

Aleksandra KOZŁOWSKA<sup>1</sup>

**DIAGENEZA PIASKOWCÓW KARBONU GÓRNEGO WYSTĄPIAJĄCYCH  
NA POGRANICZU ROWU LUBELSKIEGO I BLOKU WARSZAWSKIEGO**

(z 24 fig. i 6 tablicami)

**DIAGENESIS OF THE UPPER CARBONIFEROUS SANDSTONES  
OCCURRING AT THE BORDER OF THE LUBLIN TROUGH  
AND THE WARSAW BLOCK**

(with 24 Figs. and 6 Plates)

*Abstract.* The main components of cements of the Upper Carboniferous sandstones from the north-western part of the Lublin Trough and the Warsaw Block are represented by detrital clay minerals and authigenic minerals such as quartz, kaolinite and carbonates. Authigenic illite, authigenic chlorite, iron hydroxides and hematite also locally occur in considerable amounts. Sulphates and pyrite represent a small percentage of the cement. Compaction and cementation were the major diagenetic processes that affected the sandstones studied. These processes reduced the primary porosity of sandstones by about 41 and 36% on the average, respectively. Another important diagenetic process which influenced the sandstone porosity was dissolution. It has resulted in the formation of secondary porosity (up to 7% at a maximum). Diagenetic history of the Upper Carboniferous sandstones includes two stages: eo- and mesodiagenesis, the suggested boundary of which corresponds to temperatures of about 50°C. The pore water isotopic composition of oxygen gradually changed through time towards higher <sup>18</sup>O values, and at the final stage of diagenesis it returned to a lower value. The Carboniferous deposits underwent diagenesis at a maximum temperature of approximately 120°C.

*Key words:* sandstones, cements, porosity, isotopes, fluid inclusions, Carboniferous, Lublin Trough, Warsaw Block.

---

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

*Abstrakt.* Głównymi składnikami spoiwa piaskowców karbonu górnego, występujących w północno-zachodniej części rowu lubelskiego oraz w bloku warszawskim, są detrytyczne minerały ilaste oraz minerały autigeniczne, takie jak: kwarc, kaolinit i węgla. Lokalnie w znacznych ilościach występują: illit autigeniczny, chloryt autigeniczny, wodorotlenki żelaza i hematyt. Siarczany i piryt stanowią nieznaczny procent spoiwa. Najważniejszymi procesami diagenetycznymi zachodzącymi w badanych piaskowcach były: kompaktacja, która zredukowała porowatość pierwotną przeciętnie o około 41% i cementacja — o około 36%. Do ważnych procesów diagenetycznych wywierających wpływ na porowatość piaskowców należą również rozpuszczanie, którego efektem jest powstanie wtórnej porowatości w skale (maksymalnie około 7%). W historii diagenetyki piaskowców karbonowych wyróżniono dwa etapy: eo- i mezodiagenetyczny, których umowna granica odpowiada temperaturze około 50°C. Na przestrzeni czasu skład izotopowy tlenu wody porowej zmieniał się stopniowo w kierunku wyższych wielkości  $^{18}\text{O}$  i dopiero w końcowym etapie diagenetyki powrócił do niższej wartości. Osady karbonu w czasie diagenetyki poddane były działaniu maksymalnej temperatury wynoszącej około 120°C.

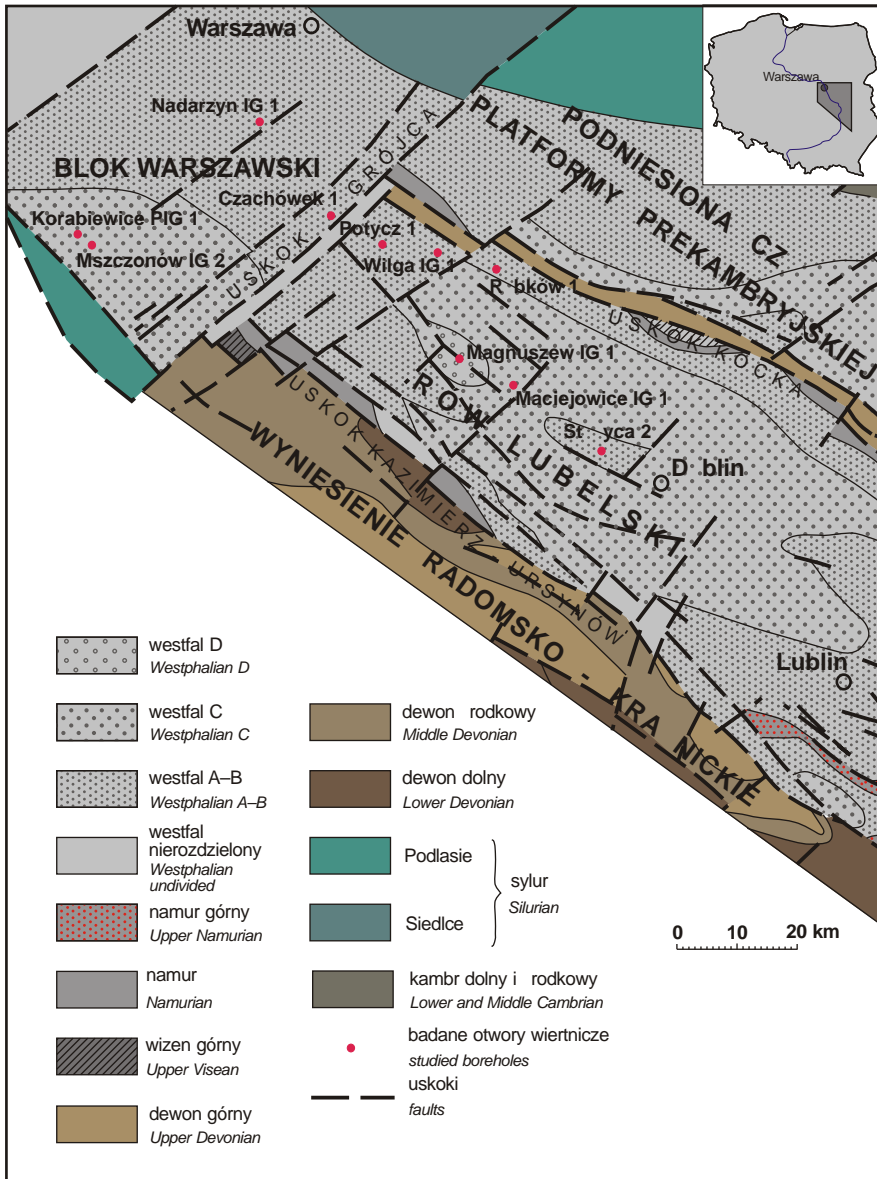
*Słowa kluczowe:* piaskowce, cementy, porowatość, izotopy, inkluzje fluidalne, karbon, rów lubelski, blok warszawski.

## WSTĘP

Celem pracy było odtworzenie historii diagenetyki piaskowców karbonu górnego (namur, westfal), występujących w północno-zachodniej części rowu lubelskiego, na pograniczu z blokiem warszawskim. Wykorzystano materiały i dane uzyskane przez autorkę w ramach badań petrograficznych osadów karbonu, występujących między Warszawą a Lublinem, prowadzonych w Państwowym Instytucie Geologicznym w latach 1993–2002. Były to tematy finansowane przez Komitet Badań Naukowych oraz Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

Badaniami objęto materiał skalny z dziesięciu otworów wiertniczych, wykonanych przez PIG i PGNiG, między Warszawą a Lublinem: Stężyca 2, Maciejowice IG 1, Magnuszew IG 1, Rębaków 1, Wilga IG 1 i Potycz 1 usytuowane w północno-zachodniej części rowu lubelskiego oraz otwory: Czachówek 1, Nadarzyn IG 1, Mszczonów IG 2 i Korabiewice PIG 1, położone w obrębie bloku warszawskiego (fig. 1).

W pracy przedstawiono szczegółowo charakterystykę minerałów, które tworzyły się w czasie diagenetyki. Rozpoznano efekty głównych procesów diagenetycznych działających w osadach, takich jak: kompaktacja, cementacja, rozpuszczanie, zastępowanie oraz przeobrażenie i neomorfizm. Określono wpływ tych procesów na zabudowanie przestrzeni porowej w badanych piaskowcach. Przedstawiono sekwencję działających tu przemian diagenetycznych oraz prześledzono ewolucję składu izotopowego tlenu w wodzie porowej na tle historii diagenetyki. Oceniono zakresy temperatur, w jakich badane procesy diagenetyczne miały miejsce.



**Fig. 1. Mapa strukturalno-geologicznabasenu lubelskiego bez utworów młodszych od karbonu (wg: elichowski, Porzycki, 1983; Po aryski, Dembowski, 1983; nieco zmienione)**

Structural geological map of the Lublin Basin, without deposits younger than Carboniferous (after elichowski, Porzycki, 1983; Po aryski, Dembowski, 1983; slightly modified)

## HISTORIA BADA

Utwory karbonu w basenie lubelskim zostały odkryte dzięki badaniom prowadzonym od 1922 przez Samsonowicza na Wołyniu (Samsonowicz, 1939). Historia badań petrograficzno-mineralogicznych osadów karbonu w basenie lubelskim sięga początku lat pięćdziesiątych XX wieku. Wiąże się z pracami dotyczącymi ogólnej charakterystyki petrograficznej skał karbonowych (Bocheński i in., 1955; Korejwo, 1958; Budkiewicz i in., 1960).

Pod koniec lat pięćdziesiątych odwiercono pierwszy głębiak w północno-zachodniej części rowu lubelskiego — Magnuszew IG 1. Badaniami petrograficznymi osadów karbonu w tym otworze wiertniczym zajmował się Cebulak (1973), który jest autorem kilku prac ujmujących w sposób kompleksowy stan wiedzy petrograficznej o karbonie lubelskim (Bojkowski i in., 1962; Cebulak, Porzycki, 1966; Cebulak, 1974, 1988). Podsumowaniem badań Cebulaka była opracowana przez niego charakterystyka petrograficzna utworów karbonu w Lubelskim Zagłębieniu Włocławskim (Cebulak, 1988). W pracy zamieszczono wyniki analiz próbek skalnych pobranych ze 120 otworów wiertniczych oraz wyniki badań uzyskanych przez innych autorów. Przedstawiona charakterystyka nie obejmowała osadów formacji Magnuszewska.

Studia petrograficzne utworów karbonu prowadzili również Chlebowski i Kowalski (Kowalski i in., 1982), którzy przedstawili wyniki szczegółowych badań mineralogiczno-petrograficznych w rowie mazowiecko-lubelskim.

W latach siedemdziesiątych badaniami skał okruszonych i w glaukoniowych z Lubelskiego Zagłębienia Włocławskiego zajmował się również Ratajczak. Kilka z jego prac dotyczyło karbonowych utworów w glaukoniowych (Ratajczak, 1969, 1972, 1974a, 1975). Charakterystyk mineralogiczno-petrograficznych skał klastycznych przedstawiono w publikacjach z 1970, 1973 i 1974 roku (Ratajczak, 1970, 1973, 1974b). W monografii Ratajczaka z 1974 roku (1974b) znalazły się wyniki badań z kilkunastu otworów wiertniczych z obszaru Lubelskiego Zagłębienia Włocławskiego.

W latach 1970–1990 powstały w Państwowym Instytucie Geologicznym liczne opracowania archiwalne dotyczące standardowej charakterystyki petrograficznej skał karbonu z jednego lub kilku otworów wiertniczych oraz stanowiące podsumowanie wyników kilkuletnich badań petrograficznych. Należy tu wymienić m.in. prace Łoszewskiej (1972), Połosińskiej (1975) i Popek (1978, 1990).

Badania petrograficzne osadów karbonu w rejonie uskoku Grójca prowadzili Połosińska, Chlebowski i Kowalski oraz Kozłowska. W 1979 roku Połosińska przedstawiła standardową charakterystykę petrograficzną utworów karbonu w południowej części niecki warszawskiej z dwóch otworów wiertniczych — Nadarzyn IG 1 i Mszczonów IG 2. Praca Chlebowskiego i in. (1983) zawiera charakterystykę mineralogiczno-petrograficzną osadów karbonowych formacji Huczwy, Terzbina, Dębina, lubelskiej i Magnuszewska, z otworów wiertniczych położonych na południowy zachód i południe od Warszawy. Kozłowska (1995a) omówiła wykształcenie mikrolitofacjalne osadów karbonu w poszczególnych formacjach, z otworów wiertniczych usytuowanych po obu stronach uskoku Grójca.

Kilkanaście prac poświęconych składnikom spoiwa w piaskowcach karbonowych. Część publikacji zawiera wyniki badań odnoszące się do jednego minerału w skale. Problematykę minerałów ilastych poruszali Rochewicz, Łabacki i Kozłowska. Rochewicz (1982) opisał występowanie i genezę kaolinitu w spoiwie piaskowców karbonowych z rejonu Dębina i stwierdził oprócz kaolinitu obecność dickitu. Wyniki badań minerałów podgrupy kaolinitu przedstawiła Kozłowska (1999a, 2001a). Łabacki (1982) ocenił wpływ diagenetycznych przeobrażeń minerałów ilastych na własności kolektorskie skał. Autor wyróżnił allogeniczne i autogeniczne minerały ilaste: chloryt, kaolinit i illit. Autogenicznym minerałem ilastym w piaskowcach poświęcona jest publikacja

Kozłowskiej (2000a). Cementy w glaukonolitycznych zostały scharakteryzowane przez Kozłowską (1997b, 2003a), a wśród nich oddzielne publikacje dotyczą syderytu (Kozłowska 1998, 2001b). Informacje o kilku minerałach diagenetycznych zawierają prace Kozłowskiej (1995b, 1995c, 1997a, 1997c, 1999b, 2000b). Wyników badań inkluzji fluidalnych w cementach piaskowców dotyczy publikacja Wywieckiego (2002).

W ostatnich latach pojawiły się prace poświęcone właściwościom zbiornikowym karbonatycznych osadów klastycznych, m.in. ich porowatości (Kozłowska, 1996; Kozłowska i in., 1998; Wywiecki i in., 1997). Ocenę wpływu środowiska depozycji i procesów diagenetycznych na porowatość i przepuszczalność skał karbonatycznych zajmowały się Baszkiewicz (Chabiera, 1997), Waksmundzka i Kozłowska (2000) oraz Kozłowska (2003b).

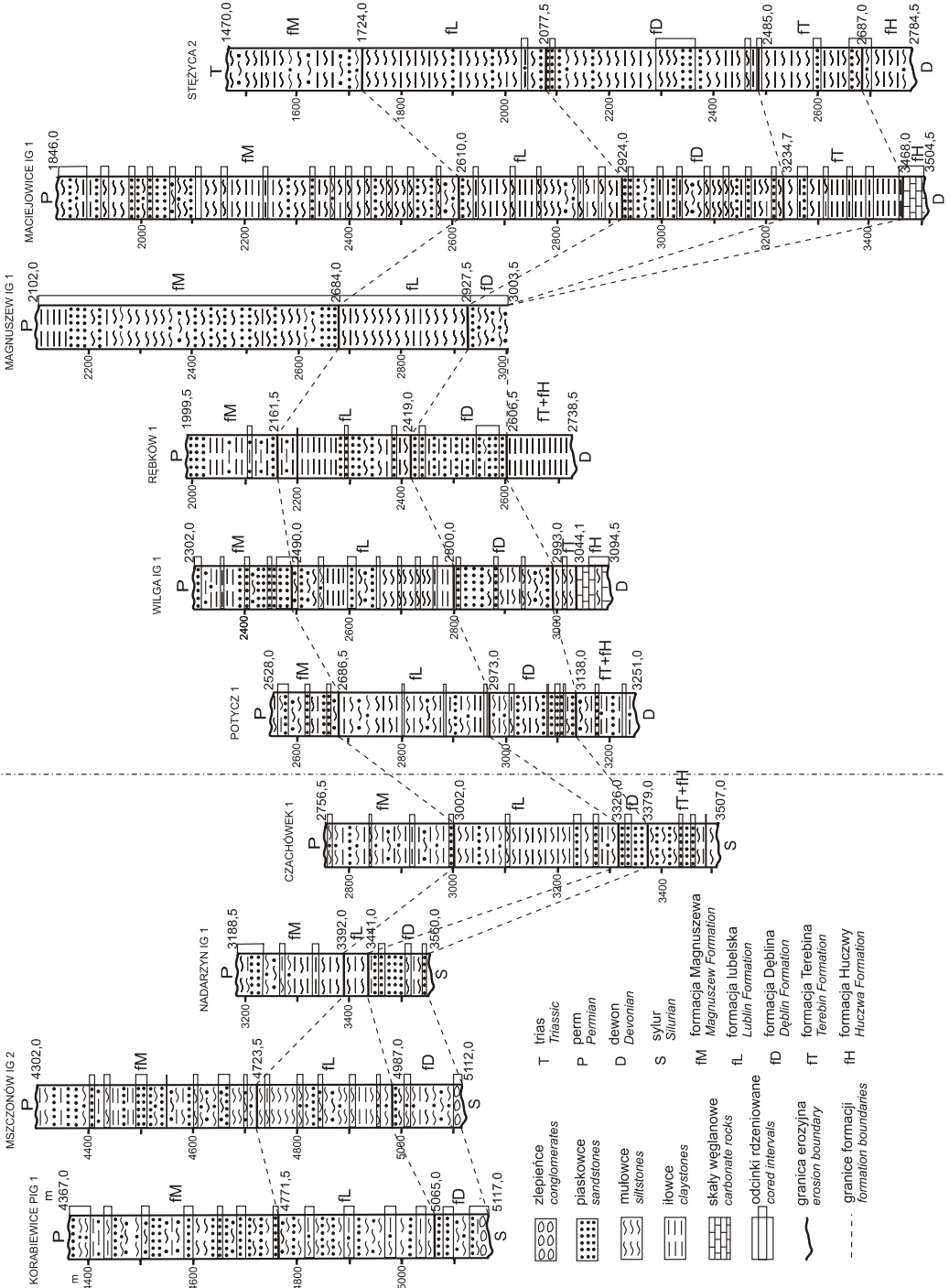
## TŁO GEOLOGICZNE

Rów lubelski, zwany również mazowiecko-lubelskim, wydzielił w obrębie basenu karbonatycznego Elichowski (1972) jako wydzielenie jednostki strukturalnej o kierunkach NW–SE. Granice rowu wyznaczają uskoki o kierunku NW–SE: uskoki Kazimierz–Ursynów na południowym zachodzie i uskoki Kocka na północnym wschodzie. Rów lubelski leży między podniesieniami platformy prekambryjskiej a wyniesieniem radomsko-krańskim (fig. 1). Pierwotnie Elichowski (1972) przyjął, że rów lubelski rozciąga się w kierunku północno-zachodnim aż do rejonu Warszawy, lecz później zrewidował ten pogląd, stwierdzając, że zasięg rowu kończy się na uskoku Grójca (Elichowski, 1977). Powstanie rowu lubelskiego, który rozwinął się na platformie staropaleozoicznej (Porzycki, 1988), zostało zapoczątkowane już we franie i trwało do późnego westfalu, przy udziale ruchów przesuwczych w trakcie jego ewolucji (Elichowski, 1972; Narzekiewicz i in., 1998). Na północny zachód od uskoku Grójca rozciąga się strefa o charakterze podniesionego bloku skorupowego, określoną jako „megablok” (blok warszawski) (Marek, Znosko, 1983). Profil osadów karbonu w tym rejonie rozpoczynają utwory westfalu stwierdzone w otworach wiertniczych Korabiewice PIG 1, Mszczonów IG 2 i Nadarzyn IG 1, natomiast w otworze Czachówek 1 położonym w pobliżu uskoku Grójca odnotowano występowanie utworów starszych — namurskich, podobnie jak w otworach wiertniczych usytuowanych na południowy wschód od tego uskoku, w rowie lubelskim (Potycz 1, Wilga IG 1, Rębów 1, Maciejowice IG 1 i Stępcza 2). Miąższość utworów karbonu wzrasta w kierunku południowo-wschodnim od około 370 m w otworze wiertniczym Nadarzyn IG 1 do ponad 1600 m w rejonie otworu Maciejowice IG 1.

W pracy przyjęto podział litostratygraficzny wprowadzony przez Porzyckiego i Elichowskiego (Porzycki, 1979). Wydzielili oni w profilu karbonu pięć formacji: Huczwy, Terebina, Dębina, lubelska i Magnuszewa. Na figurze 2 przedstawiono schematyczne profile litologiczno-stratygraficzne karbonu w analizowanych otworach wiertniczych. Zbadane piaskowce karbonu górnego, wraz z towarzyszącymi im mułowcami i iłowcami, lokalnie zlepiają się, należą do formacji: Terebina, Dębina, lubelskiej i Magnuszewa. W obrębie osadów formacji Terebina, stwierdzonych w otworach wiertniczych: Czachówek 1, Potycz 1, Wilga IG 1, Rębów 1, Maciejowice IG 1 i Stępcza 2, dominują skały mułowcowo-ilaste z przerostami piaskowców. Osady formacji Dębina, lubelskiej i Magnuszewa występują we wszystkich badanych otworach wiertniczych. Formacja Dębina reprezentowana jest przez piaskowce i mułowce, podzielną przez iłowce. W szeregu tej formacji w profilu otworów wiertniczych: Korabiewice PIG 1, Mszczonów IG 2 i Nadarzyn IG 1 wyróżniono zlepiające się piaskowce wulkanoklastyczne. Osady formacji lubelskiej

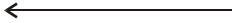
PÓŁNOCNO-ZACHODNIA CZĘŚĆ ROWU LUBELSKIEGO

BLOK WARSZAWSKI



**Fig. 2. Schematyczne profile litologiczno-stratygraficzne badanych otworów wiertniczych**

Schematic lithology-stratigraphical profiles of study boreholes



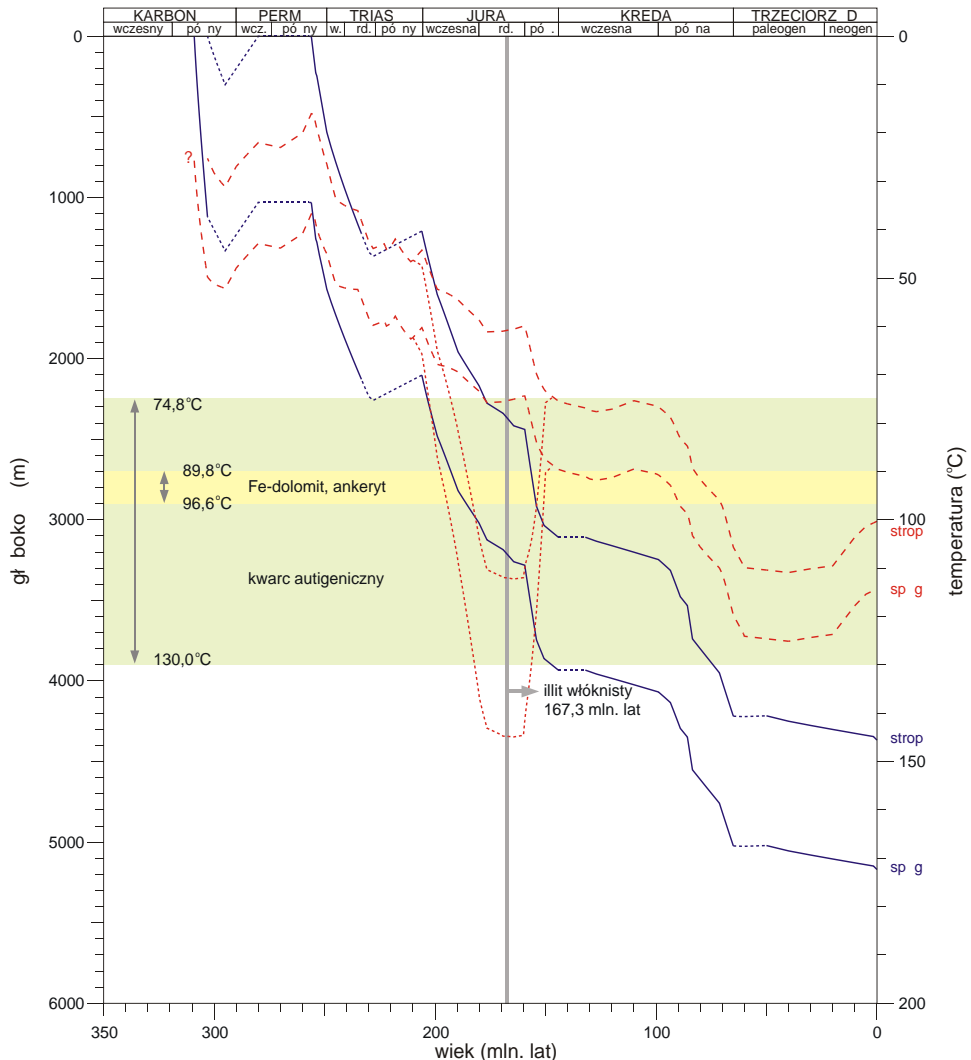
wykształcone są w postaci mułowców i iłowców z przeławiczeniami piaskowców. W ród utworów formacji lubelskiej stwierdzono najwi ksze w profilu całego karbonu nagromadzenie materiału fitogenicznego oraz silny rozwój syderytyzacji. W formacji Magnuszewa piaskowce przewa aj nad mułowcami i iłowcami.

Według Waksmundzkiej (1998), utwory karbonu w basenie lubelskim tworzyły si w trzech systemach depozycyjnych: płytkiego szelfu, deltowym i fluwialnym. Osady wyró nionych systemów depozycyjnych zast biaj si obocznie oraz zast puj w pionie, co jest tłumaczone przemieszczaniem si rodowisk sedimentacji. Profil utworów karbonu basenu lubelskiego wykazuje typowe cechy regresywnej sekwencji osadowej. Charakteryzuje si ona przej ciem od osadów o re imie morskim i deltowym, przez utwory o dominacji deltowej do interwału l dowego z przewag osadów rzecznych. W basenie lubelskim utwory płytkiego szelfu dominuj w formacji Huczwy oraz s cz ste w formacji Terebina. Osady deltowe przewa aj w formacji Terebina, a nast pnie ich ilo maleje a do ostatniego interwału w formacji lubelskiej. Utwory rzeczne odnotowuje si w formacji Terebina. W formacji D blina liczba cyklotemów rzecznych wzrasta, a w formacji Magnuszewa wyst puj wył cznie one. Wyniki bada profilu utworów karbonu z brze nej cz ci rowu lubelskiego (rejon otworu wiertniczego Wilga IG 1) na tle całego basenu lubelskiego sugeruj , e na obszarze tym dominowały warunki l dowe o re imie rzecznym, natomiast wpływ rodowiska deltowego i morskiego był niewielki (Waksmundzka, Kozłowska, 2000). W rejonie bada osady karbonu górnego tworzyły si w rodowisku rzecznym i deltowym.

Z krzywych pogrzebania, zrekonstruowanych przez Popraw za pomoc programu BasinMod 1-D™, wynika, e historia pogr eniowa osadów karbonu w badanych otworach wiertniczych, zarówno w bloku warszawskim jak i w rowie lubelskim, jest jako ciowo zbli ona (fig. 3, 4). Na wykresach wyst puj podobne fazy przyspieszonej subsydencji, które ró ni si intensywno ci . Główne fazy o podobnej intensywno ci zaznaczaj si w pó nym karbonie, wczesnym triasie, pó nej jurze i pó nej kredzie. Ponadto, w rejonie Korabiewic i Mszczonowa, lokalne fazy przyspieszonej subsydencji przypadaj na pó ny trias i wczesn jur . Etap wynoszenia i denudacji miał miejsce w pó nym karbonie — wczesnym permie. Najślabiej widoczne jest to na krzywych subsydencji otworów wiertniczych poło onych w południowo-wschodniej cz ci obszaru bada : Magnuszew IG 1, Maciejowice IG 1 i St yca 2.

## METODY BADA

**Standardow analiz mikroskopow plytek cienkich** autorka pracy wykonała za pomoc mikroskopu polaryzacyjnego typu Optiphot 2 firmy Nikon w 522 płytkach cienkich. 385 próbek piaskowców poddano analizie planimetrycznej metod punktow , licz c do 300 punktów, przy u yciu stolika integracyjnego angielskiej firmy Prior (Jaworowski, Juskowiak, 1973). Rozkład liczby badanych próbek w poszczególnych otworach wiertniczych przedstawia si nast puj co: Korabiewice PIG 1 — 38, Mszczonów IG 2 — 42, Nadarzyn IG 1 — 45, Czachówek 1 — 20, Po-



Temperatura stropu i sp gu utworów westfału przy założeniu:  
Temperature of the top and base of the Westphalian deposits, if assumed:

--- stałego w czasie strumienia ciepłego  
heat flow value constant through time

..... wczesnojurskiego przegrzania, poza tym j.w.  
early Jurassic overheating, the remaining as above

89,8°C  
96,6°C przedział temperatur krystalizacji Fe-dolomitu i ankerytu na podstawie wyników badań inkluzji fluidalnych  
temperatures of Fe-dolomite and ankerite crystallisation inferred from fluid inclusion studies

74,8°C  
130,0°C przedział temperatur krystalizacji kwarcu autogenicznego na podstawie wyników badań inkluzji fluidalnych  
temperature of authigenic quartz crystallisation inferred from fluid inclusion studies

Pogranicze stropu i sp gu utworów westfału:  
Burial of the top and base of the Westphalian deposits:

— stwierdzone  
certain

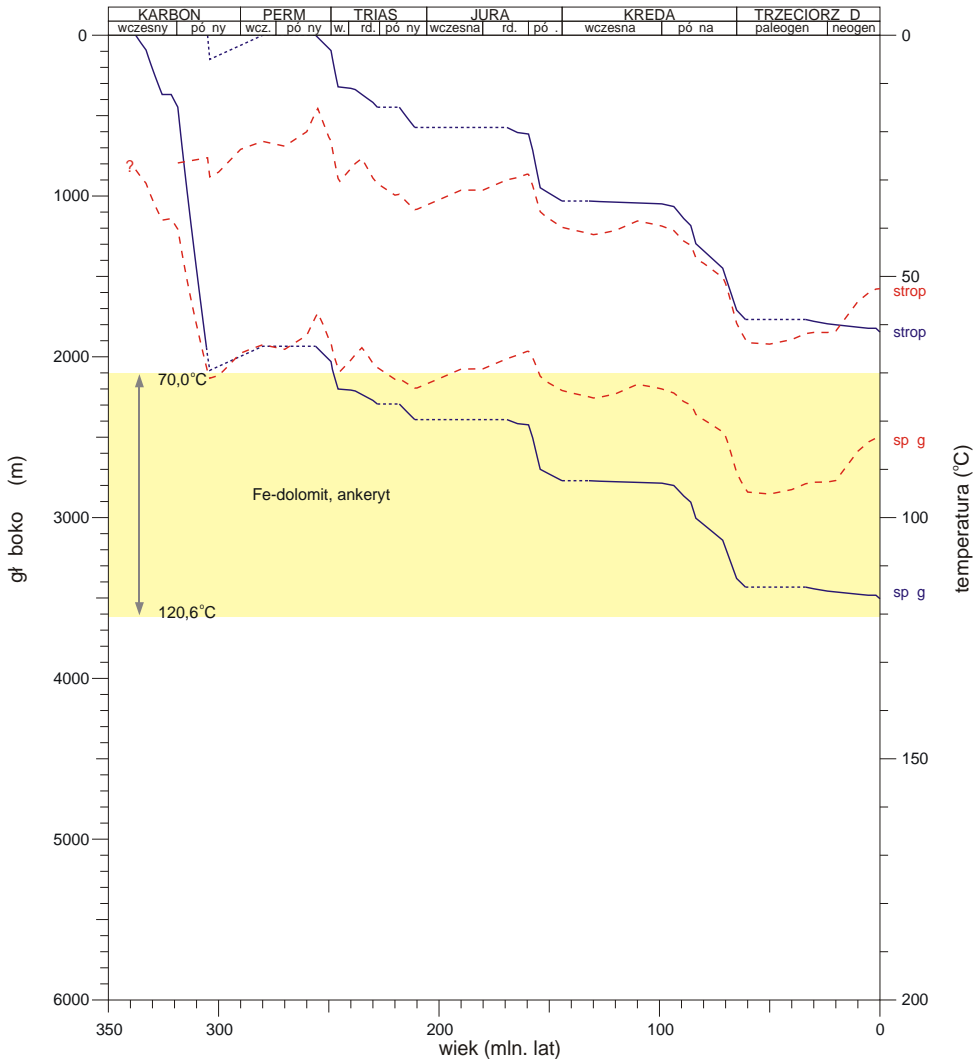
..... hipotetyczne  
hypothetical

→ początek krystalizacji illitu włóknistego  
beginning of crystallisation of fibrous illite  
167,3 mln. lat

**Fig. 3. Historia pogranicza oraz historia termiczna utworów westfału, nawierconych w otworze Korabiewice PIG 1**

Burial and thermal history of Westphalian deposits drilled in the Korabiewice PIG 1 borehole





temperatura stropu i sp gu  
utworów karbonu przy  
założeniu stałego w czasie  
strumienia ciepłego

---  
temperature of the top and base  
of the Carboniferous deposits, if assumed  
heat flow value constant through time

przedział temperatur krystalizacji  
Fe-dolomitu i ankerytu na podstawie  
wyników badań inkluzji fluidalnych

70,0°C  
80,0°C

temperatures of Fe-dolomite and ankerite  
crystallisation inferred from  
fluid inclusion studies

Pogrubienie stropu i sp gu  
utworów karbonu:  
Burial of the top and base  
of the Carboniferous deposits:

— stwierzone  
certain  
..... hipotetyczne  
hypothetical

**Fig. 4. Historia pogrubienia oraz historia termiczna utworów karbonu, nawierconych w otworze Maciejowice IG 1**

Burial and thermal history of Carboniferous deposits drilled in the Maciejowice IG 1 borehole

tycz 1 — 27, Wilga IG 1 — 30, R bków 1 — 34, Magnuszew IG 1 — 49, Maciejowice IG 1 — 55, St yca 2 — 45. Najwi cej próbek reprezentuje piaskowce formacji Magnuszewska — 172 i D bli na — 145, znacznie mniej formacji lubelskiej — 51 i tylko 17 formacji Terebina. Wydzielenia mikrolitofajalne piaskowców wykonano na podstawie klasyfikacji Dotta, zmodyfikowanej przez Pettijohna i in. (1972), z dalszymi zmianami Jaworowskiego (1987), rozszerzaj c podział wak na sublityczne i subarkozowe, podobnie jak w arenitach.

**Analiz barwnikow** zastosowano w celu okre lenia rodzajów cementów w glanowych w badanych skałach. Analiz obj to 410 płytek cienkich odkrytych, które barwiono roztworem Evamy'ego (Migaszewski, Narkiewicz, 1983).

**Analiz katodoluminescencyjn (CL)** autorka wykonała na angielskiej aparaturze z zimn katod , model CCL 8200 mk 3, firmy Cambridge Image Technology Ltd., zamontowanej na mikroskopie polaryzacyjnym firmy Nikon. Analizie poddano 200 płytek cienkich.

**Analiz porowato ci** autorka przeprowadziła na 213 próbkach piaskowców, które nas czono niebiesk ywic w naczyniu pró niowym, a nast pnie wykonano z nich płytki cienkie. Tego typu preparaty ułatwiaj wyró nienie przestrzeni porowej (barwa niebieska) w skale. Przy u yciu stolika integracyjnego angielskiej firmy Prior, zamontowanego na stoliku mikroskopu polaryzacyjnego Optiphot 2 (Nikon), oznaczono zawarto procentow porów. Wyró niono pory pierwotne i wtórne.

**Badania w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) i mikrosondzie energetycznej EDS ISIS** wykonano na aparaturze typu JSM-35 firmy JEOL oraz współpracuj c z ni mikrosondy energetycznej EDS ISIS firmy Oxford Instruments. Dodatkowo przeprowadzono obserwacje na nowym skaningowym mikroskopie elektronowym typu LEO 1430. Zbadano 152 próbki okruskowe napyłone w glem, a nast pnie złotem. Dla cz ci minerałów wykonano punktowe, jako ciowe analizy rentgenowskie za pomoc programu VSP. Ponadto przy u yciu wy ej wymienionej aparatury zbadano 74 preparaty w postaci szlifów odkrytych, polerowanych, napyłonych w glem uzyskuj c obrazy elektronów wstecznie rozproszonych (BEI). Wykonano 180 analiz składu chemicznego minerałów, głównie w glanów. Przy badaniu mikroobszarów do ilo ciowej analizy rentgenowskiej stosowano program SEM Quant. Dodatkowo, dla niektórych badanych obszarów sporz dzono mapy rozkładu głównych pierwiastków chemicznych. Wszystkie analizy ilo ciowe w glanów wykonane z dokładno ci do 0,5% zostały przeliczone na skład cz steczkowy.

**Badaniom chemicznym wska nikowym** poddano 48 próbek w Centralnym Laboratorium Chemicznym PiG. Oznaczenia zawarto ci Ca, Mg, Mn i Fe wykonano metod płomieniowej absorpcji atomowej po rozpuszczeniu próbek w kwasie solnym, a Ba metod rentgenowskiej spektrometrii fluorescencyjnej. Zawarto w glanów i siarczanów w skałach wyliczono z zawarto ci CaO, MgO, FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, BaO, SO<sub>3</sub> i CO<sub>2</sub> (według Radlicza, 1974).

**Badania rentgenostrukturalne** 48 próbek proszkowych wykonano na dyfraktometrze rentgenowskim firmy Philips PW 1840 z lamp Cu i detektorem półprzewodnikowym. Aparat wyposażony był w automatyczny, komputerowy system identyfikacji proszkowej APD 1877 umo liwiaj cy bezpo redni wydruk warto ci odst pów płaszczyzn sieciowych i warto ci zlicze (w impulsach) odpowiadaj cych im pików. Skład fazowy próbek został okre lony na podstawie położenia pików i porównania ich z wzorcami JCPDS (Joint Committee on Powder Diffraction Standards). Próbki były kruszone, a nast pnie z odszlamowanej frakcji ilastej wykonano preparaty orientowane. Były one analizowane w zakresie k towym 0–20° w stanie powietrzno-suchym oraz po glikolowaniu i po pra eniu do temperatury około 550°C. Dodatkowo wykonano badania rentgenostrukturalne minerałów ilastych wyseparowanych z piaskowców za pomoc metod opisanych w pracy Moora i Reynoldsa jr. (1989). Z uzyskanego materiału zawieraj cego mine-

rały podgrupy kaolinitu (frakcje  $<0,2 \mu\text{m}$  i  $>0,2 \mu\text{m}$ ) wykonano preparaty prasowane, które były analizowane w zakresie  $k$  towym  $3\text{--}60^\circ 2$ . Próbkki zawieraj ce illit (frakcje  $<0,2$ ,  $<0,3$  i  $<2 \mu\text{m}$ ) były analizowane w preparatach orientowanych w stanie powietrzno-suchym oraz po glikolowaniu i po praniu z rejestracją refleksów w zakresie  $k$  towym  $0\text{--}30^\circ 2$ . W 65 próbkach piaskowców, przewidzianych do oznaczenia izotopów w glą i tlenu, zidentyfikowano minerały w glanowe. Z próbek pokruszonych i utartych do frakcji poniżej  $0,063 \text{ mm}$  wykonano preparaty prasowane, które były badane w zakresie  $k$  towym  $3\text{--}60^\circ 2$ .

**Badania w podczerwieni** minerałów podgrupy kaolinitu wykonano przy użyciu spektrometru jednowiązkowego FT-IR FTS135, w zakresie od  $400$  do  $4000 \text{ cm}^{-1}$ , ze szczególnym zwróceniem uwagi na zakres  $3000\text{--}4000 \text{ cm}^{-1}$  (rejon drgań rozciągających grup OH). Preparaty sporządzono metodą pastylkową zgodnie z techniką opisaną m.in. w pracy Stocha (1974). Metodę polecał m.in. Ehrenberg i in. (1993) jako najbardziej czułą w odróżnieniu kaolinitu od dickitu.

**Badania inkluzji fluidalnych** wykonano na 48 preparatach dwustronnie polerowanych, przy zastosowaniu urządzenia Fluid Inc. System produkcji amerykańskiej, zamontowanego na mikroskopie Leitz-Orthoplan. W próbkach zawierających inkluzje dwufazowe pomierzono temperaturę homogenizacji ( $T_h$ ). Ponadto, przeprowadzono wymiaranie w celu oznaczenia temperatury eutektyku ( $T_e$ ) oraz temperatury ostatecznego topnienia fazy zamrożonej ( $T_m$ ). Precyzyjne oznaczenia wynoszą  $\pm 0,1^\circ\text{C}$  w odniesieniu do standardów międzynarodowych.

**Oznaczenia izotopów tlenu i wodoru** wykonano w 10 próbkach zawierających kaolinit autigeniczny, w laboratorium izotopowym na Uniwersytecie w Nowym Meksyku, w Stanach Zjednoczonych. Pomiar składu izotopowego tlenu przeprowadzono na uzyskanym gazowym  $\text{O}_2$  (Sharp, 1990) przy pomocy spektrometru mas Finnigan Celta Plus XL. Błąd analityczny wynosi  $\pm 0,1\%$ . Na tym samym aparacie wykonano pomiary wydzielonego wodoru z próbek kaolinitu przy użyciu m.in. reaktora grafitowego urządzenia TC/EA firmy Thermoquest-Finigan. Błąd analityczny wynosi  $\pm 2\%$ . Uzyskane wyniki badań izotopów tlenu i wodoru wyrażono w skali SMOW.

**Badania izotopowe tlenu i węgla w cementach w glanowych** wykonano w 64 próbkach piaskowców. W 36 próbkach oznaczeniami objęto syderyt, w 25 dolomit, elazysty i ankeryt oraz w 2 kalcyt. Badania składu izotopowego tlenu i węgla prowadzono na gazowym  $\text{CO}_2$ , uzyskanym z próbek w glanów według standardowych procedur reakcji kwasem fosforanowym dla czystych w glanów (McCrea, 1950) i dla mieszanin w glanów (Al-Aasm i in., 1990). Pomiar składu izotopowego węgla i tlenu w  $\text{CO}_2$  wykonano na zmodyfikowanym spektrometrze MI1305 (Hałas, 1979; Durakiewicz, 1996). Dokładne oznaczenia węgla i tlenu wynoszą  $\pm 0,08\%$ . Uzyskane wyniki  $^{13}\text{C}$  wyrażono w skali PDB, natomiast wyniki  $^{18}\text{O}$  w skali PDB przeliczono na skalę SMOW według wzoru Friedmana i O'Neila (1977).

**Badania izotopowe tlenu i siarki w anhydrycie** przeprowadzono w 3 próbkach. Uzyskany  $\text{SO}_2$  (Hałas, Szaran, 1999) analizowano na 3-kolektorowym spektrometrze mas. Wartości  $^{34}\text{S}$  podano w skali CDT z dokładnością do  $\pm 0,07\%$ . Tlen do pomiarów pochodził z  $\text{CO}$  i  $\text{CO}_2$  uzyskanych w wyniku reakcji siarczanu baru z grafitem, gdzie  $\text{CO}$  był konwertowany do  $\text{CO}_2$ . Wartości izotopów tlenu w skali SMOW oznaczono z dokładnością do  $\pm 0,08\%$ .

**Oznaczenia wieku izotopowego K/Ar** we włóknistym illicie wykonano w 3 próbkach za pomocą metod opisanych w pracach Hałasa (1995, 2001) oraz Hałasa i Durakiewicza (1997). Uzyskane niepewności względne wyznaczania zawartości argonu wynoszą od  $0,2$  do  $0,5\%$  a potaszu do  $0,1\%$ .

