej w ciężkie izotopy (Nielsen, 1972; Utrilla i in., 1992). Jednak w przypadku badeńskich osadów siarczanowych procesy związane z recyklingiem miały miejsce w obrębie tego samego basenu ewaporacyjnego i dlatego też rozpoznanie ich udziału jest utrudnione. Niemniej, uwzględniając frakcjonację izotopową w czasie krystalizacji/rekrytalizacji minerałów siarczanowych (1,65% dla siarki, 3,5% dla tlenu; Pierre, 1988), można przyjąć, że źródłem jonu siarczanowego dla klastycznych osadów siarczanowych, poza solankami pochodzenia morskiego, były również (i) solanki z rozpuszczania starszych formacji solonośnych, (ii) wody kontynentalne wzbogacone w utlenione związki siarki, oraz (iii) wody formacyjne z utworów fliszowych (por. Liszkowski, 1989).

Jest prawdopodobne, że udokumentowane przez różnych autorów (np. Peryt i in., 2002; Kasprzyk, 2003a) oscylacje wartości w anhydrytach rejestrują epizody częściowej izolacji zbiornika ewaporacyjnego od wpływu otwartego morza i/lub zwiększonej dostawy wód kontynentalnych wzbogaconych w lekkie izotopy tlenu i siarki, występujące naprzemiennie z okresami zwiększonego dopływu świeżych wód morskich bogatych w tlen-18 i promujących działalność bakteriologiczną, podwyższającą udział ciężkich izotopów siarki w solance. Procesom tym mogły towarzyszyć zmiany tempa depozycji, kontrolujące ich aktywację i przebieg (por. Rouchy i in., 1995).

## Skład izotopowy strontu

Skład izotopowy strontu w minerałach ewaporatowych stanowi źródło informacji o pochodzeniu i ewolucji solanek macierzystych, w których minerały te krystalizowały i podlegały przeobrażeniom w czasie diagenety (Brass, 1976; Kah i in., 2001; Lu, Meyers, 2003). Stront jest pierwiastkiem bardzo mobilnym, łatwo uwalnianym na drodze chemicznego wietrzenia skał, wypłukiwanym, remobilizowanym i transportowanym przez wody meteoryczne. Wody rzeczne wykazują wysokie wartości  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,7102–0,7121; Denison i in., 1998), znacznie wyższe od charakteryzujących współczesne i neogeńskie wody morskie (0,7082–0,7092; Hodell i in., 1991).

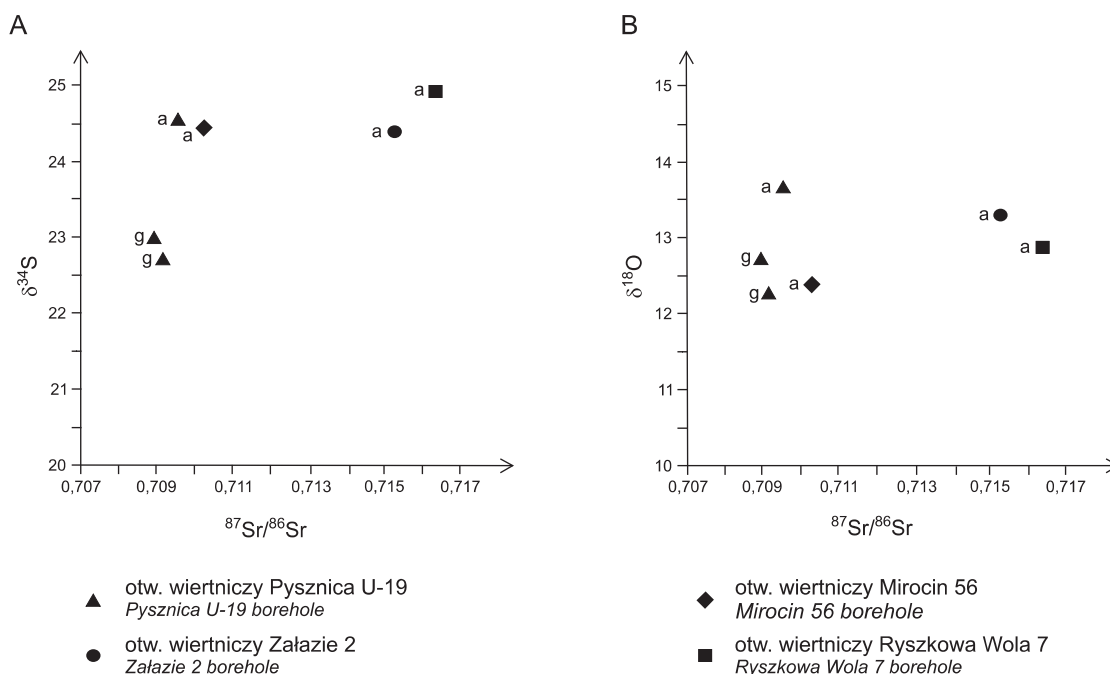
**Wyniki badań.** Większość zbadanych próbek badeńskich skał siarczanowych, zarówno gipsowych jak i anhydrytowych, wykazuje wartości  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,708915–0,716329; fig. 7, 8) wyższe od charakteryzujących badeńskie wody morskie (0,708698–0,708800; Hodell i in., 1991; Koepnick i in., 1985). Dane te sugerują znaczny wpływ wód silnie radiogenicznych, niemorskiego pochodzenia, np. wód rzecznych lub wód podziemnych. Również inne parametry geochemiczne, wcześniej wymienione, oraz modelowania geochemiczne wskazują na znaczny wpływ wód kontynentalnych w czasie depozycji badeńskich osadów siarczanowych w zbiorniku ewaporacyjnym zapadliska przedkarpackiego (Cendón i in., 2004 wraz z literaturą).

**Interpretacja.** Zdaniem niektórych autorów udział wód niemorskiego pochodzenia w bilansie wodnym basenów ewaporacyjnych może być maskowany przez dominację wartości  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  charakterystycznych dla wód morskich, ze względu na znacznie większą koncentrację strontu w wodzie morskiej niż w wodzie kontynentalnej (Lu, Meyers, 2003; Palmer i in., 2004). Pomimo tych problemów interpretacyjnych wartości uzyskane dla skał badeńskich nie budzą kontrowersji i jednoznacznie wskazują na dostawę do basenu strontu silnie radiogenicznego, poprzez dopływ wód kontynentalnych lub wód podziemnych wzbogaconych w ciężkie izotopy strontu (Kasprzyk i in., 2007).