**Zawartość całkowitego węgla (TOC)** oznaczono metodą miareczkowania kulometrycznego na aparacie Strohleina. Następnie próbki skał poddane były ekstrakcji bituminów (składniki la-

bilne) z zastosowaniem aparatu Soxhleta. Badania mikroskopowe rozproszonej materii organicznej przeprowadzono w wietle odbitym białym oraz we fluorescencji, która umo liwia identyfikację, cz sto nierozróżnialnych w wietle białym, składników maceralnych grupy liptynit (Teichmüller, 1982). Analizy wykonano na mikroskopie polaryzacyjnym typu Axioskop firmy Zeiss, wyposażonym w przystawkę mikrofotometryczną MPM 200, umo liwiając pomiar zdolności refleksyjnej materii organicznej.

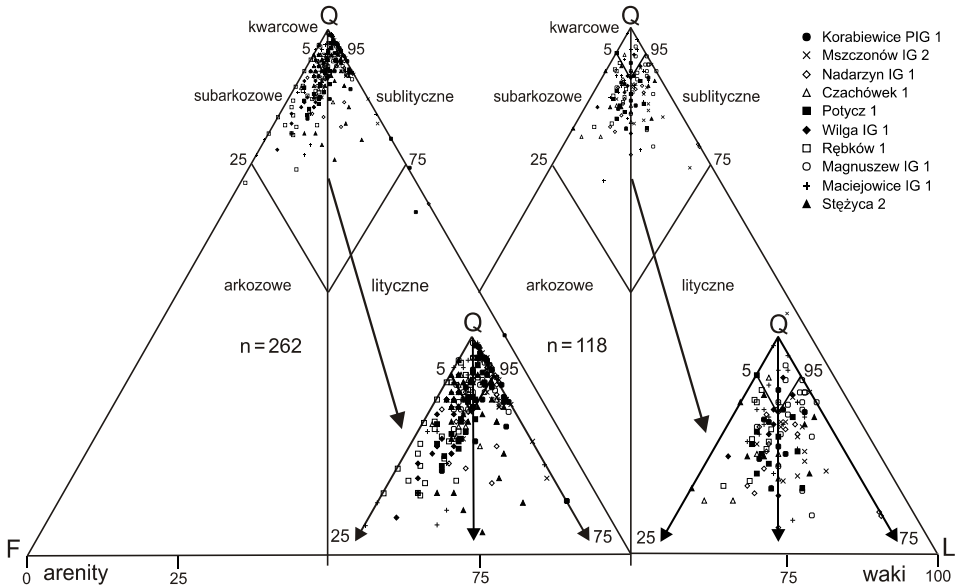
## CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA PIASKOWCÓW

Piaskowce s reprezentowane przez arenity subarkozowe i kwarcowe, miejscami sublityczne oraz przez waki subarkozowe, sublityczne i kwarcowe. Lokalnie, w formacji D blina, występują arenity lityczne i arkozowe oraz waki lityczne (fig. 5).

Arenity s skałami o strukturze od drobno- do gruboziarnistej i teksturze bezładnej. Waki s reprezentowane przez piaskowce bardzo drobno- i drobnoziarniste, sporadycznie rednioziarniste. Piaskowce bardzo cz sto mają teksturę kierunkową, podkreślając ułożeniem materii organicznej, syderytu i blaszek łyszczyków. Lokalnie w dolnych częściach profili otworów wiertniczych: Korabiewice PIG 1, Mszczonów IG 2 i Nadarzyn IG 1, w formacji D blina, stwierdzono obecność piaskowców wulkanoklastycznych. Wśród nich wyróżniono arenity lityczne oraz waki sublityczne i lityczne.

Głównym składnikiem mineralnym szkieletu ziarnowego badanych piaskowców jest kwarc. Przeciwnie stanowi on około 60–70% obj. skały. Dominują ziarna kwarcu monokrystalicznego. Powszechnie s również ziarna kwarcu polikrystalicznego, których zawartość waha się najczęściej między 10 a 30% obj. wszystkich ziarn kwarcu. Do grupy ziarn kwarcu polikrystalicznego zaliczono także okruchy kwarcytów, łupków kwarcowych oraz czertów (Pettijohn i in., 1972). Skalenie reprezentowane s głównie przez skalenie potasowe, a tylko lokalnie przez plagioklasy stwierdzone w osadach deltowych formacji Terebina (Maciejowice IG 1, Stężyca 2). Zawartość skaleni jest zmienna, przeciwnie wynosi około 6% obj., wisk (powyżej 10% obj., lokalnie około 20% obj. skały) zaobserwowano w piaskowcach formacji D blina w otworach wiertniczych Wilga IG 1, Rbków 1 i Maciejowice IG 1. Ziarna skaleni potasowych badane metodą katodoluminescencji wykazują wiecenie w barwach niebieskich, sporadycznie w ołtobrzo- wych i ołtozielonych, a plagioklasy w zielonych (tabl. I, fig. 1, 2). Najczęściej obserwowano pozostałości ziarn skaleni, które ulegały procesowi rozpuszczania (fig. 6), przeobrażenia lub zastąpienia przez minerały wtórne. Ponadto stwierdzono obecność blaszek łyszczyków, głównie muskowitu i biotyty oraz chlorytu, który cz sto jest produktem przeobrażenia biotyty. Zawartość łyszczyków w piaskowcach jest zmienna. W arenitach wynosi od 0 do 2% obj. skały, natomiast w wakach jest znacznie wyższą i przekracza 10% obj. Bardzo cz sto blaszki łyszczyków s powyginane (tabl. I, fig. 3), co jest skutkiem działania kompaktacji mechanicznej w skale. W badanych piaskowcach stwierdzono również obecność minerałów ciężkich: cyrkonu, tytanitu, rutylu, granatu oraz apatytu.

Litoklasty stanowi około 2% obj. skały. Dominują okruchy skał magmowych, z przewagą skał wulkanicznych nad głębinowymi. Widoczne s okruchy kwaśnych skał wulkanicznych oraz fragmenty szkliska wulkanicznego. Występują także okruchy skał metamorficznych, przeważnie łupków kwarcowo-łyszczykowych oraz okruchy skał osadowych, głównie ilowców i mułowców oraz skał syderytowych.



**Fig. 5. Piaskowce karbonu górnego na tle trójkątów klasyfikacyjnych Pettijohna i in. (1972)**

n — liczba próbek

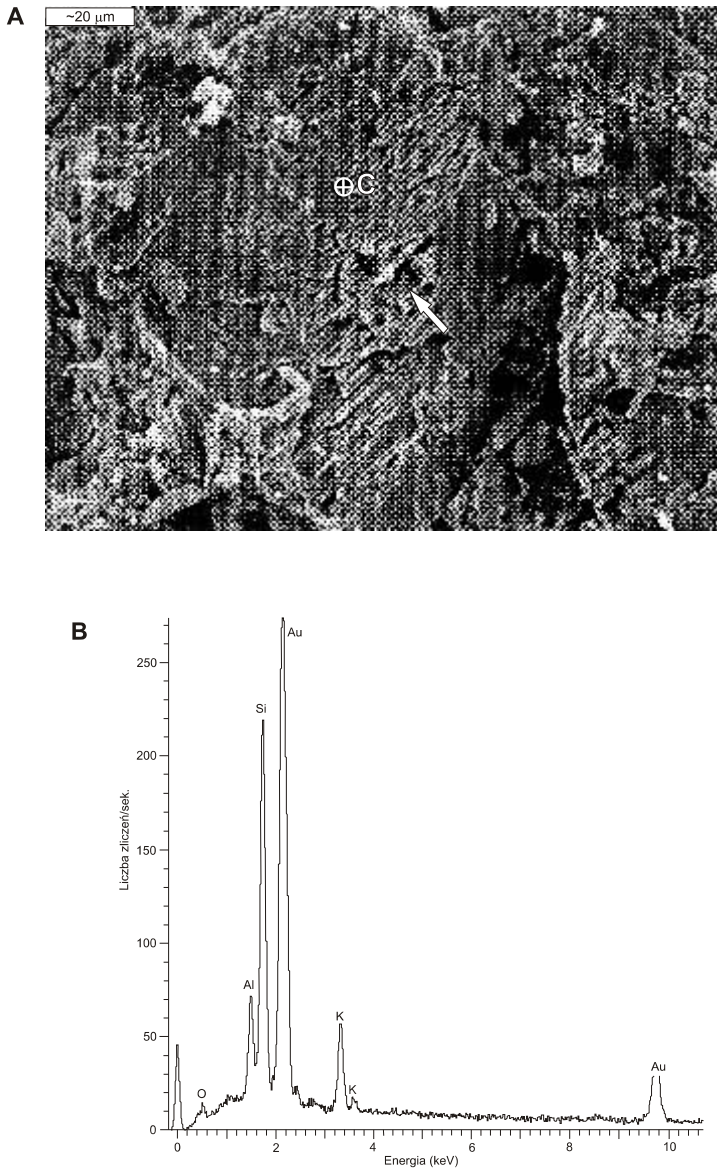
Upper Carboniferous sandstones classified according to classification triangles of Pettijohn *et al.* (1972)

n — number of samples

Oceny stopnia obtoczenia ziarn detrytycznych oraz jego wysortowania, rodzaju kontaktów ziarn w arenitach i stopnia upakowania badanych piaskowców dokonano na podstawie analizy katodoluminescencyjnej. W mikroskopie polaryzacyjnym bez przystawki CL analiza ta była utrudniona i nie zawsze wiarygodna z powodu powszechnie występujących obwódek regeneracyjnych na ziarnach kwarcu detrytycznego (tabl. I, fig. 1, 2). Materiał detrytyczny najczęściej jest półobtoczony i na ogół dobrze wysortowany. Badania CL wykazały ponadto, że w analizowanych arenitach dominują kontakty punktowe między ziarnami, rzadziej wkłósto-wypukłe (tabl. I, fig. 4) i proste. W wakach przeważają kontakty punktowe lub brak jest kontaktów między ziarnami. Materiał detrytyczny w arenitach jest luźno upakowany i wartość wskaźnika kontaktów ziarn ( $W_{kz}$ ) w osadzie przypuszczalnie wynosi około 2,5, natomiast w arenitach w mikroskopie polaryzacyjnym wartość  $W_{kz}$  jest najczęściej wyższa i mieści się w przedziale 2,5–4,0.

Spoivo w arenitach ma charakter porowy i/lub kontaktowy, natomiast w wakach występuje spoivo porowo-kontaktowe. Przestrzenie między ziarnami detrytycznymi są wypełnione całkowicie lub częściowo spoivem — matriksem i/lub cementem. Matriks najczęściej tworzą detrytyczne minerały ilaste lub ich mieszanina z pyłem kwarcowym. W badanych piaskowcach karbonowych stwierdzono występowanie następujących minerałów diagenetycznych: kwarcu, minerałów ilastych, w glaukoniów, siarczanów, pirytu oraz wodorotlenków elaza i hematytu.

W skałach porowatych zmierzono procentowy udział pustych porów, który waha się od poniżej 1 do 24,8%, najczęściej jednak wynosi około 10%. W analizowanych arenitach wyróżniono porowatość pierwotną, stanowi ona porowatość pierwotnej zachowanej do dziś przy nie-



**Fig. 6. Ziarno skalenia potasowego ze ładami rozpuszczenia (strzałka)**

**A** — obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; **B** — widmo rentgenowskie (EDS) składu chemicznego skalenia w punkcie C; otwór wiert. Magnuszew IG 1, gł b. 2358,0 m

Potassium feldspar grain with dissolution traces (arrow)

**A** — SEM image; **B** — X-ray spectrum (EDS) of chemical composition of feldspar at point C; Magnuszew IG 1 borehole, depth 2358.0 m

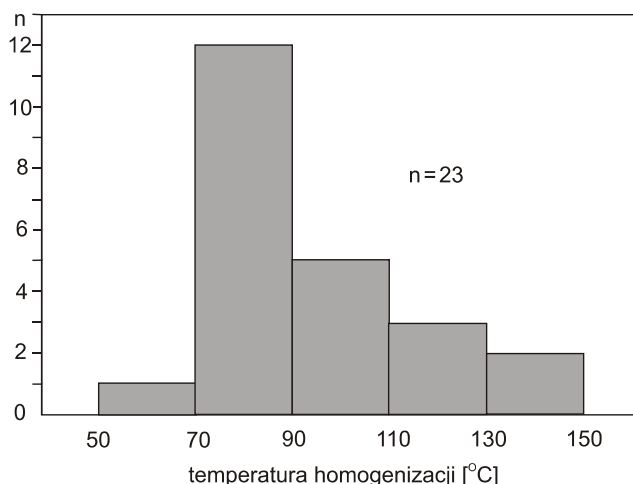
całkowitym wypełnieniu porów przez cementy oraz porowato wtórny, powstał w wyniku rozpuszczania ziarn i cementów.

## SKŁADNIKI SPOIWA PIASKOWCÓW

### KWARC

Spoiwo kwarcowe, powszechne w analizowanych piaskowcach, może występować jako pył kwarcowy, przeważnie wymieszany z minerałami ilastymi i/lub tworzy cement kwarcowy. Cement kwarcowy reprezentowany jest przez obwódki regeneracyjne kwarcu autigenicznego na ziarnach kwarcu detrytycznego. Jego zawartość wynosi najczęściej od 3 do 10% obj., miejscami przekracza nawet 20% obj. W profilach badanych otworów wiertniczych obserwujemy wzrost zawartości cementu kwarcowego wraz z głębokością zalegania osadów. Nie zauważono natomiast znaczącego zmniejszenia zawartości kwarcu autigenicznego w zależności od litofacji. Kwarc autigeniczny w formie obwódek narasta na ziarnach detrytycznych kwarcu, zarastając przestrzenie porowe częściowo (tabl. II, fig. 1, 2), a miejscami całkowicie (tabl. II, fig. 3, 4). W mikroskopie polaryzacyjnym granicami między kwarcem detrytycznym a obwódką jest słabo widoczna, niekiedy jednak jest zaznaczona przez obecność inkluzji (tabl. II, fig. 1, 2), wczesnego syderytu (tabl. II, fig. 3, 4) lub wodorotlenków żelaza i hematytu. Ze względu na trudności w odróżnieniu cementu kwarcowego od kwarcu detrytycznego wyliczona zawartość procentowa cementu w płycie cienkiej może być zaniżona. W celu uzyskania rzeczywistego obrazu cementu kwarcowego przeprowadzono obserwacje katodoluminescencji (CL). Cement kwarcowy odróżnia się od kwarcu detrytycznego, wykazując wiecznie o barwie ciemnoniebieskiej lub brak luminescencji, podczas gdy kwarc detrytyczny charakteryzuje się niebieskofioletowym, brązowym lub czerwonym wiecieniem (tabl. II, fig. 1–4). Na podstawie tych badań wyróżniono dwie generacje obwódek kwarcu autigenicznego. Obwódki starszej generacji charakteryzują się luminescencją w barwie ciemnoniebieskiej, natomiast młodszej generacji są najczęściej grubsze i nie wykazują wiecienia (tabl. II, fig. 1, 2). Obserwacje w CL ujawniły miejscami w obwódkach budow pasów (tabl. II, fig. 3, 4). Zonalność w cementie kwarcowym może wskazywać m.in. na zmiany zawartości pierwiastków ładowych w składzie chemicznym wody porowej w czasie jego tworzenia się (Worden, Morad, 2000). Cement kwarcowy wypełnia równie skutecznie przestrzenie w ziarnach detrytycznych, co sugeruje, że sylikacja została poprzedzona kompaktacją mechaniczną (tabl. II, fig. 2). W obrazie SEM obwódki kwarcu autigenicznego są bardzo dobrze widoczne w postaci kryształów o pokroju romboedrycznym oraz form pryzmatycznych na powierzchni ziarn kwarcu detrytycznego. Analizy kwarcu autigenicznego, wykonane w mikrosondzie, oprócz krzemu i tlenu wykazały miejscami obecność glinu. Badania mikroskopowe ujawniły powszechność procesu rozpuszczania obwódek kwarcu autigenicznego, a miejscami również i ziarn detrytycznych. Obserwuje się także zastąpienie cementu kwarcowego przez węgla, sporadycznie przez anhydryt.

Badania inkluzji fluidalnych wykazały obecność najczęściej inkluzji bardzo małych (0,5–3 μm) i jednofazowych, co sugeruje minimalne temperatury tworzenia się cementu kwarcowego poniżej 50°C (Goldstein, Reynolds, 1994). 23 inkluzje dwufazowe ogrzewano uzyskując temperatury homogenizacji: od około 60 do około 150°C. Uzyskane wyniki nie wykazują znaczącego zmniejszenia regionalnego. Wartości te przedstawiono w formie histogramu (fig. 7). Na wykresie wyraźnie zaznacza się jedna populacja danych z wartościami modalnymi w przedziale 70–90°C. Pojedyncze inkluzje dwufazowe poddano wymiarom do –70°C. Otrzymane wartości temperatury eutektyku od około –29



**Fig. 7. Rozkład temperatury homogenizacji inkluzji fluidalnych w cementie kwarcowym**

n — liczba inkluzji fluidalnych

Distribution of homogenisation temperature of fluid inclusions in quartz cement

n — number of fluid inclusions

do około  $-45^{\circ}\text{C}$  wskazują na układy solankowe bardziej złożone aniżeli zawierają one tylko NaCl. Temperatura topnienia oscyluje w przedziale od  $-1,0$  do  $-11,0^{\circ}\text{C}$ . Zasołenie fluidu w inkluzjach jest więc niewielkie i waha się od 5 do 15% wag. ekw. NaCl.

#### MINERAŁY ILASTE

Minerały ilaste są jednym z głównych składników spoiwa piaskowców. Ich zawartość waha się od 1 do ponad 40% obj. Minerały ilaste w spoiwie piaskowców karbońskich najczęściej występują w postaci płytek, blaszek lub łuseczek. Badania rentgenostrukturalne wykazały obecność głównie kaolinitu i illitu, z przewagą pierwszego minerału oraz, w mniejszych ilościach, chlorytu i lokalnie minerałów mieszanopakietowych illit/smektyt. Chloryt jest powszechny w skałach z północno-zachodniej części rowu lubelskiego, natomiast w bloku warszawskim nie występuje lub stwierdzono go tylko w ilościach śladowych. Obecność minerałów mieszanopakietowych odnotowano w profilach otworów wiertniczych usytuowanych w południowo-zachodniej części obszarów badań. Spoiwa ilaste często stanowią mieszaninę minerałów detrytycznych z autigenicznymi, które w większości przypadków są trudne do odróżnienia. Poza tym obserwuje się nagromadzenia minerałów ilastych w postaci cienkich lamin czy smug. Na podstawie kryteriów Wilsona i Pittmana (1977) autorka za autigeniczne minerały ilaste uznała minerały o zachowanej delikatnej formie morfologicznej, co wskazuje, że nie były one poddane transportowi. Ponadto do tej grupy zaliczyła minerały, które nie tworzą obwołók ilastych w miejscach kontaktów ziarn detrytycznych oraz minerały będące produktem procesu przeobrażenia ziarn detrytycznych lub składników spoiwa.

W badanych piaskowcach karbońskich autigenicznymi minerałami ilastymi rozpoznawalnymi pod mikroskopem są kaolinit tworzący formy księżeczkowe oraz illit stanowiący wtórny produkt przeobrażenia. Obrazy SEM potwierdziły występowanie autigenicznych krystalitów kaolinitu i illitu, a ponadto ujawniły obecność chlorytu. Badania rentgenostrukturalne wykazały występowanie minerałów mieszanopakietowych typu illit/smektyt.



## Kaolinit

Nazw kaolinit autorka pracy przyjęła jako zbiorczą dla minerałów podgrupy kaolinitu obejmującej: kaolinit, dickit i nakryt (Stoch, 1974; Bolewski, 1982). Stwierdzenie ich obecności wymaga przeprowadzenia badań rentgenostrukturalnych i w podczerwieni.

Zawartość kaolinitu w badanych piaskowcach karbonowych przeciętnie wynosi około 5% obj., a maksymalnie 11,7% obj. Należy jednak zaznaczyć, że wartość zmierzona w płytce cienkiej jest zawyżona ze względu na dużą ilość mikroporów w masie ilastej. W badanych piaskowcach nie zauważono zmian w zawartości kaolinitu związanych z głębokością zalegania osadów. Wydaje się natomiast, że utwory litofacji deltowej są bogatsze w kaolinit w porównaniu z piaskowcami litofacji rzecznej. Kaolinit w piaskowcach karbonowych najczęściej wypełnia przestrzenie międzyziarnowe (tabl. III, fig. 1, 2), rzadziej ródziarnowe. W piaskowcach wypełnionych kaolinitem często obserwuje się obecność porów o dużych rozmiarach, zapewne powstałych w wyniku rozpuszczania ziarn skaleni. Morfologia kaolinitu wskazuje na jego krystalizację *in situ*. Kaolinit wykazuje wiecienie CL w barwie niebieskiej. W piaskowcach zawierających autogeniczny kaolinit zwykle występują obwódki autogenicznego kwarcu oraz romboedry w glaukofilach, głównie syderytu i ankerytu. Kaolinit narasta na wczesnej generacji syderytu, natomiast ankeryt, później na generacji syderytu, kalcytu elazysty i anhydrytu zastępuje autogeniczny kaolinit. Miejscami obserwuje się przerosty kaolinitu z kwarcem autogenicznym. Na próbkach z głębokości poniżej 3000 m w badanych otworach wiertniczych kaolinit bywa przeobrażony w illit włóknisty, a lokalnie w chloryt elazysty.

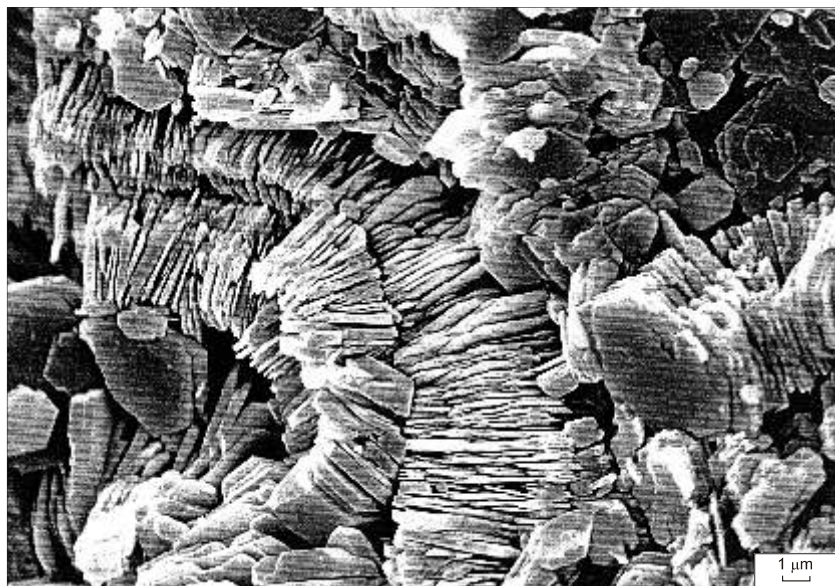
Wielkość autogenicznych kryształów kaolinitu najczęściej wynosi 1–20 µm. Są one dobrze widoczne w płytkach cienkich. Najczęściej kaolinit występuje w formie płytkowych agregatów, które w obrazie SEM widoczne są jako pseudoheksagonalne krystality tworzące charakterystyczne formy księżkowe. Analizy składu chemicznego wykonane za pomocą mikroskopy energetycznej EDS ISIS wykazały obecność glinu, krzemu i tlenu. Wyróżniono dwa typy morfologiczne kaolinitu: robakowaty i blokowy (Kozłowska, 1999a, 2001a).

Kaolinit robakowaty przeważnie jest grubo krystaliczny, o przeciętnej wielkości osobników powyżej 10 µm, a maksymalnej 40 µm. Są to płytkowe krystality o przeciętnej grubości poniżej 0,2 µm, często o nieregularnych krawędziach, tworzące agregaty krzywolinijne o długości do kilkuset µm (przeciętnie 200 µm) (tabl. III, fig. 1; fig. 8). Do kaolinitu robakowatego zaliczono także kaolinit współwystępujący z detrytycznym łuszczykiem, wykazujący podobną morfologię.

Kaolinit blokowy najczęściej jest drobno wykrystalizowany, o wielkości osobników w przedziale 1–10 µm. Składa się on z płytek o przeciętnej grubości 1–2 µm i o gładkich krawędziach, tworzących skupienia o niewielkiej rozciągłości (tabl. III, fig. 2; fig. 9). Bardzo często obserwuje się formy pośrednie między kaolinitem robakowatym a kaolinitem blokowym, zaliczone tu do kaolinitu blokowego, złożone z przewarstwionych się płytek cienkich i grubych.

Oba typy morfologiczne kaolinitu obserwowane są w całym profilu piaskowców karbonowych, przy czym większe nagromadzenia kaolinitu robakowatego są widoczne głównie w górnych częściach profili, w przedziale głębokości 2000–2500 m, lokalnie głębiej, natomiast kaolinit blokowy dominuje poniżej 2500 m. Występowanie form robakowatych w stropowych częściach profili i wzrost zawartości form blokowych wraz z głębokością opisywali m.in. Macaulay i in. (1993) oraz Hassouta i in. (1999). Dane literaturowe sugerują, że w formie blokowej często jest wykształcony dickit. Występowanie dickitu blokowego zostało potwierdzone badaniami rentgenostrukturalnymi i w podczerwieni m.in. w pracach: Ehrenberga i in. (1993) i Beauforta i in. (1998).

Na podstawie 56 analiz rentgenostrukturalnych można stwierdzić, że podgrupa kaolinitu jest reprezentowana niemal wyłącznie przez kaolinit. Nie zauważono wyraźnych różnic w wartościach



**Fig. 8. Kaolinit robakowaty**

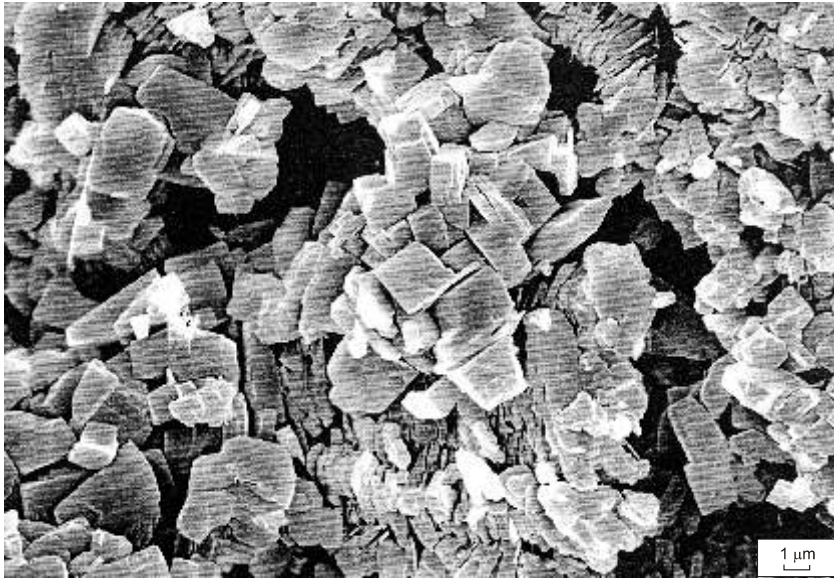
Obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; otwór wiert. Nadarzyn IG 1, gł b. 3463,4 m

Vermiform kaolinite

SEM image; Nadarzyn IG 1 borehole, depth 3463.4 m

ciach odległo ci mi dzyplaszczynowych w zale no ci od gł boko ci, z których pobrano próbki. Wydaje si jednak, e do gł boko ci 3000 m dominuje kaolinit uporz dkowany, natomiast poni ej przewa a słabiej uporz dkowany. Wskazywałyoby to na to, e w badanych profilach piaskowców karbo skich powszechnie opisana dla skał z rejonu Morza Północnego (m.in. Ehrenberg i in., 1993; Beaufort i in., 1998; Hassouta i in., 1999) transformacja kaolinitu w dickit wraz z gł boko ci jest rozwini ta w niewielkim stopniu i ujawnia si dopiero na gł boko ciach poni ej 4000 m. Dyfraktogramy ró nych frakcji tej samej próbki równie nie wykazuj wyra nych ró nic. Na podstawie obserwacji morfologii agregatów, w których minerały podgrupy kaolinitu frakcji poni ej 2  $\mu\text{m}$  przewa nie tworz formy blokowe, a frakcji powy ej 2  $\mu\text{m}$  — robakowate i blokowe, oraz danych literaturowych (Ehrenberg i in., 1993; Osborne i in., 1994), mo na było oczekiwa, e frakcj poni ej 2  $\mu\text{m}$  b dzie tworzył dickit, a frakcj powy ej 2  $\mu\text{m}$  kaolinit. W badanych piaskowcach karbo skich do gł boko ci 3000 m w obu frakcjach ziarnowych poni ej 2  $\mu\text{m}$  i powy ej 2  $\mu\text{m}$  wyst puje kaolinit uporz dkowany, a gł biej kaolinit o ni szym stopniu uporz dkowania oraz lokalnie dickit.

Dla 43 próbek wykonano badania w podczerwieni. Z ka dej próbki zbadano dwie frakcje pelitowe: poni ej 2  $\mu\text{m}$  i powy ej 2  $\mu\text{m}$ . Widma absorpcyjne w podczerwieni w zakresie 3600–3700  $\text{cm}^{-1}$  badanych minerałów podgrupy kaolinitu odpowiadaj widmom wzorcowym kaolinitu. Widma takie uzyskano dla próbek z ró nych gł boko ci i z ró nych frakcji. Sugerowałyoby to, e w piaskowcach karbo skich, niezale nie od gł boko ci ich zalegania, kaolinit wyst puje zarówno we frakcji



**Fig. 9. Kaolinit blokowy**

Obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; otwór wiert. Czachówek 1, gł b. 3442,4 m

Blocky kaolinite

SEM image; Czachówek 1 borehole, depth 3442.4 m

poniżej, jak i powyżej  $2\ \mu\text{m}$ . Podobnie jak Ehrenberg i in. (1993) oraz Beaufort i in. (1998), porównano otrzymane widma podczerwieni z wzorcami widm mieszanin mechanicznych o różnych zawartościach procentowych uporządkowanego kaolinitu i uporządkowanego dickitu. Analiza wykazała, że w niektórych próbkach we frakcji powyżej  $2\ \mu\text{m}$  na głębokości poniżej 3500 m, a we frakcji poniżej  $2\ \mu\text{m}$  poniżej głębokości 2500 m występuje kaolinit z przerostami dickitu ze stosunkiem kaolinitu do dickitu (Kl:Di) około 9:1. Natomiast poniżej głębokości 4400 m w próbkach zarówno frakcji powyżej  $2\ \mu\text{m}$ , jak i poniżej  $2\ \mu\text{m}$  występuje kaolinit z przerostami dickitu. próbki frakcji powyżej  $2\ \mu\text{m}$  zawierają od około 10 do około 40% dickitu, natomiast próbki frakcji poniżej  $2\ \mu\text{m}$  od około 10 do około 50% dickitu. Wyniki analiz w podczerwieni próbek z otworu Stacyjca 2, gdzie od głębokości około 2300 m w próbkach frakcji powyżej  $2\ \mu\text{m}$  oraz poniżej  $2\ \mu\text{m}$  stwierdzono występowanie w kaolinicie przerostów dickitu, w których stosunek kaolinitu do dickitu (Kl:Di) waha się od około 9:1 do około 4:1.

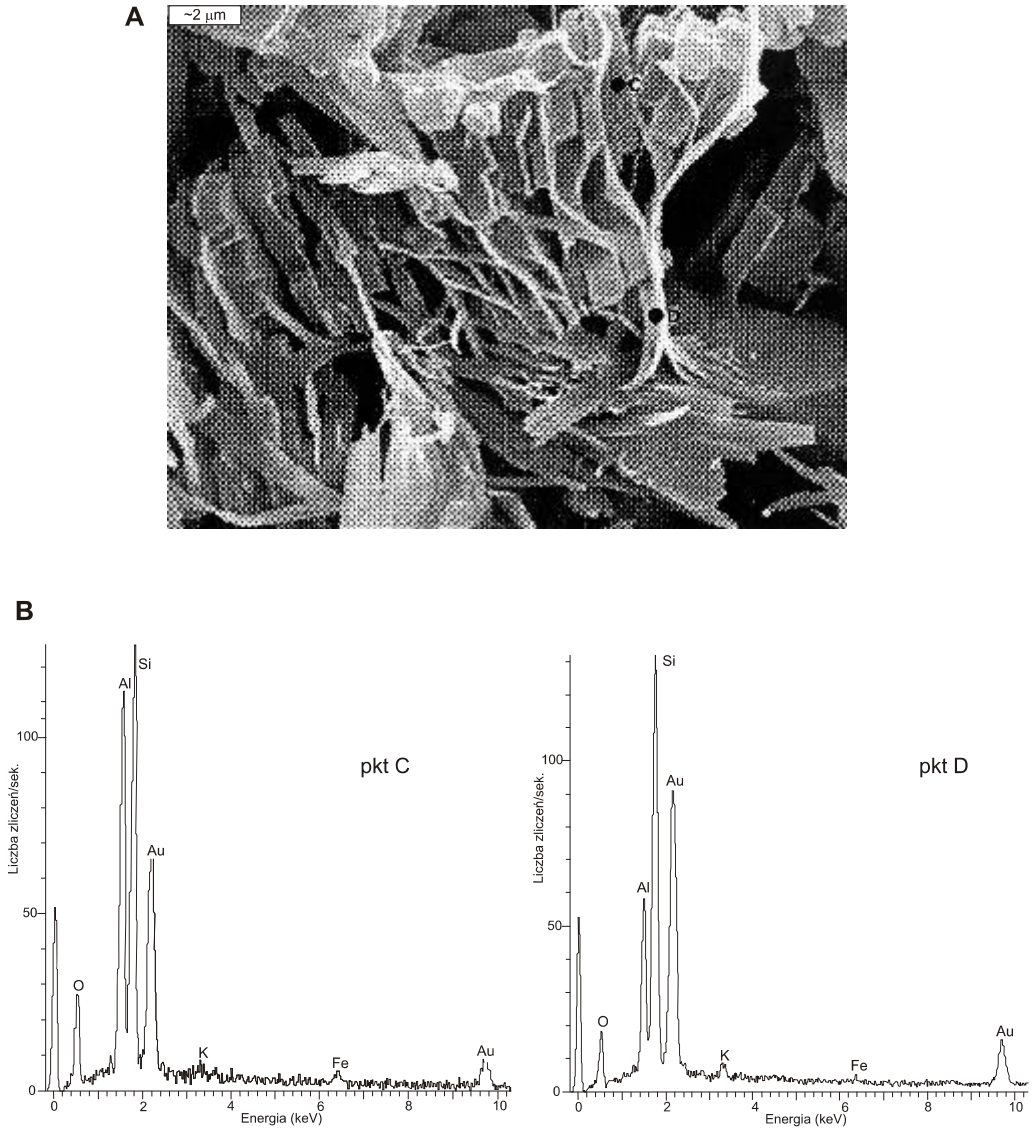
Wartości  $^{18}\text{O}$  kaolinitu mieszczą się w przedziale od 9,59 do 14,11‰ $_{\text{SMOW}}$ . Wyższe wartości (10,11–14,11, przeciętnie 12,19‰ $_{\text{SMOW}}$ ) odnotowano we frakcji grubszej (powyżej  $2\ \mu\text{m}$ ), obejmującej kaolinit robakowaty i blokowy, a niższe (9,59–11,99, przeciętnie 10,34‰ $_{\text{SMOW}}$ ) we frakcji drobniejszej (poniżej  $2\ \mu\text{m}$ ), charakterystycznej dla kaolinitu blokowego. Wartości  $\delta$  badanych kaolinitów mieszczą się w tym zakresie od  $-5,21$  do  $-13,02$ ‰ $_{\text{SMOW}}$ . Kaolinit frakcji powyżej  $2\ \mu\text{m}$ , reprezentowany przez kaolinit robakowaty i blokowy, ma  $\delta$  od  $-5,21$  do  $-12,01$ ‰ $_{\text{SMOW}}$ , na-

tomiast kaolinit blokowy frakcji poniżej  $2\ \mu\text{m}$  ma  $\delta D$  od  $-8,36$  do  $-13,02\text{‰}_{\text{SMOW}}$ . Wartości stosunków izotopów wodoru w obu frakcjach kaolinitu są zbliżone (przeciętnie  $-9,67\text{‰}_{\text{SMOW}}$ ), z nieznacznie niższymi wartościami  $\delta D$  we frakcji drobniejszej (poniżej  $2\ \mu\text{m}$ ) — przeciętnie  $-10,51\text{‰}_{\text{SMOW}}$ , w porównaniu z frakcją grubszą (powyżej  $2\ \mu\text{m}$ ) — przeciętnie  $-9,11\text{‰}_{\text{SMOW}}$ .

### Illit

W badanych piaskowcach illit występuje w formie bardzo drobnych płytek. Otacza ziarna detrytyczne i wypełnia przestrzenie międzyziarnowe. Spotyka się również illit będący produktem wtórnych procesów przeobrażenia kaolinitu, ziarn detrytycznych skałeni i okruchów skał. Z wymienionych form występowania illitu obserwowanych w mikroskopie polaryzacyjnym, jedynie illit powstający kosztem innych minerałów można uznać za autigeniczny, natomiast pozostały illit najprawdopodobniej jest mieszaniną minerałów allogenicznych z autigenicznymi, z przewagą tych pierwszych. Na dyfraktogramach całkowitych próbek skał wyraźnie zaznaczają się piki charakterystyczne dla illitu. Dokładniejsza analiza rentgenostrukturalna illitu była możliwa na wydzielonych z piaskowców frakcjach poniżej  $0,2\ \mu\text{m}$ , poniżej  $0,3\ \mu\text{m}$ , i poniżej  $2\ \mu\text{m}$ . Autorka przeprowadziła identyfikację politypów illitu opartą na wynikach badań rentgenowskich w zakresie kątowym  $19\text{--}34^\circ 2\theta$ , jak w pracach Lanson i in. (1996) oraz Grathoffa i in. (2001). Identyfikacja ta wykazała obecność odmiany 1M, której przypisywane jest pochodzenie diagenetyczne oraz dominującej odmiany 2M1 wskazującej na pochodzenie detrytyczne (Stoch, 1974; Rodon, 1996; Grathoff i in., 2001). Wskaźnik krystaliczności illitu, zwany indeksem Küblera, wynosi około  $0,5^\circ 2\theta$  i odpowiada zakresowi późnej diagenety (Merriman, Peacor, 1999). Badania w SEM umożliwiają szczegółowe obserwacje autigenicznych krystalitów illitu. Analizowane krystality najczęściej mają postać wydłużonych listewek oraz igiełek i włókien (fig. 10). Obrazy widm rentgenowskich illitu wykonane w mikrosondzie energetycznej EDS ISIS wykazały obecność krzemu, glinu, tlenu i potasu oraz małe zawartości celazu, magnezu, wapnia, sodu i tytanu. Stwierdzone zostało narastanie igiełkowego i włóknistego illitu na illicie blaszkowym, cementie kwarcowym, w glauowym oraz na kaolinitcie (fig. 10). Bardzo czysto włóknisty illit zarasta przestrzenie porowe w piaskowcu, zmniejszając jego przepuszczalność. Włóknisty i igiełkowy illit występuje powszechnie w dwóch otworach wiertniczych: Korabiewice PIG 1 i Mszczonów IG 2, w których otwory karbonu usytuowane są najgłębiej, poniżej 4000 m. W czterech otworach wiertniczych: Nadarzyn IG 1, Czachówek 1, Potycz 1 i Maciejowice IG 1 autigeniczny illit jest obserwowany tylko w dolnych częściach profili, na głębokości około 3000 m.

Wytypowano 3 próbki z piaskowców, po jednej z otworów wiertniczych: Korabiewice PIG 1, Mszczonów IG 2 i Maciejowice IG 1, w których oznaczono wiek metodą  $K/Ar$  we włóknistym illicie. O wyborze zdecydowały wyniki obserwacji wykształcenia illitu autigenicznego w SEM. Z wybranych piaskowców wyseparowano trzy frakcje zawierające minerały ilaste: poniżej  $0,2\ \mu\text{m}$ , poniżej  $0,3\ \mu\text{m}$  i poniżej  $2,0\ \mu\text{m}$ , które następnie poddano analizie rentgenostrukturalnej. Do badania wieku przeznaczono dwie najdrobniejsze frakcje pelitowe z każdej próbki. Datowanie dwóch frakcji z każdej próbki ma na celu potwierdzenie wiarygodności uzyskanego wyniku datowania. Wyniki oznaczenia wieku  $K/Ar$  illitów, wskazały, że datowanie dwóch próbek z otworów Korabiewice PIG 1 i Mszczonów IG 2 jest prawidłowe, natomiast datowanie illitu z otworu Maciejowice IG 1 uznano za niewiarygodne. Przeprowadzone badania wieku  $K/Ar$  we włóknistym il-



**Fig. 10. Kaolinit przeobra any w illit**

**A** — obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; **B** — widma rentgenowskie (EDS) składu chemicznego kaolinitu w punkcie C i illitu w punkcie D; otwór wiert. Maciejowice IG 1, gł b. 2934,5 m

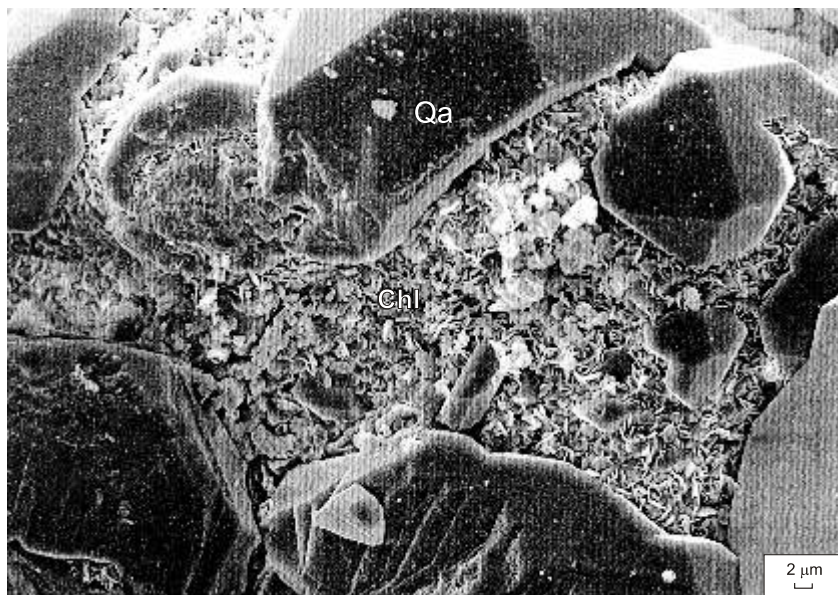
Kaolinite altered to illite

**A** — SEM image; **B** — X-ray spectra (EDS) of chemical composition of kaolinite at point C and of illite at point D; Maciejowice IG 1 borehole, depth 2934.5 m

licie wskazuj na jego krystalizację od 205,4 do 167,3 mln lat, czyli od retyku (trias górny) do baltiku (jura rodkowa). Otrzymane wyniki datowania są nieznacznie starsze od oznaczeń wieku K/Ar illitów dolnego permu z obszaru Polski uzyskanych przez Michalika (2001) oraz Maliszewsk (1999). Autorzy ci widzą wzrost illitu włóknistego z okresem wzmożonych ruchów tektonicznych związanych m.in. z orogenezą alpejską.