W czasie depozycji badeńskich osadów siarczanowych w zbiorniku ewaporacyjnym przedpola Karpat miały miejsce częste wahania poziomu wód i napływy wód kontynentalnych do basenu (np. Kasprzyk, 2003; Cendón i in., 2004; Bąbel, 2005). Jest więc prawdopodobne, że wysokie wartości  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  rejestrują znaczny wpływ wód kontynentalnych do basenu w czasie depozycji osadów siarczanowych. Niewielka ilość zbadanych próbek uniemożliwia dalszą, bardziej szczegółową interpretację.

Nieznany jest wpływ procesów diagenetycznych na zmiany stosunków izotopowych strontu w skałach siarczanowych. Niemniej w zbadanych próbkach zaznacza się wyraźne zróżnicowanie między litofacjami sedymentacyjnymi (gipsy) i diagenetycznymi (anhydryty) (fig. 8). Te ostatnie są silnie radiogeniczne co sugeruje, że diagenetycznym przeobrażeniom gipsów w anhydryty towarzyszyła wymiana izotopowa strontu z roztworami porowymi lub otaczającymi





**Fig. 8. Korelacja wartości  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  i  $\delta^{34}\text{S}$  (A) oraz  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  i  $\delta^{18}\text{O}$  (B) skał siarczanowych: gipsów (g) i anhydrytów (a)**

Correlation between  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\delta^{34}\text{S}$  (A) and between  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  (B) for sulphate rocks: gypsum (g) and anhydrite (a)

osadami. Zatem wysokie wartości  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  w anhydrytach mogą być interpretowane jako efekt (i) mieszania się wód o różnych charakterystykach izotopowych, np. wód morskich i wód kontynentalnych, lub (ii) wtórnej wymiany strontu z izotopowo cięższym podczas diagenetyzacji (Kasprzyk i in., 2007). Szczegółowe wyjaśnienie tego zagadnienia w odniesieniu do badeńskich skał siarczanowych wymaga

kontynuowania badań izotopowych strontu. Wyniki zrealizowanych badań zdają się potwierdzać wcześniejsze wnioski, że skład izotopowy strontu w skałach siarczanowych jest bardziej czułym wskaźnikiem zmian środowiskowych w porównaniu ze składem izotopowym tlenu i siarki (Lu, Meyers, 2003; Palmer i in., 2004).

## PODSUMOWANIE

Badeńskie skały siarczanowe w zapadlisku przedkarpackim obejmują facje sedimentacyjne (gipsy pierwotne) i facje diagenetyczne (anhydryty, gipsy wtórne). Skały te wykazują charakterystyczne cechy (i) sedimentacyjne (pseudomorfozy po gipsach selenitowych, struktury gruzłowe *chicken wire*, struktury mikrobialne, struktury depozycyjne i deformacyjne: laminacja równoległa i konwolutowa, warstwowanie zaburzone, uziarnienie frakcyjne, sekwencje turbidytowe, ścieciska erozyjne), (ii) petrograficzno-mineralogiczne (paragenetyzacja, mikrostruktura anhydrytów), oraz (iii) geochemiczne (rozkład i zmiany zawartości strontu, skład izotopowy siarki, tlenu i strontu), które mogą być wykorzystane jako wskaźniki środowiskowe, przydatne do interpretacji warunków depozycji i diagenetyzacji skał siarczanowych w ba-

senie zapadliska przedkarpackiego. Cechy te wskazują, że badeńskie skały siarczanowe powstały w zróżnicowanych środowiskach depozycji, zarówno subaeralnych (sebh) jak i subakwalnych (płytko- do głębokowodnych) w basenie saliny. W peryferyjnej części basenu w środowiskach tych tworzyły się głównie litofacje selenitowe i mikrobialne, następnie poddane przemianom diagenetycznym (anhydrytyzacji) w warunkach syndepozycyjnych i wczesnodiaagenetycznych. W głębszej, środkowej części basenu miała miejsce głównie depozycja klastycznych osadów gipsowych. Anhydryty laminowane i brekcje to głębokowodne, redeponowane osady klastyczne, pierwotnie gipsowe, poddane anhydrytyzacji w warunkach wgłębnych w różnych stadiach diagenetyzacji. Charakter osadów w spągowej części sukcesji basenowych,

ich cechy sedymentacyjno-petrograficzne i skład izotopowy sugerują euksyniczne warunki depozycji w środkowej części basenu. Parametry geochemiczne skał siarczanowych wskazują na wyraźne zróżnicowanie warunków depozycji między strefą peryferyjną i środkową basenu oraz duży udział wód niemorskiego pochodzenia w powstaniu tych utworów. Pełne wyjaśnienie tych problemów wymaga kontynuacji szczegółowych badań sedymentologicznych, petrograficznych i geochemicznych, w tym badań izotopowych strontu skał siarczanowych.

Efekty diagenetycznych przeobrażeń badieńskich skał siarczanowych w zapadlisku przedkarpackim są zasadniczo różne dla części peryferyjnej i środkowej basenu, co sugeruje na wyraźną zależność rozwoju diagenetycznego od położenia paleogeograficznego w basenie zapadliska przedkarpackiego. Uwzględniając tę zależność oraz specyfikę i sukcesję procesów depozycyjnych i diagenetycznych można wyróżnić trzy główne etapy (syndepozycyjny, wczesno-diagenetyczny, późno-diagenetyczny) i środowiska (sedy-

mentacyjne, wgłębne/płytkie pogrzebanie, wgłębne/głębokie pogrzebanie) rozwoju diagenetycznego badieńskich skał siarczanowych.