### Chloryty

Chloryty obserwowane w mikroskopie polaryzacyjnym są widoczne w postaci zielonkawych blaszek. Zaliczane są do minerałów allogenicznych, które najczęściej występują w postaci rozproszonej w spoiwie skalnym. Często są to formy blaszkowe chlorytu, które w większości pochodzą z przeobrażenia biotyту. Na dyfraktogramach, na podstawie intensywności i wzajemnych stosunków refleksów podstawowych można stwierdzić, że mamy do czynienia z chlorytami zasobnymi w elazo (Stoch, 1974; Hillier, 1994). Do autigenicznych chlorytów obserwowanych w mikroskopie polaryzacyjnym można zaliczyć chloryt powstały w wyniku przeobrażenia ziarn skaleni, łuszczaków lub litoklastów. Obecność dwóch generacji autigenicznych chlorytów ujawniła analiza w SEM (Kozłowska, 2000a).



**Fig. 11. Fragment obwódki chlorytu (Chl) na ziarnie kwarcu, obrastanej kwarcem autigenicznym (Qa)**

Obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; otwór wiert. Stycza 2, gł. b. 2088,4 m

Fragment of chlorite rim (Chl) on quartz grain, overgrown by authigenic quartz (Qa)

SEM image; Stycza 2 borehole, depth 2088.4 m



**Fig. 12. Kaolinit (Kl) przeobra any w chloryt (Chl)**

Obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; otwór wiert. Korabiewice PIG 1, gł b. 4585,2 m

Kaolinite (Kl) altered to chlorite (Chl)

SEM image; Korabiewice PIG 1 borehole, depth 4585.2 m

Do grupy chlorytów wczesnodiagenetycznych autorka zaliczyła minerały wykształcone w formie obwódek na ziarnach detrytycznych kwarcu (fig. 11). Ich obecność stwierdzono w całym profilu karbonu w otworze wiertniczym Staryca 2 oraz sporadycznie w profilu w otworze wiertniczym Nadarzyn IG 1. W obrazie SEM chloryt ten wykształcony jest w postaci euhedralnych, pseudoheksagonalnych kryształów, ustawionych mniej lub bardziej prostopadle do powierzchni ziarn detrytycznych, lub tworzących formy rozetowe. Często narastają na nich autigeniczne kryształy kwarcu oraz kaolinitu. Analizy składu chemicznego badanych chlorytów, wykonane za pomocą mikrosondy energetycznej EDS ISIS, wykazały oprócz zawartości glinu, krzemu i tlenu bardzo wysoką zawartość elaza i znacznie niższą magnezu. Również obserwacje morfologii kryształów chlorytowych w SEM wskazują na występowanie Fe-chlorytów (Hillier, 1994), najprawdopodobniej szamozytu.

Za chloryty późnodiagenetyczne autorka uznała chloryty powstałe w wyniku procesu przeobrażenia kaolinitu (fig. 12), stwierdzone w otworze wiertniczym Korabiewice PIG 1 oraz w dolnej części profilu utworów karbonu, na głębokości większej od 3100 m, w otworze wiertniczym Maciejowice IG 1. Analiza składu chemicznego późnych chlorytów na mikrosondzie wykazała obecność tych samych pierwiastków, co w chlorytach tworzących obwódki.

### **Minerały mieszanopakietowe illit/smektyt**

Występowanie minerałów mieszanopakietowych illit/smektyt stwierdzono we wszystkich formacjach otworów wiertniczych usytuowanych w południowo-zachodniej części rejonu badań: Korbawice IG 1, Mszczonów IG 2, Magnuszew IG 1, Maciejowice IG 1 i Stępczyca 2.

Identyfikację struktur mieszanych I/S przeprowadzono na podstawie analizy rentgenostrukturalnej, która wskazuje na zawartość illitu powyżej 90%. Stopień uporządkowania struktury illit/smektyt określono terminem *Reichweite* — R (Reynolds, 1980). Badany minerał należy do grupy R = 3 w pięciostopniowej skali podawanej m.in. przez Hortona (1985). Niektórzy autorzy, jak Velde i Vasseur (1992), wyróżniają jednak tylko dwa stopnie: nieuporządkowany R = 0 (0–50% illitu) i uporządkowany R = 1 (50–100% illitu). Według tego podziału opisywany illit/smektyt reprezentuje R = 1.

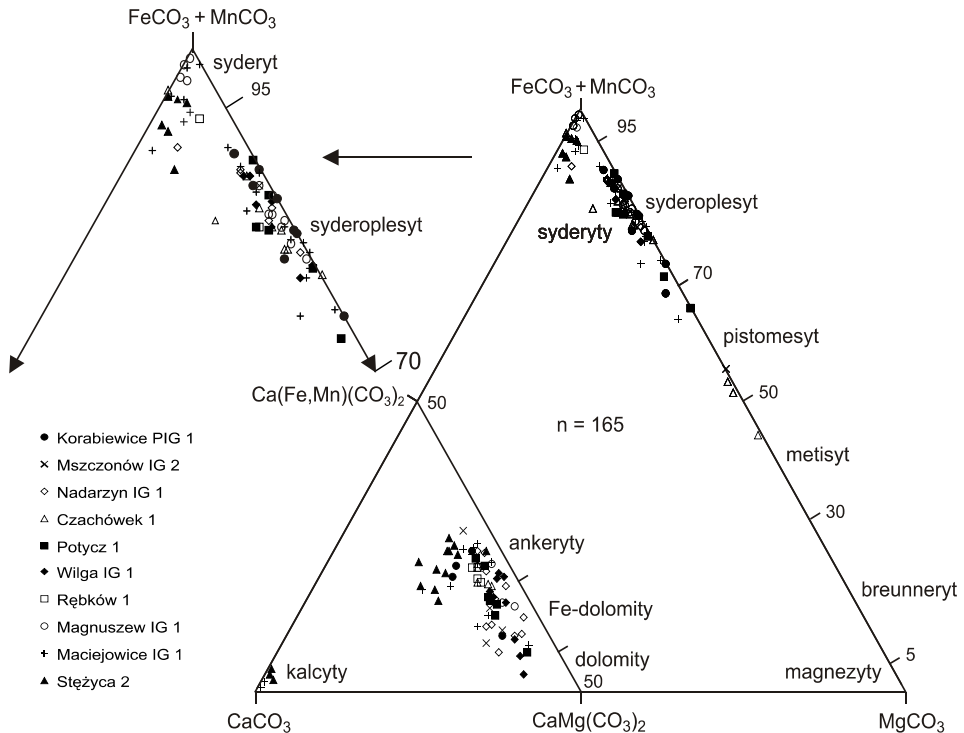
## W GLANY

Zawartość cementu w glanowym w badanych skałach waha się od 0 do 38,0% obj. W glany najczęściej tworzy spoiwo typu porowego, rzadziej podstawowe. W piaskowcach karbońskich autorka wydzieliła pięć następujących minerałów w glanowych: syderyt, dolomit, dolomit elastyczny, ankeryt i kalcyt (Kozłowska, 2000b). Obecność w glanów w analizowanych próbkach potwierdziły wskaźniki oznaczenia chemiczne. Najwyższa wyliczona suma w glanów wynosi 25,74% wag. Wartość ta odnosi się jednak do całej zawartości tych składników w skale, a nie tylko do występujących w spoiwie. Identyfikacji minerałów w glanowych dokonano metodami barwników i rentgenostrukturalnymi, natomiast skład chemiczny cementów w glanowych określono za pomocą analizy w mikroobszarze.

## Syderyt

Większość badanych syderytów mieści się w przedziale syderyt–pistomesyt. Niektóre próbki należą do szeregu izomorficznego  $\text{FeCO}_3\text{--MnCO}_3$  (manfercyty). We wcześniejszych pracach powoływano syderytom z piaskowców karbonu górnego w północno-zachodniej części rowu lubelskiego, dla tej grupy minerałów autorka stosowała nazwę syderyt magnezowy (Mg-syderyt), podobnie jak Macaulay i in. (1992) (Kozłowska, 1997b, 2000b, 2001b). Jednakże ze względu na zróżnicowanie składu chemicznego badanych minerałów szeregu syderyt–magnezyt i szeregu manfercytu, autorka pracy przyjęła nazwę syderyt jako określenie zbiorcze dla grupy minerałów o zawartości 40–100% mol.  $\text{FeCO}_3$ . Podobne założenie przyjęli w swoich pracach: Rezaee i Schulz-Rajahn (1998), Morad i in. (1998) oraz Marfil i in. (2001). Zbadane syderyty zawierają: 42,7–96,4% mol.  $\text{FeCO}_3$ , 0–55,6% mol.  $\text{MgCO}_3$ , 0–8,5% mol.  $\text{CaCO}_3$  i 0–34,2% mol.  $\text{MnCO}_3$ . Wśród nich przeważa syderoplesyt, którego przeciwny skład wynosi: 82,0% mol.  $\text{FeCO}_3$ , 12,7% mol.  $\text{MgCO}_3$ , 2,0% mol.  $\text{CaCO}_3$  i 3,3% mol.  $\text{MnCO}_3$ . Rzadko występuje syderyt zawierający przeciwnie: 95,8% mol.  $\text{FeCO}_3$ , 0,6% mol.  $\text{MgCO}_3$ , 2,1% mol.  $\text{CaCO}_3$  i 1,5% mol.  $\text{MnCO}_3$ . Pojedyncze zbadane ziarna reprezentują pistomesyt (przeciwny skład: 59,8% mol.  $\text{FeCO}_3$ , 34,8% mol.  $\text{MgCO}_3$ , 1,3% mol.  $\text{CaCO}_3$  i 4,1% mol.  $\text{MnCO}_3$ ), a w jednym przypadku stwierdzono metisyt (fig. 13). Cztery analizowane syderyty wykazują wzbogacenie w mangan ( $\text{MnCO}_3$  powyżej 8,0% mol). Wśród nich wyróżniają się trzy próbki, które zawierają: 15,0 i 26,0% mol.  $\text{MnCO}_3$  (manganosyderyt) oraz 34,2% mol.  $\text{MnCO}_3$  (manganosferyt). Syderyty o zawartości  $\text{MnCO}_3$  do 8% mol. zaznaczono na wykresie trójwymiarowym o osiach:  $\text{FeCO}_3\text{+MnCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$  i  $\text{CaCO}_3$  (fig. 13). Badania rentgenostrukturalne z całkowitej próbki piaskowca potwierdziły obecność sy-





**Fig. 13. Wykres trójk tny składu chemicznego cementów w glanowych w % mol. wyliczonych z pomiarów w spektrometrze EDS ISIS**

n — liczba analiz

A triangle plot of chemical composition of carbonate cements in mole percentage calculated from EDS ISIS measurements

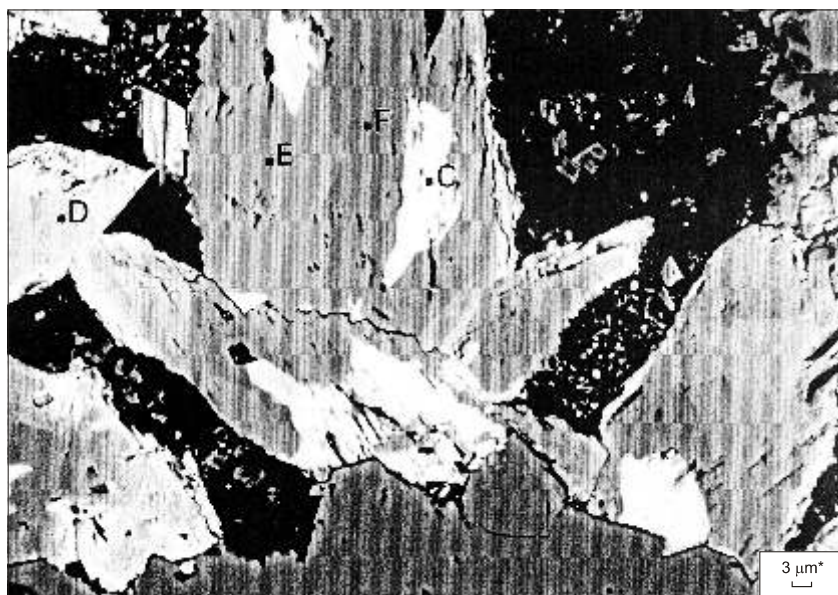
n — number of analyses

derytu oraz minerału szeregu syderyt–magnezyt, który wykazuje wyra ne przesuni cie najsilniejszego refleksu syderytu w kierunku najsilniejszego refleksu magnezytu.

Obecno minerałów grupy syderytu stwierdzono we wszystkich badanych otworach wiertniczych. Jego zawarto w piaskowcach górnokarbo skich waha si od 0 do 34,3% obj. skały, najcz niej wynosi 4%. Na podstawie wykonanych analiz składu chemicznego stwierdzono spadek zawarto ci magnezu i wzrost wapnia w syderycie w południowo-wschodniej cz ci badanego obszaru (otwory wiertnicze: Maciejowice IG 1 i St yca 2) (fig. 1). Syderoplesyt charakteryzuj cy si przeci tn zawarto ci  $MgCO_3$  około 2% mol. i  $CaCO_3$  około 5% mol. wyst puje w osadach litofacji deltowej formacji Terebina i D blina.

Autorka wyró niła dwie generacje syderytu (Kozłowska, 1997b, 1998, 2001b, 2003a) — wczesn i pó n .

Wczesna generacja syderytu jest reprezentowana przez syderoplesyt lub syderyt z bardzo nisk zawarto ci magnezu, tworz ce bardzo drobnokrystaliczne ziarna rozsiane lub skupione



**Fig. 14. Romboedry późnego syderytu w przestrzeni porowej piaskowca**

W punktach C, D, E i F widoczne różne odcienie szarości związane z różną zawartością magnezu i żelaza w syderycie; obraz (BEI) z mikroskopu elektronowego; otwór wiert. Czachówek 1, głęb. 3281,0 m

Rhombohedral siderite in pore space of sandstone

Various shades of grey caused by different Mg and Fe contents in siderite are observed at points C, D, E and F; BEI image; Czachówek 1 borehole, depth 3281.0 m

albo w formie sferolitów. Występują one w postaci form romboedrycznych charakteryzują się wyszpeciłą zawartością % mol.  $MgCO_3$  w porównaniu z osobnikami anhedralnymi, mniejszego rozmiaru. W piaskowcach bardzo drobnoziarnistych minerał ten związany jest z laminami ilastymi bogatymi w substancję organiczną i łyżczyki. Ponadto syderyt wytrąca się między blaszkami łyżczyków, głównie biotyty, niekiedy je zastępuje. W piaskowcach od drobno- do gruboziarnistych wczesna generacja syderytu często otacza ziarna detrytyczne (tabl. III, fig. 3), jak również wypełnia pierwotną przestrzeń porów w skale. Miejscami wczesny syderyt oddziela ziarna kwarcu detrytycznego od obwódki kwarcu autigenicznego, podkreślając granicami między nimi (tabl. II, fig. 3, 4). Minerale ten często wypełnia także przestrzenie po rozpuszczonych ziarnach detrytycznych skałenia potasowego. Miejscami syderyt zastępuje ziarna skałenia, litoklastów, łyżczyków i kwarcu oraz kwarc autigeniczny. Wczesny syderyt jest natomiast wypierany przez późniejszą generację syderytu, Fe-kalcytu i ankerytu. Sferolity syderytowe występują albo w postaci pojedynczych form, albo tworzą skupienia (tabl. III, fig. 4). Przeciwny rozmiar sferolitów syderytowych waha się od 3 do 10  $\mu m$ , maksymalnie wynosi 55  $\mu m$ . Ich skład chemiczny odpowiada syderytom, sporadycznie syderoplesytom. Lokalnie, w otworze wiertniczym Stacja 2, stwierdzono występowanie sferolitów o składzie chemicznym manganosyderytu i manganosferytu.

Wykonano 23 oznaczenia izotopów w glą i tlenu we wczesnym syderycie. Wartości  $^{18}\text{O}$  mieszczą się w przedziale od  $-15,43$  do  $-4,18\text{‰PDB}$  ( $14,93$  do  $26,55\text{‰SMOW}$ ) i przeciętnie wynoszą  $-8,6\text{‰PDB}$  ( $22,03\text{‰SMOW}$ ). Wartości  $^{13}\text{C}$  wynoszą od  $1,37$  do  $-6,12\text{‰PDB}$ , przeciętnie  $-5,51\text{‰PDB}$ . Uzyskane wielkości  $^{13}\text{C}$  wskazują, że wody porowe były wzbogacone w węglik wytworzony w strefie mikrobiologicznej metanogenezy (Mozley, Carothers, 1992; McKay i in., 1995; Morad, 1998).

Późna generacja syderytu, reprezentowana przez syderoplesyt i sporadycznie przez pistomesyt, charakteryzuje się wyszłą zawartością  $\text{MgCO}_3$  niesyderytu wczesnodiaogenetyczny. Wyjątkowo występuje także metisyty. Późna generacja syderytu najczęściej zastępuje detrytyczne skałenie, wypełniając wtórne przestrzenie porów, co jest bardzo dobrze widoczne w analizie katodoluminescencyjnej. Często syderyt krystalizuje w formie romboedrów o przeciętnej wielkości  $0,06\text{--}0,2$  mm, wypełniając puste przestrzenie porowe (tabl. IV, fig. 1), ponadto miejscami tworzy cementy podstawowe w piaskowcach, a lokalnie żyłki (tabl. IV, fig. 2). Obrazy BEI z mikroskopu elektronowego ujawniły złożoność budowy późnej generacji syderytu (fig. 14). W obrębie form romboedrycznych widoczne są obszary o różnych odcieniach szarości, których barwa jest związana z proporcją Fe/Mg. Obserwacje autorki pozwalają wnioskować, że w czasie krystalizacji syderytu stosunek Fe/Mg w wodzie porowej początkowo obniżył się, a następnie wzrósł, jednak nie do poziomu niższego od wartości początkowej. Rozmieszczenie w kryształach syderytu warstw o różnej proporcji Fe/Mg ma miejscami charakter budowy zonalnej, natomiast w masywnym syderycie zastępuje je wypełniając żyłki, obszary o zmiennym stosunku Fe/Mg mają rozkład nierównomierny. Często obecnie wczesnego syderytu lub jego reliktyw zatonionych w obrębie późnego syderytu może wiańczyć, że syderyt powstały na początku historii diagenety mógł być miejscem nukleacji dla krystalizacji syderytu w późniejszym etapie diagenety. Miejscami obserwuje się występowanie syderoplesytu i pistomesytu w obrębie cementu ankerytowego. W analizowanych piaskowcach stwierdzono występowanie przez późną generację syderytu detrytycznych ziarn kwarcu, skałeni i litoklastów oraz cementów: wczesnego syderytu, kwarcu autogenicznego i kaolinitu. Lokalnie zaobserwowano rozpuszczanie kryształów syderytu.

Badania inkluzji fluidalnych w późnym syderycie pokazały, że inkluzje (o wielkości  $1\text{--}5$   $\mu\text{m}$ ) są nieliczne i najczęściej jednofazowe. Wykonano 7 pomiarów temperatur homogenizacji w inkluzjach dwufazowych, które wahają się od  $46$  do  $97,5^\circ\text{C}$ , najczęściej w przedziale  $70\text{--}80^\circ\text{C}$ .

Wykonano 13 pomiarów oznaczeń izotopów tlenu i węgla w późnym syderycie. Wartości  $^{18}\text{O}$  mieszczą się w przedziale od  $-13,97$  do  $-3,44\text{‰PDB}$  ( $16,46\text{--}27,31\text{‰SMOW}$ ), przeciętnie wynoszą  $-8,50\text{‰PDB}$  ( $22,09\text{‰SMOW}$ ). Wartości  $^{13}\text{C}$  w przedziale od  $-3,78$  do  $-13,89\text{‰PDB}$ , przeciętnie  $-9,62\text{‰PDB}$ , wydają się być niższe w porównaniu z wartościami  $^{13}\text{C}$  wczesnego syderytu. Niskie wartości  $^{13}\text{C}$  sugerują, że główne źródło węgla w składzie izotopowym późnego syderytu pochodzi ze strefy termalnej dekarboksylacji materii organicznej, która wytwarza węglik silnie wzbogacony w  $^{12}\text{C}$  (Morad, 1998). Takie źródło węgla dla późnej generacji syderytu sugerowali również Morad i in. (1994) oraz Rezaee i Schulz-Rojahn (1998).

### Dolomit, dolomit elastyczny, ankeryt

Dolomit jest węglenem wapnia i magnezu, który przy zawartości FeO do 6% wag. nazywany jest dolomitem elastycznym (Fe-dolomit), natomiast powyżej 6% wag. FeO określane jest jako ankeryt (Bolewski, 1982). W 1956 roku Narbski wprowadził podział oparty na rzeczywistym występowaniu minerałów szeregu izomorficznego  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2\text{--Ca}(\text{Fe},\text{Mn})(\text{CO}_3)_2$ , który autorka przyjęła w niniejszej pracy. Zbadane kryształy dolomitowe zawierają:  $2,5\text{--}23,6\%$  mol.  $\text{FeCO}_3$ ,

13,8–39,5% mol.  $MgCO_3$ , 50,2–64,2% mol.  $CaCO_3$  i 0–7,4% mol.  $MnCO_3$ . W wi kszo ci reprezentuj ankeryt, którego przeci tny skład wynosi: 16,4% mol.  $FeCO_3$ , 25,0% mol.  $MgCO_3$ , 56,1% mol.  $CaCO_3$  i 2,2% mol.  $MnCO_3$ . Kilka osobników mo na nazwa Fe-dolomit, a tylko jeden dolomit. Wyniki analiz chemicznych w mikroobszarach (% mol.) dolomitu, Fe-dolomitów i ankerytów wyliczone z pomiarów w spektrometrze EDS ISIS naniesiono na wykres trój tny o naro ach:  $FeCO_3+MnCO_3$ ,  $MgCO_3$  i  $CaCO_3$  (fig. 13). Wyst powanie ankerytu zostało równie potwierdzone analiz barwników przy u yciu roztworu Evamy’ego. Ponadto analiza rentgenostrukturalna z całkowitej próbki potwierdziła obecno ankerytu. Ze wzgl du na znaczni zawarto  $Fe^{+2}$ , ankeryt w badaniach w CL nie wykazuje wiecienia. Wyst powanie dolomitu i Fe-dolomitów stwierdzono w próbkach w cz ci przystropowych profili karbonu otworów wiertniczych: Potycz 1, Wilga IG 1 i Maciejowice IG 1. Obserwacje obrazu elektronów wstecznie rozproszonych w mikroskopie skaningowym wykazały zmienny stosunek Fe/Mg w obr bie ankerytu. W obrazie CL, widocznym na tablicy IV (fig. 3), Fe-dolomit wieci na czerwono, natomiast ankeryt nie wykazuje luminescencji.

Zawarto dolomitu, Fe-dolomitu i ankerytu w piaskowcach karbo skich waha si od 0 do 30,7% obj. skały, przeci tnie wynosi 1%. Dolomit stwierdzono tylko w jednej próbce z otworu wiertniczego Wilga IG 1, na gł boko ci 2303,2 m. Buduje on wewn trzne cz ci kryształów romboedrycznych, których zewn trzne warstwy tworzy Fe-dolomit. Ankeryt, obserwowany powszechnie i rzadziej Fe-dolomit wyst puj najcz ciej w postaci izolowanych euhedralnych kryształów romboedrycznych lub tworzy masywny cement sparowy. Wielko kryształów waha si od 0,04 do 0,75 mm, przeci tnie wynosi około 0,1 mm. W cz ci kryształów jest widoczne rozległe, faliste znikanie wiatła, a w niektórych osobnikach grubokrystalicznych mo na zaobserwowa wykrzywienie granic kryształów. Cechy te mog sugerowa wyst powanie dolomitu (ankerytu) siódłowego (Radke, Mathis, 1980; Spötl, Pitman, 1998) (tabl. IV, fig. 4). Ponadto ankeryt jest produktem wtórnych procesów zast powania ziarn detrytycznych: skaleni (fig. 15), kwarcu i litoklastów oraz składników cementu: kwarcu autigenicznego, syderytu i kaolinitu oraz Fe-kalcytu. Minerale ten natomiast jest wypierany przez anhydryt (tabl. V, fig. 1). Badania mikroskopowe wykazały ludy rozpuszczania cementu ankerytowego.

Badania inkluzji fluidalnych w Fe-dolomicie i ankerycie wykonano w 15 próbkach. Obserwowane inkluzje, o wielko ci 0,5–10  $\mu m$ , w wi kszo ci reprezentuj inkluzje jednofazowe, sporadycznie dwufazowe, które ogrzewano. Wykonano 33 pomiary temperatur homogenizacji, które

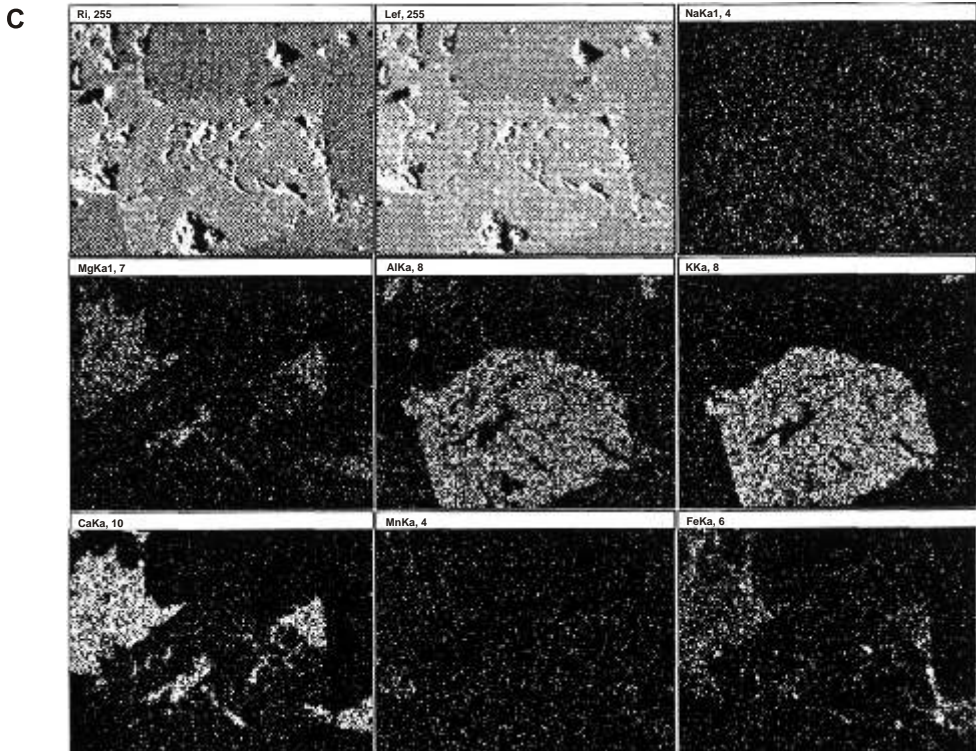
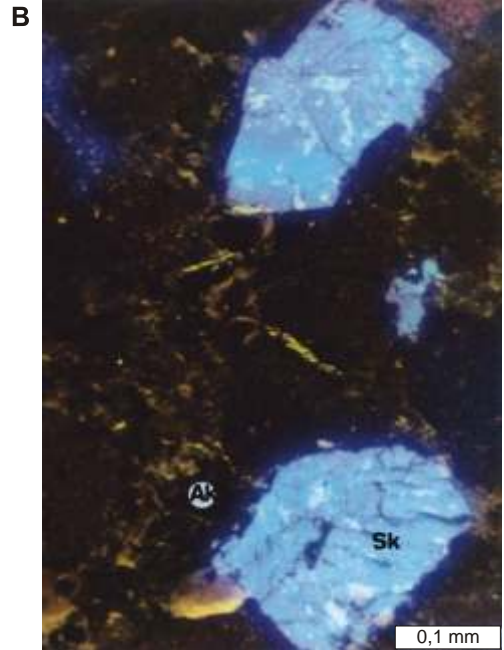
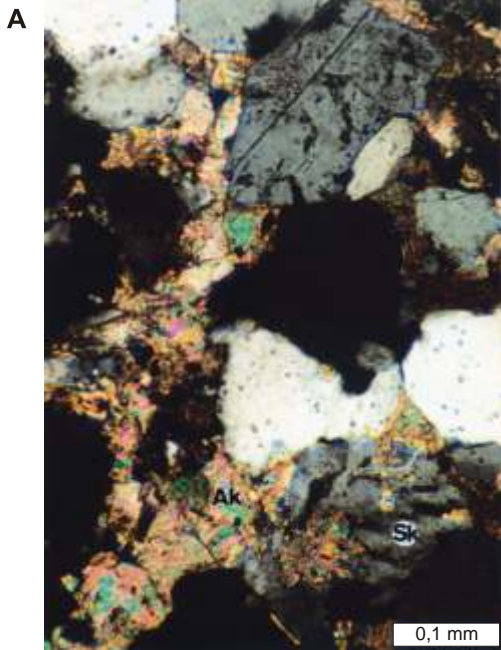


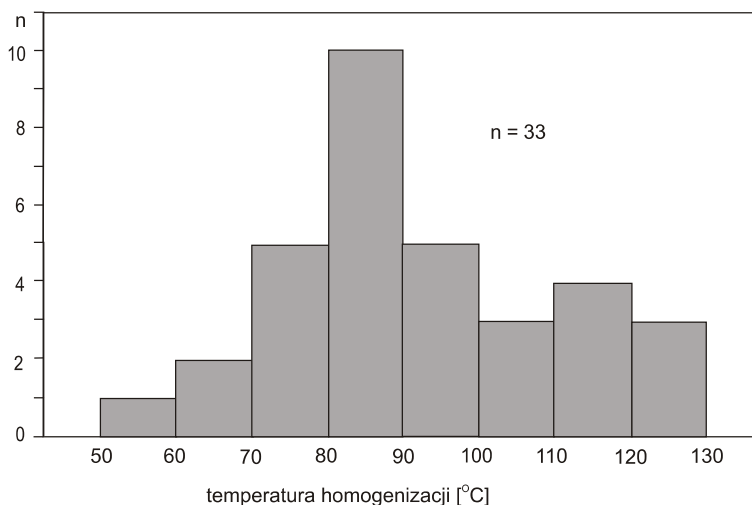
### Fig. 15. Ziarna skalenia potasowego (Sk) zast powane przez ankeryt (Ak)

A — obraz z mikroskopu polaryzacyjnego ze skrzy owanymi nikolami; B — piaskowiec z figury 15A, obraz w CL; skale potasowy (Sk) wykazuje luminescencj w kolorze niebieskim, ankeryt (Ak) nie wieci; C — mapa rozkładu pierwiastków: sodu, magnezu, glinu, potasu, wapnia, manganu i elaza w obszarze zast powania skalenia potasowego przez cement ankerytowy; otwór wiert. Potycz 1, gł b. 2617,3 m

Potassium feldspar grains (Sk) being replaced by ankerite (Ak)

A — polarizing microscope image with crossed polars; B — sandstone shown in Figure 15A; CL image; blue luminescent potassium feldspar (Sk), and non-luminescent ankerite (Ak); C — distribution map of sodium, magnesium, aluminium, potassium, calcium, manganese and iron in the area of where potassium feldspar is being replaced by ankerite cement; Potycz 1 borehole, depth 2617.3 m





**Fig. 16. Rozkład temperatury homogenizacji inkluzji fluidalnych w cementie Fe-dolomitowym i ankerytowym**

n — liczba inkluzji fluidalnych

Distribution of homogenisation temperature of fluid inclusions  
in Fe-dolomite and ankerite cement

n — number of fluid inclusions

mieszczą się w przedziale 55–129°C. Uzyskane wyniki przedstawiono w postaci histogramu (fig. 16), na którym zaznaczają się dwie populacje z wartościami modalnymi: wyraźna w przedziale 80–90°C i lokalnie przy 110 i 120°C. Po ogrzewaniu, próbki poddano wymrażaniu, chłodząc je do temperatury od –80 do –120°C. W jednym przypadku udało się w przybliżeniu określić temperaturę eutektyku na –40°C, która wskazuje, że roztwór w inkluzjach jest mieszaniną wody z chlorkiem sodu z dodatkiem np. jonów magnezowych, które mogły spowodować jej obniżenie. W dwóch próbkach zmierzono temperaturę topnienia, która wynosi –8,8 i –1,8°C. Wiadcząco to o zasoleniu w zakresie od 5 do 13% wag. ekw. NaCl.

Wykonano 26 oznaczeń izotopów tlenu i węgla w cementach Fe-dolomitu i ankerytu. Wartości  $^{18}\text{O}$  mieszczą się w przedziale od –13,96 do –1,19‰<sub>PDB</sub> (16,47–29,63‰<sub>SMOW</sub>), przeciętnie wynoszą –6,63‰<sub>PDB</sub> (24,02‰<sub>SMOW</sub>). Wartości  $^{13}\text{C}$  wahają się od –0,92 do –14,19‰<sub>PDB</sub>, przeciętnie wynoszą –7,44‰<sub>PDB</sub>. Niższe wartości  $^{13}\text{C}$  mogą wskazywać na tworzenie się węgla w strefie termalnej dekarboksylacji materii organicznej, natomiast wyższe wartości  $^{13}\text{C}$  — w strefie mikrobiologicznej metanogenezy. Takie źródła węgla dla cementów złożonych z Fe-dolomitu i ankerytu podaje Morad (1998), natomiast Fisher i Land (1986) oraz Ayalon i Longstaffe (1995) wskazują na pochodzenie węgla, w badanych cementach ankerytowych, z rozkładu substancji organicznej podczas procesu pogrzebienia.

### Kalcyt

Występowanie cementu kalcytowego w analizowanych piaskowcach stwierdzono tylko w dwóch otworach wiertniczych: Maciejowice IG 1 i Stacja 2, usytuowanych w południowo-

-wschodniej części rejonu badań (fig. 1), natomiast w centralnej i południowo-wschodniej części rowu lubelskiego kalcyt jest bardziej rozpowszechniony (Kozłowska i in., 1998). Wykonane badania litofacjalne i diagenetyczne dla piaskowców z północno-zachodniej i centralnej części rowu lubelskiego wykazały, że cement kalcytowy występuje w utworach litofacji deltowej, natomiast nie stwierdzono jego obecności w osadach litofacji rzecznej (Waksmundzka, Kozłowska, 2000).

Zawartość kalcytu w badanych piaskowcach waha się od 0 do 34,6% obj. skały, przeciętnie wynosi 3%. Kalcyt najczęściej tworzy cement porowy (tabl. V, fig. 2), miejscami podstawowy, wypełniając przestrzenie porowe międzyziarnowe i wewnątrzziarnowe. Kalcyt zastępuje detrytyczne ziarna skaleni (tabl. V, fig. 3, 4), litoklastów i kwarcu oraz cementy: kwarcowy, kaolinitowy i wczesny syderytowy. Badania rentgenostrukturalne wykonane z całkowitej próbki potwierdzają obecność kalcytu. Reprezentuje on kalcyt elastyczny (Fe-kalcyt), który zawiera: 94,7–99,1% mol.  $\text{CaCO}_3$ , 0,2–3,0% mol.  $\text{FeCO}_3$ , 0–1,6% mol.  $\text{MgCO}_3$ , i 0,3–1,2% mol.  $\text{MnCO}_3$ . Na figurze 13 zamieszczono wyniki analiz chemicznych w mikroobszarach (% mol.) kalcytów wyliczone z pomiarów w spektrometrze EDS ISIS. W katodoluminescencji Fe-kalcyt charakteryzuje się wiezieniem w barwach: czerwonych, czerwono-pomarańczowych i pomarańczowo-żółtych, w zależności od ilości domieszek żelaza i manganu (tabl. V, fig. 3, 4).

Fe-kalcyt poddano badaniom inkluzji fluidalnych w 2 próbkach, jednakże w cemente kalcytowym stwierdzono jedynie obecność inkluzji jednofazowych, o wielkości 1–10  $\mu\text{m}$ . Może to sugerować minimalną temperaturę krystalizacji cementu kalcytowego poniżej 50°C (Goldstein, Reynolds, 1994).

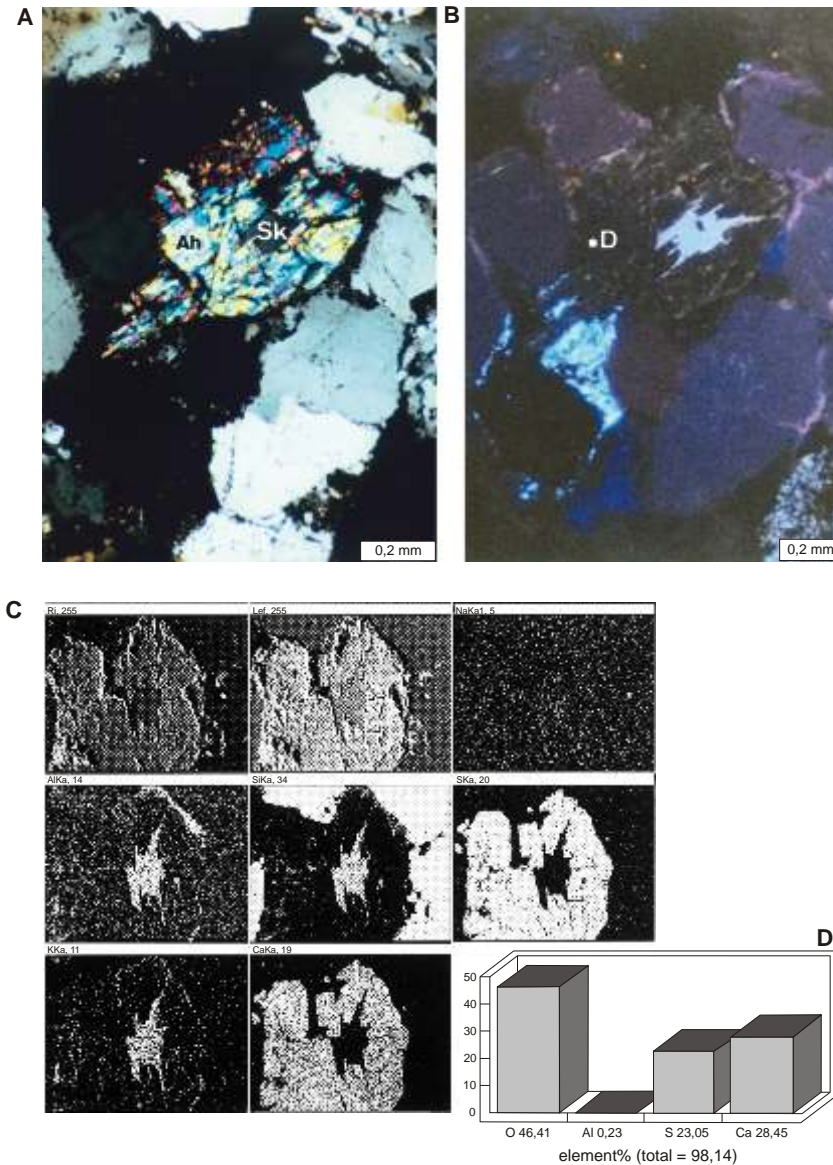
Wykonano 2 oznaczenia izotopów tlenu i węgla w Fe-kalcycie, w dwóch otworach wiertniczych — Maciejowice IG 1 i Stężyca 2. Wartości  $^{18}\text{O}$  mieszczą się między  $-13,62$  a  $-12,08\text{‰}_{\text{PDB}}$  (16,82 i 18,41 $\text{‰}_{\text{SMOW}}$ ). Wartości  $^{13}\text{C}$  wynoszą od  $-5,05$  do  $-6,52\text{‰}_{\text{PDB}}$  wskazują, że źródłem węgla była substancja organiczna (Baker, 1991). Według Morada (1998) węgiel zawarty w Fe-kalcycie tworzył się w strefie termalnej dekarboksylacji materii organicznej.

## SIARCZANY

### Anhydryt

Zawartość cementu anhydrytowego w analizowanych piaskowcach wynosi przeciętnie około 1% obj. skały, a maksymalnie 11% obj. Najczęściej anhydryt występuje w przystropowych częściach profili utworów karbonu. Analizy składu chemicznego nie wykazały żadnych domieszek w anhydrycie (fig. 17). Wypełnia on przestrzenie porowe międzyziarnami. Ponadto zastępuje ziarna skaleni potasowych (fig. 17), litoklastów, kwarcu detrytycznego, a także minerały ilaste spoiwa i cementy: kwarcowe, kaolinitowe i węglańowe (tabl. V, fig. 1). Badania mikroskopowe wykazały trudności rozpuszczania cementu anhydrytowego.

Wykonano oznaczenia izotopów siarki i tlenu w 3 próbkach cementu anhydrytowego z otworów wiertniczych: Korabiewice PIG 1, Nadarzyn IG 1 i Maciejowice IG 1. Uzyskane wartości  $^{34}\text{S}$ , które wynoszą od 9,63 do 14,22 $\text{‰}_{\text{CDT}}$ , przeciętnie około 12,5 $\text{‰}_{\text{CDT}}$ , sugerują, że powstanie analizowanych anhydrytów należy wiązać z cechszczytami wodami porowymi (Purvis, 1992). Wartości te są wyższe od danych uzyskanych z anhydrytów występujących w piaskowcach permu-



**Fig. 17. Ziarno detrytyczne skalenia potasowego (Sk) zast powane przez anhydryt (Ah)**

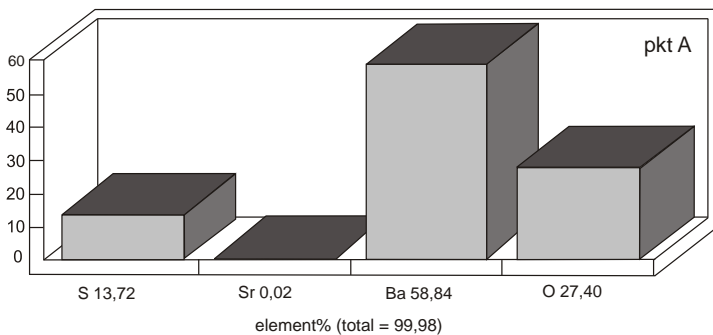
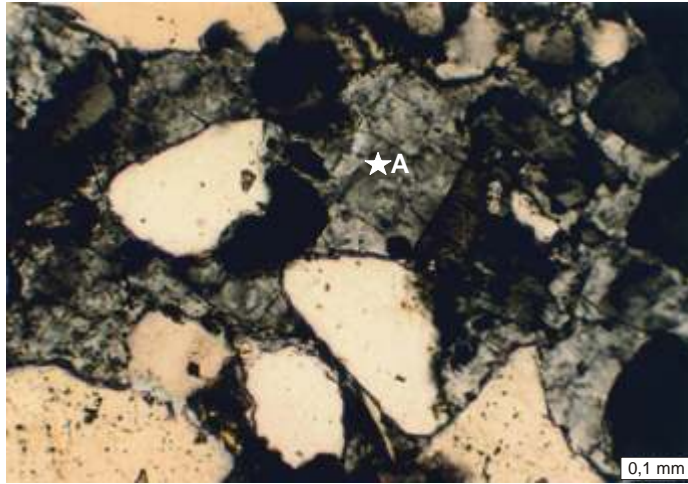
**A** — obraz z mikroskopu polaryzacyjnego ze skrzy owanymi nikolami; **B** — piaskowiec z figury 17A; obraz w CL; skalenie potasowe wykazuj luminescencj w kolorach niebieskich, anhydryt nie wieci (pkt D — analiza ilo ciowa anhydrytu); **C** — mapa rozkladu pierwiastków: sodu, glinu, krzemu, siarki, potasu i wapnia w obszarze zast powania skalenia potasowego przez anhydryt; otwór wiert. Korabiewice PIG 1, gł b. 4516,4 m

Detrital potassium feldspar grain (Sk) being replaced by anhydrite (Ah)

**A** — polarizing microscope image with crossed polars; **B** — sandstone shown in Figure 17A; CL image; potassium feldspars display blue luminescence, anhydrite is non-luminescent (point D — quantitative analysis of anhydrite); **C** — distribution map of sodium, aluminium, silica, sulphur, potassium and calcium in the area where potassium feldspar is being replaced by anhydrite; Korabiewice PIG 1 borehole, depth 4516.4 m



dolnego przez Kubersk (1999) na Ni u Polskim i Michalika (2001) w południowo-zachodniej części Polski, natomiast odpowiadają wielkości cechszym siarczanom z północnej Polski (Peryt, 1995). Wartości  $^{18}\text{O}$  analizowanego anhydrytu mieszczą się w przedziale od 9,03 do 10,36‰ $_{\text{SMOW}}$ , przeciętnie wynoszą około 9,8‰ $_{\text{SMOW}}$ . Wskazuje, że anhydryt wytrącał się w czasie pojedynczego, nieciągłego wydarzenia lub w warunkach, w których  $^{18}\text{O}$  wody porowej i temperatura nie różniły się znacznie. Claypool i in. (1980) podają, że bardzo niskie wartości  $^{18}\text{O}$ , około 10‰ $_{\text{SMOW}}$ , są typowe dla siarczanów permskich.



**Fig. 18. Cement barytowy w rednioziarnistym arenicie subarkozowym**

Pkt A — analiza ilościowa barytu; obraz z mikroskopu polaryzacyjnego ze skrzyżowanymi nikolami; otwór wiert. Maciejowice IG 1, gł. b. 2939,6 m

Barite cement in medium-grained subarkosic arenite

Point A — quantitative analysis of barite; polarizing microscope image with crossed polars; Maciejowice IG 1 borehole, depth 2939.6 m

## Baryt

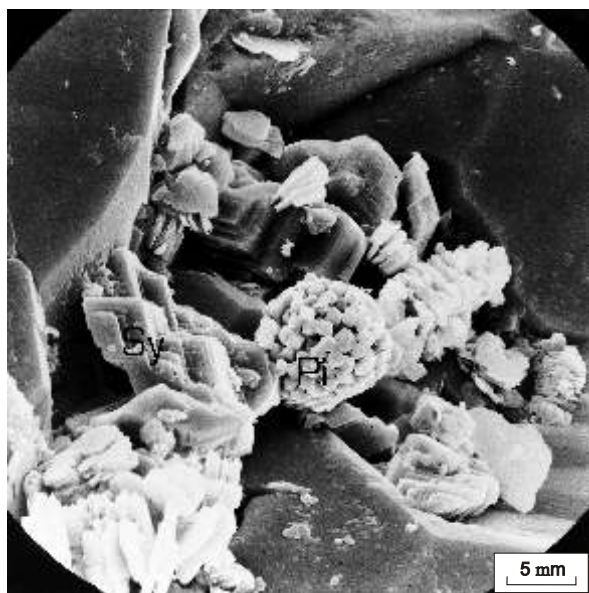
Baryt występuje lokalnie, w niewielkiej ilości, która najczęściej nie przekracza 1% obj. skały. Cement barytowy wypełnia przestrzenie międzyziarnowe w piaskowcu (fig. 18). Miejscami minerał ten zastępuje ziarna detrytyczne oraz wypiera cementy w glinowe i kaolinit autigeniczny. Analizy ilościowe składu chemicznego barytu wykonane na mikrosondzie energetycznej EDS ISIS wykazały zawartość baru, krzemu i tlenu oraz niewielkie ilości strontu.

## Piryt

Obecność diagenetycznego pirytu stwierdzono w piaskowcach ze wszystkich badanych otworów wiertniczych, z lokalnie większym jego nagromadzeniem w osadach litofacji deltowej. Piryt należy do minerałów akcesorycznych. Jego zawartość przeważnie nie wynosi 0,3% obj. Piryt występuje w postaci pojedynczych kryształów i ziarn, często otoczonych przez wcześniejszą generację syderytu. W obrazie SEM widoczne są framboidalne osobniki pirytu (fig. 19) oraz kryształy subhedralne. Analiza składu chemicznego uzyskana w mikrosondzie energetycznej EDS ISIS wykazała obecność żelaza i siarki.

## Wodorotlenki żelaza i hematyt

Obecność wodorotlenków żelaza i hematytu w utworach karbońskich stwierdzono we wszystkich badanych otworach wiertniczych, przy przeciętnej zawartości w piaskowcach od 1 do 3% obj., a maksymalnie powyżej 10% obj. Największe ich ilości zaobserwowano w obrębie formacji Magnuszewa w otworach wiertniczych: Korabiewice PIG 1, Mszczonów IG 2, Nadarzyn IG 1, Magnuszew IG 1 i Maciejowice IG 1. W analizowanych osadach cząstki wodorotlenków żelaza i hematytu, głównie jako ich mieszanina z minerałami ilastymi, mogą być pochodzenia detrytycznego, jednak należy do minerałów diagenetycznych. W obrazie SEM hematyt wi-

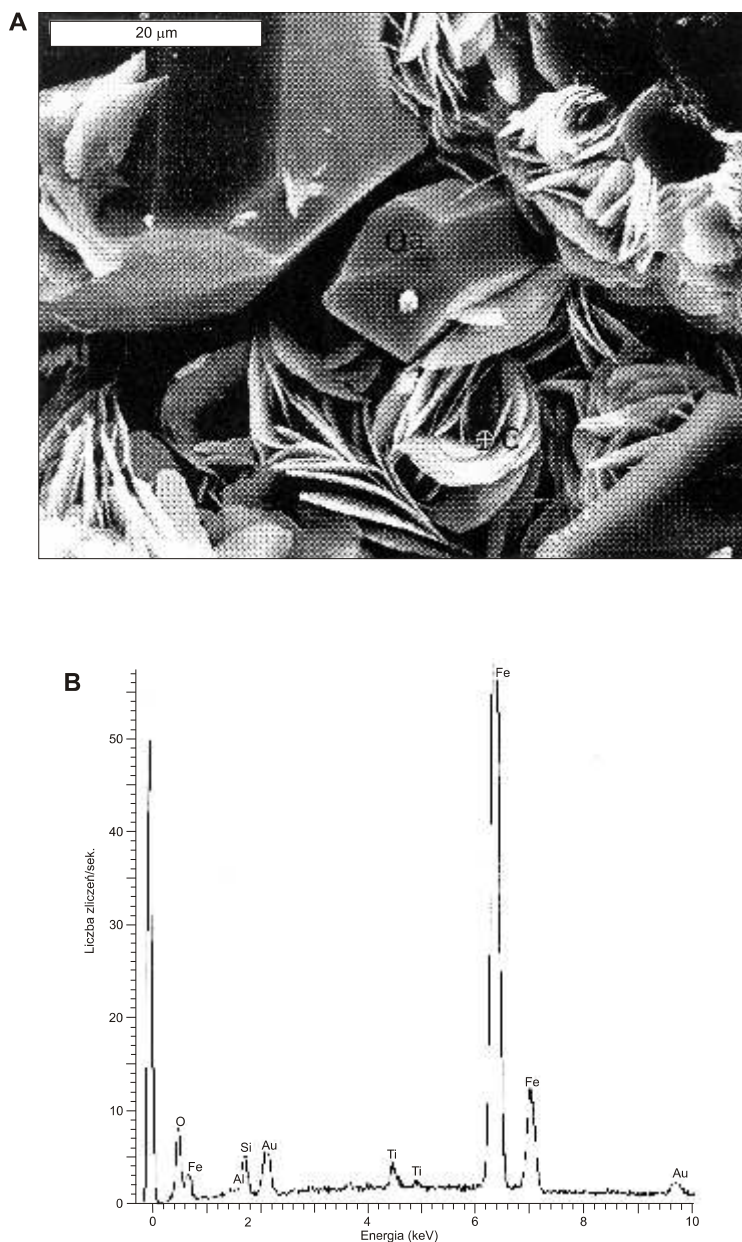


**Fig. 19. Piryt framboidalny (Pi), obok romboedry syderytu (Sy)**

Obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; otwór wiert. Wilga IG 1, głęb. 2463,6 m

Framboidal pyrite (Pi), nearby siderite rhombohedrons (Sy)

SEM image; Wilga IG 1 borehole, depth 2463.6 m



**Fig. 20. Kryształy hematytu w otoczeniu kwarcu autigenicznego (Qa)**

**A** — obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; **B** — widmo rentgenowskie (EDS) składu chemicznego hematytu w punkcie C; otwór wiert. Mszczonów IG 2, gł b. 4339,4 m

Hematite crystals surrounded by authigenic quartz (Qa)

**A** — SEM image; **B** — X-ray spectrum (EDS) of chemical composition of hematite at point C; Mszczonów IG 2 borehole, depth 4339.4 m

doczny jest w postaci cienkich, pseudoheksagonalnych kryształów na powierzchni ziarn detrytycznych kwarcu, na których miejscami narasta kwarc autigeniczny (fig. 20). Tak wykształcony hematyt opisywali m.in. Walker i in. (1978), Morad i in. (1994) i Michalik (2001) jako minerał autigeniczny. Lokalnie hematyt wypełnia przestrze porow . Wydaje si , e miejscami hematyt zast puje spoiwa ilaste, kwarcowe i w glanowe oraz ziarna detrytyczne. Walker i in. (1978) tłumacz to zabarwieniem jasnych minerałów przez hematyt, który wykształcony jest albo amorficznie lub zbyt drobnokrystalicznie, aby mógł by zidentyfikowany w SEM.

## POROWATO PIASKOWCÓW

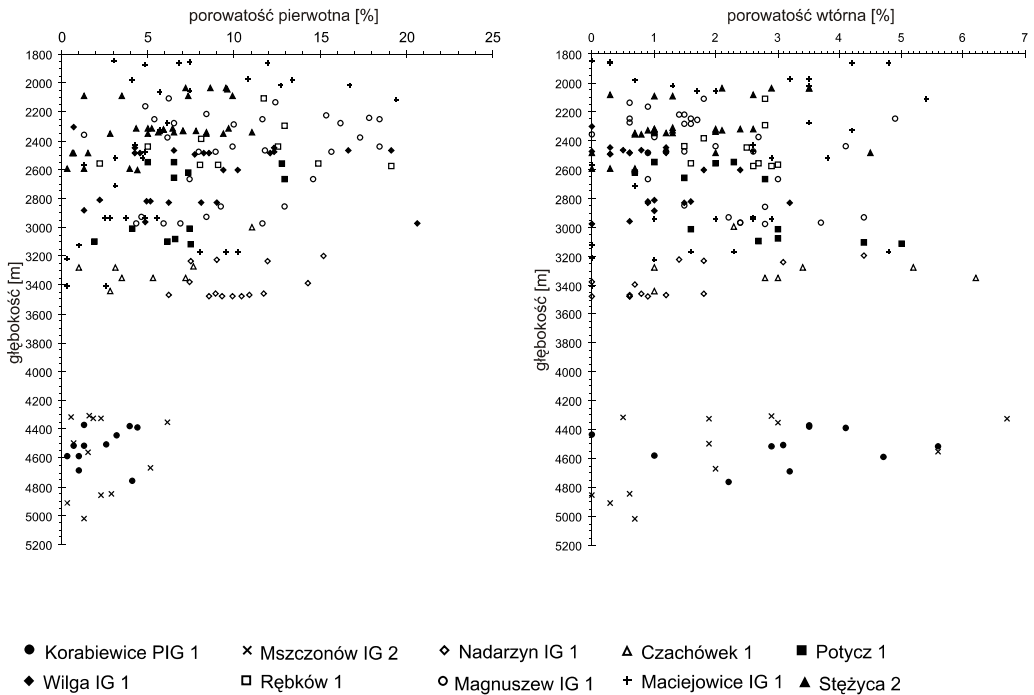
### POROWATO PIERWOTNA

Porowato pierwotna w piaskowcach ulega silnej redukcji w wyniku kompaktacji mechanicznej. Zakres zmniejszenia porowato ci zale y od składu mineralnego szkieletu ziarnowego piaskowców. Wyst powanie wczesnego cementu ortochemicznego w skale mo e w znacznym stopniu ograniczy redukcj porowato ci. W analizowanych piaskowcach zaobserwowano wyst powanie wczesnych cementów chlorytowych, syderytowych i kwarcowych, które tworzą obwódki na ziarnach detrytycznych. Minerale te usztywniły szkielet ziarnowy piaskowca i, w przypadku niecałkowitego wypełnienia przestrzeni międzyziarnowej, przyczyniły si do zachowania w skale cz ci porowato ci pierwotnej (tabl. VI, fig. 1). Ponadto powszechna jest mikroporowato mi dzy kryształitami autigenicznych minerałów ilastych, takich jak: kaolinit, illit oraz chloryt. Ze wzgl du na mikroskopijne rozmiary tych porów nie mają one du ego wpływu na wzrost porowato ci całkowitej i na przepuszczalno skały.

### POROWATO WTORNA

Autorka wyróż niła dwa typy porowato ci wtórnej: pierwszy — zwi zany z rozpuszczaniem ziarn detrytycznych i drugi — zwi zany z rozpuszczaniem cementów. W tworzeniu si porowato ci wtórnej pierwszego typu dominuj c rol odgrywa rozpuszczanie ziarn detrytycznych skaleni potasowych, w mniejszym stopniu litoklastów. W analizowanych piaskowcach obserwujemy ziarna skaleni ró nym stanie zachowania — od lekko korodowanych do prawie całkowicie rozpuszczonych. Tworzą si wówczas pory o bardzo du ych rozmiarach. W wi kszo ci próbek ziarna skaleni s cz ciowo rozpuszczone i mają charakterystycznie poszarpane kształty (tabl. VI, fig. 2; fig. 6). Lokalnie obserwujemy rozpuszczanie ziarn kwarcu. Porowato wtórna po cementach ma niewielkie znaczenie ilościowe w analizowanych piaskowcach karbo skich. Powszechny jest efekt rozpuszczania obwódek kwarcu autigenicznego (tabl. VI, fig. 1), natomiast rzadziej widoczne są ludy rozpuszczania w cementach w glanowych (ankeryt, syderyt) (tabl. VI, fig. 3) oraz siarczanowych (anhydryt) (tabl. VI, fig. 4).

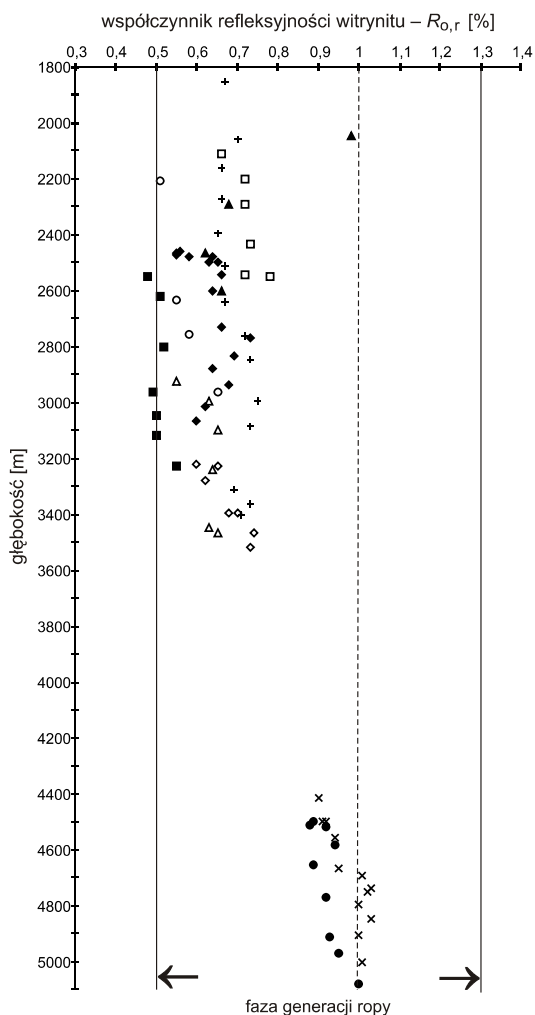
Porowato całkowita zmierzona przez autork w płytkach cienkich, nas czonych niebiesk ywicz , w analizowanych piaskowcach waha si od 0,3 do 24,8% obj. skały (przeciętnie wynosi około 10% obj.) (Kozłowska, 2003b). Warto ci porowato ci maleją wraz ze wzrostem gł boko ci wyst powania skał. Na porowato osadu składa si porowato pierwotna, która wynosi od 0,3 do 20,6% obj. i wtórna od 0 do 6,7% obj. W otworach wiertniczych: Nadarzyn IG 1, Czachówek 1, Potycz 1, Wilga IG 1, R bków 1, Magnuszew IG 1, Maciejowice IG 1 i St yca 2 porowato pierwotna jest około cztery razy wi ksza od porowato ci wtórnej, natomiast w otworach: Korabiewi-



**Fig. 21. Zależność porowatości pierwotnej i wtórnej pomierzonych w płytkach cienkich od głębokości wybranych próbek piaskowców karbonu górnego**

Measured primary and secondary porosity versus depth in thin sections of selected samples of the Upper Carboniferous sandstones

ce PIG 1 i Mszczonów IG 2 oba rodzaje porowatości mają porównywalne rozmiary. Najwyższe wartości porowatości (przeciętnie 9–12%) odnotowano w piaskowcach formacji Magnuszewa i D blina oraz lokalnie lubelskiej w otworach wiertniczych: Nadarzyn IG 1, Potycz 1, Wilga IG 1, Rębków 1, Magnuszew IG 1 i Maciejowice IG 1, a nieznacznie niższe (przeciętnie 7–8%) w Czachówku 1 i Stężyca 2. Na porowatość tych piaskowców, które występują w przedziale głębokości 1800–3500 m, składa się głównie porowatość pierwotna, a porowatość wtórna stanowi przeciętnie około 2%. Lokalnie wyższe wartości porowatości wtórnej odnotowano w piaskowcach formacji lubelskiej i D blina (Czachówek 1, Potycz 1 i Stężyca 2). Słabą porowatość, przeciętnie około 5%, mają piaskowce formacji Magnuszewa, lubelskiej i D blina w otworach wiertniczych Korabiewice PIG 1 i Mszczonów IG 2, w których osady karbonu występują na głębokości większej od 4300 m. Wielkość obu rodzajów porowatości w nich porównywalna, z nieznacznie wyższą porowatością wtórną w osadach formacji Magnuszewa — około 3%. Ponadto niską porowatość charakteryzują piaskowce tworzące się w środowisku deltowym stwierdzone w dolnych odcinkach formacji D blina i Terebina w otworach wiertniczych Maciejowice IG 1 (na głębokości powyżej 3000 m) i Stężyca 2 (na głębokości powyżej 2400 m). Przedstawiona na figurze 21 zależność porowatości pierwotnej i wtórnej od głębokości zalegania osadów pokazuje, że porowatość pierwotna maleje ze wzrostem głębokości, natomiast porowatość wtórna lokalnie wzrasta.



**Fig. 22. Zmienność wskaźnika refleksyjności wityrnytu ( $R_{o,r}$ %) w utworach karbonu górnego**

Objaśnienia na figurze 21

Variability of vitrinite reflectance index ( $R_{o,r}$ %) in the Upper Carboniferous deposits

For explanations see Figure 21

### ROZPROSZONA MATERIA ORGANICZNA

Zawartość węgla organicznego ( $C_{org}$ , TOC) w badanych utworach karbonu górnego waha się najczęściej od 0,5 do 2%, osiąga maksymalnie we wkładkach w glistach 20%. Materia organiczna w badanych osadach występuje najczęściej w postaci cienkich lamin i soczewkowatych lub ostrokrawdzistych ziarn o zmiennej wielkości — od kilku do kilkudziesięciu mikrometrów. Reprezentowana jest głównie przez materiał terygeniczny (humus), którego głównym składnikiem jest wityrnytu. Zawartość macerałów wityrnytowych wynosi od 10 do 100%, przeciętnie około 60%. Zawartość wydzielonych składników labilnych (bituminów) z wybranych próbek skał nie jest wysoka i waha się w przedziale:

0,002–0,05%. Udział węgla w całości wydzielonych bituminów jest zmienny i waha się od 3,0 do 73,8%. W składzie węgla generalnie frakcja aromatyczna dominuje nad frakcją nasyconą. Analiza szczegółowa n-alkanów z wydzielonych bituminów wykazała, że w badanych skałach współwystępują dwa typy materii organicznej — humusowy i sapropelowy, najczęściej z przewagą pierwszego typu. Największe zawartości sapropelu odnotowano w utworach formacji Terebina. Badania geochemiczne pozwoliły ustalić, że stopień zmetamorfizowania badanych bituminów jest na ogół niski.

Zdolność odbicia światła zmierzona na wityrnycie *in situ* ( $R_{o,r}$ ) obejmuje wartości w przedziale od 0,48 do 1,03%, średnio 0,70% (fig. 22). Na podstawie wartości  $R_{o,r}$  wityrnytu *in situ* wyznaczono paleotemperature, jakim poddane zostały osady karbonu górnego w analizowanych otworach wiertniczych oraz przebiegi zmiany stopnia przeobrażenia rozproszonej materii organicznej wraz z głębokościami pogrzebienia. Na wielkość współczynnika refleksyjności wityrnytu mają wpływ dwa czynniki: temperatura i czas jej oddziaływania na osady. Tak więc, próbki pochodzące

z utworów, które osiągnęły wiksze głębokości pogrzebania powinny charakteryzować się wyższymi wartościami wskaźnika refleksyjności ( $R_{o,r}$ ) przy założeniu wyrównanego strumienia ciepłego. Zależność ta jest widoczna na wykresie zmienności stopnia uwęglenia materii organicznej wraz z głębokością (fig. 22). Najwyższe wartości refleksyjności wityrynytu, w granicach 0,9–1,0%, stwierdzono w próbkach usytuowanych najgłębiej (na głębokości powyżej 4400 m), w otworach wiertniczych Korabiewice PIG 1 i Mszczonów IG 2. Ponadto, jedna próbka z profilu Stężyca 2 charakteryzuje się porównywalną wartością  $R_{o,r}$  około 1%, chociaż znajduje się na niewielkiej głębokości 2045,5 m. W tym przypadku źródłem lokalnego przegrzania mogła być strefa uskokowa lub działalność wulkaniczna. Na miejscowe podwyższenie temperatury w otworze wiertniczym Stężyca 2 wskazują również badania w podzerwieni minerałów podgrupy kaolinitu. Analizowane próbki z pozostałych ośmiu otworów wiertniczych pobrano na głębokości 1800–3600 m. Wśród nich najniższe wartości refleksyjności wityrynytu około 0,5%, odnotowano w otworze Potycz 1, natomiast w profilach otworów wiertniczych: Nadarzyn IG 1, Czachówek 1, Wilga IG 1, Rębów 1, Magnuszew IG 1, Maciejowice IG 1 i Stężyca 2 uzyskane dane charakteryzują się średnimi wartościami wskaźnika refleksyjności mierzonymi 0,6 i 0,8%, średnio 0,7%. Stopień dojrzałości termicznej materii organicznej (0,5–1,0%) w rejonie badań odpowiada głównej fazie generacji ropy naftowej. Wyjątek stanowi kilka próbek z otworu wiertniczego Potycz 1, które reprezentują osady niedojrzałe o wartościach wskaźnika refleksyjności wityrynytu nieprzekraczających 0,5%. Analiza rozkładu wskaźnika  $R_{o,r}$  generalnie wskazuje na jego wzrost od formacji najmłodszej do najstarszej w poszczególnych profilach osadów karbonu badanych otworów wiertniczych. W skali regionalnej stopień przeobrażenia materii organicznej wykazuje tendencję wzrastającą z północnego-wschodu na południowy zachód. Danymi wartościami wskaźnika refleksyjności wityrynytu przypisywane są odpowiednie wielkości paleotemperatur, np. wielkości 0,5–0,6%  $R_{o,r}$  odpowiadają temperatury 60–70°C, a 1,0–1,1%  $R_{o,r}$  — temperatury 110–130°C (m.in. Gaupp, Batten, 1985). W stopniu utworów karbonu rejonu badań wartości paleotemperatur rosną w kierunku południowo-zachodnim, podobnie jak wielkość współczynnika  $R_{o,r}$  (Grotek, w przygotowaniu). Wartość wskaźnika refleksyjności materii organicznej może również pośrednio wskazywać na porowatość badanych skał. Według Houseknechta (1984) piaskowce o niskiej dojrzałości termicznej w większym stopniu zachowują pierwotną porowatość. Zasada ta wydaje się sprawdzać w badanych piaskowcach karbonu górnego.

Zbadany materiał skalny karbonu górnego z północno-zachodniej części rowu lubelskiego i bloku warszawskiego nie jest perspektywiczny pod kątem macierzystości dla ropy naftowej, pomimo znacznych zawartości węgla organicznego w tych osadach. Jest to spowodowane tym, że analizowana materia organiczna genetycznie związana z roślinnością lądową jest mało perspektywiczna dla tworzenia się ciekłych węgłowodorów i zbyt nisko przeobrażona dla generowania gazu.

## PROCESY DIAGENETYCZNE A POROWATOŚĆ

### KOMPAKCJA

Autorka pracy wyróżniła kompaktację mechaniczną i chemiczną. Powszechnie przyjmuje się, że kompaktacja mechaniczna jest najbardziej efektywna w przedziale głębokości 0–2500 m, choć znane są jej przykłady z głęboko położonych osadów (Fisher i in., 1999), natomiast na większych głębokościach w utworach silikoklastycznych zaczyna dominować kompaktacja chemiczna.

Efekty kompaktacji mechanicznej widoczne są w postaci ciśniego upakowania szkieletu ziarnowego w skałe. Skutki kompaktacji mechanicznej można obserwować na ziarnach tyszczyków, które ulegają wygięciom (tabl. I, fig. 3) i plastycznym okruczów skał, jak fragmenty łowców czy mułowców, które ulegają zgnieceniu, co miejscami prowadzi do powstania pseudomatriksu. Ponadto cząstki ziarn minerałów twardych, jak kwarc i skalenie, ulega spłaszczeniu. Niekiedy widoczne są przemieszczenia ich fragmentów, głównie ługowanych skaleni. Według Pittmana i Larese (1991), stopień fizycznej kompaktacji w piaskowcach litycznych związany jest z ilością i typem zawartego w nich materiału litycznego. Ponadto ci autorzy, jak również de Souza i in. (1995), zwrócili uwagę na ważny rolę odgrywaną przez wczesny cement, stwierdzając, że może on zahamować kompaktację i zachować cząstki pierwotnej porowatości w skałe. W nawiazaniu do tych prac, autorka zaliczyła do czynników, które mogły zahamować kompaktację mechaniczną przewagą ziarn twardych nad plastycznymi oraz wytrącanie się wczesnych cementów w postaci obwódka na ziarnach detrytycznych: kwarcowego (tabl. II, fig. 1–4), syderytowego (tabl. III, fig. 3) oraz lokalnie chlorytowego (fig. 11). Autorka wykonała obliczenia procentu pierwotnej porowatości zredukowanej przez kompaktację, według wzoru Houseknechta (1987):

$$\%p_{\text{Pok}} = [(40\% - \text{międzyziarnowa przestrzeń } \%) / 40] \times 100$$

$p_{\text{Pok}}$  — porowatość pierwotna zniszczona przez kompaktację.

Wyliczone wartości mieszczą się w przedziale od 1 do 73,3% (przeciętnie 41%) (fig. 23). W piaskowcach z otworów wiertniczych Nadarzyn IG 1 i Rbków 1 wielkości te są najniższe i wynoszą odpowiednio 30 i 36%. W pozostałych analizowanych otworach wiertniczych wyliczone wartości mieszczą się w tym samym zakresie 40–45% i jedynie w otworze Potycz 1 są wyższe — 48%. Porównanie wpływu efektów kompaktacji na redukcję porowatości piaskowców w poszczególnych formacjach nie wykazało wyraźnych różnic (przeciętnie około 40%), oprócz nieznacznie wyższej wartości — około 50% — w osadach deltowych formacji Terebina.

Kompaktacja chemiczna, polegająca na rozpuszczaniu ziarn w miejscach ich kontaktu, zaznacza się wraz ze wzrostem pogrzebienia osadu. Wynikiem tego procesu jest ciśnie upakowanie ziarn, prowadzące do powstania między nimi kontaktów wklęsło-wypukłych czy suturowych i w efekcie redukcja porowatości. Obserwacje analizowanych piaskowców karbońskich w katodoluminescencji wykazały występowanie tylko nielicznych kontaktów wklęsło-wypukłych między ziarnami detrytycznymi (tabl. I, fig. 4). Daje się jednak zauważyć wzrost ilości tego typu kontaktów w piaskowcach występujących na głębokości poniżej 4000 m (Korabiewice PIG 1, Mszczonów IG 2). Houseknecht (1984) podaje, że intensywniejsze międzyziarnowe rozpuszczanie cząstki nieniowe ma miejsce, gdy maleje rozmiar ziarn w osadzie i gdy temperatura, która na niego oddziałuje, wzrasta. Porter i James (1986) oraz Hartmann, Juhász-Bodnár i in. (2000) podają, że rozpuszczalność kwarcu w warunkach bliskich neutralnym jest siedem razy większa na głębokości 4000 niż 1000 m, w wyniku oddziaływania m.in. cząstki nieniowa, temperatury oraz zasolenia wody porowej. Na podstawie badań wydaje się, że rozpuszczanie cząstki nieniowe nie odegrało większego znaczenia w lityfikacji osadów karbonu. Głównym tego przyczyną była prawdopodobnie wczesna cementacja skał kwarcem autigenicznym. Byłoby to zgodne z teorią Sommera (1978), który uważa, że piaskowce zawierające ziarna detrytyczne z obwódkami regeneracyjnymi stawią skuteczniejszy opór rozpuszczaniu cząstki nieniowemu podczas pogrzebienia.



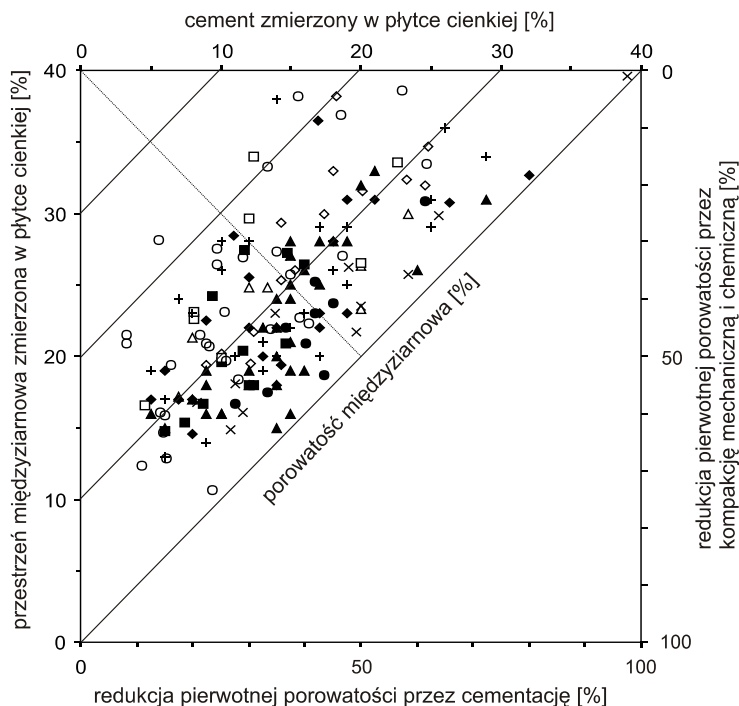
## CEMENTACJA

Cementacja jest głównym procesem diagenetycznym, powodującym redukcję porowatości piaskowców. Zdaniem autorki, w cementacji piaskowców górnokarbońskich ważną rolę odegrały wczesne cementy, występujące w formie obwódek na ziarnach detrytycznych. Cementy te spajały osady, ograniczając działanie kompaktacji mechanicznej, czego skutkiem było zachowanie części pierwotnej porowatości w skale. Najczęściej nie krystalizowały: Fe-chloryt (fig. 11), występujący lokalnie i syderyt (tabl. III, fig. 3) powszechnie obserwowany. Następnie tworzyła się pierwsza generacja syntaksjalnych obwódek kwarcowych, która odegrała znaczącą rolę w badanych piaskowcach. Cement kwarcowy spowodował znaczną redukcję porowatości, jednak w przypadku niecałkowitego wypełnienia przestrzeni międzyziarnowej, co często obserwujemy, cement ten usztywniał skały i hamował kompaktację (tabl. II, fig. 1, 2; tabl. VI, fig. 1). Wytrącały się w dalszej kolejności cementy ogólnie zmniejszające porowatość piaskowców karbonowych. Dużym znaczeniem, ze względu na powszechność występowania, ma cement kaolinitowy, który wypełnia częściowo lub całkowicie przestrzenie międzyziarnowe (tabl. III, fig. 1, 2). Widoczna jest mikroporowatość międzykryształami kaolinitu. Wpływ autigenicznego kaolinitu na porowatość piaskowców jest nierównomierny, ponieważ minerał ten często krystalizuje we wtórnych przestrzeniach porowych, powstałych w wyniku rozpuszczania ziarn skaleni potasowych, rzadziej litoklastów. Tworzą się ponadto druga generacja obwódek kwarcowych oraz cementy w glaukonie: Fe-kalcyt, dolomit, Fe-dolomit, ankeryt i ponadto generacja syderytu przyczyniły się do redukcji porowatości (tabl. IV, fig. 2–4; tabl. V, fig. 2–4). Podobnie anhydryt znacznie zmniejszył porowatość piaskowca. Natomiast baryt miał mniejsze znaczenie, gdyż wykrył się tylko miejscami (fig. 18). Ponadto tworzą się Fe-chloryt obserwowany jest sporadycznie i nie odegrał dużej roli w zmianie porowatości osadu. Duży wpływ na porowatość i przepuszczalność piaskowców miał włóknisty illit, tworzący się w końcowym etapie diagenety. Minerale te zarastały przestrzenie między- i wewnątrzziarnowe oraz wewnątrzkrystaliczne w piaskowcu, znacznie zmniejszając jego przepuszczalność (fig. 10). Na podstawie poniżej przedstawionego wzoru Houseknechta (1987), autorka obliczyła jaki procent pierwotnej porowatości został zniszczony przez cementację:

$$\%pPoc = (\text{cement}\% / 40) \times 100$$

pPoc — porowatość pierwotna zniszczona przez cementację.

Uzyskane wartości mieszczą się w przedziale 8,3–80% (przeciętnie 36%) (fig. 23). Największą redukcję porowatości w wyniku cementacji, wynoszącą ponad 40%, zanotowano w otworach wiertniczych Korabiewice PIG 1 i Mszczonów IG 2. Najniższe wartości, 28–30%, stwierdzono w otworach wiertniczych Potycz 1, Rbików 1 i Magnuszew IG 1. W pozostałych badanych otworach wiertniczych: Nadarzyn IG 1, Czachówek 1, Wilga IG 1, Maciejowice IG 1 i Stępcza 2 wyliczone wartości zbliżone do siebie i wynoszą około 37%. Analiza wpływu efektów cementacji na redukcję porowatości piaskowców w poszczególnych formacjach wskazuje na jej wzrost w kierunku spływu osadów karbonu, czyli od formacji Magnuszewa poprzez lubelską i Dęblińską do formacji Terebina. Cementacja zmniejszyła porowatość przeciętnie o około 30% w formacji Magnuszewa, o około 38% w formacji lubelskiej i Dęblińskiej oraz o około 45% w formacji Terebina.



**Fig. 23. Diagram Houseknecht (1987) obrazujący wpływ kompaktacji i cementacji na porowatość pierwotną piaskowców karbonu górnego**

Objaśnienia na figurze 21

Diagram of Houseknecht (1987) showing the effect of compaction and cementation on primary porosity of the Upper Carboniferous sandstones

For explanations see Figure 21

#### ROZPUSZCZANIE

Proces rozpuszczania, którego efektem jest powstanie wtórnej porowatości w skale, odgrywał duży rolę w osadach karbonu. W wyniku rozpuszczania ziarn detrytycznych skałeni potasowych, okruchów skalnych, łyszczyków i kwarcu oraz cementów: w glaukowych i kwarcowego, lokalnie siarczanowych tworzyła się wtórna porowatość w piaskowcach. W badanych skałach proces ten był najsilniej rozwinięty w skałeniach potasowych (tabl. VI, fig. 2; fig. 6), w mniejszym stopniu w okruchach skał. Mniejsze znaczenie jako przyczyna wtórnej porowatości miało chemiczne rozpuszczanie kwarcu detrytycznego i łyszczyków. W obrębie cementów efekty procesów rozpuszczania widoczne są w kwarcu autigenicznym (tabl. VI, fig. 1) i ankercie (tabl. VI, fig. 3), ponadto w syderycie oraz lokalnie w anhydrycie (tabl. VI, fig. 4) i miejscami mogły podnieść porowatość skały. Zdaniem autorki, w analizowanych piaskowcach karbonowych do powstania wtórnej porowatości przyczyniło się głównie rozpuszczanie ziarn skałeni potasowych. Odpowiedzialne za ten proces są kwaśne wody meteoryczne odgrywające ważną rolę na niewielkich głęboko-

ciach (Bjørlykke, 1989) oraz kwasy organiczne i CO<sub>2</sub> uwalniane w czasie dojrzewania materii organicznej, mają istotne znaczenie w osadach gliniastych (Meshri, 1986). Dodatkowo duże ilości CO<sub>2</sub> mogły być dostarczone w wyniku reakcji minerałów ilastych i węgla, m.in. kaolinitu z dolomitem (Hutcheon i in., 1980). Mniejszy wpływ na kształtowanie się porowatości wtórnej miał proces rozpuszczania cementów w glinowych. Według Moussavi-Haramy i Brennera (1993), rozpuszczanie cementów w glinowych było spowodowane dostarczeniem kwasy wód i CO<sub>2</sub> wytworzonych w procesie termalnego dojrzewania materii organicznej w osadach ilastych. W analizowanych cementach w glinowych zaobserwowano jedynie ślady ich rozpuszczania, które są najlepiej widoczne w obrazie SEM. Ponadto na wzrost porowatości wtórnej w badanych skałach miało również wpływ rozpuszczanie cementów kwarcowych. Stopie rozpuszczania kryształów kwarcu zależy od jego kierunków krystalograficznych i wzrasta w kierunku zgodnym z osią c (Hurst, 1981). Intensywność tego procesu gwałtownie wzrasta przy pH około 9 (Krauskopf, 1959 *vide* Dapples, 1979). Oelkers i in. (1996) podają, że mikrokryształiczne ziarna kwarcu wykazują nieznacznie wyższy stopień rozpuszczalności niż kwarc o większych kryształach.

Procesy rozpuszczania miały pozytywny wpływ na wzrost właściwości zbiornikowych piaskowców karbonowych. Ich efektem było powstanie wtórnej porowatości, która maksymalnie wynosi około 7% (Mszczonów IG 2, formacja Magnuszewa) i wzrost porowatości całkowitej skały. Na podstawie obserwacji autorki wydaje się, że największe znaczenie w tworzeniu wtórnej porowatości miało rozpuszczanie ziarn skaleni potasowych oraz obwódek kwarcu autigenicznego.

#### ZASTĘPOWANIE

Skutki zastępowania diagenetycznego obserwowane są powszechnie w piaskowcach zawierających węgla, rzadziej w piaskowcach z anhydrytem. Wśród ziarn detrytycznych najczęściej zastępowane były skaleni i łuszczyki, rzadziej litoklasty czy kwarc. Zaobserwowano efekty zastępowania ziarn przez ankeryt (fig. 15), Fe-kalcyt (tabl. V, fig. 3, 4), w mniejszym stopniu przez syderyt oraz miejscami przez anhydryt (fig. 17). Ponadto miejscami występują ziarna hematytu, których morfologia wskazuje na powstanie ich z blaszek biotyту (Pešek, Skopec, 1999). Wśród cementów widoczne jest zastępowanie kwarcu i kaolinitu przez węgla i anhydryt. Miejscami młodszy węgla wypiera starszy, a lokalnie anhydryt węgla (tabl. V, fig. 1).

Wydaje się, że procesy zastępowania nie miały większego wpływu na porowatość skały.

#### PRZEOBRAMIANIE I NEOMORFIZM

Przejawy przeobrażenia diagenetycznego ziarn detrytycznych i spoiwa ilastego są często obserwowane w badanych skałach. Powszechna była kaolinityzacja łuszczyków oraz ich chlorytacja. Ziarna skaleni potasowych były przeobrażane w kaolinit, rzadziej w illit (serycyt) i chloryt, a ziarna plagioklazów w albit (tabl. I, fig. 1, 2). Występowanie albitu, jako produktu procesu albityzacji innych plagioklazów, stwierdzono tylko w piaskowcach litofacji deltowej, w dolnych częściach profili otworów wiertniczych Maciejowice IG 1 i Stacja 2. Obecność plagioklazów w analizowanych piaskowcach stwierdzono za pomocą badań CL i rentgenostrukturalnych. W obrazie CL albit jest dobrze widoczny, gdy nie wykazuje luminescencji, podczas gdy ziarna detrytyczne plagioklazów w barwie zielonej (tabl. I, fig. 1, 2). Albityzacja plagioklazów zachodzi wzdłuż mikrospęknięć oraz płaszczyzn łupliwości, czy zbliżenie, a następnie rozszerza się w obrębie ziarna aż do utworzenia całkowitej pseudomorfozy albitowej. Analiza

w SEM ujawniła występowanie albitu w postaci wydłużonych, pryzmatycznych kryształów, ułożonych równolegle względem siebie. Podobnie wykształcony albit opisali Morad i in. (1990) oraz Michalik (1998). Analiza składu chemicznego albitu uzyskana na mikrosondzie wykazała zawartość krzemu, glinu i sodu. Według Bolesa (1982) oraz Morada i in. (1990) autigeniczny albit jest bardzo czysty chemicznie i zawiera >99% mol.  $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ . Procesy przeobrażenia słabiej przebiegały w okruchach litoklastów, gdzie obserwuje się wtórny serycyt i chloryty. Lokalnie zachodziło przeobrażenie kaolinitu w illit (fig. 10) oraz transformacja smektytu w illit. Do procesów przeobrażenia zaliczono również przemiany polimorficzne minerałów. Należy do nich przejście kaolinitu w dickit.

Wpływ procesów przeobrażenia na porowatość i przepuszczalność osadu jest skomplikowany. Illit włóknisty, powstający na miejsce kaolinitu, na pewno zmniejszył przepuszczalność skały, natomiast tworzenie się kaolinitu kosztem skaleni mogło zwiększyć porowatość i przepuszczalność.

## HISTORIA DIAGENEZY

W pracy przyjęto podział etapów diagenetyzacji według Choquette'a i Praya (1970), którzy wyróżnili: eo-, mezo- i telogenezę. Termin eogeneza określa diagenezę wczesną i odnosi się do okresu między zakończeniem depozycji osadów a ich pogrzebaniem do głębi, na której ustaje działanie procesów powierzchniowych. Termin mezogeneza odpowiada okresowi postępującego pogrzebania osadów. Termin telogeneza dotyczy okresu, kiedy osad po długim czasie pogrzebania zostaje wyrażnie dotknięty przez procesy związane z wietrzeniem oraz podpowierzchniowymi czy podwodnymi erozjami. W niniejszej pracy terminy eo-, mezo- i telogeneza noszą nazwy eo-, mezo- i telodiagenetyzacji.