**Podziękowania.** Pragnę serdecznie podziękować Dr. hab. Maciejowi Bąblowi (Uniwersytet Warszawski, Warszawa), Prof. Aleksandrowi Garlickiemu (Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków), Doc. Andrzejowi Gąsiewiczowi (Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa), Prof. Tadeuszowi Perytowi (Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa), Prof. Juan Jone Puerto (Universitat de Barcelona, Barcelona) oraz Annie Kąckiej (Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Świętokrzyski, Kielce) za życzliwość i pomoc w trakcie przygotowywania tej pracy. Dziękuję również Doc. Beacie Hołowieckiej (Klinika Hematologii i Transplantacji Szpiku Śląskiej Akademii Medycznej, Katowice) oraz Jarosławowi Meyerowi (Świętokrzyskie Centrum Onkologii, Kielce) za troskliwą opiekę i wsparcie.

## LITERATURA

- ARAKEL A.V., 1980 — Genesis and diagenesis of Holocene evaporitic sediments in Hutt and Leeman lagoons, Western Australia. *J. Sedim. Petrol.*, **50**: 1305–1326.
- AREF M.A.M., ATTIA O.E.A., WALI A.M.A., 1997 — Facies and depositional environment of the Holocene evaporites in the Ras Shukeir area, Gulf of Suez, *Egypt. Sedim. Geol.*, **110**: 123–145.
- BABEL M., 1999 — Facies and depositional environments of the Nida Gypsum deposits (Middle Miocene, Carpathian Foredeep, southern Poland). *Geol. Quart.*, **43**, 4: 405–428.
- BABEL M., 2004 — Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a drawdown salina basin. *Acta Geol. Pol.*, **54**: 313–337.
- BABEL M., 2005 — Selenite-gypsum microbialite facies and sedimentary evolution of the Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep. *Acta Geol. Pol.*, **55**: 187–210.
- BRAITSCH O., 1971 — Salt deposits. Their origin and composition: minerals, rocks and inorganic materials. Monograph Ser. Theor. and Exper. Stud., Springer, Berlin, Heidelberg, Nowy Jork.
- BRASS G.W., 1976 — The variation of the marine  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio during Phanerozoic time: interpretation using a flux model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**: 721–730.
- BUKOWSKI K., SZARAN J., 1997 — Zawartość izotopów tlenu i siarki w anhydrytach z serii solonośnej Wieliczki i Bochni. *Prz. Geol.*, **45**: 816–818.
- BUSSON G., CORNÉE A., DULAU N., FONTES J.CH., GEISLER D., GOULEAU D., JACCARD J., LANDRY J.C., NOËL D., PERTHUISOT J.P., PIERRE C., POUMOT C., TETARD J., THOMAS J.C., THOMAS M., TRAUTH N., ZANINETT L., 1982 — Données hydrochimiques, biologiques, isotopiques, sédimentologiques et diagénétiques sur les marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France). *Géol. Médit.*, **9**, 4: 303–391.
- BUTLER G.P., 1970 — Holocene gypsum and anhydrite of the Abu Dhabi sabkha, Trucial Coast: an alternative explanation of origin. *W: Third Symposium on Salt* (red. J.L. Rau, L.F. Dellwig), The Northern Ohio Geological Society, Inc., **1**: 120–152.
- BUTLER G.P., HARRIS P.M., KENDALL C.G.S.C., 1982 — Recent evaporites from the Abu Dhabi coastal flats. *W: Depositional and diagenetic spectra of evaporites – a core workshop* (red. C.R. Handford i in.). *SEPM, Core Workshop* **3**: 33–64.
- CENDÓN D.I., AYORA C., PUEYO J.J., TABERNER C., PERYT T.M., 1999 — Geochemical evidences of recycling in Badenian evaporites. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **387**: 18–20.
- 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. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **212**: 141–158.
- CLAYPOOL G.E., HOLSER W.T., KAPLAN I.R., SAKAI H., ZAK I., 1980 — The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chem. Geol.*, **28**: 199–260.
- CODY R.D., 1991 — Organo-crystalline interactions in evaporite systems: the effects of crystallization inhibition. *J. Sedim. Petrol.*, **61**: 704–18.
- DEAN W.E., 1978 — Theoretical versus observed successions from evaporation of sea water. *W: Marine Evaporites* (red. W.E. Dean, B.C. Schreiber). *SEPM Short Course*, **4**: 86–104.
- DEAN W.E., ANDERSON R.Y., 1978 — Salinity cycles: evidence for subaqueous deposition of Castile Formation and lower part of Salado Formation, Delaware Basin, Texas and New Mexico. *Circ. N.M. State Bur. Mines Miner. Resour.*, **159**: 15–20.
- DENISON R.E., KIRKLAND D.W., EVANS R., 1998 — Using strontium isotopes to determine the age and origin of gypsum and anhydrite beds. *J. Geol.*, **108**: 1–17.

- DRONKERT H., 1985 — Evaporite models and sedimentology of Messinian and recent evaporites. *GUA, Pap. Geol., Ser. 1*, 24.
- FRITZ P., BASHARMAL G.M., DRIMME R.J., IBSEN J., QUIRESHI R.M., 1989 — Oxygen isotope exchange between sulphate and water during bacterial reduction of sulphate. *Chem. Geol.*, **79**: 99–105.
- GARLICKI A., 1979 — Sedymentacja soli mioceńskich w Polsce. *Pr. Geol.*, **119**: 1–66.
- GERDES G., KRUMBEIN W.E., NOFFKE N., 2000 — Evaporite microbial sediments. *W: Microbial sediments* (red. R.E. Riding, S.M. Awramik): 196–208. Springer, Berlin.
- HAŁAS S., JASIONOWSKI M., PERYT T., 1996 — Anomalia izotopowa w badeńskich gipsach Poniżnia. *Prz. Geol.*, **44**: 1054–1056.
- HARDIE L.A., 1967 — The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. *Am. Mineral.*, **52**: 171–200.
- HODELL D.A., MUELLER P.A., GARRIDO J.R., 1991 — Variations in the strontium isotopic composition of seawater during the Neogene. *Geology*, **19**: 24–27.
- HOLLIDAY D.W., 1970 — Early diagenesis in nodular anhydrite rocks. *Trans. Inst. Min. Met., Sec. B*, **82**: 81–84.
- HOVORKA S., 1992 — Halite pseudomorphs after gypsum in bedded anhydrite – clue to gypsum-anhydrite relationships. *J. Sedim. Petrol.*, **62**: 1098–1111.
- HUSSAIN M., WARREN J.K., 1989 — Nodular and enterolithic gypsum: the “sabkha-tization” of Salt Flat playa, west Texas. *Sedim. Geol.*, **64**: 13–24.
- JOWETT E.C., CATHLES III L.M., DAVIS B.W., 1993 — Predicting depths of gypsum dehydration in evaporitic sedimentary basins. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **77**: 402–413.
- KAH L.C., LYONS T.W., CHESLEY J.T., 2001 — Geochemistry of a 1.2 Ga carbonate-evaporite succession, northern Baffin and Bylot Islands: implications for Mesoproterozoic marine evolution. *Precamb. Res.*, **111**: 203–234.
- KASPRZYK A., 1991 — Analiza litofacyjna utworów siarczanowych badenu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **39**: 213–223.
- KASPRZYK A., 1993a — Lithofacies and sedimentology 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., 1993b — Stromatolitic facies in the Badenian (middle Miocene) gypsum deposits of southern Poland. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **187**: 375–395.
- KASPRZYK A., 1994 — Distribution of strontium in the Badenian (Middle Miocene) gypsum deposits of the Nida area, southern Poland. *Geol. Quart.*, **38**: 497–512.
- KASPRZYK A., 1995 — Gypsum-to-anhydrite transition in the Miocene of southern Poland. *J. Sedim. Res.*, **A65**: 348–357.
- KASPRZYK A., 1997 — Oxygen and sulphur isotope composition of Badenian (Middle Miocene) gypsum deposits in southern Poland: a preliminary study. *Geol. Quart.*, **41**: 53–60.
- KASPRZYK A., 1998 — Analiza litofacyjna i geochemiczna anhydrytów mioceńskich w zapadlisku przedkarpackim. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KASPRZYK A., 1999 — Sedimentary evolution of Badenian (Middle Miocene) gypsum deposits in the northern Carpathian Foredeep. *Geol. Quart.*, **43**, 4: 449–465.
- KASPRZYK A., 2003a — Sedimentological and diagenetic patterns of anhydrite deposits in the Badenian evaporite basin of the Carpathian Foredeep, southern Poland. *Sedim. Geol.*, **158**: 167–194.
- KASPRZYK A., 2003b — Modele diagenety anhydrytów badeńskich w zapadlisku przedkarpackim. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KASPRZYK A., 2005a — Modele genetyczne badeńskich anhydrytów w zapadlisku przedkarpackim na obszarze Polski. *Prz. Geol.*, **53**: 47–54.
- KASPRZYK A., 2005b — Diagenetic alteration of Badenian sulphate deposits in the Carpathian Foredeep Basin, Southern Poland: processes and their succession. *Geol. Quart.*, **49**: 305–316.
- KASPRZYK A., 2005c — Warunki anhydrytyzacji gipsów badeńskich w zapadlisku przedkarpackim. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **417**: 5–26.
- KASPRZYK A., 2006 — Facje i sedymentacja mioceńskich osadów siarczanowych we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KASPRZYK A., ORTÍ F., 1998 — Palaeogeographic and burial controls on anhydrite genesis: the Badenian basin in the Carpathian Foredeep (southern Poland, western Ukraine). *Sediment.*, **45**: 889–907.
- KASPRZYK A., PUEYO J.J., HAŁAS S., FUENLABRADA J.M., 2007 — Sulphur, oxygen and strontium isotope compositions of Middle Miocene Badenian calcium sulphates from the Carpathian Foredeep, Poland: palaeoenvironmental implications. *Geol. Quart.*, **58**: 285–294.
- KENDALL A.C., 1984 — Evaporites. *W: Facies Models* (red. R.G. Walker): 259–296. Geol. Assn. Can., Toronto.
- KENDALL A.C., 1992 — Evaporites and diagenesis: Quantitative diagenesis. *W: Recent developments and applications to reservoir geology – Abstracts*. North Atlantic Treaty Organization (NATO), Advanced Study Institute, University of Reading, Reading.
- KENDALL A.C., HARWOOD G.M., 1996 — Marine evaporites: arid shorelines and basins. *W: Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy* (red. H.G. Reading): 281–324. Blackwell, Science.
- KENDALL C.G.S.C., WARREN, J.K., 1988 — Peritidal evaporites and their sedimentary assemblages. *W: Evaporites and Hydrocarbons* (red. B.C. Schreiber): 66–138. Columbia Univ. Press, Nowy Jork.
- KINSMAN D.J.J., 1969 — Models of formation, sedimentary associations, and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **53**: 830–840.
- KIRKHAM A., 1997 — Shoreline evolution, aeolian deflation and anhydrite distribution of the Holocene, Abu Dhabi. *Geoarabia*, **2**: 403–416.
- KOEPNICK R.B., BURKE W.H., DENISON R.E., HETHERINGTON E.A., NELSON H.F., OTTO J.B., WAITE L.E., 1985 — Construction of the Seawater 87Sr/86Sr curve for the Cenozoic and Cretaceous: supporting data. *Chem. Geol.*, **58**: 55–81.
- KOLASA K., ŚLĄCZKA A., 1985 — Uwagi o genezie wielickiego złoża soli. *Studia i Materiały do dziejów Żup Solnych w Polsce*, **14**: 7–49.
- KUSHNIR J., 1981 — Formation and early diagenesis of varved evaporite sediments in a coastal hypersaline pool. *J. Sedim. Petrol.*, **51**: 1193–1203.