W historii diagenetyzacji osadów karbońskich w rowie lubelskim autorka wyróżniła tylko dwa etapy diagenetyzacji: eo- i mezodiagenetyzacji. Wydaje się, że nie ma podstaw do wydzielenia telodiagenetyzacji, mimo że krzywe pogrzebania badanych profili karbonu wykonane przez Poprawę wskazują na wydłużenie osadów karbonu, wyrażone w późnym karbonie i słabsze w późnym triasie i późnej jurze (fig. 3, 4). Minerale charakterystyczne dla telodiagenetyzacji, takie jak np. kaolinit oraz wodorotlenki celaza i hematyt, określono jako eodiagenetyczne. Za wyznacznik umownej granicy eo- i mezodiagenetyzacji autorka przyjęła końcowe etapy tworzenia się kaolinitu robakowatego oraz wodorotlenków celaza i hematytu, szacowane w literaturze na temperaturę około 50°C.

W tabeli 1 przedstawiono schemat syntetycznej sekwencji diagenetycznej piaskowców karbonu górnego. Ze względu na podobny przebieg procesów diagenetyzacji odnosi się ona do całego obszaru badań, pomimo różnic w głębokości pogrzebania osadów karbonu i odmiennych warunkach sedymentacji.

### EODIAGENEZA

Eodiagenetyzacja, czyli diagenetyzacja wczesna, obejmuje procesy, które były warunkowane przez roztwory porowe, ulegające stopniowemu zakwaszeniu na skutek rozkładu niektórych składników mineralnych oraz przeobrażenia materii organicznej. W wyniku spadku zawartości tlenu w wodzie porowej, początkowo panujące w osadzie warunki utleniające zmieniają się na redukcyjne.

We wczesnym etapie diagenetyzacji, w warunkach utleniających utworzyły się wodorotlenki celaza i hematyt. Wiadomo, że otoczki tych minerałów na ziarnach kwarcu porastane miejscami przez cement kwarcowy (fig. 20). Ich geneza jest związana z rozkładem niestabilnych minerałów

Tabela 1

## Sekwencja diagenetyczna osadów karbonu górnego

The diagenetic sequence of the Upper Carboniferous deposits

PROCESY DIAGENETYCZNE	EODIAGENEZA	MEZODIAGENEZA	
		wczesna	późna
Tworzenie się wodorotlenków żelaza i hematytu	-----		
Kompakcja mechaniczna	-----	-----	-----
Krystalizacja Fe-chlorytu	-----		-----
Cementacja pirytem	-----		
Cementacja syderytem	-----	-----	
Rozpuszczanie ziarn łuszczyków	-----		
Rozpuszczanie ziarn skaleni potasowych	-----	-----	-----
Krystalizacja kaolinitu i dickitu		kaolinit robakowaty	kaolinit blokowy      dickit
Cementacja kwarcem		-----	-----
Albityzacja *		-----	-----
Cementacja Fe-kalcytem *		-----	-----
Cementacja dolomitem, Fe-dolomitem i ankerytem		dolomit	Fe-dolomit      ankeryt
Rozpuszczanie kwarcu			-----
Kompakcja chemiczna			-----
Krystalizacja illitu			-----
Cementacja anhydrytem i barytem			-----
Rozpuszczanie węglanów			-----
Rozpuszczanie siarczanów			-----
Generowanie i migracja węglowodorów			-----

\* tylko w utworach litofacji deltowej

detrytycznych zawierających elazo, takich jak: pirokseny, amfibole, epidot, chloryty i biotyty występujących w osadzie (Walker i in., 1978). Rozpuszczanie tych ziarn w wyniku hydrolizy uwalniało elazo, które z alkalicznych wód porowych wytrącało się jako hematyt lub wodorotlenki elaza. W wyniku dehydratacji wodorotlenki elaza przeszły następnie w hematyt (Pešek, Skoček, 1999). Proces wzbogacenia osadu w elazo zachodzi na ogół w temperaturze około 50°C (Mücke, 1994). Od początku eodiagenety zaznaczyła się również kompaktacja mechaniczna.

Bardzo wczesną generacją obwódek chlorytowe, które tworzą się w warunkach powierzchniowych lub przypowierzchniowych. Na powstanie chlorytów we wczesnych etapach diagenety wskazuje narastanie na nich autigenicznych kryształów kwarcu (fig. 11) oraz kaolinitu. Ich wytrącanie się następuje z niedotlenionych wód porowych (Kantorowicz, 1984). Według Hilliera (1994) i Spöthla i in. (1994) chloryty tworzą obwódki typu szamozytu nie wytrącały się bezpośrednio z roztworów, lecz powstały w wyniku przeobrażenia berthierynu. Berthieryn, tworzący się we wczesnej historii diagenety, jest chemicznie i strukturalnie nietrwały co powoduje, że w temperaturze około 70°C w wyniku procesu rekrytalizacji przechodzi w szamozyt (Jahren, Aagaard, 1989). Eksperymentalne badania Aagaarda i in. (2000) potwierdzają możliwość tworzenia się Fe-chlorytów z prekursora określonego jako berthieryn na skutek pogrzebienia osadu na głębokości korespondującej z temperaturą około 90°C. Transformacja berthierynu w szamozyt jest reakcji typu rozpuszczanie–wytrącanie w systemie zamkniętym lub częściowo zamkniętym. Nie można wykluczyć, że geneza obwódek Fe-chlorytu miała podobny przebieg. Ponadto możliwe jest powstanie chlorytu w procesie przeobrażenia smektytu tworzącego obwódki podczas pogrzebienia osadu i wzrostu temperatury w osadzie (Spöthl i in., 1994). Jednakże taka geneza minerału przypisywana jest najczęściej Mg-chlorytom. Wydaje się, że podawana przez Grigsbyego (2001) początkowa temperatura krystalizacji chlorytu — między 20 a 40°C — może odpowiadać badanym chlorytom. Występowanie obwódek Fe-chlorytowych w piaskowcach jest wiązane przez wielu autorów, m.in. Hilliera (1994) i Grigsbyego (2001), z warunkami klimatu tropikalnego, często w środowisku deltowym. W analizowanych piaskowcach tak wykształcony chloryt stwierdzono zarówno w osadach litofacji deltowej, jak i rzecznej.

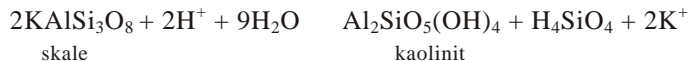
Syderyt jest minerałem dominującym w starszych cementach. Na wczesną generację syderytu wskazuje jego występowanie na granicy ziarn i obwódek regeneracyjnych kwarcu (tabl. II, fig. 3). Ponadto, o bardzo wczesnej krystalizacji syderytu, jeszcze przed nasileniem się kompaktacji mechanicznej, świadczą jego wytrącanie się między blaszkami biotyty (Milliken, 1998) oraz w formie sferolitów (tabl. III, fig. 4). Minerale ten tworzył się głównie w środowiskach równin zalewowej i deltowej oraz w jeziornych i bagiennych. Mniejsze ilości syderytu odnotowano w osadach koryt rzecznych i rozprzodających delty (Waxmundzka, Kozłowska, 2000). Jego krystalizacja następuje w warunkach niedotlenienia przy niskiej koncentracji rozpuszczonych siarczanów, w osadach bogatych w reaktywne minerały zawierające elazo (Morad, 1998). W środowisku wody słodkiej bakterie metanogeniczne przetwarzają materię organiczną wytwarzając CO<sub>2</sub> i CH<sub>4</sub> (Claypool, Kaplan, 1974). Jeżeli CH<sub>4</sub> spowoduje podwyższenie pH, to przy zwiększonej obecności Fe<sup>2+</sup>, którego ilość może wzrosnąć przy braku H<sub>2</sub>S, w pierwszej kolejności będzie wytrącał się syderyt (Hugget i in., 2000). Kopalne sferosyderyty są znajdowane w paleoglebach z przewarstwieniami w glinach interpretowanymi jako powstające w środowiskach przesyconych wodą, w warunkach mikrobiologicznej redukcji tlenowodorotlenków elaza, co prowadzi do wzrostu koncentracji Fe<sup>+2</sup> (Ludvigson i in., 1998). Według Mozleya (1989), stosunkowo wysoka zawartość MgCO<sub>3</sub> w syderytach ze skał silikoklastycznych różnego wieku, tak jak w opisanych syderytach karbońskich, wskazuje na ich wytrącanie się z wody morskiej. Syderyty związane z środowiskiem morskim zwykle zawierają znaczne ilości MgCO<sub>3</sub> (do 41% mol.) i CaCO<sub>3</sub> (do 15% mol.) oraz poniżej 1% mol. MnCO<sub>3</sub>. Do tej grupy można zaliczyć syderyty powstałe w utworach litofacji deltowej w

otworach wiertniczych Maciejowice IG 1 i St ęca 2. Wczesnodiagenetyczne syderyty powstałe w warunkach słodkowodnych są zwykle bardzo czyste, tzn. zawierają ponad 90% mol.  $\text{FeCO}_3$  i charakteryzują się wysoką koncentracją  $\text{MnCO}_3$  (ponad 2% mol.). W analizowanych osadach karbonu większość syderytu tworzyła się w takim środowisku. Mineral ten charakteryzuje się jednak podwyższoną zawartością  $\text{MgCO}_3$ , co może wynikać z przeobrażeniem detrytycznych minerałów magnezowych (takich jak biotyt) lub niektórych minerałów ciękich na skutek infiltracji meteorycznych wód porowych. Przeobrażenie biotyту, jako źródła jonów potrzebnych dla powstania syderytu, przyjmuje m.in. Hawkins (1978). Wydaje się, że podawany w literaturze zakres temperatur krystalizacji wczesnego syderytu — od 15 do 40°C (Baker i in., 1995; Rezaee, Schulz-Rojahn, 1998) — odpowiada opisanemu z piaskowców karbońskich.

Miejscami w asocjacji z syderytem wytręca się piryt. Występuje on w postaci pojedynczych kryształów i ziarn, często otoczonych przez wczesną generację syderytu, co sugeruje wytręcanie się pirytu we wczesnym etapie. Jego powstanie jest związane z lokalnymi warunkami, w których ilość wytworzonego  $\text{H}_2\text{S}$  przez bakterie redukujące siarczany przewyższa zawartość zredukowanego elaza (Postma, 1982). Jego genezę można wiązać z bakteryjną redukcją siarczanów dostarczonych ze skał ewaporatowych. W przypadku osadów deltowych (Maciejowice IG 1, St ęca 2) jony siarczanowe mogły pochodzić z morskiej wody porowej (de Souza i in., 1995). Od wielu lat uczonych interesowało zagadnienie warunków tworzenia się form framboidalnych pirytu (fig. 19). Różne poglądy badaczy dotyczące powstania takiej struktury pirytu przedstawił Butler i Rickard (2000). Ostatnio przeprowadzone przez nich eksperymentalne badania nad tworzeniem się pirytu framboidalnego wykazały, że taka postać pirytu może powstawać bezpośrednio w wyniku reakcji uwodnionego  $\text{FeS}$  z  $\text{H}_2\text{S}$ . Autorzy sugerują, że struktura framboidalna jest wynikiem gwałtownej nukleacji w środowisku silnego przesylenia pirytem. Jeżeli w polu stabilności pirytu przesylenie nim jest niskie, tworzą się pojedyncze kryształy pirytu. Formy framboidalne są wcześniejsze od pokrywających je kryształów euhedralnych (Raiswell, 1982).

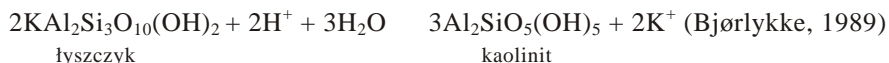
W czasie eodiagenetyzacji ziarna skaleni potasowych i łuszczyków zaczynają ulegać rozpuszczaniu.

We wczesnej diagenetyzacji krystalizował kaolinit robakowaty (tabl. III, fig. 1; fig. 8). Obserwowane przerosty kaolinitu robakowatego z cementem kwarcowym mogą wskazywać na jednoczesną krystalizację obu minerałów lub nieco wcześniejszą kaolinitu. Jony glinu i krzemu potrzebne do powstania kaolinitu zostały uwolnione w reakcji przeobrażenia detrytycznych ziarn skaleni na skutek oddziaływania wody meteorycznej. Wzór tej reakcji według Bjørlykkego (1989) wygląda następująco:



Jeżeli produkty tej reakcji nie są usuwane z piaskowca, to składniki z rozpuszczonego skalenia będą wytręcały się w postaci kaolinitu (około 60% obj.) i kwarcu (około 40% obj.) (Bjørlykke, 1989). W badanych piaskowcach karbońskich obserwujemy powszechnie rozpuszczanie skaleni oraz wysoką zawartość cementu kwarcowego i kaolinitowego. Sugeruje to, że proces rozpuszczania skaleni był w tym źródłem jonów glinu i krzemu, transportowanych na niewielkie odległości przed wytręcaniem się minerałów autigenicznych: kwarcu i kaolinitu.

Dodatkowo cząstki kaolinitu robakowatego związane są z przeobrażeniem detrytycznych ziarn łuszczyków również przy współudziale wody meteorycznej (Amireh i in. 1994). Reakcję opisuje wzór:



W trakcie przeobrażenia łyszczczyku i wytrącania si kaolinitu charakterystyczne jest tworzenie się form wachlarzowatych.

Przedstawione reakcje nie mogą zachodzić w systemie zamkniętym, gdy wymagają dostarczenia  $\text{H}^+$  i usunięcia  $\text{K}^+$  oraz krzemionki przy udziale przepływających roztworów. Obliczenia Bjørlykkego (1998) wykazały, że dopiero przy przepływie co najmniej  $10^3\text{--}10^4 \text{ m}^3/\text{m}^2$  roztworu przez piaskowce, zostaje rozpuszczona znaczna ilość skaleni i łyszczczyków i rozpoczyna się wytrącenie kaolinitu. Taki przepływ jest uzyskiwany między innymi w środowisku fluwialnym w warunkach klimatu wilgotnego. Krzemionka w tak niskich temperaturach zwykle nie wytrąca się jako kwarc i jest usuwana z jonami alkalicznymi, aby wody porowe pozostały w polu stabilnym dla kaolinitu.

Oba procesy prowadzą do krystalizacji wczesnodiagenetycznego kaolinitu robakowatego zachodzący w środowiskach kwaśnych (Van Keer i in., 1998; Osborne i in., 1994). Istotną rolę w tych procesach odegrały wody meteoryczne, lekko kwaśne w wyniku rozpuszczania  $\text{CO}_2$  oraz kwasów organicznych wytwarzanych w profilu glebowym (Giles, de Boer, 1990). Wody meteoryczne w niektórych przypadkach mogły boku penetrować warstwy w basenach sedymentacyjnych, lecz ich przepływ umożliwiający rozpuszczanie skaleni i łyszczczyków występuje prawdopodobnie głównie na głębokościach mniejszych niż 100 m, czy sto płyciej niż 10 m (Bjorkum i in., 1990). Według Osborna i in. (1994) kaolinit robakowaty wytrąca się w temperaturze  $25\text{--}50^\circ\text{C}$ .

W eodiagenезie miała początek cementacja kwarcem — tworzyła się pierwsza generacja obwódek regeneracyjnych.

Na podstawie przeprowadzonych badań autorka szacuje, że wymienione procesy diagenetyczne zachodziły w temperaturze do około  $50^\circ\text{C}$ . Wydaje się, że w eodiagenезie procesy zachowujące pierwotną porowatość przeważały nad procesami, które ją redukowały. Obok kompaktacji mechanicznej, która zmniejszyła porowatość, wytrącały się wczesne cementy obwódkowe chlorytu, syderytu i kwarcu, które usztywniały skałę. Przyczyniło się to do ograniczenia działania kompaktacji mechanicznej i zachowania części porowatości pierwotnej.

#### MEZODIAGENEZA

W obrębie mezodiagenезy autorka wyróżniła etapy wczesnego i późnego pogrzebania.

W pierwszym z nich nadal działała kompaktacja mechaniczna i rozpuszczanie ziarn detrytycznych skaleni potasowych i nadal tworzyły się obwódki kwarcu autigenicznego.

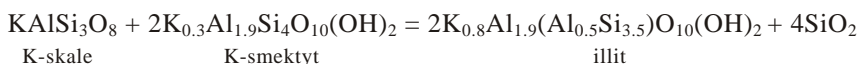
Rozwój pierwszej generacji obwódek kwarcowych usztywnił szkielet piaskowców, co ograniczyło działanie kompaktacji mechanicznej i w większości przypadków przyczyniło się do zachowania w nich części porowatości międzyziarnowej (tabl. II, fig. 1, 2). Druga faza sylifykacji, mająca miejsce w późniejszej mezodiagenезie, lokalnie całkowicie wypełniła wolne przestrzenie porowe, znacznie redukując porowatość skał (tabl. II, fig. 3, 4). Narastanie kwarcu autigenicznego na wymienionych wcześniej minerałach eodiagenetycznych świadczy o jego późniejszej genezie. Ponadto pomiary temperatur homogenizacji inkluzji dwufazowych w cementie kwarcowym piaskowców karbonatycznych wskazują na krystalizację w przedziale temperatur  $60\text{--}150^\circ\text{C}$ . Wartości te są zgodne z zakresem temperatur  $60\text{--}145^\circ\text{C}$  podawanych dla cementów kwarcowych w większości basenów sedymentacyjnych (Walderhaug, 1994). Jednakże obserwowane przerosty kwarcu z kaolinitem robakowatym mogą sugerować, że cementacja kwarcem mogła rozpocząć się w ni-



szych temperaturach. Równie obecność inkluzji jednofazowych w obrębie cementu kwarcowego wskazuje na tworzenie się tego cementu w temperaturze nie wyższej niż 50°C. Niektórzy badacze uważają, że wytrącanie się obwódek kwarcowych jest możliwe nawet w tak niskiej temperaturze jak 40–60°C (m.in. Grant, Oxtoby, 1992). Według Oelkera i in. (1996) głównym czynnikiem warunkującym rozmieszczenie cementu kwarcowego jest temperatura, ze wzrostem której wzrasta tempo cementacji. Wydaje się, że w sytyfikacji analizowanych piaskowców karbonu główną rolę odegrały wewnętrzne ródła krzemionki (Worden, Morad, 2000). Najważniejszym ródłem krzemionki dla cementu kwarcowego we wczesnej diagenезie były: wody meteoryczne zawierające krzemionkę, rozpuszczanie detrytycznych ziarn skaleni i ich przeobrażenie w kaolinit. Na właściwości istotne znaczenie mogło mieć rozpuszczanie cieniowców na kontaktach ziarn kwarcu detrytycznego, illityzacja kaolinitu lub zastąpienie kwarcu i skaleni przez węgla. Użytecznym narzędziem w identyfikacji ródła krzemionki może być pomiar zawartości ładowych glinu (ilość w ppm) w cemente kwarcowym (Kraishan i in., 2000). Krzemionka budująca cement kwarcowy pochodzi z rozkładu skaleni w przypadku, gdy w jej składzie zawartość glinu wynosi ponad 200 ppm, natomiast z rozpuszczania cieniowca, gdy ilość glinu nie przekracza 100 ppm.

Kaolinit robakowaty ustępuje miejsca kaolinitowi blokowemu (tabl. III, fig. 2; fig. 9). Członka kaolinitu zaliczana do tej grupy tworzyła się w wyniku przeobrażenia kaolinitu robakowatego. Ze wzrostem ilości porzebania następuje stopniowe grubienie i zmiana morfologii krystalitów kaolinitu. Zgadza się to z koncepcją wzrostu kryształów w wyniku procesu rozpuszczanie–wytrącanie, w którym najmniejsze cząstki są rozpuszczane, a większe, najbardziej stabilne, zwiędają swoją grubość (Ehrenberg i in., 1993; Beaufort i in., 1998; Hassouta i in., 1999). Inną przyczyną zmiany w morfologii kryształów kaolinitu mogło być dostarczenie jonów glinu i krzemu uwolnionych w wyniku rozpuszczania skaleni (McAulay i in., 1993). W osadach gliniastych, bardziej odizolowanych od wpływu wód meteorycznych, ważną rolę w rozpuszczaniu skaleni mogły odegrać kwasy organiczne i CO<sub>2</sub> uwalniane w czasie dojrzwania materii organicznej (Macaulay i in., 1993; Osborne i in., 1994). Odczyn kwaśny wody porowej nie jest warunkiem koniecznym do powstania kaolinitu, lecz wymagany jest niski stosunek K<sup>+</sup>/H<sup>+</sup> (Bjørlykke, 1998). Wydaje się, że czynnikiem kaolinitu blokowego, głównie o wielkości kryształów około 2 μm, mogła być bezpośrednio z krystalitami w skale roztworów porowych. Tworzone blokowe kryształy narastają na powierzchni kaolinitu robakowatego i kwarcu autogenicznego. Typowe formy blokowe kaolinitu w piaskowcach karbonowych z głębokości około 3000 m przypominają blokowy dickit opisany m.in. przez: Ehrenberga i in. (1993) oraz Van Keera i in. (1998). Ehrenberg i in. (1993) określili temperaturę tworzenia się dickitu na około 120°C i wyrazili pogląd, że może ona być potencjalnym paleotermometrem w piaskowcach zawierających minerały podgrupy kaolinitu. Badania wykonane przez Hassouta i in. (1999) wykazały jednak, że temperatura i głębokość nie są jedynymi parametrami, które mają wpływ na przebieg kaolinitu w dickicie. Ważnymi czynnikami wydają się być również porowatość i przepuszczalność skał osadowych. Brak blokowego dickitu w badanych piaskowcach karbonowych na głębokości poniżej 3000 m może wskazywać, że skały te nie osiągnęły temperatury 120°C i/lub były słabo przepuszczalne. Macaulay i in. (1993) oraz Osborne i in. (1994) oszacowali temperatury krystalizacji kaolinitów blokowych na około 50–80°C. Powszechne występowanie przerostów dickitu w kaolinitach w próbkach z głębokości poniżej 4400 m w otworach wiertniczych Korabiewice PIG 1 i Mszczonów IG 2 może być związane z oddziaływaniem na te skały wyższych temperatur (około 120°C) niż na skały z pozostałych otworów wiertniczych. Obecność pakietów dickitu w kaolinitach w otworze wiertniczym Stycza 2 może tłumaczyć lokalnym podwyższeniem temperatury.

W wyniku transformacji smektytu w illit powstały również minerały mieszanopakietowe illit/smektyt, prawdopodobnie jako reakcja rozpuszczania i wytrącania (Boles, Franks, 1979). Zawarto illitu w mineralach mieszanopakietowym illit/smektyt wzrasta wraz z głębokością, co wiąże się z przebiegiem smektytu w illit z takimi parametrami, jak temperatura, czas oraz chemizm roztworów porowych (Abercrombie i in., 1994). Według Smalla (1994), podczas diagenety w osadach bogatych w materię organiczną, istotne znaczenie w procesie illityzacji smektytu mogą mieć octan i inne aniony kwasu karboksylowego. Hartmann i in. (1999) wymieniają ponadto inne, potencjalnie ważne czynniki w procesie transformacji smektytu w illit, takie jak: koncentracja potasu, reakcja skała–woda, a także wyjściowy skład minerału illit/smektyt. Autorzy ci obserwowali drastyczny wzrost zawartości illitu w mineralach illit/smektyt w przedziale temperatur 60–80°C. Abercrombie i in. (1994) przedstawili przykład wzoru reakcji illityzacji smektytu:



Minerały mieszanopakietowe illit/smektyt są bardzo często wykorzystywane jako geotermometry, przy pomocy których można odtworzyć termalną i tektoniczną historię basenów sedymentacyjnych (Velde, Vasseur, 1992). W analizowanych minerałach mieszanopakietowych illit/smektyt wysoka zawartość illitu (>90%) oraz wysoki stopień uporządkowania struktury (R = 3) wskazują na temperaturę, około 160°C, która oddziaływała na badane skały (Morad i in., 1996).

W mezodiagenetyce miała miejsce albityzacja plagioklastów. Przebieg tej reakcji można przedstawić według różnych autorów w trzech wersjach:

1. anortyt + 2Na<sup>+</sup> + 4H<sub>2</sub>SiO<sub>2</sub> = albit (2 cząstki) + Ca<sup>2+</sup> + 8H<sub>2</sub>O  
(Land, 1984 *vide* Morad i in., 1990),
2. Na<sup>+</sup> + H<sub>2</sub>SiO<sub>2</sub> + NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> · CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub> = 2NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> + Al<sup>3+</sup> + Ca<sup>2+</sup> + 4OH<sup>-</sup>  
(Boles, 1982),
3. Na<sub>0,74</sub>Ca<sub>0,27</sub>Al<sub>1,24</sub>Si<sub>2,75</sub>O<sub>8</sub> + 0,23H<sub>2</sub>O + 0,54H<sup>+</sup> =  
= 0,74 albitu + 0,25 kaolinitu + 0,27Ca<sup>2+</sup> + 0,03 kwarcu (Morad i in., 1990).

Zdaniem autorki, dla piaskowców karbońskich najbardziej prawdopodobna wydaje się trzecia z przedstawionych reakcji. W przeciwieństwie do dwóch pozostałych nie wymaga ona zewnętrznego źródła sodu, a SiO<sub>2</sub> jest jej produktem ubocznym a nie czynnikiem, który ją uruchamia. Głównym źródłem sodu, potrzebnego do powstania autigenicznego albitu, było prawdopodobnie rozpuszczanie ziarn detrytycznych plagioklastów (Morad i in., 1990). Ponadto, jony sodu mogły być uruchomione w wyniku przeobrażenia blaszek łuszczyków (Morad, 1990), jak również, w niewielkim stopniu, w procesie transformacji smektytu w illit (Aagaard i in., 1990). Proces albityzacji uwalnia jony wapnia, które są wykorzystywane przez tworzący się kalcyt (Boles, 1982; Morad i in., 1990), co potwierdzają obserwacje petrograficzne autorki (tabl. I, fig. 1, 2). Zgodnie z przyjętym wariantem albityzacji, procesowi temu towarzyszy powstanie kaolinitu oraz kwarcu. Według Bolesa (1982) albityzacja jest efektem procesu rozpuszczania–zastępowania. Boles (1982) oraz Morad i in. (1990) podają temperaturę tworzenia się albitu wynoszącą około 100°C. Jednakże ze względu na związek tego procesu z cementacją kalcytu wydaje się, że albityzacja w analizowanych piaskowcach karbonu przebiegała w niższych temperaturach. Obecność kwarcu autigenicznego otoczonego kryształami albitu wskazuje na tworzenie się autigenicznego skalenia w późniejszym etapie diagenetyki kwarcu.

W czasie mezodiagenety wytrącały się cementy w glaukowe, w kolejno ci: dolomit, Fe-kalcyt, późny syderyt, Fe-dolomit i ankeryt.

Fe-kalcyt jest cementem tworzącym się na początku etapu mezodiagenety, przypuszczalnie w temperaturze około 50–80°C. Wskazuje na to zastępowanie cementów: syderytowego, kaolinitowego i kwarcowego przez Fe-kalcyt oraz zidentyfikowanie w nim tylko inkluzji jednofazowych. Fe-kalcyt krystalizował po kwarcu autigenicznym, natomiast przed cementem ankerytowym. Wiskazo opisowanych w literaturze kalcytów, tworzących się w późnym okresie diagenety, zawiera elazo, podobnie jak kalcyt występujący w badanych skałach karbonowych. W literaturze podawanych jest wiele źródeł wapnia dla kalcytów (Milliken, 1998; Morad, 1998). Wapno może pochodzić z rozpuszczania wcześniej powstałych cementów kalcytowych, z biogenicznych w glauków, z wulkanoklastycznych fragmentów detrytycznych lub z rozpuszczania plagioklazów bogatych w wapno. Autorce wydaje się, że z wymienionych źródeł bardzo prawdopodobne było dostarczenie wapnia z rozpuszczania i przeobrażenia w albit ziarnistych odmian plagioklazów. Obecność skałeni wapniowo-sodowych została stwierdzona w analizie rentgenostrukturalnej całkowitej próbki skały zawierającej cement kalcytowy oraz podczas obserwacji CL (tabl. I, fig. 1, 2). Jednakże, zdaniem Morada i in. (1990), albityzacja plagioklazów stanowi ograniczone źródło wapnia do tworzenia się kalcytu. Boles i Franks (1979) wskazują na inne istotne potencjalne źródło wapnia do cementacji kalcytu w piaskowcach, a mianowicie w przejściu smektytu w illit. Według Hesse'a i Abida (1998) reakcja ta jest również możliwym źródłem elaza do powstania późnodiaogenetycznego Fe-kalcytu. To źródło jonów było jednak mało istotne dla badanych osadów karbonu z powodu zaledwie nieznacznych zawartości minerału miesznopakietowego illit/smektyt.

Późna generacja syderytu (tabl. IV, fig. 1, 2) wytrącała się w trakcie mezodiagenety. Wskazuje o tym zastępowanie późnego syderytu przez cement ankerytowy oraz pomiary temperatur homogenizacji, mieszczące się w zakresie temperatur około 60–85°C. Powstanie wysokomagnezowych, późnodiaogenetycznych syderytów Morad i in. (1994) wiąże z wysoką koncentracją magnezu w wodach formacyjnych. Macaulay i in. (1992) podaje jako źródło magnezu przeobrażenie minerałów bogatych w  $Mg^{2+}$ , np. łyszczyków. Magnez mógł również zostać uwolniony z kerogenu w procesie pogrzebienia osadu (Desborough, 1978). Według tego autora, wysze zawartości magnezu w skałach bogatych w kerogen są prawdopodobnie spowodowane gromadzeniem magnezu przez sinice. Bakterie te uwalniały magnez w procesie dojrzewania kerogenu. Obrazy BEI z cementu późnego syderytu w mikroskopie elektronowym świadczą o silnym zróbnicowaniu zawartości magnezu w składzie wody porowej podczas jego tworzenia się w piaskowcach karbonowych.

Dolomit najprawdopodobniej tworzył się na początku mezodiagenety, przed Fe-dolomit i ankerytem. Wskazuje na to jego forma krystalizacji. Obserwowano kryształy romboedryczne, których wewnętrzne części buduje dolomit, natomiast warstwy zewnętrzne są wzbogacone w elazo i mają skład Fe-dolomitu. Temperaturę krystalizacji Fe-dolomitu i ankerytu (tabl. IV, fig. 3, 4) określono, na podstawie badań temperatur homogenizacji inkluzji fluidalnych i oznaczeń izotopowych, na powyżej 70°C. Na późnej diagenety wskazuje zastępowanie przez niego cementów: syderytowego, kaolinitowego, kwarcowego i Fe-kalcytowego. Cechy petrograficzne i wartości temperatur homogenizacji mogą sugerować występowanie ankerytu siódłowego, który zaliczany jest do geotermometrów diagenetycznych. Jego występowanie wskazuje na wysoką temperaturę krystalizacji (Radke, Mathis, 1980; Spötl, Pitman, 1998). Źródłem  $Fe^{2+}$  i  $Mg^{2+}$  dla tworzących się w glauków mogło być rozpuszczanie kalcytu (Boles, Franks, 1979; de Souza i in., 1995), jednakże w analizowanych piaskowcach karbonowych nie stwierdzono osadów obecnie ci wczesnodiaogenetycznego kalcytu. Źródłem kationów  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$  i  $Ca^{2+}$  dla w glauków tworzących się w późnych etapach diagenety mogła być także transformacja detrytycznych mi-

nerałów ilastych (illit/smektyt) w skałach ilastych, poł czon z kompaktj tych skał. Produkty tej reakcji nie miały jednak du ego znaczenia w badanych skałach karbo skich, z powodu niewielkiej zawarto ci minerału mieszanopakietowego illit/smektyt. Według de Souza i in. (1995), formy romboedryczne dolomitu i ankerytu wskazuj , e minerały te krystalizowały z roztworu, a nie zast powały wcze niej utworzonego cementu w glanowego, np. kalcytu.

W trakcie pó nej mezodiagenety kompaktja mechaniczna ust piła miejsca kompaktji chemicznej. Nadal krystalizowały minerały autigeniczne — kwarc i kaolinit. Wytr cały si : pó ny syderyt, ankeryt oraz cementy siarczanowe. Nadal rozpuszczane były ziarna skaleni potasowych. Ponadto dochodziło do rozpuszczania obwońek kwarcu autigenicznego i ziarn detrytycznych kwarcu oraz cementów w glanowych i siarczanowych (andydrytu i barytu).

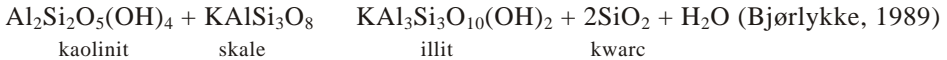
Anhydryt (fig. 17) krystalizował w temperaturze około 120–140°C z wody porowej o składzie zmodyfikowanej wody meteorycznej, która zawierała siark z rozpuszczonych ewaporatów cechszty skich. Roztwór ten mógł przemieszcza si z utworów le cych powy ej, wzdłu uskoków lub stref o wysokiej przepuszczalno ci i wytraca si w piaskowcach karbonu górnego. Cz anhydrytu mogła powsta z dehydratacji gipsu. Pó ne tworzenie si siarczanu w historii diagenety badanych skał potwierdzaj obrazy mikroskopowe, z widocznymi miejscami relikdami cementu ankerytowego w obr bie anhydrytu.

Baryt (fig. 18) powstał prawdopodobnie z baru uwolnionego w czasie rekrytalizacji anhydrytu (Sonnenfeld, 1984 *vide* Purvis, 1992).

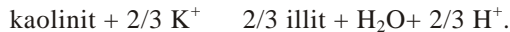
Na ko cowy etap mezodiagenety zło yły si : transformacja kaolinitu w dickit oraz krystalizacja pó nodiagenetycznego Fe-chlorytu oraz illitu włóknistego.

Geneza pó nodiagenetycznych chlorytów wi zana jest z chlorytyzacj kaolinitu (fig. 12). Efekty tego procesu obserwowano w próbkach z gł boko ci poni ej 4000 m w otworze wiertniczym Korabiewice PIG 1 i 3000 m w otworze wiertniczym Maciejowice IG 1. Hutcheon i in. (1980) wyja nili transformacj kaolinitu w Mg- lub Fe-chloryt w warunkach gł bszego pogrzebania jako reakcj kaolinitu z w glanami bogatymi w magnez lub elazo, co mogło zachodzi w temperaturze około 150°C. Równie Velde (1995) podaje jako produkty reakcji dolomitu i kaolinitu chloryt magnezowy, natomiast syderytu i kaolinitu — chloryt bogaty w elazo. Bartier i in. (1998) upatruj ródo jonów elaza i magnezu, potrzebnych do wytr cenia chlorytów bogatych w elazo, w procesie rozpuszczania cementu ankerytowego. Boles i Franks (1979) sugerowali, e jony elaza i magnezu, uwolnione w wyniku reakcji illityzacji smektytu, a nast pnie dostarczone do piaskowców, w temperaturze powy ej 100°C mog reagowa z kaolinitem tworzc chloryt. Podobnie Bjørlykke i Aagaard (1992) podaj , e chlorytyzacja kaolinitu mo e rozpoczyna si w temperaturze 90–100°C, lecz jest ograniczona ilo ci dostarczonego elaza i magnezu z rozpuszczonych minerałów maficznych i fragmentów skał.

O pó nej krystalizacji włóknistego illitu wiadczy jego narastanie na minerałach autigenicznych, m.in.: kaolinitu, kwarcu i ankerytu. W badanych piaskowcach karbo skich powstanie illitu włóknistego nale y wi za głównie z przeobra aniem kaolinitu (fig. 10) oraz rekrytalizacj detrytycznych minerałów ilastych z matriksu (Amireh i in., 1994). Illityzacja kaolinitu obserwowana jest od gł boko ci około 3000 m w otworach wiertniczych: Korabiewice PIG 1, Mszczonów IG 2, Nadarzyn IG 1, Czachówek 1, Potycz 1 i Maciejowice IG 1 (fig. 1). Reakcja ta przebiega według wzoru:



Illit wytrąca się w układzie zamkniętym dla krzemu, glinu i potasu. Z rozpuszczania skalenia potasowego pochodzi  $\text{K}^+$  potrzebny do krystalizacji illitu, natomiast uwalniana krzemionka może być źródłem do tworzenia się obwódek kwarcu autigenicznego (Bjørlykke, Aagaard, 1992; Hassouta i in., 1999). Zatem ilość i rozmieszczenie autigenicznego illitu jest funkcją ilości i rozmieszczenia skalenia potasowego i kaolinitu oraz mobilności rozpuszczonego potasu (Chuhan i in., 2001). Znacznie wyszy stopie illityzacji oraz niższa zawartość skalenia potasowego i kaolinitu na głębokości poniżej 4000 m sugeruje, że na proces illityzacji mają wpływ takie czynniki, jak głębokość zalegania osadów oraz temperatura (Chuhan i in., 2001). Tworzenie się illitu związane jest ze zmniejszonym przepływem wód porowych podczas głębokiego pogrzebienia osadu (McAulay i in., 1993; Van Keer i in., 1998). Przy postępującej diogenezie wzrasta alkaliczność wód porowych wywołana kaolinityzacją skałeni potasowych i łyszczyków, które to procesy związane są z jonami  $\text{H}^+$ . Następuje wzrost pH wody porowej i w warunkach bliskich neutralnym zachodzi illityzacja kaolinitu (Kantorowicz, 1984; Van Keer i in., 1998). Na podstawie przeprowadzonych przez autorkę badań można uznać, że przedstawiony model tworzenia się illitu w systemie zamkniętym (wewnętrzne źródło potasu z rozpuszczanych skałeni potasowych) jest prawdopodobny dla piaskowców karbonu górnego. Mało realny wydaje się model otwarty, przedstawiany m.in. przez Burleya i Mac Quakera (1992), który zakłada zewnętrzne źródło dostarczenia potasu potrzebnego dla krystalizacji illitu (np. potas uwolniony w procesie kompaktacji skał ilastych). Przykład reakcji w systemie otwartym przedstawił Lanson i in. (1996):



Reakcja przeobrażenia kaolinitu w illit zachodzi w temperaturze około 120–140°C (Bjørlykke, Aagaard, 1992; Chuhan i in., 2001). Bjørlykke (1998) zwrócił uwagę na powszechno zjawiska silnego wzrostu illitu autigenicznego w piaskowcach występujących na głębokości około 3800–4000 m, którym odpowiada temperatura 120–140°C, jak również na możliwość tworzenia się illitu w niższych temperaturach, tj. około 80–100°C, w procesie przeobrażenia smektytu. Autorce wydaje się, że temperatura tworzenia się illitu włóknistego w otworach wiertniczych Korabiewice PIG 1 i Mszczonów IG 2 (głębokości poniżej 4000 m) była wyższa niż 120°C, natomiast illit autigeniczny, występujący w pozostałych otworach wiertniczych, mógł krystalizować w temperaturze nieznacznie niższej, tj. około 100°C, jak sugeruje Kantorowicz (1990).

W mezodiogenezie mogło dojść do migracji w głowodorów. Hunt (1979) podaje, że intensywne generowanie ropy naftowej ma miejsce w zakresie temperatur 60–150°C. W obrębie analizowanych utworów karbonu występowanie bituminów stwierdzono w otworze wiertniczym Stężyca 2. Badania inkluzji w głowodorowych w cemente kwarcowym piaskowców karbonu dolnego, wykazały temperaturę homogenizacji w głowodorów wynoszącą około 60°C (Waksmundzka, Kozłowska, 2000). Analogiczne wartości dla inkluzji wodnych w cemente kwarcowym piaskowców górnokarbońskich z tego otworu wiertniczego występują w przedziale 73–113°C. Uzyskane wartości temperatur homogenizacji inkluzji w głowodorowych i wodnych mieszczą się w zakresie temperatur podawanych przez Hunta (1979).

Na podstawie przeprowadzonych badań autorka przyjęła, że w mezodiagenезie temperatury towarzyszące opisanym procesom wynosiły od 50 do około 150°C. Wydaje się jednak, że w większości zbadanych osadów temperatura nie przekraczała wartości 120°C. Wskazuje na to zarówno początek transformacji kaolinitu w dickit, jak również pomiary refleksyjności wityrytu. Wykresy zmian temperatury w czasie sporządzone przez Poprawę (fig. 3, 4), przy założeniu stałego strumienia cieplnego, wskazują na oddziaływanie na osady karbonu niskich temperatur, aniżeli to wynika z badań diagenезy (temperatury homogenizacji cementu kwarcowego i cementów w glaukowych oraz wiek illitu włóknistego). Sugeruje to, że strumień cieplny nie był stały i prawdopodobnie w badanym obszarze miało miejsce przegrzanie termiczne, przypuszczalnie we wczesnej jurze. Założenie to nie jest sprzeczne z istniejącymi pomiarami refleksyjności wityrytu i koreluje się z aktywnością tektoniczną w kujawskim segmencie basenu polskiego (Poprawa, 1997; Dadlez, Marek, 1997). We wczesnej mezodiagenезie, oprócz procesów obniżających porowatość, rolę odegrały procesy związujące. Wydaje się, że duże znaczenie miało rozpuszczanie detrytycznych ziarn skałeni potasowych. W późnej mezodiagenезie nastąpiła znaczna redukcja porowatości i przepuszczalności, spowodowana głównie tworzeniem się włóknistego i igielkowego illitu.

#### SKŁAD IZOTOPOWY TLENU W WODZIE POROWEJ A DIAGENEZA

Na podstawie sporządzonej, hipotetycznej sekwencji diagenetycznej (tab. 1) minerałów autigenicznych oraz ich danych izotopowych i inkluzji fluidalnych autorka podjęła próbę odtworzenia ewolucji stosunków izotopowych tlenu w wodzie porowej. W rekonstrukcji tej przyjęto założenie, że minerały autigeniczne tworzyły się w równowadze izotopowej z wodą porową i nie ulegały reekwilibracji oraz że w historii pogrzebania osadu, a do etapu wytrącania się anhydrytu, nie miały miejsca inwersje temperaturowe.

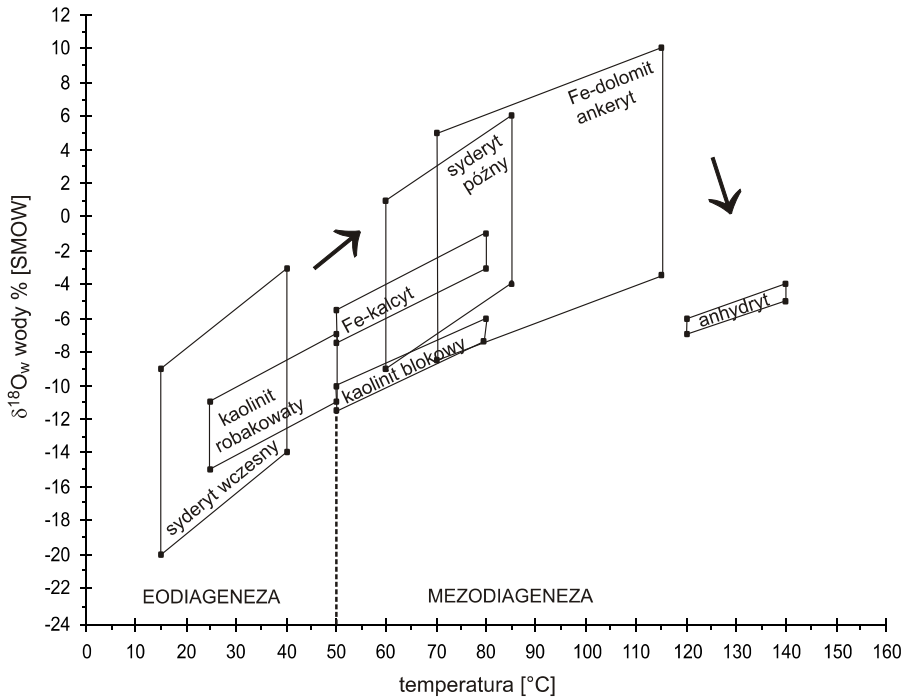
Do sporządzenia wykresu zamieszczonego na figurze 24 użyto wartości temperatur homogenizacji inkluzji fluidalnych z cementów syderytu późnego oraz Fe-dolomitu i ankerytu, oraz dane izotopowe  $^{18}\text{O}$  z następujących cementów: syderytu wczesnego, kaolinitu robakowatego, kaolinitu blokowego, Fe-kalcytu, syderytu późnego, Fe-dolomitu i ankerytu oraz anhydrytu. Wpółczeniu z sekwencji diagenetycznej pozwoliły one określić przedziały temperatur tworzenia się wymienionych minerałów.