- KUSHNIR J., 1982 — The composition and origin of brines during the Messinian desiccation event in the Mediterranean basin as deduced from concentrations of ions coprecipitated with gypsum and anhydrite. *Chem. Geol.*, **35**: 333–350.
- KWIATKOWSKI S., 1972 — Sedymentacja gipsów mioceńskich Polski południowej. *Pr. Muz. Ziemi*, **19**: 3–94.
- LANGBEIN R., 1987 — The Zechstein sulfates: the state of the art. *W: The Zechstein facies in Europe* (red. T.M. Peryt). *Lect. Not. Earth Sc.*, **10**: 143–188.
- LISZKOWSKI J., 1989 — Orogeniczny-descensyjny model genetyczny mioceńskich formacji salinarnych regionu karpackiego wschodnich obszarów Centralnej Paratetydy. *Pr. Nauk. Univ. Śl.*, **1019**: 1–104.
- LOGAN B.W., 1987 — The MacLeod evaporitic basin, western Australia. Holocene environments, sediments and geological evolution. *AAPG Memoir*, **44**: 1–140.
- LLOYD R.M., 1968 — Oxygen isotope behaviour in the sulfate-water system. *J. Geophys. Res.*, **73**: 6099–6110.
- LONGINELLI A., 1979 — Isotope geochemistry of some Messinian evaporites: paleoenvironmental implications. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **29**: 95–123.
- LONGINELLI A., CRAIG H., 1967 — Oxygen-18 variations in sulfate ions in sea-water and saline lakes. *Science*, **156**: 1431–1438.
- LU F.H., MEYERS W.J., 2003 — Sr, S and O(SO<sub>4</sub>) isotopes and the depositional environments of the Upper Miocene evaporites, Spain. *J. Sedim. Res.*, **73**: 444–450.
- LU F.H., MEYERS W.J., SCHOONEN M.A., 2001 — S and O (SO<sub>4</sub>) isotopes, simultaneous modeling, and environmental significance of the Nijar messinian gypsum, Spain. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**, 18: 3081–3092.
- MACDONALD G.J.F., 1953 — Anhydrite-gypsum equilibrium relations. *Am. J. Sc.*, **251**: 884–898.
- MOIOLA R.J., GLOVER E.D., 1965 — Recent anhydrite from Clayton Playa, Nevada. *Am. Mineral.*, **50**: 2063–2069.
- MØLLER N., 1988 — The prediction of mineral solubilities in natural waters: a chemical equilibrium model for the Na–Ca–Cl–SO<sub>4</sub>–H<sub>2</sub>O system, to high temperature and concentration. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**: 821–837.
- MURRAY R.C., 1964 — Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. *J. Sedim. Petrol.*, **34**: 515–523.
- NIELSEN H., 1972 — Sulphur isotopes and the formation of evaporite deposits. *W: Geology of saline deposits* (red. G. Richter-Bernburg). *Earth Science*, **7**: 91–102.
- NIEMCZYK J., 1998 — Olistostrom złoży gipsowego Gacki koło Pińczowa. *Geologia*, **24**: 65–75.
- OGNIBEN L., 1957 — Petrografia della serie solfifera siciliana e considerazioni geologiche relative. *Mem. Descr. Carta Geol. Ital.*, **33**: 1–275.
- ORTÍ F., 1977 — Aproximación al estudio petrográfico de las microestructuras de las rocas de yeso secundario y a su origen. *Rev. Inst. Inv. Geol.*, **32**: 87–152.
- ORTÍ F., ROSELL L., 1981 — Fabricas cristalinas de la anhidrita nodular y laminada. *Acta. Geol. Hisp.*, **16**, 235–255.
- ORTÍ F., PUEYO MUR J.J., GEISLER-CUSSEY D., DULAU N., 1984 — Evaporitic sedimentation in the coastal salinas of Santa Pola (Alicante, Spain). *Rev. Inst. Inv. Geol.*, **38/39**: 169–220.
- ORTÍ F., ROSELL L., SALVANY J.M., PUEYO J., UTRILLA R., INGLÉS M., VEIGAS J.G., 1988 — Contenido en estroncio en los sulfatos calcicos evaporíticos. Su utilización como indicador deposicional y diagenético. II Congr. Geol. Esp., Granada. Soc. Geol., Hiszpania.
- OSMÓLSKI T., 1972 — Wpływ budowy geologicznej brzeżnych partii niecki działoszyckiej na rozwój procesu metasomatozy gipsów mioceńskich. *Biul. Inst. Geol.*, **260**: 65–182.
- OSZCZYPKO N., 1996 — Mioceńska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, **44**: 1007–1018.
- PALMER M.R., HELVACI C., FALLICK A., 2004 — Sulphur, sulphate oxygen and strontium isotope composition of Cenozoic Turkish evaporites. *Chem. Geol.*, **209**: 341–356.
- PARAFINIUK J., KOWALSKI W., HAŁAS S., 1994 — Stable isotope geochemistry and genesis of the Polish native sulphur deposits – a review. *Geol. Quart.*, **38**: 473–496.
- PAYTAN A., KASTNER M., CAMPBELL D., THIEMENS M.H., 1998 — Sulphur isotopic composition of Cenozoic seawater sulphate. *Science*, **282**: 1459–1462.
- PERTHUISOT J.P., 1975 — La Sebkh el Melah de Zarzis. Genèse et évolution d'un bassin salin paraliq. Travaux du Laboratoire de Geologie. *Ecole Norm. Super.*, **9**: 12–52.
- PERYT T.M., 1994 — The anatomy of a sulphate platform and adjacent basin system in the Łeba sub-basin of the Lower Werra Anhydrite (Zechstein, Upper Permian), northern Poland. *Sedimentology*, **41**: 83–113.
- 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. *Sedim. 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., 2006a — The beginning, development and termination of the Middle Miocene Badenian salinity crisis in Central Paratethys. *Sedim. Geol.*, **188/189**: 379–396.
- PERYT T.M., 2006b — Sedymentacja ewaporatów badeńskich w zbiorniku przedkarpackim. *Prz. Geol.*, **5**: 438–444.
- PERYT T.M., JASIONOWSKI M., 1994 — *In situ* formed and redeposited gypsum breccias in the Middle Miocene Badenian of southern Poland. *Sedim. 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., ORTÍ F., ROSELL L., 1993 — Sulfate platform-basin transition of the lower Werra Anhydrite (Zechstein, Upper Permian), western Poland: facies and petrography. *J. Sedim. Petrol.*, **63**: 646–658.
- PERYT T.M., KAROLI S., PERYT D., PETRICHENKO O.I., GEDL P., NARKIEWICZ W., ĐURKOVIČOVÁ J., DOBIESZYŃSKA Z., 1997 — Westernmost occurrence of the Middle Miocene Badenian gypsum in central Paratethys (Koběnice, Moravia, Czech Republic). *Slovak Geol. Mag.*, **3**, 2: 105–120.

- PERYT T.M., JASIONOWSKI M., KAROL S., PETRICHENK, O.I., POBEREGSK A.V., TURCHINO I.I., 1998 — Correlation and sedimentary history of the Badenian gypsum in the Carpathian Foredeep (Ukraine, Poland, and Czech Republic). *Prz. Geol.*, **46**, 8/2: 729–732.
- PERYT T.M., SZARAN J., JASIONOWSKI M., HAŁAS S., PERYT D., POBEREZHSKY A., KAROLI S., WÓJTOWICZ A., 2002 — S and O isotope composition of the Badenian (Middle Miocene) sulphates in the Carpathian Foredeep. *Geol. Carpath.*, **53**, 6: 391–398.
- 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.
- PIERRE C., 1988 — Applications of stable isotope geochemistry to the study of evaporites. *W: Evaporites and hydrocarbons* (red. B.C. Schreiber): 300–344. Columbia University Press, Nowy Jork.
- PLAYÁ E., ORTÍ F., ROSELL L., 2000 — Marine to non-marine sedimentation in the upper Miocene evaporites of the Eastern Betics, SE Spain: sedimentological and geochemical evidence. *Sedim. Geol.*, **133**: 135–166.
- POŁTOWICZ S., 1993 — Palinspastyczna rekonstrukcja paleogeografii badeńskiego salinarnego zbiornika sedymentacyjnego w Polsce. *Geologia*, **19**: 203–233.
- ROSELL L., ORTÍ F., KASPRZYK A., PLAYÁ E., PERYT T. 1998 — Strontium geochemistry of Miocene primary gypsum: Messinian of SE Spain and Sicily and Badenian of Poland. *J. Sedim. Res.*, **68**: 63–79.
- ROUCHY J.M., MONTY C.L.V., 1981 — Stromatolites and cryptalgal laminites associated with Messinian gypsum of Cyprus. *W: Phanerozoic stromatolites* (red. C.L.V. Monty): 155–178. Springer, Berlin–Heidelberg–Nowy Jork.
- ROUCHY J.M., MONTY C.L.V., 2000 — Gypsum microbial sediments: Neogene and modern examples. *W: Microbial sediments* (red. R.E. Riding, S.M. Awramik): 209–216. Springer, Berlin–Heidelberg.
- ROUCHY J.M., BERNET-ROLANDE M.C., MAURIN A.F., 1994 — Descriptive petrography of evaporites: application in the field, subsurface and laboratory. *W: Evaporitic sequences in petroleum exploration*: 70–123. TECHNIP Édition, Paris.
- ROUCHY J.M., PIERRE C., SOMMER F., 1995 — Deep-water re-sedimentation of anhydrite deposits in the Middle Miocene (Belayim Formation) of the Red Sea, Egypt. *Sedimentology*, **42**: 267–282.
- ROUCHY J.M., TABERNER C., BLANC-VALLERON M.M., SPROVIERI R., RUSSELL M., PIERRE C., DISTEFANO E., PUEYO J.J., CARUSO A., DINARES-TURRELL J., GOMIS-COLL E., CESPUGLIO G., DITCHFIELD P., GRIMALT J., PESTREA S., COMBOURIEU-NEBOUT N., SANTISTEBAN C., 1998 — Sedimentary and diagenetic markers of the restriction in a marine basin: the Lorca Basin (SE Spain) during the Messinian. *Sedim. Geol.*, **121**: 23–55.
- SCHLAGER W., BOLZ H., 1977 — Clastic accumulation of sulfate evaporites in deep water. *J. Sedim. Petrol.*, **47**: 600–609.
- SCHREIBER B.C., 1986 — Arid shorelines and evaporites. *W: Sedimentary environments and facies* (red. H.G. Reading): 189–228. Blackwell Scient. Publ., Oxford.
- SCHREIBER B.C., 1988 — Subaqueous evaporite deposition. *W: Evaporites and hydrocarbons* (red. B.C. Schreiber): 182–255. Columbia Univ. Press, Nowy Jork.
- SCHREIBER B.C., EL TABAKH M., 2000 — Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology*, **47**: 215–238.
- SCHREIBER B.C., WALKER D., 1992 — Halite pseudomorphs after gypsum: a suggested mechanism. *J. Sedim. Petrol.*, **62**: 61–70.
- SCHREIBER B.C., FRIEDMAN G.M., DECIMA A., SCHREIBER E., 1976 — Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicilian Basin. *Sedimentology*, **23**: 729–760.
- SHEARMAN D.J., 1963 — Recent anhydrite, gypsum, dolomite and halite from the coastal flats of the Arabian shore of the Persian Gulf. *Proc. Geol. Soc.*, **1607**: 63–65.
- SHEARMAN D.J., 1966 — Origin of marine evaporites by diagenesis. *Trans. Inst. Min. Metall.*, Ser. B, **75**: 208–215.
- SHEARMAN D.J., 1985 — Syndepositional and late diagenetic alteration of primary gypsum to anhydrite. *W: Sixth International Symposium on Salt* (red. B.C. Schreiber, H.L. Harner): 41–50. The Salt Institute.
- SONNENFELD P., 1984 — Brines and evaporites. Academic Press, Orlando.
- SPENCER R.J., LOWENSTEIN T.K., 1990 — Evaporites. *W: Diagenesis* (red. I.A. McIlreath, D.W. Morrow): 141–163. Geoscience, Kanada.
- ŚLĄCZKA A., 1994 — Redeponowane osady w basenach ewaporatowych. *Prz. Geol.*, **42**: 251–255.
- ŚLĄCZKA A., KOLASA K., 1997 — Resedimented salt in the Northern Carpathians Foredeep (Wieliczka, Poland). *Slovak Geol. Mag.*, **3**: 135–155.
- TABERNER C., CENDÓN D.I., PUEYO J.J., AYORA C., 2000 — The use of environmental markers to distinguish marine vs. continental deposition and to quantify the significance of recycling in evaporite basins. *Sedim. Geol.*, **137**, 213–240.
- TESTA G., LUGLI S., 2000 — Gypsum-anhydrite transformations in Messinian evaporites of central Tuscany (Italy). *Sedim. Geol.*, **130**: 249–268.
- THODE H.G., MONSTER R.J., 1965 — Sulfur isotope geochemistry of petroleum, evaporites and ancient seas. *W: Fluids in subsurface environments. Am. Ass. Petrol. Geol., Mem.*, **4**: 367–377.
- THODE H.G., MONSTER R.J., DUNFORD H.B., 1961 — Sulfur isotope geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **26**: 159–174.
- TUCKER M.E., 1991 — Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. Blackwell Sc. Publ., Oxford.
- UTRILLA R., PIERRE C., ORTÍ F., PUEYO J.J., 1992 — Oxygen and sulphur isotope compositions as indicators of the origin of Mesozoic and Cenozoic evaporites from Spain. *Chem. Geol.*, **102**: 229–244.
- VAI G.B., RICCI LUCCHI F., 1977 — Algal crusts, autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin: a case history from the Messinian of Northern Apennines. *Sedimentology*, **24**: 211–244.
- WARREN J.K., 1982 — The hydrological setting, occurrence and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in South Australia. *Sedimentology*, **29**: 609–637.