Syderyt wczesny charakteryzuje się wartościami  $^{18}\text{O}$  w przedziale od  $-15,45$  do  $-4,18\text{‰PDB}$ , co odpowiada  $^{18}\text{O}$  wody porowej od około  $-20$  do  $-3\text{‰SMOW}$  wyliczonej ze wzoru Carothersa i in. (1988), przy założeniu temperatury krystalizacji  $15\text{--}40^\circ\text{C}$ .

W kaolinitcie robakowatym  $^{18}\text{O}$  waha się od  $10,11$  do  $14,11\text{‰SMOW}$  i wskazuje na  $^{18}\text{O}$  wody porowej w zakresie od około  $-15$  do  $-7\text{‰SMOW}$  uzyskanej z równania Landa i Duttona (1978), przy przyjętej temperaturze krystalizacji  $25\text{--}50^\circ\text{C}$ .

Kaolinit blokowy, późniejszy względnie kaolinitu robakowatego, ma wielkość  $^{18}\text{O}$  nieznacznie niższą od niego. Wynoszą one  $9,59\text{--}11,00\text{‰SMOW}$ . Wyliczone wartości  $^{18}\text{O}$  wody porowej według wzoru Landa i Duttona (1978) wahają się od około  $-11,5$  do  $-6\text{‰SMOW}$  przy założeniu temperatury jego tworzenia się w zakresie  $50\text{--}80^\circ\text{C}$ .

Fe-kalcyt krystalizujący w tym samym zakresie temperatur ( $50\text{--}80^\circ\text{C}$ ) co kaolinit blokowy ma wartości  $^{18}\text{O}$  między  $-13,62$  a  $-12,08\text{‰PDB}$ , które wskazują na  $^{18}\text{O}$  wody porowej, wyliczonej z równania Epsteina i in. (1953), w przedziale od około  $-7,5$  do  $-1\text{‰SMOW}$ .



**Fig. 24. Ewolucja <sup>18</sup>O wody porowej w skałach karbonu górnego wraz ze wzrostem temperatury (na podstawie wyników analiz izotopowych i inkluzji fluidalnych)**

Evolution of <sup>18</sup>O isotope in pore water from the Upper Carboniferous rocks related to the increase in temperature (based on the results of isotopic and fluid inclusion analyses)

Sydyryt pó ny charakteryzuje się wartościami <sup>18</sup>O od -13,97 do -3,44‰<sub>PDB</sub>. Oznaczenia temperatur homogenizacji inkluzji fluidalnych w tym cementie wskazują na jego wytrącanie się w temperaturze 60–85°C, co według wzoru Carothersa i in. (1988) odpowiada <sup>18</sup>O wody porowej w przedziale od około -9 do 6‰<sub>SMOW</sub>.

Ankeryt, który tworzy się późno w historii diagenety w zakresie temperatur 70–115°C, o czym świadczą m.in. badania inkluzji fluidalnych, ma wartości <sup>18</sup>O w zakresie od -13,96 do -1,19‰<sub>PDB</sub>. Wielkości te odpowiadają <sup>18</sup>O wody porowej wyliczonej z równania Duttona i Landa (1985) od około -8,5 do 10‰<sub>SMOW</sub>.

Dla anhydrytu, który krystalizuje jako jeden z ostatnich cementów, przyjęto temperaturę tworzenia się 120–140°C, co dla wartości <sup>18</sup>O od 9,03 do 10,36‰<sub>SMOW</sub> wskazuje na <sup>18</sup>O wody porowej między -7 a -3‰<sub>SMOW</sub>, stosując równanie Chiby i in. (1981 *vide* Longstaffe, 1989).

Zebrane dane przedstawiono na figurze 24. Woda porowa w swojej historii stopniowo ewoluowała w kierunku wyraźnie wyższych wartości <sup>18</sup>O i dopiero w końcowym etapie diagenety ponownie wróciła do niższych wartości. Cementy wczesnodiagenetyczne (eodiagenety) wytrącały się z wody porowej o składzie wody meteorycznej, lokalnie silnie zubożonej w izotop <sup>18</sup>O. Wraz ze wzrostem temperatury w osadzie, w późniejszej diagenety (mezodiagenety) nastąpiła

powoła wzbogacenie wody porowej, a do osi gni cia dodatnich warto ci  $^{18}\text{O}$  w okresie krystalizacji syderytu pó nego i ankerytu. Pod koniec mezodiagenety nast powoła obni enie  $^{18}\text{O}$  wody porowej do warto ci ujemnych w czasie wytr cania si anhydrytu.

Wzrost  $^{18}\text{O}$  wody porowej w czasie historii diagenety mo na tłumaczy reakcj woda–skała w czasie procesu pogrzebania osadu (Fisher, Land, 1986; Longstaffe, Ayalon, 1987). Rozpuszczanie i przeobra anie ziarn skaleni potasowych i okruców skał uwalniała jony wzbogacone w ci szy izotop tlenu (Longstaffe, Ayalon, 1987). W czasie diagenety nast powoła tak e mieszanie si wody porowej z wod wydalana z osadów ilastych podczas kompaktacji. Równie w procesie transformacji illitu/smektytu do illitu warto  $^{18}\text{O}$  wody porowej zmierzała w kierunku wy szych warto ci (Wilkinson i in., 1992). Obni enie warto ci  $^{18}\text{O}$  wody porowej pod koniec historii diagenety mogło by zwi zane z dopływem nieco zmienionej wody meteorycznej do osadów, w wyniku jej wymieszania z wodami morza cechszy skiego.

## WNIOSKI

1. Zbadane piaskowce karbonu górnego reprezentuj arenity i waki, głównie subarkozowe, kwarcowe i sublityczne. Głównym składnikiem szkieletu ziarnowego piaskowców jest kwarc, zarówno mono-, jak i polikrystaliczny. W znacznie mniejszych ilo ciach wyst puj : skalenie, litoklasty i łyszczki, natomiast minerały ci kie s nieliczne.

2. Głównymi składnikami spoiwa analizowanych piaskowców s : detrytyczne minerały ilaste oraz minerały autigeniczne, takie jak: kwarc, kaolinit i w glany. Lokalnie w znacznych ilo ciach wyst puj : illit autigeniczny, chloryt autigeniczny, wodorotlenki elaza i hematyt. Siarczany i piryt stanowi nieznaczny procent spoiwa.

3. Cement kwarcowy tworzy dwie generacje obwódki syntaksjalnych na ziarnach kwarcu detrytycznego. W obrazie katodoluminescencji obwódki starszej generacji charakteryzuj si luminescencj w barwie ciemnobr zowej, natomiast młodszej generacji nie wykazuj wiecenia.

4. Wyró niono dwa typy morfologiczne kaolinitu: robakowaty, wyst puj cy głównie w górnych cz ciach profili utworów karbo skich i blokowy, dominuj cy na wi kszych gł boko ciach. Na gł boko ci wi kszej od 3000 m, lokalnie nieco płycej, stwierdzono przerosty kaolinitu z dickitem, w których zawarto dickitu wynosi przeci nie około 20%.

5. Wyró niono nast puj ce cementy w glanowe: syderyt, dolomit, Fe-dolomit, ankeryt i Fe-kalcyt. W ród nich syderyt i ankeryt wyst puj powszechnie. Wyró niono dwie generacje minerałów z grupy syderytu. Syderyt wczesny ma skład chemiczny syderoplesytu i syderytu o nikłej zawarto ci magnezu, a pó ny jest reprezentowany przez syderoplesyt, sporadycznie przez pistomesyt. Fe-kalcyt zaobserwowano jedynie w utworach litofacji deltowej. Fe-dolomit i dolomit stwierdzono tylko miejscami, głównie w cz ciach przystropowych badanych profili karbonu.

6. Porowato piaskowców karbonu górnego najcz ciej wynosi około 10% obj. Wyró niono dwa rodzaje porowato ci: pierwotn (maksymalnie około 20% obj.) o charakterze mi dzyziarnowym i mi dzykrystalicznym oraz wtórn (maksymalnie około 7% obj.), ródziarnow , powstał w wyniku rozpuszczania skaleni potasowych i cementów. Najni sze warto ci porowato ci (przeci nie około 3% obj.) stwierdzono w piaskowcach wyst puj cych w profilach utworów karbonu najgł biej, tj. na gł boko ci wi kszej od 4300 m oraz w piaskowcach litofacji deltowej.



7. Najważniejsze procesy diagenetyczne działające w badanych piaskowcach karbonowych to kompaktacja i cementacja. Kompaktacja zredukowała porowatość pierwotną przeciętnie o około 41%, natomiast cementacja przeciętnie o około 36%. W piaskowcach obserwuje się wyraźny wzrost cementacji i znacznie mniejszy kompaktacji w kierunku spłuc osadów karbonu. Do ważnych procesów diagenetycznych należy również rozpuszczanie, które obejmowało głównie ziarna skaleni potasowych oraz kwarc autigeniczny.

8. W historii diagenety piaskowców karbonowych wyróżniono dwa etapy: eodiagenetyczny i mezodiagenetyczny. Umowne granice etapów wyznacza zakończenie procesu tworzenia się wodorotlenków glauzy i hematytu oraz krystalizacji kaolinitu robakowatego, co odpowiada temperaturze około 50°C. Wskaźnikami osadów karbonu w czasie diagenety poddana była działaniu maksymalnej temperatury nieprzekraczającej 120°C.

9. W czasie historii diagenety piaskowców karbonu górnego skład izotopowy tlenu wody porowej, o składzie zmodyfikowanej wody meteorycznej, zmieniał się stopniowo w kierunku wyższych wartości  $^{18}\text{O}$  (dodatnich) i dopiero w końcowym etapie diagenety powrócił do normalnej wartości (ujemnej).

**Podziękowania.** Autorka pragnie podziękować prof. dr hab. Annie Maliszewskiej za kierownictwo naukowe i cenne wskazówki w czasie wykonywania pracy oraz prof. dr hab. Annie Langier-Kuniarowej za uwagi i rady. Koleżankom i Kolegom z Państwowego Instytutu Geologicznego za współpracę i pomoc. Autorka dziękuje także osobom z innych ośrodków naukowych w Polsce za wykonanie analiz instrumentalnych: prof. dr hab. S. Hałasowi i dr. T. Durakiewiczowi z Uniwersytetu im. M. Curie-Skłodowskiej w Lublinie za wykonanie oznaczeń izotopowych oraz dr. M. Michalikowi z Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie za badania w podczerwieni.

Ponadto autorka jest wdzięczna prof. dr hab. M. Narkiewiczowi za krytyczne uwagi dotyczące pierwszej wersji artykułu.

## LITERATURA

- AAGAARD P., EGEBERG P.K., SAIGAL G.C., MORAD S., BJØRLYKKE K., 1990 — Diagenetic albittization of detrital K-feldspars in Jurassic, Lower Cretaceous and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway, II. Formation water chemistry and kinetic considerations. *Jour. Sedim. Petrol.*, **60**, 4: 575–581.
- AAGAARD P., JAHREN J.S., HARSTAD A.O., NILSEN O., RAMM M., 2000 — Formation of grain-coating chlorite in sandstones. Laboratory synthesis vs. natural occurrences. *Clay Minerals*, **35**: 261–269.
- ABERCROMBIE H.J., HUTCHEON I.E., BLOCH J.D., de CARITAT P., 1994 — Silica activity and the smectite–illite reaction. *Geology*, **22**, 6: 539–542.
- AL-AASM I.S., TAYLOR B.E., SOUTH B., 1990 — Stable isotope analysis of multiple carbonate samples using selective acid extraction. *Chemical Geology*, **80**: 119–125.
- AMIREH B.S., SCHNEIDER W., ABED A.M., 1994 — Diagenesis and burial history of the Cambrian–Cretaceous sandstone series in Jordan. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **192**, 2: 151–181.
- AYALON A., LONGSTAFFE F.J., 1995 — Stable isotope evidence for the origin of diagenetic carbonate minerals from Lower Jurassic Inmar Formation, Southern Israel. *Sedimentology*, **42**, 1: 147–160.
- BAKER J.C., 1991 — Diagenesis and reservoir quality of the Aldebaran Sandstone, Denison Trough, east-central Queensland, Australia. *Sedimentology*, **38**: 819–838.
- BAKER J.C., KASSAN J., HAMILTON P.J., 1995 — Early diagenetic siderite as indicator of depositional environment in the Triassic Rewan Group, Southern Bowen basin, eastern Australia. *Sedimentology*, **43**, 1: 77–88.

- BARTIER D., BUATIER M., LOPEZ M., POTDEVIN J.L., CHAMLEY H., AROSTEGUI J., 1998 — Lithological control on the occurrence of chlorite in the diagenetic Wealden complex of the Bilbao anticlinorium (Basco–Cantabrian Basin, Northern Spain). *Clay Minerals*, **33**, 2: 317–332.
- BEAUFORT D., CASSAGRABERE A., PETIT S., LANSON B., BERGER G., LACHARPAGNE J.C., JOHANSEN H., 1998 — Kaolinite-to-dickite reaction in sandstone reservoirs. *Clay Minerals*, **33**, 2: 237–316.
- BJØRKUM R.A., MJOS R., WALDERHAUG O., HURST A., 1990 — The role of late Cimmerian unconformity for the distribution of kaolinite in the Gullfaks field, northern North Sea. *Sedimentology*, **37**, 3: 395–406.
- BJØRLYKKE K., 1989 — *Sedimentology and Petroleum Geology*. Springer–Verlag, Berlin.
- BJØRLYKKE K., 1998 — Clay mineral diagenesis in sedimentary basin a key to the prediction of rock properties. Examples from the North Sea Basin. *Clay Minerals*, **33**, 1: 15–34.
- BJØRLYKKE K., AAGAARD P., 1992 — Clay minerals in North Sea sandstones. In: Origin, diagenesis and petrophysics of clay minerals in sandstones (eds. D.W. Houseknecht, E.D. Pittman). *Sp. Publ.*, **47**: 65–80.
- BOCHE SKI T., BOLEWSKI A., MICHAŁEK Z., 1955 — O skałach oolitowych karbonu nadburzaskiego. *Biul. Inst. Geol.*: 1–37.
- BOJKOWSKI K., CEBULAK S., CZEKAJ A., JACHOWICZ A., ELICHOWSKI A.M., 1962 — Karbon. W: Budowa geologiczna Ni u Polskiego (red. W. Po aryski). Wyd. Geol., Warszawa.
- BOLES J.R., 1982 — Active albitization of plagioclase, Gulf Coast Tertiary. *Amer. Jour. Science*, **282**, 2: 165–180.
- BOLES J.R., FRANKS S.G., 1979 — Clay diagenesis in Wilcox sandstones of Southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstones cementation. *Jour. Sedim. Petrol.*, **49**, 1: 55–70.
- BOLEWSKI A., 1982 — Mineralogia szczegółowa. Wyd. Geol., Warszawa.
- BUDKIEWICZ M., STOCH Z., WROCHNIAK W., 1960 — Karbon — badania petrograficzne. W: Wyniki wiercenia w Chełmie. *Biul. Inst. Geol.*, **165**: 76–101.
- BURLEY S.D., MacQUAKER J.H.S., 1992 — Authigenic clays, diagenetic sequences and conceptual diagenetic models in contrasting basin-margin and basin-center North Sea Jurassic sandstones and mudstones. In: Origin, diagenesis and petrophysics of clay minerals in sandstones (eds. D.W. Houseknecht, E.D. Pittman). *Spec. Publ.*, **47**: 81–110.
- BUTLER I.B., RICKARD D., 2000 — Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogen sulphide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**, 15: 2665–2672.
- CAROTHERS W.W., ADAMI L.H., ROSENBAUER R.J., 1988 — Experimental oxygen isotope fractionation between siderite–water and phosphoric acid liberated CO<sub>2</sub>–siderite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 10: 2445–2450.
- CEBULAK S., 1973 — Wyniki badań petrograficznych osadów karbonu. W: Magnuszew IG 1. *Prof. Gł. b. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **4**: 211–222.
- CEBULAK S., 1974 — Karbon — opis petrograficzny typów skał. W: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. Cz. 2. Pokrywa osadowa. *Pr. Inst. Geol.*, **74**: 98–107.
- CEBULAK S., 1988 — Charakterystyka petrograficzna karbonu. W: Karbon Lubelskiego Zagł bia W głowego (red. Z. Dembowski, J. Porzycki). *Pr. Inst. Geol.*, **122**: 77–88.
- CEBULAK S., PORZYCKI J., 1966 — Charakterystyka litologiczno-petrograficzna osadów karbonu lubelskiego. W: Osady karbo skie w Zagł biu Lubelskim. *Pr. Inst. Geol.*, **44**: 21–47.
- CHABIERA A., 1997 — Wpływ rodowiska depozycyjnego i procesów diagenetycznych na własno ci zbiornikowe utworów karbonu w obr bie struktury St ycy. Mat. Konfer. VI Krajowe Spotkanie Sedymentologów. Lewin Kłodzki, 26–28 wrze nia. 1–3.

- CHLEBOWSKI R., KOWALSKI W., ELICHOWSKI A.M., 1983 — Charakterystyka litologiczno-petrograficzna. W: Osady karbonu w strefie uskoku Grójca. *Biul. Inst. Geol.*, **344**, 3: 59–76.
- CHOQUETTE P.W., PRAY L.C., 1970 — Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, **54**, 2: 207–220.
- CHUHAN F.A., BJØRLYKKE K., LOWREY C., 2001 — Close system diagenesis in reservoir sandstones: examples from the Garn Formation at Haltenbanken area, offshore Mid-Norway. *Jour. Sedim. Research*, **71**, 1: 15–26.
- CLAYPOOL G.E., KAPLAN I.R., 1974 — The origin and distribution of methane in marine sediments. In: Natural gases in marine sediments (ed. I.R. Kaplan): 97–139. Plenum, New York.
- 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. *Chemical Geology*, **28**, 3/4: 199–260.
- DAPPLES E.C., 1979 — Silica as an agent in diagenesis. In: Diagenesis in sediments and sedimentary rocks (eds. G. Larsen, G.V. Chilinger): 99–141. Developments in Sedimentology 25A. Elsevier, Amsterdam.
- DADLEZ R., MAREK S., 1997 — Rozwój basenów permu i mezozoiku. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Pa. stw. Inst. Geol.*, **153**: 405–409.
- DESBOROUGH G.A., 1978 — A biogenic-chemical stratified lake model for the origin of oil shale of the Green River Formation: on alternative to the playa–lake model. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **89**, 7: 961–971.
- DURAKIEWICZ T., 1996 — Electron emission controller with pulsed heating of filament. *Int. Jour. Mass. Spectr. Ion Proc.*, **156**: 31–40.
- DUTTON S.P., LAND L.S., 1985 — Meteoric burial diagenesis of Pennsylvanian arkosic sandstones, Southwestern Anadarko Basin, Texas. *AAPG Bull.*, **69**: 22–38.
- EHRENBERG S.N., AAGAARD P., WILSON M.J., FRASER A.R., DUTHIE D.M.L., 1993 — Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian Continental Shelf. *Clay Minerals*, **28**, 3: 325–352.
- EPSTEIN S., BUCHSBAUM R., LOWENSTAM H.A., VREY H.C., 1953 — Revised carbonate–water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Amer. Bulletin*, **64**: 1315–1326.
- FISHER Q.J., CASEY M., CLENNELL M.B., KNIPE R.J., 1999 — Mechanical compaction of deeply buried sandstones of the North Sea. *Marine and Petrol. Geol.*, **16**, 7: 605–618.
- FISHER R.S., LAND L.S., 1986 — Diagenetic history of Eocene Wilcox sandstones, South-Central Texas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 4: 551–561.
- FRIEDMAN I., O'NEIL J., 1977 — Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: Data of geochemistry (ed. M. Fleischer). *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, **440-K**: 1–12.
- GAUPP A., BATTEN D.J., 1985 — Maturation of organic matter in Cretaceous strata of the Northern Calcareous Alp. *N. Jb. Geol. Paleont. Mh.*, **3**: 157–175.
- GILES M.R., de BOER R.B., 1990 — Origin and significance of redistributional secondary porosity. *Marine and Petrol. Geol.*, **7**, 4: 378–397.
- GOLDSTEIN R.H., REYNOLDS T.J., 1994 — Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short Course*, **31**.
- GRANT S.M., OXTOBY N.H., 1992 — The timing of quartz cementation in Mesozoic sandstones from Haltenbanken, off-shore Mid-Norway: fluid inclusion evidence. *Jour. Geol. Soc. London*, **149**: 479–482.
- GRATHOFF G.H., MOORE D.M., HAY R.L., WEMMER K., 2001 — Origin of illite in the lower Paleozoic of the Illinois basin: Evidence for brine migrations. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **113**, 8: 1092–1104.
- GRIGSBY J.D., 2001 — Origin and growth mechanism of authigenic chlorite in sandstones of the Lower Vickburg Formation, South Texas. *Jour. Sedim. Research*, **71**, 1: 27–36.

- GROTEK I. (w przygotowaniu) — Zmienność stopnia utlenienia rozproszonej materii organicznej z utworów karbonu w brzońnej części platformy wschodnioeuropejskiej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*
- HAŁAS S., 1979 — An automatic inlet system with pneumatic changeover valves for isotope ratio mass spectrometer. *Jour. Phys. E. Sci. Instrum.*, **18**: 417–420.
- HAŁAS S., 1995 — Geochronologia izotopowa oparta na rozpadzie promieniotwórczym potasu-40. *Prz. Geol.*, **43**, 12: 993–998.
- HAŁAS S., 2001 — Analiza pierwiastkowa technik rozdzielenia izotopowego na przykładzie określenia zawartości potasu w minerałach datowanych metodą K/Ar. *Elektronika*, **42**: 53–55.
- HAŁAS S., DURAKIEWICZ T., 1997 — Lubelska aparatura UHV do wydzielania, oczyszczania i analizy masowo-spektrometrowej argonu do datowania minerałów. *Elektronika*, **38**: 49–53.
- HAŁAS S., SZARAN J., 1999 — Low-temperature thermal decomposition of sulfates to SO<sub>2</sub> for on-line <sup>34</sup>S/<sup>32</sup>S analysis. *Anal. Chem.*, **71**: 3254–3257.
- HARTMANN B.H., JUHÁSZ-BODNÁR K., RAMSEYER K., MATTER A., 1999 — Effect of Permian–Carboniferous climate on illite-smectite, Haushi Group, Sultanate of Oman. *Clays and Clay Minerals*, **47**, 2: 131–143.
- HARTMANN B.H., JUHÁSZ-BODNÁR K., RAMSEYER K., MATTER A., 2000 — Polyphased quartz cementation and its sources: a case study from the Upper Paleozoic Haushi Group sandstones, Sultanate of Oman. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, **29**: 253–270.
- HASSOUTA L., BAUTIER M.D., POTOLEVIN J.L., LIEWIG N., 1999 — Clay diagenesis in the sandstone reservoir of the Ellon Field (Alwyn) North Sea. *Clays and Clay Minerals*, **47**, 3: 269–285.
- HAWKINS P.J., 1978 — Relationship between diagenesis, porosity reduction, and oil emplacement in late Carboniferous sandstone reservoirs, Bothamsall Oilfield, E Midlands. *Jour. Geol. Soc.*, **135**, 1: 7–24.
- HESSE R., ABID I.A., 1998 — Carbonate cementation — the key to reservoir properties of four sandstone levels (Cretaceous) in the Iberian Oilfield Jeanne d’Arc Basin, Newfoundland, Canada. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, **26**: 363–393.
- HILLIER S., 1994 — Pore-lining chlorites in siliciclastic reservoir sandstones: electron microprobe, SEM and XRD data and implication for their origin. *Clay Minerals*, **29**: 665–679.
- HORTON D.G., 1985 — Mixed-layer illite/smectite as a paleotemperature indicator in Amethyst vein system, Creede district, Colorado, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **91**, 2: 171–179.
- HOUSEKNECHT D.W., 1984 — Influence of grain size and temperature on intergranular pressure solution, quartz cementation, and porosity in a quartzose sandstone. *Jour. Sedim. Petrol.*, **54**, 2: 348–361.
- HOUSEKNECHT D.W., 1987 — Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *AAPG Bull.*, **71**, 6: 633–642.
- HUGGET J., DENNIS P., GALE A., 2000 — Geochemistry of early siderite cements from the Eocene succession of Whitecliff Bay, Hampshire Basin, U.K. *Jour. Sedim. Research*, **70**, 5: 1107–1117.
- HUNT J.M., 1979 — Petroleum geochemistry and geology. W.H. Freeman and Company, San Francisco.
- HURST A.R., 1981 — A scale of dissolution for quartz and its implications for diagenetic processes in sandstones. *Sedimentology*, **28**, 4: 451–459.
- HUTCHEON I., OLDERSHAW A., GHENT E.D., 1980 — Diagenesis of Cretaceous sandstones of the Kootenay Formation at Elk Valley (southeastern British Columbia) and Mt. Allan (southwestern Alberta). *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**: 1425–1435.
- JAHREN J.S., AAGAARD P., 1989 — Compositional variations in diagenetic chlorites and illites and relationships with formation-water chemistry. *Clay Minerals*, **24**: 157–170.
- JAWOROWSKI K., 1987 — Kanon petrograficzny najczystszych skał osadowych. *Prz. Geol.*, **35**, 4: 205–209.

- JAWOROWSKI K., JUSKOWIAK M., 1973 — Metoda punktowa analizy geometrycznej na tle podstawowych zagadnień opisu skał. *Instr. Met. Bad. Geol.*, **22**.
- KANTOROWICZ J.D., 1984 — The nature, origin and distribution of authigenic clay minerals from Middle Jurassic Ravenscar and Brent Group sandstones. *Clay Minerals*, **19**, 3: 359–375.
- KANTOROWICZ J.D., 1990 — The influence of variations in illite morphology on the permeability of Middle Jurassic Brent Group sandstones, Cormorant Field, UK North Sea. *Marine and Petrol. Geol.*, **7**, 1: 66–74.
- KOWALSKI W., CHLEBOWSKI R., ELICHOWSKI A.M., 1982 — Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna utworów karbonu rowu mazowiecko-lubelskiego. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **25**: 165–265.
- KOREJWO K., 1958 — Karbon Strzyżowa nad Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, **136**: 1–128.
- KOZŁOWSKA A., 1995a — Wykształcenie mikrolitofacjalne osadów karbonu w NW części rowu lubelskiego. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **51**, 3: 19–20.
- KOZŁOWSKA A., 1995b — Wyniki badań spoiw piaskowców karbonowych w północno-zachodniej części rowu lubelskiego. Materiały XVIII Sympozjum, Geologia Formacji Węgłowych Polski: 28–29. Kraków.
- KOZŁOWSKA A., 1995c — Filling of porous space in Carboniferous sandstones in NW part of the Lublin Graben. Abstracts. XIII International Congress on Carboniferous–Permian. Kraków: 82.
- KOZŁOWSKA A., 1996 — The influence of diagenetic processes on the Carboniferous sandstones porosity in NW part of the Lublin Graben. The 2nd Conference “The geochemical and petrophysical investigations in oil and gas exploration”: 131–134 Janowice k. Krakowa.
- KOZŁOWSKA A., 1997a — Nowe dane o składnikach spoiwa piaskowców karbonowych w północno-zachodniej części rowu lubelskiego. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **53** (5): 9–10.
- KOZŁOWSKA A., 1997b — Cementy w glinowe w piaskowcach górnokarbonowych w północno-zachodniej części rowu lubelskiego. *Prz. Geol.*, **45**, 3: 301–304.
- KOZŁOWSKA A., 1997c — Diagenetic minerals in the Upper Carboniferous sandstones of Central Poland. Abstracts. 1<sup>st</sup> EMU School and Symposium, Budapeszt: 25.
- KOZŁOWSKA A., 1998 — Siderites in the Upper Carboniferous sandstones of Central Poland. International symposium on the history of mineralogy: 157. Abstracts. Mineralogical Museums, Sankt Petersburg.
- KOZŁOWSKA A., 1999a — Preliminary results of diagenetic kaolinite studies in the Upper Carboniferous sandstones in Central Poland. Abstracts. Euroclay 1999. Kraków: 104.
- KOZŁOWSKA A., 1999b — Wybrane zagadnienia diagenety piaskowców karbonowych w centralnej Polsce. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **55** (7): 42–43.
- KOZŁOWSKA A., 2000a — Clay minerals in the Upper Carboniferous sandstones in NW part of the Lublin Graben. Abstracts. XVIth Conference on Clay Mineralogy and Petrology, Karlovy Vary: 83.
- KOZŁOWSKA A., 2000b — Diagenetic minerals in the Carboniferous sandstones in the Lublin Graben. *Pr. Specjalne PTM*, **17**: 192–194.
- KOZŁOWSKA A., 2001a — Tworzenie się minerałów podgrupy kaolinitu w piaskowcach górnokarbonowych Polski centralnej. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **57** (9): 11–12.
- KOZŁOWSKA A., 2001b — Syderyty magnezowe w piaskowcach górnokarbonowych rodowej Polski. *Prz. Geol.*, **49**, 4: 343–344.
- KOZŁOWSKA A., 2003a — Genesis of carbonate minerals in the Upper Carboniferous sandstones in Central Poland. *Pr. Specjalne PTM*, **22**: 115–118.

- KOZŁOWSKA A., 2003b — Wpływ diagenety na właściwości zbiornikowe piaskowców górnego karbonu w rejonie między Warszawą a Dłubinem. *Prz. Geol.*, **51**, 9: 777–782.
- KOZŁOWSKA A., SUCH P., KOBYLECKA A., 1998 — Ewolucja przestrzeni porowej utworów karbonu radomsko-lubelskiego na podstawie wybranych pierwiastków. W: *Analiza basenów sedimentacyjnych Niżu Polskiego* (red. M. Narkiewicz). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 167–176.
- KRAISHAN G.M., REZAEE M.R., WORDEN R.H., 2000 — Significance of trace element composition of quartz cement as key to reveal the origin of silica in sandstones: an example from the Cretaceous of the Barrow Sub-basin, Western Australia. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, **29**: 317–331.
- KUBERSKA M., 1999 — Etapy cementacji piaskowców czerwonego szpęgawca w świetle badań izotopowych. *Prz. Geol.*, **47**, 4: 477–478.
- LAND L.S., DUTTON S.P., 1978 — Cementation of Pennsylvanian deltaic sandstone: isotopic data. *Jour. Sedim. Petrol.*, **48**, 4: 1167–1176.
- LANSON B., BEAUFORT D., BERGER G., BARADAT J., JACHARPAGNE J.C., 1996 — Illitization of diagenetic kaolinite-to-illite conversion series: late-stage diagenesis of the Lower Permian Rotliegend sandstone reservoirs, offshore of the Netherlands. *Jour. Sedim. Research*, **66**, 3: 501–518.
- LONGSTAFFE F.J., 1989 — Stable isotopes as tracers in clastic diagenesis. In: *Short course in burial diagenesis* (ed. I.E. Hutcheon). *Mineral. Ass. Canada*, **15**: 201–277.
- LONGSTAFFE F.J., AYALON A., 1987 — Oxygen-isotope studies of clastic diagenesis in the Lower Cretaceous Viking Formation, Alberta: implications for the role of meteoric water. In: *Diagenesis of sedimentary sequences* (ed. J.D. Marshall). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **36**: 277–296.
- LUDVIGSON G.A., GONZÁLES L.A., METZGER R.A., WITZKE B.J., BRENNER R.L., MURILLO A.P., WHITE T.S., 1998 — Meteoric sphaerosiderite lines and their use for paleohydrology and paleoclimatology. *Geology*, **26**: 1036–1042.
- ŁABĘCKI J., 1982 — Wpływ diagenetycznych przeobrażeń minerałów ilastych na własności zbiornikowe skał karbonu lubelskiego. W: *Rola badań laboratoryjnych w poszukiwaniu złóż ropy naftowej i gazu ziemnego*. Konferencja Naukowo-Techniczna, Serock: 125–134. Arch. PGNiG S.A.
- ŁOSZEWSKA Z., 1972 — Opracowanie petrograficzne karbonu lubelskiego w otworach Jarczów IG 4 i Korczmin IG 1. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- MACAULAY C.I., HASZELDINE R.S., FALLICK A.E., 1992 — Distribution, chemistry, isotopic composition and origin of diagenetic carbonates: Magnus sandstones, North Sea. *Jour. Sedim. Petrol.*, **63**, 1: 33–43.
- MACAULAY C.I., FALLICK A.E., HASZELDINE R.S., 1993 — Textural and isotopic variations in diagenetic kaolinite from the Magnus Oilfield sandstones. *Clay Minerals*, **28**, 4: 625–639.
- MALISZEWSKA A., 1999 — O znaczeniu badań izotopowych diagenetycznego illitu z piaskowców czerwonego szpęgawca. *Prz. Geol.*, **47**, 5: 476.
- MAREK S., ZNOSKO J., 1983 — Pozycja geotektoniczna i granice niecki warszawskiej (płockiej). W: *Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża* (red. S. Marek). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **103**: 13–21.
- MARFIL R., DELGADO A., RAMSEYER K., ROSSI C., PERMANYER A., 2001 — Complex diagenetic history of carbonate cements in the lower Cretaceous reservoir sandstones of the Salam oilfield, Western Desert, Egypt. Abstracts. IAS 2001, Davos: 131. *Inter. Ass. of Sedim.*
- McAULAY G.E., BURLEY S.D., JOHNES L.H., 1993 — Silicate mineral authigenesis in the Hutton and NW Hutton fields: implications for sub-surface porosity development. In: *Petroleum geology of Northwest Europe: Proceeding of the 4th Conference* (ed. J.R. Parker): 1377–1394. *Geol. Soc., London*.
- McCREA J.M., 1950 — On the isotopic geochemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Jour. Chem. Phys.*, **18**: 849–857.

- McKAY J.L., LONGSTAFEE F.J., PLINT A.G., 1995 — Early diagenesis and its relationship to depositional environment and relative sea-level fluctuations (Upper Cretaceous) Marshybank Formation, Alberta and British Columbia. *Sedimentology*, **42**, 1: 161–190.
- MERRIMAN R.J., PEACOR D.R., 1999 — Very low-grade matapelites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress. *In: Low-grade metamorphism* (eds. M. Frey, D. Robinson): 10–60. Blackwell Science, Cambridge.
- MESHRI I.D., 1986 — On the reactivity of carbonic and organic acids and generation of secondary porosity. *In: Roles of organic matter in sediment diagenesis* (ed. D.L. Gautier). *Soc. Econ. Paleon. and Mineral. Spec. Publ.*, **38**: 123–128.
- MICHALIK M., 1998 — Diagenetic albite in Rotliegendes sandstones from the Intracratonic Basin (Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **68**, 1: 85–93.
- MICHALIK M., 2001 — Diagenesis of the Weissliegendes sandstones in the south-western margin of the Polish Rotliegendes Basin. *Pr. Miner. Kom. Nauk. Miner. PAN*, **91**: 1–176.
- MIGASZEWSKI Z., NARKIEWICZ M., 1983 — Identyfikacja pospolitych minerałów w glaukowych przy użyciu wskaźników barwicznych. *Prz. Geol.*, **31**, 4: 258–261.
- MILLIKEN K.L., 1998 — Carbonate diagenesis in non-marine foreland sandstones at the western edge of the Alleghanian overthrust belt, Southern Appalachians. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, **26**: 87–105.
- MOORE D.M., REYNOLDS R.C. Jr., 1989 — X-Ray diffraction and identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press, Oxford.
- MORAD S., 1990 — Mica alteration reactions in Jurassic reservoir sandstones from the Haltenbanken area, offshore Norway. *Clays and Clay Minerals*, **38**, 6: 584–590.
- MORAD S., 1998 — Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. *In: Carbonate cementation in sandstones* (ed. S. Morad). *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, **26**: 1–26.
- MORAD S., BERGAN M., KNARUD R., NYSTUEN J.P., 1990 — Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstones from the Snorre Field, Norwegian North Sea. *Jour. Sedim. Petrol.*, **60**, 3: 411–425.
- MORAD S., BEN ISMAIL H.N., De ROS L.F., AL-AASM I.S., SHERRHINI N.E., 1994 — Diagenesis and formation water chemistry of Triassic reservoir sandstones from Southern Tunisia. *Sedimentology*, **41**, 6: 1253–1272.
- MORAD S., De ROS L.F., NYSTUEN J.P., BERGAN M., 1998 — Carbonate diagenesis and porosity evolution in sheet-food sandstones: evidence from the Middle and Lower Lunde Members (Triassic) in the Snorre Field, Norwegian North Sea. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, **26**: 53–85.
- MOUSSAVI-HARAMI R., BRENNER R.J., 1993 — Diagenesis of non-marine petroleum reservoirs: the Wecomian (Lower Cretaceous) Shurijeh Formation, Kopet-Dagh Basin, NE Iran. *Jour. Petrol. Geol.*, **16**, 1: 55–72.
- MOZLEY P.S., 1989 — Relation between depositional environment and the elemental composition of early diagenetic siderite. *Geology*, **17**, 8: 704–706.
- MOZLEY P.S., CAROTHERS W.W., 1992 — Elemental and isotopic composition of siderite in the Kuparuk Formation, Alaska: effect of microbial activity and water/sediment interaction on early pore-water chemistry. *Jour. Sedim. Petrol.*, **62**, 4: 681–692.
- MÜCKE A., 1994 — Postdiagenetic ferruginization of rocks (sandstones, oolitic ironstones, kaolins and bauxites) — including a comparative study of the reddening of red beds. *In: Diagenesis IV* (eds. K.H. Wolf, G.V. Chilgarian). *Developments in Sedimentology*, **51**: 361–423.
- NARBSKI W., 1956 — O diagenetycznych dolomitach elazystych z Karpat fliszowych. *Rocznik PTG*, **26**, 1: 29–50.

- NARKIEWICZ M., POPRAWA P., LIPIEC M., MATYJA H., MIŁACZEWSKI L., 1998 — Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewojsko-karpackiej obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. W: Analiza basenów sedymentacyjnych Ni u Polskiego (red. M. Narkiewicz). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 31–46.
- OELKERS E.H., BJØRKUM P.A., MURPHY W.M., 1996 — A petrographic and computational investigation of quartz cementation and porosity reduction in North Sea sandstones. *Amer. Jour. Sci.*, **296**, 4: 420–452.
- OSBORNE M., HASZELDINE R.S., FALLICK A.E., 1994 — Variation in kaolinite morphology with growth temperature in isotopically mixed pore-fluids, Brent Group, UK North Sea. *Clay Minerals*, **29**, 4: 591–608.
- PERYT T.M., 1995 — Geneza złóż polihality w cechszynie rejonu Zatoki Puckiej w świetle badań sedymentologicznych i geochemicznych. *Prz. Geol.*, **43**, 12: 1041–1044.
- PEŠEK J., SKOPEK V., 1999 — Alluvial-lacustrine red beds in Upper Paleozoic continental basins, Bohemian massif, Czech Republic. *Czech Geol. Surv. Spec. Paper*, **11**: 1–28.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R., 1972 — Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York.
- PITTMAN E.D., LARESE R.E., 1991 — Compaction of lithic sands: experimental results and applications. *AAPG Bull.*, **75**, 8: 1279–1299.
- POŁOŃSKA M. (BUTKIEWICZ), 1975 — Opracowanie petrograficzne piaskowców karbonu z wybranych wiercisk synklinorium lubelskiego. *Centr. Arch. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- POŁOŃSKA M., 1979 — Charakterystyka petrograficzna utworów karbonu południowej części niecki warszawskiej. *Kwart. Geol.*, **23**, 4: 727–748.
- POPEK T., 1978 — Opracowanie petrograficzne utworów karbonu strefy Terebina. *Centr. Arch. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- POPEK T., 1990 — Syntetyczne opracowanie petrograficzne skał karbonu z SE, centralnej i NW części rowu mazowiecko-lubelskiego i niecki warszawskiej. *Centr. Arch. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- POPRAWA P., 1997 — Late Permian to Tertiary dynamics of the Polish Trough. EUROPROBE TESZ Meeting, 1997, Potsdam. *Terra Nostra*, **97**, 11: 104–109.
- PORTER E.W., JAMES W.C., 1986 — Influence of pressure, salinity, temperature and grain size silica diagenesis in quartzose sandstones. *Chemical Geology*, **57**, 3/4: 359–369.
- PORZYCKI J., 1979 — Litostratygrafia osadów karbonu Lubelskiego Zagłębia Węgłowego. W: Stratygrafia węgłowej formacji karbońskiej w Polsce (red. T. Migier): 19–27. II Sympozjum, Sosnowiec.
- PORZYCKI J., 1988 — Pozycja geologiczna i strukturalna Lubelskiego Zagłębia Węgłowego. W: Karbon Lubelskiego Zagłębia Węgłowego (red. Z. Dąbowski, J. Porzycki). *Pr. Inst. Geol.*, **122**: 26–31.
- POSTMA D., 1982 — Pyrite and siderite formation in brackish and freshwater swamp sediments. *Amer. Jour. Sci.*, **282**, 8: 1151–1183.
- PODARYSKI W., DEMBOWSKI Z., 1983 — Mapa geologiczna Polski i krajów sąsiednich. Wyd. Geol., Warszawa.
- PURVIS K., 1992 — Lower Permian Rotliegend sandstones, southern North Sea: a case study of sandstone diagenesis in evaporite-associated sequences. *Sediment. Geology*, **77**: 155–171.
- RADKE B.M., MATHIS R.L., 1980 — On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Jour. Sedim. Petrol.*, **50**: 1149–1168.
- RADLICZ K., 1974 — Stopień wapnistości i metody przeliczeń analiz chemicznych skał węglanowych. *Instr. Met. Bad. Geol.*, **25**.



- RAISWELL R.R., 1982 — Pyrite texture, isotopic composition and the availability of iron. *Amer. Jour. Scien.*, **282**, 8: 1244–1263.
- RATAJCZAK T., 1969 — Syderyt magnezowy (syderoplezyt) z utworów westfalskich Lubelskiego Zagł bia W głowego. *Prz. Geol.*, **17**, 1: 561–566.
- RATAJCZAK T., 1970 — Charakterystyka petrograficzna piaskowców westfalskich z rejonu Ł cznej. *Zeszyt Nauk AGH. Geologia*, **13**, 1: 67–85.
- RATAJCZAK T., 1972 — Badania mineralogiczne utworów w gławowych karbonu nadbu a skiego. *Pr. Miner. PAN, Kraków*, **26**: 63–101.
- RATAJCZAK T., 1973 — Badania mineralogiczno-petrograficzne piaskowców namuru Zagł bia Lubelskiego. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, **17**: 47–60.
- RATAJCZAK T., 1974a — Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna syderytowych skał oolitowych karbonu lubelskiego. *Spraw. Pos. Kom. Nauk PAN, Oddz. w Krakowie*, **17**, 2: 462–464.
- RATAJCZAK T., 1974b — Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna skał płonnych Lubelskiego Zagł bia W głowego. *Pr. Geol. Kom. Nauk. PAN, Oddz. w Warszawie*, **85**: 1–81.
- RATAJCZAK T., 1975 — O ewentualnym wyst powaniu ankerytu w utworach w gławowych karbonu lubelskiego. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk PAN, Oddz. w Krakowie*, **18**, 1: 217–220.
- REYNOLDS R.C., 1980 — Interstratified clay minerals. *In: Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification* (ed. G.W. Brindley, G. Brown): 249–305. Mineralogical Society, London.
- REZAEEM.R., SCHULZ-ROJAHN J.P., 1998 — Application of quantitative back-scattered electron image analysis in isotope interpretation of siderite cement: Tirrawarra sandstone, Cooper Basin, Australia. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, **26**: 461–481.
- ROCHEWICZ A., 1982 — Kaolinit, jego geneza i sposób wyst powania w spoiwie karbo skich piaskowców z rejonu D blina. W: Rola bada laboratoryjnych w poszukiwaniu złó ropy naftowej i gazu ziemnego. Konferencja Naukowo-Techniczna. Serock. 107–124. Arch. PGNiG S.A.
- SAMSONOWICZ J., 1939 — Badania geologiczno-wiertnicze wykonane w roku 1937/8 na Wołyniu. *Biul. Pa stw. Inst. Geol.*, **9**.
- SHARP Z.D., 1990 — A laser-based microanalytical method for the *in situ* determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochim Cosmochim. Acta*, **54**, 5: 1353–1357.
- SMAL J.S., 1994 — Fluid composition, mineralogy and morphological changes associated with the smectite-to-illite reaction: an experimental investigation of the effect od organic acid anions. *Clay Minerals*, **29**, 4: 539–554.
- SOMMER F., 1978 — Diagenesis of Jurassic sandstones in the Viking Graben. *Jour. Geol. Soc. London*, **135**: 63–67.
- SOUZA de R.S., De ROS L.F., MORAD S., 1995 — Dolomite diagenesis and porosity preservation in lithic reservoirs: Carmópolis Member, Sergipe–Alagoas Basin, Northeastern Brazil. *AAPG Bull.*, **79**, 5: 725–748.
- SPÖTL C., HOUSEKNECHT D.W., LONGSTAFFE F.J., 1994 — Authigenic chlorites in sandstones as indicators of high-temperature diagenesis, Arkoma Foreland Basin, USA. *Jour. Sedim. Research*, **A64**, 3: 553–566.
- SPÖTL C., PITMAN J.K., 1998 — Saddle (baroque) dolomite in carbonates and sandstones: a reappraisal of burial – diagenetic concept. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, **26**: 437–460.
- STOCH L., 1974 — Mineraly ilaste. Wyd. Geol., Warszawa.
- RODO J., 1996 — Mineraly ilaste w procesach diagenезy. *Prz. Geol.*, **44**, 6: 604–607.
- TEICHMÜLLER R., 1982 — The importance of coal petrology in prospecting for oil and natural gas. Gebrüder, Borntraeger, Stuttgart.

- VAN KEER I., MUCHLES P.H., VIAENE W., 1998 — Clay mineralogical variations and evolutions in sandstones sequences near a coal seam and shales in the Westphalian of the Campine Basin (NE Belgium). *Clay Mineral.*, **33**, 1: 159–169.
- VELDE B., 1995 — Compaction and diagenesis. *In: Origin and mineralogy of clays* (ed. B. Velde): 220–246. Springer, Berlin.
- VELDE B., VASSEUR G., 1992 — Estimation of the diagenetic smectite to illite transformation in time-temperature space. *Amer. Mineral.*, **77**, 9/10: 967–976.
- WAKSMUNDZKA M.I., 1998 — Architektura depozycyjna basenu karbońskiego Lubelszczyzny. W: Analiza basenów sedymentacyjnych Ni u Polskiego (red. M. Narkiewicz). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 89–100.
- WAKSMUNDZKA M.I., KOZŁOWSKA A., 2000 — Wpływ wykształcenia facjalnego i diagenety piaskowców górnego karbonu na ich właściwości zbiornikowe w północno-zachodniej i centralnej części rowu lubelskiego. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- WALDERHAUG O., 1994 — Temperatures of quartz cementation in Jurassic sandstones from the Norwegian Continental Shelf - evidence from fluid inclusions. *Jour. Sedim. Research*, **A 64**, 2: 324–333.
- WALKER T.R., WAUGH B., GRONE A.J., 1978 — Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **89**, 1: 19–32.
- WILKINSON M., CROWLEY S.F., MARSHALL J.D., 1992 — Model for the evolution of oxygen isotope ratios in the pore fluids of mudrocks during burial. *Marine and Petrol. Geol.*, **9**, 1: 98–105.
- WILSON M.D., PITTMAN E.D., 1977 — Autigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *Jour. Sedim. Petrol.*, **47**, 1: 3–31.
- WORDEN R.H., MORAD S., 2000 — Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, **29**: 1–20.
- ELICHOWSKI A.M., 1972 — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Łódzкими i Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, **263**: 7–97.
- ELICHOWSKI A.M., 1977 — Problemy tektoniczne obszaru między Warszawą a Lublinem. *Kwart. Geol.*, **21**, 4: 885–886.
- ELICHOWSKI A.M., 1979 — Budowa geologiczna podłoża niecki brzeskiej na granicy odcinka warszawskiego i lubelskiego. *Kwart. Geol.*, **23**, 1: 125–139.
- ELICHOWSKI A.M., PORZYCKI J., 1983 — Mapa strukturalno-geologiczna bez utworów młodszych od karbonu. W: Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego (red. A.M. Elichowski, S. Kozłowski). Inst. Geol., Warszawa.
- YWIECKI M., KOPCZYŃSKI R., ROCHEWICZ A., 1997 — Rozwój i dystrybucja porowatości w osadach klastycznych — przykłady ze złóż karbonu Lubelszczyzny. *Mat. Konfer. XXX lat działalności geologiczno-wiertniczej Oddziału Poszukiwania Nafty i Gazu w Wołominie*: 53–58. Pułtusk.
- YWIECKI M., 2002 — Fluids and hydrocarbons charging model for a set of the Carboniferous deltaic/incised-valleys/meandering river reservoir deposits, SE Poland. *Abstracts. AAPG Annual Meeting 2002*, Houston.

## SUMMARY

The purpose of this study was to reconstruct diagenetic history of the Upper Carboniferous sandstones from the northwestern part of the Lublin Trough adjoining the Warsaw Block. The examinations were performed on rocks from 10 boreholes (Stężyca 2, Maciejowice IG 1, Magnuszew IG 1, Rębów 1, Wilga IG 1, Potycz 1 located in northwestern part of the Lublin Trough, and Czachówek 1, Nadarzyn IG 1, Mszczonów

IG 2 and Korabiewice PIG 1 from the Warsaw Block) drilled by the Polish Geological Institute and the Polish Oil and Gas Company in the area between Warszawa and D blin (Fig. 1). Carboniferous deposits of the Korabiewice–Czachówek zone directly overlie the Silurian sequence; in the Potycz–St yca zone they rest on the Devonian deposits. Over most of the area these deposits are overlain by Permian rocks, and only in the St yca 2 borehole — by Triassic deposits (Fig. 2). The lithostratigraphic scheme was adopted from Porzycki and elichowski (Porzycki, 1979). It includes 5 formations of: Huczwa, Terebin, D blin, Lublin and Magnuszew.

The following research methods were used: (1) polarising microscope investigations which include a standard microscopic analysis of thin sections, staining analysis, cathodoluminescence studies and porosity determinations; (2) scanning electron microscope (SEM) investigations and energy dispersive spectrometer studies (EDS ISIS); (3) indicative chemical analyses; (4) X-ray diffraction analyses; (5) infrared studies; (6) fluid inclusion investigations; (7) isotopic studies; (8) geochemical-petrographical analyses of dispersed organic matter.

The Upper Carboniferous sandstones, along with accompanying mudstones, claystones and local conglomerates, are included in the Terebin, D blin, Lublin and Magnuszew formations (Fig. 2). These deposits accumulated in fluvial and deltaic environments (Waksmundzka, 1998).

Sandstones are represented mostly by subarkosic, quartz and sublithic arenites and wackes. Lithic and arkosic arenites, as well as lithic wackes (Fig. 5), are subordinate. Arenites are represented by fine- to coarse-grained rocks characterised by unoriented texture (Plate I, Figs. 1, 2). Wackes are represented by very fine- and fine-grained sandstones showing oriented textures. The main component of the sandstone grain framework is both mono- and polycrystalline quartz. Feldspars, lithoclasts and micas occur in minor proportions. Heavy minerals are rare. Detrital grains of the sandstones are largely subrounded, in particular in coarser fractions. Pore spaces between grains are filled completely or partly by matrix and/or by cement. Detrital clay minerals or their mixture with a quartz dust generally constitute matrix.

Of cements, the most significant role is played by quartz, authigenic clay minerals and carbonates. Sulphates, iron hydroxides, hematite and pyrite account for a small percentage.

Quartz cement occurs as syntaxial overgrowths developed on quartz grains (Plate II, Figs. 1–4). The real image of quartz cement which fills the pore space can be observed in cathodoluminescence (CL). Two generations of authigenic quartz overgrowths have been identified. The older generation of the overgrowths are characterised by dark brown luminescence. The overgrowths of the younger generation show no luminescence. In SEM images, authigenic quartz overgrowths are very well visible as rhombohedral crystals and prisms on detrital quartz grains.

Clay minerals are represented in the Carboniferous sandstones by authigenic crystallites of kaolinite, illite and chlorite. X-ray diffraction studies also show the occurrence of illite/smectite mixed-layer minerals. The term kaolinite refers to minerals of the kaolinite subgroup (e.g. kaolinite, dickite). Two morphological types of kaolinite were identified: early diagenetic vermiform kaolinite (Plate III, Fig. 1; Fig. 8) which occurs mainly in upper parts of the Carboniferous sections, and blocky kaolinite (Plate III, Fig. 2; Fig. 9) which developed at later diagenetic stages, and is dominant at larger depths. X-ray diffraction studies show that kaolinite is almost the only mineral of the kaolinite subgroup in these deposits. Down to a depth of 3,000 m occurs kaolinite referred to as well ordered. Beneath this depth, less ordered kaolinite is predominant. An infrared analysis shows that below 3,000 m, locally at slightly shallower depths, kaolinite-dickite intergrowths are observed, in which average dickite content is about 20%. SEM investigations enabled detailed observations of authigenic illite crystallites which form as elongated laths, needles and fibres (Fig. 10). The formation of illite is associated mostly with alteration of kaolinite. K/Ar age determinations of fibrous illite show that it began to crystallise 205.4 to 167.3 My ago, i.e. during the late Triassic and middle Jurassic. SEM investigations also allowed to identify Fe-chlorites. They are represented by early diagenetic rims on quartz grains (Fig. 11) and late diagenetic chlorites which formed due to alteration of kaolinite (Fig. 12). The chemical composition of both these generations is similar.

Carbonate cements are represented by common siderite and ankerite, and subordinate Fe-calcite, Fe-dolomite and dolomite (Fig. 13). Siderite is often a link in an isomorphic series of  $\text{FeCO}_3$ – $\text{MgCO}_3$ . Most of the siderites fall within an interval of siderite–pistomesite. Early and late generations of siderite group minerals were identified. Early cements are sideroplesite and low Mg-siderite in chemical composition. They occur as very fine-crystalline specimens, often in the form of rhombohedrons (Plate III, Fig. 3) and spherulites (Plate III, Fig. 4). Late cements are represented by sideroplesite, sporadically by pistomesite, which crystal-

lised as dispersed rhombohedrons (Tab. IV, Phot. 1) or compose base cement and veinlet (Plate IV, Fig. 2). Electron microscope images (BEI — backscattered electron image) revealed a complexity of composition of late siderites (Fig. 14). Rhombohedral specimens show even 4 distinct grey shades, according to the Mg content. The darker colour, the higher Mg content. These observations allow to infer that, during crystallisation of siderite, the Mg content in pore water was first increasing and subsequently it slightly decreased to reach a higher level than original. Ankerite occurs as isolated rhombohedral crystals or as basic cement. Some of crystals display extensive sweeping extinction, and there is a number of coarse-crystalline specimens which show curved outlines of crystals (Plate IV, Fig. 4). These features can suggest the occurrence of saddle dolomite (ankerite). Fe-dolomite and dolomite is observed only locally, mainly at top parts of the Carboniferous sections (Plate IV, Fig. 3). Fe-calcite most frequently forms pore cement, locally — basic cement, filling intergranular and intragranular pore spaces (Plate V, Figs. 2–4). In CL it is characterised by red, red-orange and orange-yellow colours, depending on the amount of Fe and Mn admixture. Fe-calcite is observed only in deltaic deposits.

Sulphates: anhydrite and barite are subordinate cements in the analysed rocks (Plate V, Fig. 1; Figs. 17, 18).  $^{34}\text{S}$  values, determined for anhydrite, indicate its connection with Zechstein pore waters.

Pyrite is an accessory mineral (Fig. 19) occurring as single crystals and grains. Framboidal concentrations of pyrite are locally observed in SEM images.

Part of iron hydroxides and hematite, identified in the analysed samples, can be detrital in origin. However, most of these components belong to diagenetic minerals. SEM images indicate that hematite occurs on detrital quartz grains as thin, pseudo-hexagonal crystals on which authigenic quartz locally grows (Fig. 20).

The organic carbon content generally oscillates between 0.5 and 2.0% to the studied Upper Carboniferous sediments. The vitrinite reflectance measured *in situ* ( $R_{o,r}$ ) varies from 0.48 to 1.03% (Fig. 22). These values correspond to palaeotemperatures of 60–120°C. The analysed Upper Carboniferous sediments have been under the influence of such temperatures.

Average porosity of the sandstones is approximately 10%. Two types of porosity can be identified: intergranular and intercrystalline primary porosity (up to over 20%), and secondary porosity represented mostly by intragranular porosity (up to about 7%) (Fig. 21).

Effects of the following diagenetic processes can be observed in the sandstones: compaction, cementation, dissolution, replacement, alteration and neomorphism. Compaction and cementation are the most important processes which significantly reduced primary porosity of the investigated deposits. The present author calculated the percentage of primary porosity reduced by compaction and cementation using the formula of Houseknecht (1987). These calculations show that primary porosity was reduced due to compaction by about 41%, and due to cementation — by approximately 36% on the average (Fig. 23). Compaction processes were represented by both mechanical and chemical compaction (Plate I, Figs. 3, 4). Cementation was responsible for reducing in sandstone porosity, while precipitation of early rim cements bound the sediment, preventing from mechanical compaction, and resulting in preservation of part of primary porosity.

Another significant diagenetic process affecting porosity of the sandstones and resulting in the formation of secondary porosity is dissolution (Plate VI, Figs. 1–4; Fig. 6). This process exerted an effect mostly on potassium feldspar grains, authigenic quartz grains and, to a lesser extent, on carbonate and sulphate cements.

Also replacement, for example, of detrital grains by carbonates (Fig. 15) can reduce porosity. The effect of alteration processes on porosity and permeability is variable. Fibrous illite-replaced kaolinite certainly reduced permeability of rocks (Fig. 10), and, for example, the formation of kaolinite at the expense of feldspar may have caused an increase in porosity and permeability.

Diagenetic history of the Carboniferous sandstones includes two stages: eodiagenesis and mesodiagenesis the suggested boundary of which correspond to temperature 50°C (Tab. 1).

At the beginning of eodiagenesis, iron hydroxides and hematite precipitated under oxidizing conditions. Mechanical compaction also operated from the very beginning. Subsequently, as the conditions changed to reducing ones, Fe-chlorite rims formed. Early siderite is a dominant mineral of older cements of the Carboniferous rocks. It precipitated under hypoxia conditions. Pyrite precipitated locally in association with siderite. During eodiagenesis, potassium feldspar and mica grains started to undergo dissolution and alteration

processes, that resulted in crystallisation of vermiform kaolinite. Regeneration quartz overgrowths began to precipitate at the end of eodiagenesis.

During mesodiagenesis, mechanical compaction still operated. Also detrital grains were subject to dissolution, and authigenic quartz overgrowths continued to grow. Vermiform kaolinite was replaced by blocky kaolinite. Alteration of smectite to illite commenced at the beginning of mesodiagenesis. Carbonate cements precipitated at that time in the following order: dolomite, Fe-calcite, late siderite, Fe-dolomite and ankerite. During late mesodiagenesis, mechanical compaction was replaced by chemical compaction. Anhydrite crystallised from solutions associated with Zechstein evaporates. Quartz cement, quartz grains as well as carbonate and sulphate cements underwent dissolution. Alteration of kaolinite to dickite occurred at the end of mesodiagenesis. Also late Fe-chlorite and fibrous illite crystallised at that time. It is possible that mesodiagenesis was the period of hydrocarbon generation.

Burial curves for the Carboniferous deposits (Fig. 3, 4) indicate the presence of two diagenetic stages: eo- and mesodiagenesis. Changes of temperature values through time, with the assumption of constant heat flow, are too low as compared with temperature data obtained from diagenesis studies (homogenisation temperature in quartz and carbonate cements, and age of fibrous illite). It indicates that the heat flow value was not constant, and that thermal overheating probably took place over this area during the early Jurassic.

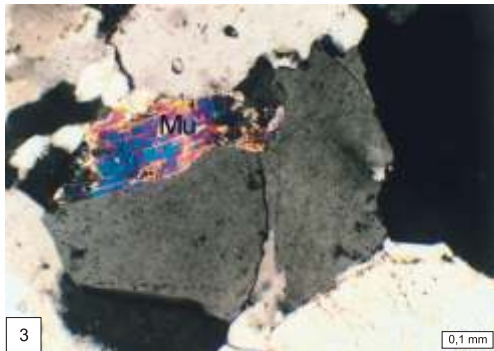
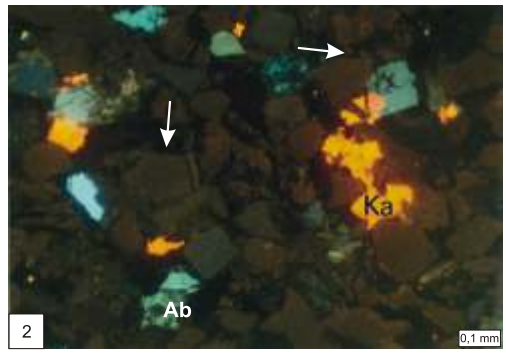
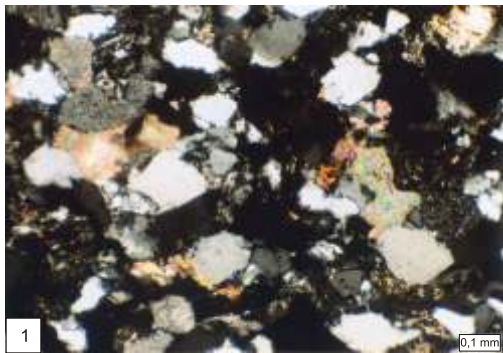
The present author attempted to reconstruct the evolution of isotopic relationships of oxygen in pore water on the basis of the results of isotopic studies ( $^{18}\text{O}$  — kaolinite, siderite, Fe-dolomite, ankerite and anhydrite) and the analyses of fluid inclusions (homogenisation temperature (Th) — of late siderite, Fe-dolomite and ankerite), taking into account the hypothetical sequence of authigenic minerals. The collected data are illustrated in graph which shows the relationship between  $^{18}\text{O}$  of pore water and the crystallisation temperature of authigenic minerals (Fig. 24). This graph shows that the isotopic composition of oxygen in pore waters gradually changed throughout the entire diagenetic history of the Carboniferous sandstones towards higher  $^{18}\text{O}$  values, and it returned to lower values as late as the final phase of diagenesis. During eodiagenesis, cements precipitated from meteoric waters locally strongly impoverished in  $^{18}\text{O}$ . During mesodiagenesis, pore waters had become enriched in  $^{18}\text{O}$  until positive  $^{18}\text{O}$  values were reached. A decrease in the  $^{18}\text{O}$  content in pore water to negative values again occurred at the final phase of mesodiagenesis.

The results of investigations suggest that the Carboniferous deposits underwent diagenetic processes at temperatures up to 120°C. This can be inferred from results of vitrinite reflectance studies (Fig. 22) which indicate the maximum temperature of about 120°C. Measurements of homogenisation temperatures of fluid inclusions in cements most often indicate crystallisation temperatures of up to 120°C (Figs. 7, 16). Moreover, the occurrence of kaolinite-dickite intergrowths suggests that these rocks were heated to the temperature of approximately 120°C. However, it should be stressed that several results of fluid inclusion analyses yielded values of homogenisation temperatures of nearly 150°C.

*Translated by Krzysztof Leszczyński*

## TABLICA I

- Fig. 1. Arenit subarkozowy, drobnoziarnisty, spojony cementem kwarcowym i kalcytowym; otwór wiert. Maciejowice IG 1, gł b. 3214,0 m; nikole skrzyżowane
- Fine-grained subarkosic arenite with quartz and calcite cement; Maciejowice IG 1 borehole, depth 3214.0 m; crossed nicols
- Fig. 2. Arenit z figury 1, obraz w CL; kwarc autigeniczny (strzałki) — niewielki lub wielki w barwie ciemnobrązowej, kalcyt (Ka) — wielki w barwie żółtopomarańczowej; widoczne ziarna skaleni potasowych (barwa niebieska) i plagioklazów (barwa zielona) oraz albityzacja plagioklazów (Ab)
- Arenite shown in Figure 1, CL image; authigenic quartz (arrows) — non-luminescent or dark brown, calcite (Ka) — yellow-orange luminescence; potassium feldspar grains (blue) and plagioclases (green) as well as albitization of plagioclases (Ab) are visible
- Fig. 3. Błazka muskowitu (Mu) wygięta w wyniku kompaktacji mechanicznej; otwór wiert. Mszczonów IG 2, gł b. 4412,3 m; nikole skrzyżowane
- Muscovite flake (Mu) bent as a result of mechanical compaction; Mszczonów IG 2 borehole, depth 4412.3 m; crossed nicols
- Fig. 4. Kontakt wkł. słowypukły (strzałki) między ziarnami kwarcu detrytycznego; widoczna obwódka kwarcu autigenicznego (Qa — barwa ciemnobrązowa) na ziarnie kwarcu detrytycznego (Qd); otwór wiert. Wilga IG 1, gł b. 2832,3 m; obraz w CL
- Concavo-convex contact (arrows) between detrital quartz grains; authigenic quartz overgrowth (Qa — dark brown) on detrital quartz grain (Qd); Wilga IG 1 borehole, depth 2832.3 m; CL image



## TABLICA II

- Fig. 1. Obwódki kwarcu autigenicznego (Qa) na ziarnach kwarcu detrytycznego (Qd); granica między nimi podkreślona przez inkluzje (strzałka); próbka impregnowana niebieską żywicą; otwór wiert. Magnuszew IG 1, gł. 2279,3 m; bez analizatora

Authigenic quartz overgrowth (Qa) on detrital quartz grains (Qd); contact between them is underlined by inclusions (arrow); sample impregnated with blue resin; Magnuszew IG 1 borehole, depth 2279.3 m; without analyser

- Fig. 2. Piaskowiec z figury 1, obraz w CL; widoczne dwie generacje kwarcu autigenicznego: **I** — wykazuje świecenie w barwie ciemnoniebieskiej, **II** — brak luminescencji; miejscami silna korozja obwódek kwarcu autigenicznego (strzałki); widoczne silnie spękane ziarno detrytyczne kwarcu zabliźnione cementem kwarcowym (nie wykazuje świecenia)

Sandstone shown in Figure 1, CL image; two generations of authigenic quartz are observed: **I** — dark brown luminescent, **II** — non-luminescent; note local strong corrosion of authigenic quartz overgrowth (arrows); strongly fractured detrital quartz grain healed with quartz cement is seen (non-luminescent)

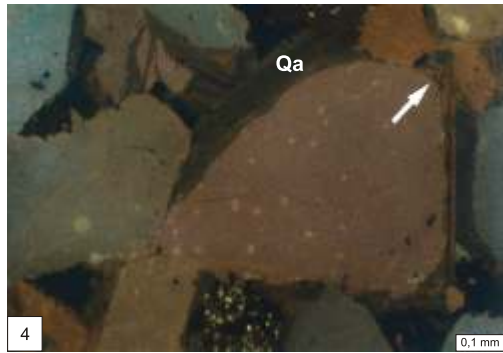
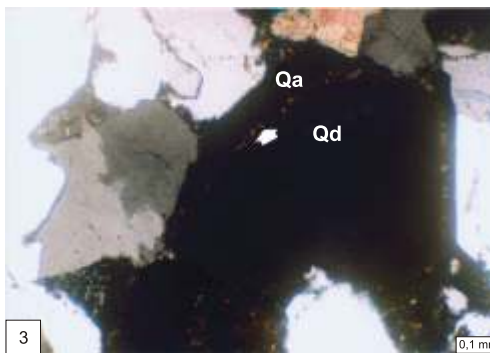
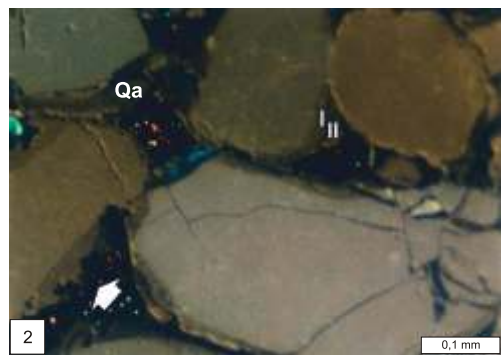
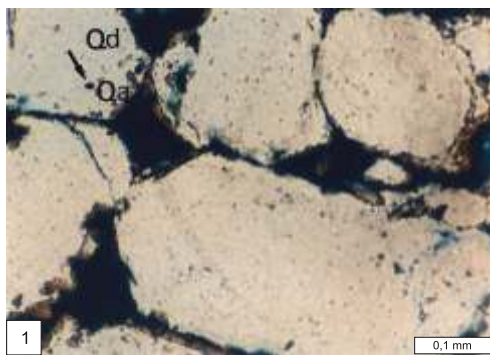
- Fig. 3. Fragment piaskowca z widoczną granicą między kwarcem detrytycznym (Qd) a cementem kwarcu autigenicznego (Qa), podkreślona przez obecność wczesnego syderytu (strzałka); otwór wiert. Mszczonów IG 2, gł. 4671,5 m; nikole skrzyżowane

Sandstone with a boundary between detrital quartz (Qd) and authigenic quartz cement (Qa) accentuated by the presence of early siderite (arrow); Mszczonów IG 2 borehole, depth 4671.5 m; crossed nicols

- Fig. 4. Piaskowiec z figury 3, obraz w CL; kwarc autigeniczny (Qa) nie świeci lub wykazuje świecenie w barwie ciemnoniebieskiej; widoczna budowa pasowa (strzałka)

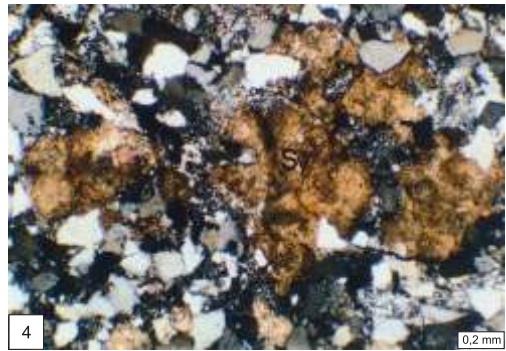
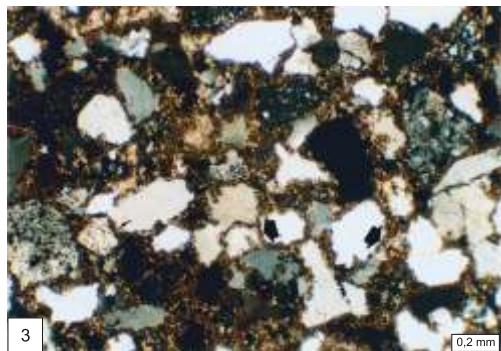
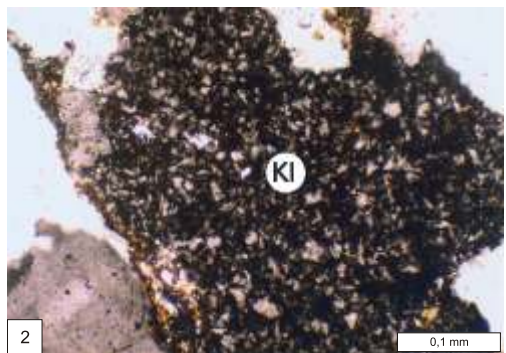
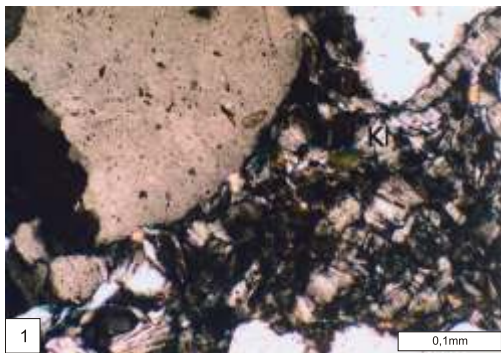
Sandstone shown in Figure 3, CL image; non-luminescent or dark brown authigenic quartz (Qa); note a zonal structure (arrow)





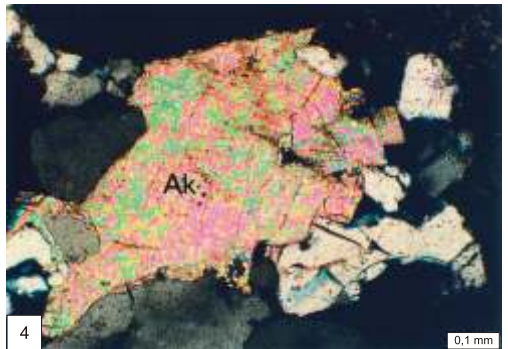
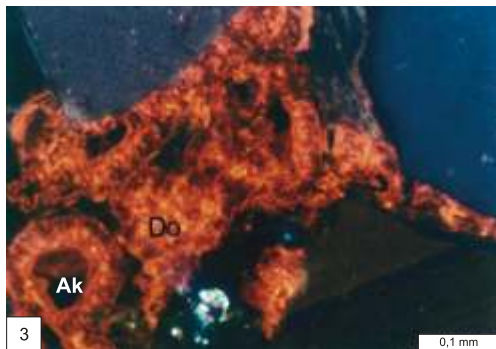
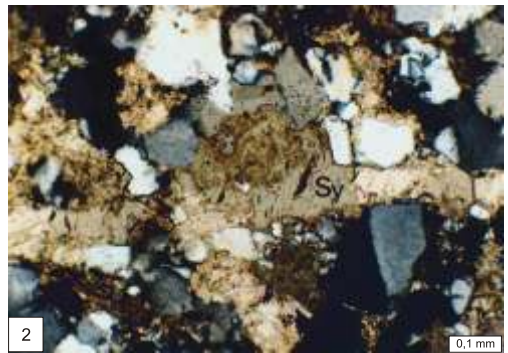
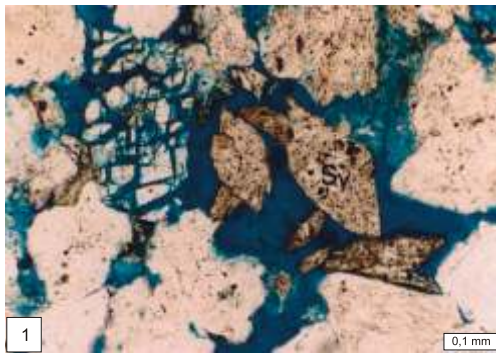
TABLICA III

- Fig. 1. Kaolinit robakowaty (KI) w arenicie kwarcowym; otwór wiert. Nadarzyn IG 1, gł b. 3476,0 m; nikole skrzyżowane  
Vermiform kaolinite (KI) in quartz arenite; Nadarzyn IG 1 borehole, depth 3476.0 m; crossed nicols
- Fig. 2. Kaolinit blokowy (KI) w arenicie subarkozowym; otwór wiert. Korabiewice PIG 1, gł b. 4585,2 m; nikole skrzyżowane  
Blocky kaolinite (KI) in subarkosic arenite; Korabiewice PIG 1 borehole, depth 4585.2 m; crossed nicols
- Fig. 3. Wczesny syderyt w formie obwódek na ziarnach detrytycznych (strzałki) w arenicie sublitycznym; otwór wiert. Stacja 2, gł b. 2599,6 m; nikole skrzyżowane  
Early siderite rims on detrital grains (arrows) in sublithic arenite; Stacja 2 borehole, depth 2599.6 m; crossed nicols
- Fig. 4. Sferolity syderytowe (Sy) w arenicie kwarcowym; otwór wiert. Mszczonów IG 2, gł b. 4970,3 m; nikole skrzyżowane  
Siderite spherulites (Sy) in quartz arenite; Mszczonów IG 2 borehole, depth 4970.3 m; crossed nicols



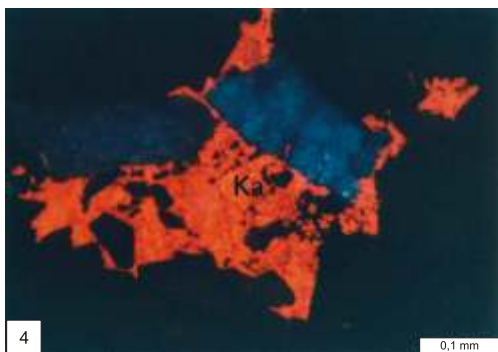
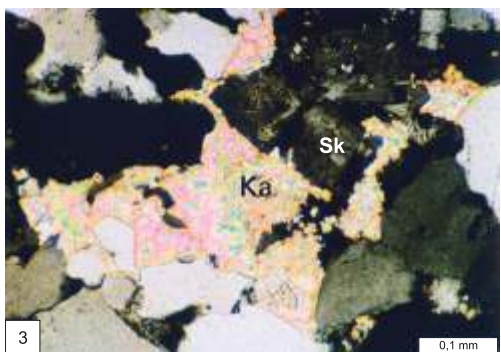
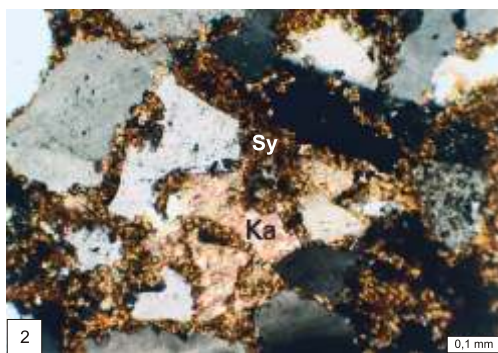
#### TABLICA IV

- Fig. 1. Duże romboedry późnego syderytu (Sy) w przestrzeni porowej (barwa niebieska) arenitu kwarcowego; próbka impregnowana niebieskim żywicą; otwór wiert. Magnuszew IG 1, głęb. 2852,4 m; bez analizatora  
Large rhombohedrons of late siderite (Sy) in pore space (blue) of quartz arenite; sample impregnated with blue resin; Magnuszew IG 1 borehole, depth 2852.4 m; without analyser
- Fig. 2. Włókna późnego syderytu (Sy) w arenicie sublitycznym; otwór wiert. Mszczonów IG 2, głęb. 4966,4 m; nikiel skrzyżowane  
Late siderite veinlet (Sy) in sublithic arenite; Mszczonów IG 2 borehole, depth 4966.4 m; crossed nicols
- Fig. 3. Cement w glinowy złożony z Fe-dolomitu (Do) świecącego na czerwono i ankerytu (Ak) nie świecącego; otwór wiert. Maciejowice IG 1, głęb. 1868,0 m; obraz w CL  
Carbonate cement composed of red-luminescent Fe-dolomite (Do) and non-luminescent ankerite (Ak); Maciejowice IG 1 borehole, depth 1868.0 m; CL image
- Fig. 4. Ankeryt (Ak) siodłowy (?) w przestrzeni porowej arenitu kwarcowego; otwór wiert. Staryca 2, głęb. 2350,1 m; nikiel skrzyżowane  
Saddle (?) ankerite (Ak) in pore space of quartz arenite; Staryca 2 borehole, depth 2350.1 m; crossed nicols



TABLICA V

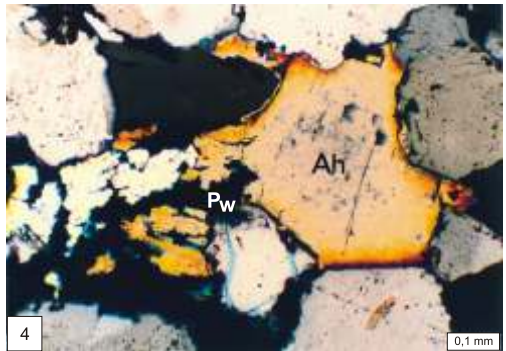
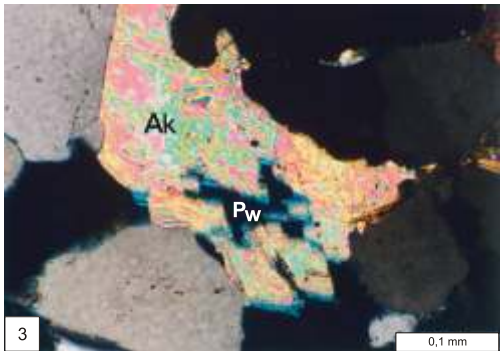
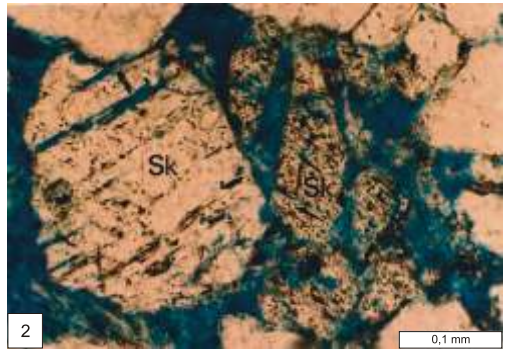
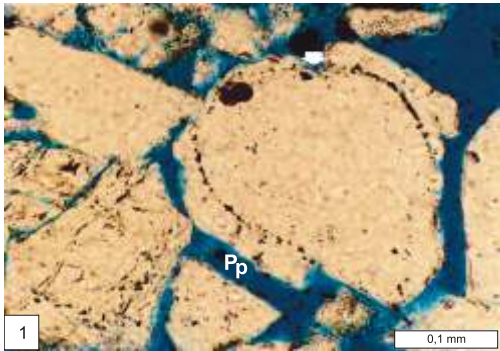
- Fig. 1. Ankeryt (Ak) wypierany przez anhydryt (Ah); otwór wiert. Korabiewice PIG 1, gł b. 4584,4 m; nikole skrzyżowane  
Ankerite (Ak) being replaced by anhydrite (Ah); Korabiewice PIG 1 borehole, depth 4584.4 m; crossed nicols
- Fig. 2. Cement Fe-kalcytowy (Ka) wypełniający przestrze porow w arenicie sublitycznym; widoczny również cement złożony z wczesnego syderytu (Sy); otwór wiert. Stacja 2, gł b. 2599,6 m; nikole skrzyżowane  
Fe-calcite cement (Ka) filling pore space in sublithic arenite; also note early siderite cement (Sy); Stacja 2 borehole, depth 2599.6 m; crossed nicols
- Fig. 3. Fe-kalcyt (Ka) zastępujący ziarna detrytyczne skaleni (Sk); otwór wiert. Maciejowice IG 1, gł b. 3214,0 m; nikole skrzyżowane  
Fe-calcite (Ka) replacing detrital feldspar grains (Sk); Maciejowice IG 1 borehole, depth 3214.0 m; crossed nicols
- Fig. 4. Piaskowiec z figury 3, obraz w CL; Fe-kalcyt (Ka) wycieczki w barwie pomarańczowo-czerwonej, natomiast ziarno skaleni wycieczki niebiesko  
Sandstone shown in Figure 3, CL image; orange-red Fe-calcite (Ka) and blue feldspar grain



#### TABLICA VI

- Fig. 1. Porowatość (barwa niebieska) pierwotna (Pp) i wtórna po rozpuszczanym cemencie kwarcowym (strzałka) w arenicie subarkozowym, drobnziarnistym; próbka impregnowana niebieskim żywicą; otwór wiert. Wilga IG 1, gł. b. 2471,4 m; bez analizatora
- Primary porosity (Pp—blue) and secondary porosity after dissolved quartz cement (arrow) in fine-grained subarkosic arenite; sample impregnated with blue resin; Wilga IG 1 borehole, depth 2471.4 m; without analyser
- Fig. 2. Porowatość wtórna (niebieska barwa) w arenicie subarkozowym, średnioziarnistym powstała w wyniku rozpuszczania ziarn skaleni potasowych (Sk); próbka impregnowana niebieskim żywicą; otwór wiert. Wilga IG 1, gł. b. 2485,9 m; bez analizatora
- Secondary porosity (blue) in medium-grained subarkosic arenite, created due to dissolution of potassium feldspar grains (Sk); sample impregnated with blue resin; Wilga IG 1 borehole, depth 2485.9 m; without analyser
- Fig. 3. Porowatość wtórna (Pw) w cemencie ankerytowym (Ak); próbka impregnowana niebieskim żywicą; otwór wiert. Czachówek 1, gł. b. 3442,4 m; nikole skrzyżowane
- Secondary porosity (Pw) in ankerite cement (Ak); sample impregnated with blue resin; Czachówek 1 borehole, depth 3442.4 m; crossed nicols
- Fig. 4. Widoczna porowatość wtórna (Pw) w rozpuszczanym cemencie anhydrytowym (Ah); otwór wiert. Korabiewice FIG 1, gł. b. 4383,3 m; nikole skrzyżowane
- Secondary porosity (Pw) in anhydrite cement undergoing dissolution (Ah); Korabiewice FIG 1 borehole, depth 4383.3 m; crossed nicols





Marta KUBERSKA<sup>1</sup>

**DIAGENEZA OSADÓW CZERWONEGO SP GOWCA  
W STREFIE SZCZECINEK–BYDGOSZCZ (POMORZE ZACHODNIE)**

(z 18 fig. i 7 tablicami)

**DIAGENESIS OF THE ROTLIEGEND ROCKS  
IN THE SZCZECINEK–BYDGOSZCZ AREA (WESTERN POMERANIA)**

(with 18 Figs. and 7 Plates)

*Abstract.* The paper presents results of complex studies of the Rotliegend rocks from 22 boreholes in the Szczecinek–Bydgoszcz area obtained due to the application of different analytical methods (CL, SEM, EDS ISIS, XRD, fluid inclusions, stable isotope determinations) and sedimentological and petrophysical analyses.

Several processes, which influenced the rocks, have been distinguished. They are as follows: mechanical and chemical compaction, cementation, replacement, dissolving and alteration. The effects of these processes occurred in the sediment with a differentiated intensity being dependant on its composition, degree of burial and temperature.

In reference to that, three main stages have been distinguished in the history of diagenesis: eo-, meso-, and telodiagenesis. The eodiagenetical processes occurred in the sediment at temperatures not exceeding 50°C, mainly due to the meteoric waters. The mesodiagenetical processes began probably at the boundary of Zechstein and Bunt Sandstein and lasted until the tectonic inversion of the axial part of the Mid-Polish Trough. Temperatures slightly exceed 100°C; the pore solutions had a marine-continental character. The telodiagenetical processes started after the formation of the Mid-Polish Trough, when temperatures decreased at about 40–60°C and the sediments were placed in the zone penetrated by the meteoric waters. It has been stated that the cementation and diagenetical dissolution had the main influence on the formation of the pore space of the sediments. These processes resulted in the secondary inter- and intragranular poros-

---

<sup>1</sup> Pa stwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

ity. Based on the above, regions of increased reservoir properties have been distinguished: the Sokole–Czarne zone and the Unisław region.