- WARREN J.K., KENDALL C.G.S.C., 1985 — Comparison of marine sabkhas (subaerial) and salina (subaqueous) evaporites: modern and ancient. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **69**: 1013–1023.
- WEST I.M., ALI Y.A., HILMY M.E., 1979 — Primary gypsum nodules in a modern sabkha on the Mediterranean coast of Egypt. *Geology*, **7**: 354–358.
- ZAK I., SAKAI H., KAPLAN I.R., 1980 — Factors controlling the  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  isotope ratios of ocean sulfate evaporites and interstitial sulfates from modern deep-sea sediments. *W: Isotope Marine Chemistry*: 339–373. Uchida Rokakuho, Tokio.

## SUMMARY

Badenian sulphate rocks of the Carpathian Foredeep are represented by sedimentary facies (primary gypsum deposits) and diagenetic facies (anhydrites and secondary gypsum deposits). These rocks show characteristic attributes: (I) sedimentary features (pseudomorphs after selenitic gypsum, nodular chicken-wire structures, microbial structures, depositional and deformation structures: parallel and convolute lamination, disturbed bedding, grain-size grading, turbiditic sequences, dissolution and erosion surfaces), (II) petrographic-mineralogical features (paragenesis, anhydrite fabrics), and (III) geochemical features (distribution and variability of the strontium content, isotopic compositions of S, O and Sr), which can be used as environmental markers useful for interpretation of depositional conditions and diagenetic processes in sulphate deposits of the Carpathian Foredeep basin. These features indicate that the Badenian sulphate rocks were deposited in a wide range of both subaerial (sabkha) and subaqueous (shallow and deep water) depositional environments of a saline basin. In the basin peripheries, selenitic and microbial lithofacies dominated in these environments. They were subsequently subjected to diagenetic alterations (anhydritization) in syndepositional and early diagenetic conditions. In the deeper, central part of the basin, clastic gypsum deposition predominated. Laminated anhydrites and breccias are deep-water redeposited clastics, which were originally gypsum

deposits, subjected to anhydritization at deeper part of the basin during different diagenetic stages. The character of the deposits at the base of basinal sequences, their sedimentologic and petrographic features as well as isotopic composition suggest euxinic depositional conditions in the central part of the sedimentary basin. Geochemical parameters of the sulphate rocks indicate both variable depositional environments between a peripheral part to a basin centre and significant contribution of non-marine waters in the formation of the succession. A full explanation of the problems requires further detailed sedimentological, petrographical and geochemical investigations, including Sr isotopic studies of the sulphate rocks.

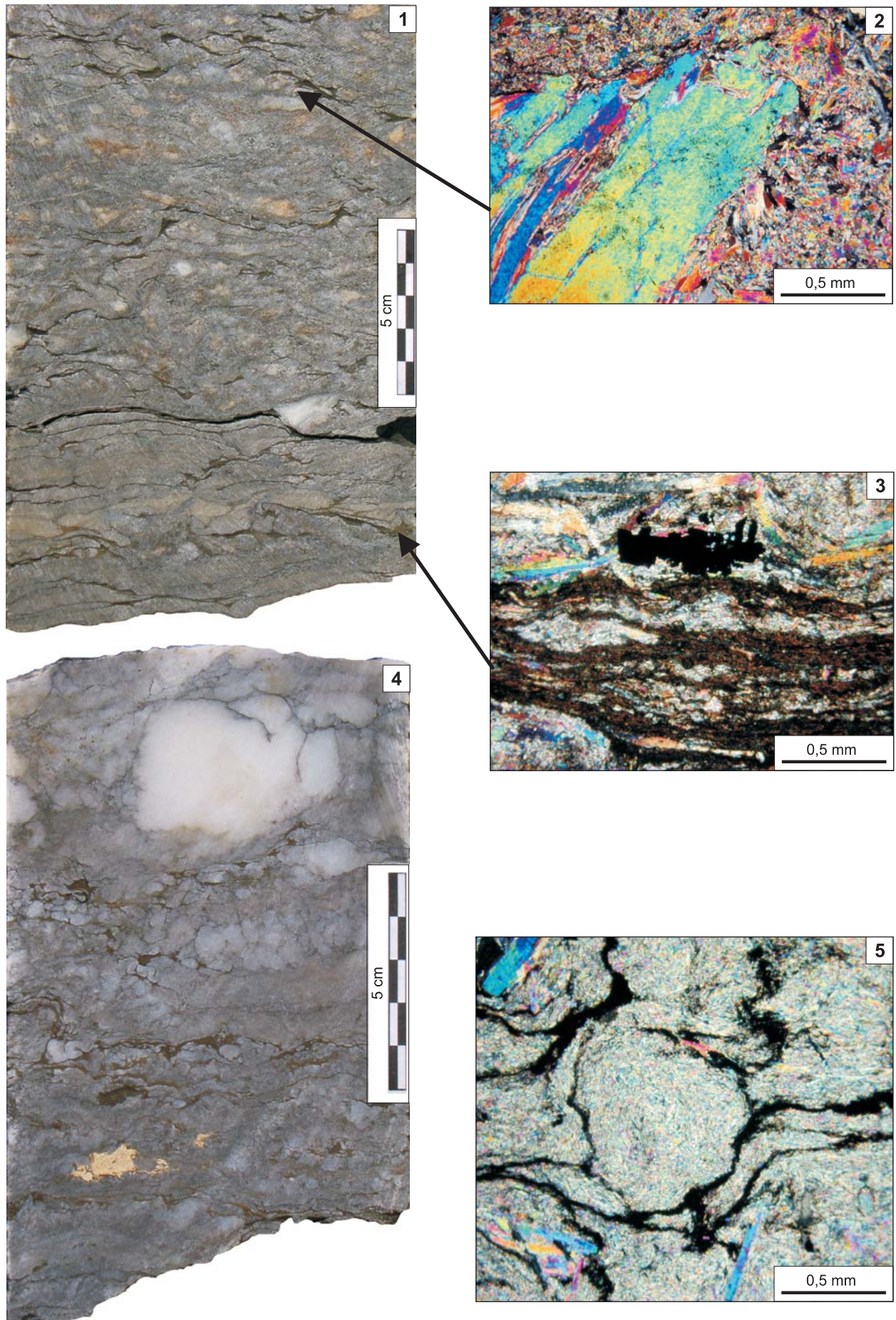
The effects of diagenetic alterations in the Badenian sulphate rocks from the Carpathian Foredeep are highly different if we consider the peripheral and central parts of the basin. It suggests a clear relationship between the diagenetic evolution and the paleogeographic position within the Carpathian Foredeep basin. Taking into account both this relationship and the specificity and succession of the depositional and diagenetic processes, three major stages (syndepositional, early diagenetic and late diagenetic) and environments (sedimentary, shallow burial, deep burial) can be identified in the diagenetic evolution of the Badenian sulphate rocks.

*Translated by Krzysztof Leszczyński*



## TABLICA I

- Fig. 1. Anhydryt w części dolnej nieregularnie laminowany (stromatolity kopułkowe), przechodzący ku górze w anhydryty z pseudomorfozami po chaotycznie rozmieszczonych kryształach selenitowych; otwór wiertniczy Wola Różaniecka 10, głębokość 1055,40–1055,55 m  
Anhydrite with irregular lamination in the lower part (domal stromatolites), grading up into anhydrite with pseudomorphs after chaotically dispersed selenite crystals; Wola Różaniecka 10 borehole, depth 1055.40–1055.55 m
- Fig. 2. Pseudomorfoza anhydrytu grubokrystalicznego po kryształach selenitowych w tle anhydrytu mikroziarnistego; nikole skrzyżowane  
Pseudomorph of coarsely crystalline anhydrite after a selenite crystal in microgranular anhydrite; microphotograph, crossed polars
- Fig. 3. Pakiet lamin anhydrytowych, nieciągłych i nieregularnych, lokalnie zgrubiałych w formie kopulek (inicjalne struktury stromatolityczne) i lamin ilasto-organicznych (laminacja mikrobialna); w części górnej skupienie pirytu (czarne); nikole skrzyżowane  
Set of discontinuous and irregular anhydrite laminae, locally thickened to form small domes (initial stromatolitic structures), and clay-organic laminae (microbial lamination); pyrite accumulation (black) in the upper part; microphotograph; crossed polars
- Fig. 4. Anhydryt gruzłowo-mozaikowy, w części dolnej nieregularnie laminowany, ze skupieniami siarki skrytokrystalicznej (żółte); otwór wiertniczy Dzików 15, głębokość 1085,80–1085,95 m  
Nodular-mosaic anhydrite, irregularly laminated in the lower part, with cryptocrystalline sulphur accumulations (yellow); Dzików 15 borehole, depth 1085.80–1085.95 m
- Fig. 5. Nieregularne gruzły i płaskury anhydrytu mikropryzmatycznego, porozielane łem bitumicznym; otwór wiertniczy Dzików 15, głębokość 1086,20 m; nikole skrzyżowane  
Irregular nodules and lenses of microprismatic anhydrite alternating with bituminous clay; Dzików 15 borehole, depth 1086.20 m; microphotograph, crossed polars



Alicja Kasprzyk – Wskaźniki środowiskowe badeńskich skał siarczanowych w zapadlisku przedkarpackim

## TABLICA II

- Fig. 1. Anhydryt laminowany z pakietem lamin konwolucyjnie zaburzonych (deformacja syndeponicyjna); otwór wiertniczy Rydzów 1; głębokość 923,90–924,00 m  
Laminated anhydrite with a convolutedly deformed laminae set (syndeponitional deformation); Rydzów 1 borehole; depth 923.90–924.00 m
- Fig. 2. Pseudomorfozy anhydrytu mikroziarnistego i mikropryzmatycznego (spilśnionego) po gipsie detrytycznym w ilasto-węglanowym matriksie; otwór wiertniczy Rydzów 1; głębokość 927,60 m; nikole skrzyżowane  
Pseudomorphs of microgranular and microprismatic (felted) anhydrite after detrital gypsum embedded in clay-carbonate matrix; Rydzów 1 borehole; depth 927.60 m; microphotograph, crossed polars
- Fig. 3. Anhydryt równolegle laminowany przecięty żyłą anhydrytu mikrokrystalicznego (dajka neptuniczna?); otwór wiertniczy Kuryłówka 20; głębokość 1150,30–1150,44 m  
Horizontally laminated anhydrite crossed by a microcrystalline anhydrite vein (neptunic dyke?); Kuryłówka 20 borehole, depth 1150.30–1150.44 m
- Fig. 4. Anhydryt nieregularnie laminowany iłem dolomikrytowym, nieco bitumicznym; laminacja jest zaburzona przez listewkowe kryształy anhydrytu o ułożeniu pionowym lub ukośnym; otwór wiertniczy Kuryłówka 20; głębokość 1147,80 m; nikole skrzyżowane  
Anhydrite irregularly laminated with slightly bituminous dolomitic clay. Lamination disturbed by vertically or obliquely arranged lath-like anhydrite crystals; Kuryłówka 20 borehole, depth 1147.80 m; microphotograph, crossed polars