*Key words:* diagenetical processes, porosity, permeability, reservoir properties, Rotliegend, Western Pomerania.

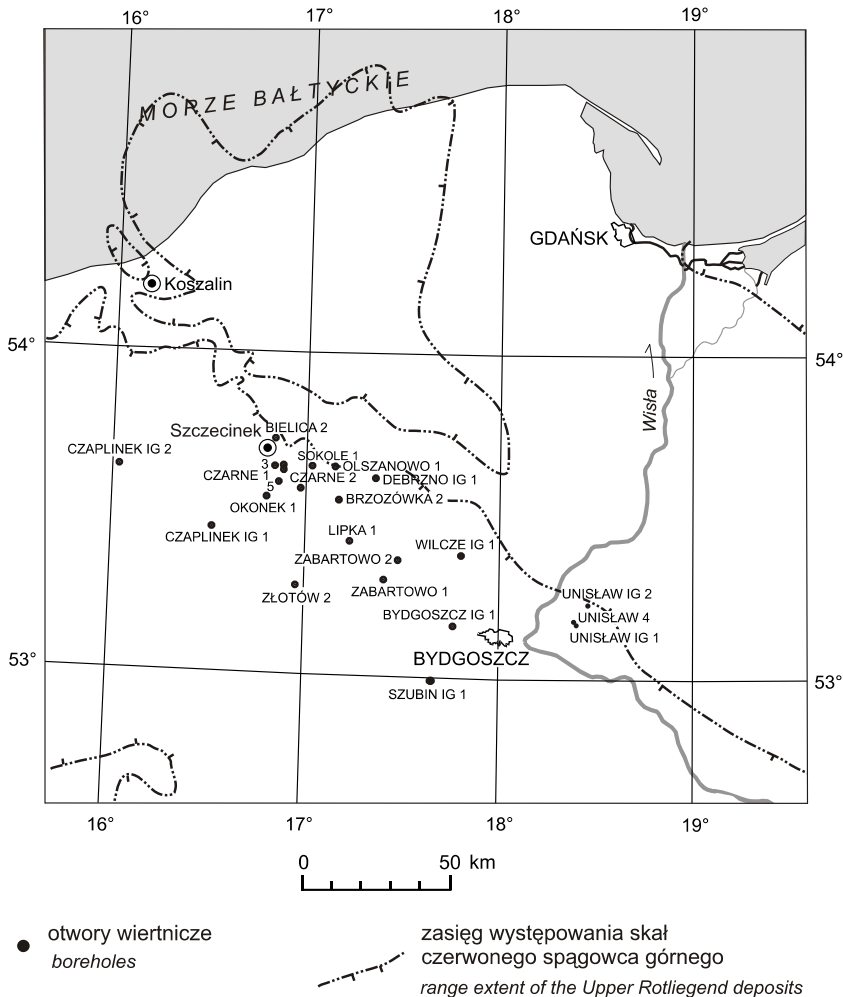
*Abstrakt.* Praca przedstawia kompleksowe wyniki badań głównie skał czerwonego spłowca górnego z 22 otworów wiertniczych strefy Szczecinek–Bydgoszcz, uzyskane za pomocą różnorodnych metod analitycznych (CL, SEM, EDS ISIS, XRD, inkluzje fluidalne, oznaczenia stabilnych izotopów pierwiastków lekkich) oraz wyniki badań sedimentologicznych i petrofizycznych. Wyróżniono szereg procesów diagenetycznych, którym podlegały, takich jak: kompaktacja mechaniczna i chemiczna, cementacja, zastąpienie, rozpuszczanie i przeobrażenie. Efekty działania tych procesów zaznaczyły się różnicami intensywności w osadzie, w zależności od składu, stopnia pogrubienia i temperatury. W związku z tym wyróżniono trzy główne etapy w historii przemian diagenetycznych: eo-, mezo- i telodiagenez. Procesy eodiagenetyczne zachodziły w osadzie w temperaturach nieprzekraczających 50°C, głównie przy udziale wód meteorycznych. Procesy mezodiagenetyczne rozpoczęły się zapewne na przełomie cechsztynu i pstręgo piaskowca i trwały do czasu inwersji tektonicznej osiowej części brzozy rodkowopolskiej. Panujące temperatury były nieco wyższe niż 100°C, a roztwory porowe miały charakter kontynentalno-morski. Procesy telodiagenetyczne rozpoczęły się po uformowaniu wału rodkowopolskiego, kiedy oddziaływały one na osady temperatury zmniejszyły się o około 40–60°C, a utwory dostały się w strefę penetrowaną przez zmodyfikowane wody meteoryczne. Stwierdzono, że na kształtowanie przestrzeni porowej osadów zasadniczy wpływ miała cementacja oraz rozpuszczanie diagenetyczne, które przyczyniło się do powstania wtórnej porowatości między- i różdziarnowej. Na tej podstawie wyróżniono rejon podwyszonych właściwości zbiornikowych osadów: strefę Sokole–Czarne i rejon Unisławia.

*Słowa kluczowe:* procesy diagenetyczne, porowatość, przepuszczalność, właściwości zbiornikowe, czerwony spłowiec, Pomorze Zachodnie.

## WSTĘP

Czerwony spłowiec w strefie Szczecinek–Bydgoszcz jest reprezentowany głównie przez osady czerwonego spłowca górnego, zaliczone wcześniej przez Pokorskiego (1981) do formacji Drawy i Noteci, a obecnie do podgrupy Drawy i Noteci (Hoffmann i in., 1997; Pokorski, Wagner, 2001). Występowanie utworów czerwonego spłowca dolnego, wykształconego w postaci osadów silikoklastycznych oraz skał wulkanicznych, reprezentowanych przez ryodacyty, zostało stwierdzone tylko w otworze wiertniczym Czaplunek IG 2 (Kiersnowski, 1998).

Badaniami objęto skały osadowe czerwonego spłowca z 15 wybranych głębokich otworów wiertniczych wykonanych przez Państwowy Instytut Geologiczny i Polskie Górnictwo Naftowe, usytuowanych w strefie między Szczecinkiem a Bydgoszczą: Bielica 2, Brzozówka 2, Bydgoszcz IG 1, Czarne 1, 2, 3 i 5, Debrzno IG 1, Lipka 1, Okonek 1, Olszanowo 1, Sokole 1, Wilcze IG 1 oraz Zabartowo 1 i 2 (fig. 1). Dla uzupełnienia otrzymanych wyników badań uwzględniono również dane z otworów wiertniczych Unisław IG 1 i IG 2 oraz Unisław 4, położonych na wschód od Bydgoszczy, a także opracowania i ekspertyzy petrograficzne Ekierkowej (1975, 1976, 1977, 1980) oraz Maliszewskiej (1980), obejmujące skały czerwonego spłowca z pobliskich otworów wiertniczych: Czaplunek IG 1 i IG 2, Szubin IG 1, Złotów 2. Wcześniej dane zostały uzupełnione wynikami badań otrzymanymi po zastosowaniu nowych technik analitycznych, jak: analiza katodoluminescencyjna (CL), badania w elektron-



**Fig. 1. Lokalizacja badanych otworów wiertniczych**

Location of studied boreholes

wym mikroskopie skaningowym (SEM) i analizy chemiczne w mikroobszarze (EDS). Łcznie zbadano próbki z 22 otworów wiertniczych. Liczba próbek do bada petrograficznych oraz ich dobór były uwarunkowane stopniem rdzeniowania poszczególnych otworów wiertniczych oraz stopniem zachowania materiału skalnego.

Wi kszo bada , których wyniki zaprezentowano w pracy, zostało zrealizowane w Pa stwowym Instytucie Geologicznym. Niektóre analizy były wykonane w innych o rodkach naukowych: w laboratorium izotopowym University of New Mexico w USA, w Pracowni Spektrometrii

Mas Instytutu Fizyki na Uniwersytecie im. Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie oraz w Zakładzie Geologii i Geochemii Instytutu Górnictwa Naftowego i Gazownictwa w Krakowie.

Celem pracy było prześledzenie procesów diagenetycznych w utworach czerwonego spągowca w wybranej części Pomorza Zachodniego oraz ustalenie ich wpływu na właściwości zbiornikowe osadów.

W badaniach petrologii osadów czerwonego spągowca zastosowano podział litostratygraficzny Pokorskiego (1981, 1997), uzupełniony ostatnio przez Hoffmanna i in. (1997) oraz Pokorskiego i Wagnera (2001), a także wykorzystano opracowania Kiersnowskiego (1995, 1997a, b, 1998, 1999a, b) i jego wskazówki dotyczące warunków powstawania badanych osadów, w tym środowisk depozycji. Wykorzystano również opracowane przez Kiersnowskiego (1995, 1996, 1999b) profile litologiczne osadów czerwonego spągowca, z których korzystała jako tło do zaprezentowania procesów diagenetycznych.

## HISTORIA BADAŃ

Badania utworów czerwonego spągowca w Polsce rozpoczęły się w połowie XIX wieku. Ograniczały się głównie do obszarów występowania odsłoniętych skał, a więc do Sudetów i Wyżyny Krakowskiej. Pierwsze prace dotyczyły stratygrafii i litologii permu (*fide* Pawłowska, 1968; Beyrich, 1867; Roemer, 1870; Pusch, 1881; Dathe, 1904; Czarnocki, 1923; Doktorowicz-Hrebnicki, 1936). Dopiero po drugiej wojnie światowej nastąpił rozwój prac analitycznych w zakresie petrografii, palinologii i sedymentologii. Jedną z pierwszych publikacji poświęconych studiom petrograficznym nad skałami permokarbonu obszaru krakowskiego jest praca Łydky (1955). Pełny obraz rozwoju poglądów na litostratyografię czerwonego spągowca w Polsce można odnaleźć w regionalnych pracach syntetycznych, m.in.: Gurariego (1975), Sokołowskiego (1967), Pokorskiego (1976, 1978, 1997), Karnkowskiego (1977a, b, 1999) i innych.

Lata siedemdziesiąte i osiemdziesiąte były okresem wzmożonych badań litologicznych, petrograficznych i mineralogicznych skał czerwonego spągowca, ze szczególnym uwzględnieniem analizy mikrolitofacjalnej, sedymentologicznej i badań diagenetycznych (Grabowska-Olszewska, 1974; Grabowska-Olszewska i in., 1974; Plewa, 1976; Maliszewska, Pokorski, 1978; Maliszewska, 1979; Rochewicz, 1980; Rochewicz, Bakun, 1980; Wichrowska, 1980, 1981; Ancupow i in., 1981; Bojarska i in., 1981; Kiersnowski, Maliszewska, 1985; Maliszewska, Pokorski, 1986).

Badania petrograficzne osadów czerwonego spągowca przeprowadzane w końcu lat osiemdziesiątych i w latach dziewięćdziesiątych ubiegłego stulecia dały możliwość prześledzenia efektów zmian diagenetycznych i ich wpływu na właściwości zbiornikowe skał (Muszyński, Rydzewska, 1986; Protas, 1990; Muszyński, 1992, 1999). Istotne dla poznania ewolucji diagenetycznej osadów w basenach sedymentacyjnych są badania wieku krystalizacji illitu autigenicznego. Prekursorem tego kierunku badań w Polsce metod K–Ar jest Michalik (1993, 1995, 1996). Minerale ilaste w spoiwie piaskowców czerwonego spągowca oraz ich skład izotopowy były także obiektem studiów Kulig (Kulig i in., 1994), a oznaczenia wieku K–Ar illitu kontynuowała Maliszewska (1997b).

Badaniami wypełnienia przestrzeni porowych osadów zajmowano się od lat dziewięćdziesiątych ubiegłego stulecia bardzo intensywnie w Państwowym Instytucie Geologicznym, co zaowocowało licznymi opracowaniami (Kuberska, 1993; Maliszewska i in., 1994; Kuberska, 1995; Maliszewska, Kuberska, 1995, 1996a, b). Bardzo liczne archiwalne opracowania petrograficzne zostały przedstawione przez Maliszewską (1997a) w syntetycznej charakterystyce skał osado-

wych czerwonego sp gowca. Dokładne poznanie utworów czerwonego sp gowca daje możliwość określenia ich środowisk sedymentacji oraz procesów diagenetycznych zachodzących podczas i po ich depozycji. Określenie wymienionych współzależności było również celem, m.in., prac Buniaka i Mikołajewskiego (1997), Buniaka i in. (1998, 1999) oraz Gregosiewicz i Protasa (1997).

Podsumowanie pewnego etapu badań przedstawili we wspólnym opracowaniu Maliszewska, Kuberska, Such i Leśniak (Maliszewska i in., 1998). Michalik (1998) opublikował pracę opisując rozwój do rzadko spotykanego zjawiska diagenetycznej albityzacji skałeni w piaskowcach dolnego permu z niecki ródzudeckiej.

W badaniach diagenetyki prowadzono także analizy inkluzji fluidalnych występujących w spojonych skałach czerwonego sp gowca (Jarmołowicz-Szulc, 1999a, b), Wykorzystując wyniki badań inkluzji fluidalnych oraz oznaczeń izotopowych w minerałach w glaukonitach, Kuberska (1999a, b, c) wyróżniła co najmniej dwa główne etapy cementacji w glaukonitach w osadach czerwonego sp gowca kujawsko-pomorskiego segmentu strefy T–T<sub>1</sub>, należącej do eo- i mezodiagenetyki.

Such, Maliszewska i Leśniak (2000) podjęli próby określenia filtracyjnych właściwości utworów czerwonego sp gowca w zależności od ich wykształcenia litologicznego w określonych systemach depozycyjnych, poznanych za pomocą szczegółowej analizy sedymentologicznej prowadzonej przez Kiersnowskiego (1995, 1998). Wpływ obecności minerałów ilastych na przepuszczalność i porowatość piaskowców czerwonego sp gowca był przedmiotem badań Kuberskiej (2000, 2001).

Zagadnienie wpływu procesów diagenetycznych na tworzenie wtórnej, a niszczenie pierwotnej porowatości osadów zostało ostatnio poruszone przez Kuberską i Maliszewską (2000) w artykule poświęconym badaniom utworów czerwonego sp gowca w obrębie wzniesienia wolsztyńskiego.

W rozwijaniu problemów poszukiwawczych w osadach czerwonego sp gowca szczególne znaczenie ma rozwijająca się geochemia izotopów (m.in. Maliszewska, 1999; Michalik, 2000, 2001).

## METODYKA BADAŃ

**Standardowa analiza płytek cienkich.** Badaniom mikroskopowym poddano około 500 płytek cienkich wykonanych w pracowni szlifierskiej Zakładu Petrologii Państwowego Instytutu Geologicznego. Dla 443 próbek skalnych autorka wykonała analizy planimetryczną metodą punktową przy zastosowaniu integratora punktowego ELTINOR 3, a także elektronicznego urządzenia integracyjnego PRIOR Model G.

Zawartość głównych składników materiału detrytycznego frakcji psamitowej (kwarcu, skałeni, litoklastów) została przeliczona na 100% zgodnie z zaleceniami klasyfikacji Dott (1964), zmodyfikowanej przez Pettijohna i in. (1972).

Autorka przeprowadziła obserwacje mikroskopowe wybranych próbek skalnych, określając ich typ litologiczny, nazwę mikrolitofacji, wielkość największej i maksymalnej średnicy ziarna kwarcu, a także prześledziła efekty działania najważniejszych procesów diagenetycznych, jak: kompaktacja mechaniczna i chemiczna, cementacja, rozpuszczanie, zastępowanie, przeobrażenie oraz neomorfizm.

**Analiza barwnikowa.** Analizowano około 40 płytek cienkich odkrytych, które w części pokryto płynem Evamy'ego (Migaszewski, Narkiewicz, 1983). Zastosowanie tej metody badawczej pozwoliło na wstępne rozróżnienie rodzaju cementów w glaukonitach.

**Analiza porowatości.** Analizę tę zastosowano dla 107 próbek piaskowców i zlepów, które przed wycięciem płytek cienkich zostały nasączone żywicą zabarwioną na niebiesko. Metodą planimetryczną oznaczono współczynnik porowatości oraz przeprowadzono obserwacje rodzajów i pochodzenia porów oraz natury porów w przestrzeni porowych. Wyrońcono tu porowatość pierwotną i wtórną, a w ich obrębie: porowatość miąższości i różniarnową oraz miąższości i różniczkową. Analiza płytek zbarwionych żywicą pozwala wykluczyć porowatość uzyskaną sztucznie, czyli ubytki powstałe podczas wykonywania szlifów.

Dodatkowo dla wytypowanych ośmiu próbek piaskowców G. Leśniak w Instytucie Górnictwa Naftowego i Gazownictwa w Krakowie wykonał badania petrofizyczne metodą komputerowej analizy obrazu, na płytkach cienkich zbarwionych żywicą, za pomocą mikroskopu polaryzacyjnego Nikon Optiphot, połączonego z komputerem wyposażonym w program analizy obrazu Lucia G (Leśniak, 1999). Mierzone właściwości obiektów pozwalają scharakteryzować matematycznie przestrzeń porów badanej skały oraz opisać ją przy pomocy konkretnych wartości liczbowych (Tadeusiewicz, Kohoroda, 1997).

**Analiza katodoluminescencyjna (CL).** Badaniom katodoluminescencyjnym poddano 150 odkrytych płytek cienkich, o wypolerowanej powierzchni. Przeprowadzono je na aparaturze typu CCL 8200 mk<sup>3</sup> firmy Cambridge Image Technology Ltd., sprzężonej z mikroskopem polaryzacyjnym Optiphot 2 firmy Nikon i wyposażonej w aparat fotograficzny Microflex UFX-DX tej samej firmy.

Analiza CL okazała się najbardziej przydatna do identyfikacji minerałów w gwałtownych, a także do odróżnienia ziarn kwarcu detrytycznego od neogenicznego spoiwa kwarcowego. Luminescencje wykazywały także ziarna skaleni, okruchy skał wulkanicznych oraz niektóre minerały ciękie (Marshall, 1988).

**Badania w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) i mikrosondzie energetycznej (EDS ISIS)** przeprowadzono za pomocą dwóch elektronowych mikroskopów skaningowych: typu JSM-35 firmy JEOL i typu 1430 firmy LEO, sprzężonych z mikrosondami energetycznymi (EDS ISIS).

Celem badań była identyfikacja składników spoiw oraz prześledzenie sposobu zabudowania przestrzeni porowych. Metodą elektronooptyczną zbadano 125 odłupków skalnych napylnych cienką warstwą złota. Identyfikację poszczególnych osobników mineralnych przeprowadzono na podstawie punktowej, jakościowej analizy rentgenowskiej, przy użyciu programu VSP. Zanalizowano także 50 odkrytych płytek cienkich, napylnych w gładkim, w których wybrano 90 mikroobszarów do ilościowej analizy rentgenowskiej. W tym przypadku zastosowano program Sem Quant. Dokładność, z jaką wykonywane są mikrosondowe analizy ilościowe, wynosi 0,3–0,5%. Dla wielu badanych obiektów wykonano mapki rozkładu pierwiastków lub profile ilościowe zawartości różnych pierwiastków wzdłuż linii wyznaczonej uprzednio przez autorkę pracy. W interpretacji wyników analiz korzystano z podręcznika Weltona (1984).

**Badania inkluzji fluidalnych** w cementach w gwałtownych i siarczanowych wykonała K. Jarmałowicz-Szulc przy zastosowaniu urządzenia Fluid Inc. System (prod. USA), sprzężonego z mikroskopem Leitz-Orthoplan. Do wiadczenia prowadziły do określenia temperatury eutektyki (Te), temperatury topnienia fazy zamrożonej (Tm) w procesie wymrażania oraz temperatury homogenizacji (Th) w procesie grzania inkluzji dwufazowych.

**Wskaźniki nikowe oznaczenia zawartości CaO, MgO, FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, SO<sub>3</sub> i CO<sub>2</sub>** wykonano w ośmiu próbkach piaskowców. Badania przeprowadzono w Centralnym Laboratorium Chemicznym Państwowego Instytutu Geologicznego. Oznaczenia te posłużyły do obliczenia udziału minerałów w gwałtownych i anhydrytu w wybranych piaskowcach. Przeliczenia dokonano zgodnie z zaleceniami zawartymi w pracy Radlicza (1974).

**Badania rentgenostrukturalne** wykonała W. Narkiewicz na dyfraktometrze rentgenowskim firmy Philips PW 1840, wyposażonym w automatyczny, komputerowy system identyfikacji proszkowej APD 1877, w Pracowni Badań Rentgenostrukturalnych Państwowego Instytutu Geologicznego.

W 7 próbkach mułowców i piaskowców zbadano skład mineralny frakcji ilastej po jej odzlamowaniu. Oznaczenia dokonano na preparatach orientowanych w stanie powietrzno-suchym, po glikolowaniu i po praniu do temperatury 550°C w czasie jednej godziny.

Dodatkowo oznaczono skład fazowy frakcji ilastej wyseparowanej metodą Jacksona (1979) z wybranych czterech próbek piaskowców w celu rozpoznania politypów kaolinu. Próbkę poddano analizie rentgenowskiej.

W 9 próbkach przeprowadzono identyfikację minerałów w glaukoniach, które zostały wytypowane do oznaczenia stabilnych izotopów w glaukoniach i tlenie.

Do oznaczenia izotopów w glaukoniach i tlenie w cementach w glaukoniach wytypowano 14 próbek. Oznaczenia izotopów w glaukoniach i tlenie w kalcytach i dolomitach, a następnie tlenie i siarce w anhidrytach wykonano na zmodyfikowanym spektrometrze mas MI w Pracowni Spektrometrii Mas Instytutu Fizyki na Uniwersytecie im. Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie pod kierunkiem S. Hałasa. Wartości izotopów w glaukoniach i tlenie względem wzorca w glaukoniach PDB oznaczono z dokładnością do 0,08%.

Do oznaczenia izotopów siarki i tlenie w cementach anhidrytowych wybrano 5 próbek, które zostały pokruszone, utarte i przesiane do frakcji poniżej średnicy najcięższego ziarna w próbce. Wartości izotopu siarki w skali CDT oznaczono z dokładnością do 0,07%, na 3-kolektorowym spektrometrze mas, metodą opisaną przez Hałasa i Szaran (1999). Dokładne oznaczenia składu izotopowego tlenie w siarczanach wynosi  $\pm 0,08\%$ . Metodyka oznaczenia została wcześniej opisana przez Mizutani'ego (1971) oraz Hałasa i Mioduchowskiego (1978).

**Badania składu izotopowego tlenie i w glaukoniach w spoiwach w glaukoniach metodą punktowej analizy laserowej** zostały wykonane dla sześciu próbek skalnych przez T. Durakiewicza w laboratorium izotopowym University of New Mexico (Department of Earth and Planetary Sciences w Albuquerque w USA). Metoda ta została zastosowana do oznaczenia tlenie i w glaukoniach w tak zwanych czystych kalcytach, widocznych tylko w preparatach polerowanych, poddanych analizie katodoluminescencyjnej (brak luminescencji). Badaniem objęto CO<sub>2</sub> uzyskany z próbek w glaukoniach metodą ekstrakcji laserowej (Sharp, Cerling, 1998).

**Badaniom petrofizycznym** poddane zostały łącznie 72 próbki skalne. Dla 28 próbek oznaczenia wykonano w Laboratorium Zakładu Poszukiwań Nafty i Gazu w Wołominie, natomiast 58 próbek przeanalizowano w Zakładzie Geologii i Geochemii Instytutu Górnictwa Naftowego i Gazownictwa w Krakowie.

## ZARYS PALEOGEOGRAFII I SYSTEMÓW DEPOZYCYJNYCH CZERWONEGO SP GOWCA BASENU POLSKIEGO

Obszar badań skał czerwonego sp gowca, zawarty w strefie Szczecinek–Bydgoszcz (Pomorze Zachodnie), znajduje się w brzośniej części polskiego basenu permskiego, stanowi jego wschodnią część zespołu basenów permskich zachodniej i środkowej Europy (Dadlez, 1998). Zdaniem Dadleza (*op. cit.*) „geneza bruzdy północno-wschodniej części basenu, była najprawdopodobniej związana z predyspozycją tektoniczną strefy kontaktu między kratonem wschodnioeuropejskim a młodszą (lub regenerowaną) skorupą jego przedpola”. Paleo-



geografia miała ogromny wpływ na typ sedimentacji w basenie, a osady stanowią ce asocjacji skał silikoklastycznych, pochodzących z erozji górotworu waryscyjskiego, charakteryzują się dużym zróżnicowaniem litologicznym zarówno poziomym, jak i pionowym oraz ubóstwem szczątków organicznych (Pokorski, 1997). Polski basen permski znajdował się w strefie zwrotnikowej i był typowym zbiornikiem kontynentalnym izolowanym ze wszystkich stron obszarami wyniesionymi (Kiersnowski, 1998). W niniejszym profilu czerwonego spłuwca występują różnego rodzaju skały wylewne i piroklastyczne (Pokorski, 1981, 1997). W strefie Bydgoszcz–Szczecinek nie stwierdzono, jak dotychczas, występowania skał wulkanicznych (najbliżej dostępuje ono je w otworach wiertniczych Czaplonek IG 2, Resko IG 1 oraz Piła IG 1). Na obszarze tym dominują osady jeziorne (playy) ze znacznym udziałem fluwialnych, a wyjątkowo — eolicznych (Kiersnowski, 1998, 1999b).

W otworach czerwonego spłuwca wybranych do badań petrograficznych dominuje system depozycyjny playy. Tworzą go osady drobnoklastyczne i ilaste (mułowce, iłowce) z podzłożonym udziałem piaskowców, wg Kiersnowskiego (1998) akumulowanych w warunkach przepływu i stagnacji wody. Osady playy powstały w warunkach klimatu suchego i półsuchego. Materiał detrytyczny jest słabo wysortowany, rzadko występują osady drobno- i rednioziarniste o dobrym wysortowaniu. Charakterystycznymi cechami tych osadów jest częste występowanie kongrecji anhydrytowych.

Fluwialny system depozycyjny w basenie czerwonego spłuwca charakteryzuje się obecnością osadów klastycznych, niedojrzałych teksturalnie. System ten Kiersnowski (1998) określił jako złożony, z uwagi na fluktuacje klimatu, zmiany rozwoju i zasięgu stref drenażu oraz oddziaływanie procesów tektonicznych. Osady fluwialnego systemu depozycyjnego powstawały w warunkach klimatu wilgotnego (czerwony spłowiec dolny) oraz klimatu suchego i gorącego, charakteryzującego się ubóstwem i okresowo zmiennością opadów (czerwony spłowiec górny). Osady fluwialne występują we wszystkich badanych profilach otworów wiertniczych. W całym basenie utwory te powstały w wyniku krótkiego transportu materiału w strumieniach płynących korytami o zmiennej geometrii i zmiennym obciążeniu osadem. Kiersnowski (1998, 1999b) wyróżnił osady powstające we fluwialnej strefie proksymalnej i w strefie pośredniej, znajdujące się na przedpolu stoków aluwialnych. Autor ten opisał także przykłady długookresowego rozwoju systemu fluwialnego, sięgającego daleko w głąb basenu sedimentacyjnego (Czaplonek IG 1 i IG 2).

Eoliczny system depozycyjny charakteryzują osady terygeniczne drobno- i rednioziarniste, akumulowane w warunkach klimatu suchego (Kiersnowski, 1998). Osady tego typu na badanym obszarze Kiersnowski wyróżnił w otworze wiertniczym Czaplonek IG 2, zaliczając je do czerwonego spłuwca dolnego i w otworze Zabartowo 1, gdzie wśród osadów playy czerwonego spłuwca górnego tworzą cienkie przewarstwienia. Zdaniem wspomnianego autora na pewnych obszarach (np. rejon otworu wiertniczego Czaplonek IG 1) osady eoliczne mogły zostać całkowicie usunięte z powodu silnej erozji fluwialnej.

Nawiązanie do wyróżnionych przez Kiersnowskiego głównych systemów depozycyjnych w czerwonym spłuwcu umożliwiło autorce porównanie charakteru procesów diagenetycznych działających w osadach z różnymi rodzajami środowisk sedimentacyjnych oraz wstępne oceny potencjału diagenetycznego materiału detrytycznego w ujęciu Bjørlykkego (1983).

## CHARAKTERYSTYKA SKAŁ

## LITOFACJE

Utwory czerwonego sp gowca w omawianych gł bokich otworach wiertniczych mają zmienną moc — od 2,0 m w otworze Olszanowo 1 do 1530,0 m w otworze Czaplinek IG 2.

Występowanie osadów czerwonego sp gowca dolnego Kiersnowski (1999b) stwierdził tylko w otworze wiertniczym Czaplinek IG 2, położonym na zachód od strefy Szczecinek–Bydgoszcz. Czerwony sp gowiec dolny jest tu reprezentowany przez zlepki cegieł grubeokruchowe (orto- i parazlepki) i piaskowce drobno- i średnioziarniste spoczywające na pokrywie ryodacytu (Ekiert, 1980; Maliszewska, 1980). W pozostałych otworach wiertniczych występuje jedynie czerwony sp gowiec górny, reprezentowany, zgodnie z podziałem litostratygraficznym zamieszczonym w pracy Pokorskiego, Wagnera (2001), przez podgrupę drawską i notecką.

W otworach wiertniczych: Czaplinek IG 1 i IG 2, Lipka 1, Okonek 1, Szubin IG 1, Wilcze IG 1 oraz Zabartowo 1 i 2 utwory czerwonego sp gowca leżą na utworach karbonu, a w otworach: Bielica 2, Brzozówka 2, Bydgoszcz IG 1, Czarne 2, 3 i 5, Debrzno IG 1, Olszanowo 1, Sokole 1, Unisław IG 1 i IG 2 oraz Unisław 4 na skałach dewonu. Osady czerwonego sp gowca w otworach wiertniczych Czarne 1 i Złotów 2 nie zostały przewiercone. Na przełomie czerwonego sp gowca i cechszynu nastąpiło silne ugięcie dna zbiornika, które umożliwiło szybkie wtargnięcie od zachodu morza cechszynskiego (Wagner, 1997). Był to zbiornik płytki, epikontynentalny, w którym ze względu na suchy i gorący klimat doszło do sedymentacji osadów w głanowo-ewaporatowych (cyklotemy PZ1, PZ2, PZ3) i terygeniczo-ewaporatowych (PZ4). Utwory czerwonego sp gowca w wymienionych wyżej otworach wiertniczych zostały przykryte utworami cechszynu — mułowcami i łupkami z silną mineralizacją pirytów (z poziomu łupka miedzionego — T1) lub ciemnoszarym wapieniem drobnokrystalicznym (wapień cechszynski — Ca1).

Maksymalny zasięg utworów górnego czerwonego sp gowca w odniesieniu do podgrupy noteckiej wraz z wydzielonymi facjami przedstawia figura 2 (według Pokorskiego, 2001).

W czerwonym sp gowcu górnym wyróżniono następujące litofacje: brekcjowców, zlepków, piaskowców, mułowców i iłowców.

**Litofacja brekcjowców** opisała Maliszewska (1978, 1997a), zaliczając do niej przyspółkowe osady czerwonego sp gowca górnego w otworze wiertniczym Debrzno IG 1, określone jako brekcja tufitowa. Są to okruchy wirokrystaloklastycznych tufitów popiołowych, prawie całkowicie skalcytyzowane. Brekcje w głanowe zostały opisane w otworze wiertniczym Unisław IG 2 (Maliszewska, 1986), w którym materiał okruchowy stanowi fragmenty dolosparytów i dolomikrytów, sporadycznie kalcybiosparytów dewonskich i skał ilastych. Z uwagi na odrębny charakter wykształcenia litologicznego i resztkowy materiał analityczny skał z otworu wiertniczego Unisław IG 2 nie uwzględniono ich w szczegółowych badaniach.

**Litofacja zlepków** jest znacznie szerzej rozprzestrzeniona niż facja brekcjowa. Zlepki tworzą tu wkładki i pakiety ortorudyty, głównie w ród osadów piaskowcowych. Stwierdzono je w otworach wiertniczych: Czaplinek IG 1, IG 2, Debrzno IG 1, Lipka 1, Okonek 1, Sokole 1, Szubin IG 1, Wilcze IG 1 oraz Zabartowo 1.

W ród osadów zlepkowych wyróżniono para- i ortorudyty, określone zalednio z zawartości matriksu piaszczysto-mułkowo-ilastego. Ortorudyty zawierają powyżej 85% frakcji psefitowej. Z uwagi na skład tej frakcji zlepki należą do odmian litycznych, głównie polimiktycznych, rzadziej oligomiktycznych. Pokorski (1988) i Kiersnowski (1995, 1997b) uznali zlepki głównie

**Fig. 2. Mapa paleogeograficzna podgrupy Noteci czerwonego spłowca  
(wg Pokorskiego, Wagnera, 2001)**

Palaeographic map of the Rotliegend Note subgroup (after Pokorski, Wagner, 2001)

za osady korytowe, w mniejszym stopniu za osady pozakorytowe, pochodzące ze stóp ków aluwialnych. Skład materiału detrytycznego związany jest ściśle z obszarem sedymentacji.

W strefie Unisław–Sokole we frakcji wirowej dominują fragmenty skał pochodzenia osadowego, a ich macierzystym rodzajem są skały podłoża czerwonego sp. gowca (Kuberska, 1987, 1994; Muszyński, 1992). Złepce tej strefy częściowo należą do mikrolitofacji orto- i parazlepalców oligomiktycznych. Głównym składnikiem wiru są fragmenty skał w glanowych, w rodzajach których zostały stwierdzone kalcy- i dolosparyty oraz cz. sto okruchy oo- i biosparytów. Poza tym występują okruchy mułowców i piaskowców drobnoziarnistych. Są to głównie okruchy skał karbońskich, a cz. ciowo — by może — skał dewońskich.

W otworach wiertniczych Czaplinek IG 2 i Szubin IG 1 w składzie frakcji psefitowej dominują okruchy pochodzenia wulkanicznego. Należą do nich fragmenty kwarcowych skał typu ryolitoidów czy dacytoidów, sporadycznie fragmenty trachyandezytów i trachybazaltów. Pochodzą one z wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej w ujęciu Pokorskiego (1981).

Odmiany polimiktyczne znane z otworów wiertniczych Czaplinek IG 1 i IG 2, Debrzno IG 1, Sokole 1, Szubin IG 1 oraz Wilcze IG 1 charakteryzują się różnicowaniem składu litoklastów. W rodzajach okruchów spotyka się fragmenty skał wylewnych i osadowych. Litoklasty pochodzenia osadowego reprezentowane są przez fragmenty wapieni i piaskowców, natomiast fragmenty skał wylewnych należą głównie do grupy ryolitoidów. Poza tym występują także pojedyncze okruchy skał metamorficznych, jak fragmenty krystalicznych łupków kwarcowo-łyszczkowych.

**Litofacja piaskowcowa** jest główną i najpospolitszą w rodzajach osadów czerwonego sp. gowca. W określeniu mikrolitofacji posłużyła ona siłą klasyfikacji Dotta (1964), zmodyfikowanej przez Pettijohna i in. (1972), wyodrębniając w rodzajach piaskowców arenity i waki kwarcowe, arkozowe, subarkozowe, lityczne i sublityczne.

Na całym badanym obszarze odmiany lityczne występują zarówno w rodzajach arenitów, jak i waki. Piaskowce sublityczne i lityczne częściowo obserwuje się w strefie Czaplinek IG 1–Czaplinek IG 2, a także w otworach wiertniczych Debrzno IG 1, Sokole 1, Unisław IG 1 i Wilcze IG 1. Piaskowce subarkozowe, a wiące te, które zawierają powyżej 5% skaleni, grupują się w strefach Unisław–Wilcze i Sokole–Czarne; w przeważającej liczbie należą do arenitów.

Odmiany kwarcowe wyróżniono we wszystkich badanych profilach, z wyjątkiem otworów wiertniczych Unisław IG 1 i Unisław 4. Mikrolitofacje arenitów i waki kwarcowych występują na badanym obszarze pod względem stosunku do innych odmian.

**Litofacja mułowcowa** jest również bardzo rozpowszechniona, szczególnie w centralnej strefie basenu czerwonego sp. gowca. Stanowi dominującą odmianę litofacyjną w osadach playi (fig. 2). Mułowce występują także w postaci licznych przewarstwień w rodzajach piaskowców, jako utwory równi zalewowych (Maliszewska i in., 1995). Poza mułowcami właściwymi wyróżniono ich odmiany piaszczyste i ilaste. Szczegółowe obserwacje mikroskopowe i wyniki analiz planimetrycznych wykazały, że to odmiany kwarcowe, rzadziej subarkozowe. Odnaczają się struktury aleurytów, aleurytowo-psamitów lub aleurytowo-pelitów. Ich tekstura najczęściej jest kierunkowa, podkreślona obecnością laminy ilastych lub ilasto-elastycznych.

**Litofacja ilowcowa** reprezentowana jest przez ilowce, ilowce mułowcowe i piaszczyste. Charakterystyczna jest brunatna barwa wiąszości tych osadów, związana z impregnacją getytem i hematytem.

W składzie frakcji ilastej, będącej głównym składnikiem osadów ilasto-mułowcowych i w mniejszym stopniu piaskowców, obserwuje się pewną zmienność. Minerale mieszanopakietowe illit/smektyt odnotowano w osadach z otworów wiertniczych Czarne 1–5 (Protas, 1990), chloryt dominuje w rejonie Unisław–Szubin–Wilcze, a kaolinit głównie w osadach z otworu Czarne 3. Materiał frakcji mułkowej i piaszczystej, będący cz. st. domieszką ilowców, bywa

rozmieszczony nierównomiernie. S to przewa nie ostrokraw dziste ziarna kwarcu. Cech charakterystyczn utworów litofacji iłowcowej i mułowcowej s wyst puj ce licznie nodule i gniazda anhydrytowe, niekiedy yłki kalcytowe lub kalcytowo-anhydrytowe.

Litofacje czerwonego sp gowca zostały wyró nione na podstawie uziarnienia i składu mineralnego szkieletu ziarnowego. W obr bie ka dej z nich mo na wyró ni odmiany zale nie od składu mineralnego spoiwa, na przykład: ilaste, wapniste lub anhydrytowe.

#### CECHY STRUKTURALNO-TEKSTURALNE

Głównymi cechami strukturalnymi i teksturalnymi osadu w skali makro- i mikroskopowej s : uziarnienie, orientacja ziarn, upakowanie, stopie obtoczenia i kontakty mi dzyziarnowe.

W ród osadów zlepie cowych wyst puj głównie odmiany drobno- i redniookruchowe. Grubookruchowe odmiany zlepie ców odnotowano jedynie w otworach wiertniczych Czaplnek IG 2 i Wilcze IG 1. Uło enie materiału wirowego jest bezładne, rzadziej kierunkowe. Kierunkowo uło enia litoklastów wyst puje w zlepie cach z otworów wiertniczych: Lipka 1 i Sokole 1. W zale no ci od domieszki materiału piaszczysto-mułkowego wyró niono odmiany orto- i parazlepie ców.

Uziarnienie piaszkowców okre lono zgodnie z powszechnie stosowanym podziałem Wentwortha (1922). Opisywane piaskowce s przewa nie drobno- lub ró noziarniste. rednioziarniste odmiany wyst puj w otworach wiert.: Bydgoszcz IG 1, Czaplnek IG 2, Debrzno IG 1, Lipka 1, Szubin IG 1, Unisław IG 1, Unisław 4, Wilcze IG 1 oraz sporadycznie w otworach Zabartowo 2 i Złotów 2. W otworach wiert. Czaplnek IG 1 i IG 2, Debrzno IG 1, Unisław IG 1 oraz Wilcze IG 1 odnotowano równie wyst powanie piaszkowców zlepie cowatych.

Piaskowce cz sto wykazuj kierunkowe uło enie materiału detrytycznego. Charakteryzuj si równoległ laminacj , b d warstwowaniem przek tnym, smu ystym lub soczewkowym.

Materiał detrytyczny reprezentuj ziarna o ró nym stopniu obtoczenia. Przewa nie s one półobtroczone, nieco rzadziej dobrze obtroczone lub ostrokraw dziste. Dobrze obtoczony bywa najcz ciej materiał psefitowy. Ziarna detrytu s z reguły izometryczne. Wyj tek stanowi wydłu one litoklasty skał osadowych w zlepie cach z otworów wiertniczych Sokole 1 i Wilcze IG 1.

Stosuj c wzorec do wizualnej oceny wysortowania materiału ziarnistego (Pettijohn i in., 1972) stwierdzono, i w badanych osadach jest on słabo wysortowany i niewysortowany. Piaskowce o bardzo dobrym wysortowaniu materiału detrytycznego wyst puj nieco rzadziej. Stosunek maksymalnej do najcz stszej rednicy ziarn kwarcu ( $M_{\max Q}/M_{fQ}$ ), b d cy miar wysortowania materiału detrytycznego, dla badanych skał przewa nie zawiera si w przedziale 3–4.

W opisywanych osadach dominuj kontakty ziarn punktowe i proste, podrz dnie wyst puj wkl sło-wypukł, szczególnie w piaskowcach, w których wska nik kontaktów mi dzyziarnowych przekracza 2,5. Najrzadziej wyst puj kontakty zaz biaj ce. Wyst puj one przewa nie w piaskowcach zlepie cowatych i w zlepie cach. Warto ci wska nika kontaktów wahaj si w granicach 0,5–5,0, najcz ciej 2,0–3,0. Najsłabsze upakowanie ziarn obserwuje si w wakach (np. otwory wiertnicze Czarne 3 i Bydgoszcz IG 1), reprezentuj cych głównie osady playi.

#### SZKIELET ZIARNOWY

Najpospolitszym składnikiem szkieletu ziarnowego w osadach czerwonego sp gowca jest kwarc mono- i polikrystaliczny. Zawarto kwarcu monokrystalicznego najcz ciej waha si w granicach 40–55%, a maksymalnie wynosi 75%, natomiast zawarto kwarcu polikrystalicz-

nego waha się między 0 a 9%, maksymalnie około 13%. Przeciwnie zawartość ziarn kwarcu polikrystalicznego wynosi 2–4%. Kwarc te są zapewne monomineralnymi fragmentami skał metamorficznych, jak mylonity, gnejsy lub łupki kwarcowe z wyraźną teksturą kierunkową. Mogą być również fragmentami kwarcu żyłowego lub okruchami rogowców. W analizach planimetrycznych wszystkie zostały zaliczone do kwarcu. W nielicznych próbkach piaskowców, szczególnie z niżej części czerwonego sp. gowca dolnego, odnotowano występowanie ostrokrawędzistych ziarn kwarcu monokrystalicznego, z charakterystycznymi zatokami, opisywane jako wulkaniczne. W partiach przystropowych zauważono ziarna kwarcu z charakterystycznymi chlorytowymi wrostkami, podobne do opisywanych przez Maliszewską (1983) ze skał w otworze wiertniczym Budziszewice IG 1, położonym na południowy zachód od obszaru badań. Ziarna kwarcu detrytycznego w omawianych osadach częściowo kwarcowe obwódki regeneracyjne narastające fragmentarycznie lub wokół całej ich powierzchni. Spotyka się również ziarna kwarcu o nadtrawionych powierzchniach, częściowo rozpuszczone, z wyraźnymi efektami działalności alkalicznych roztworów porowych.

Skalenie sodu drugim istotnym składnikiem szkieletu ziarnowego, szczególnie piaskowców. Najczęściej występuje: mikroklin, niezbliniaczony skalenie potasowy, mikropertyt mikroklinowy i albit szachownicowy, a podziennie — oligoklaz. Miejscami obserwuje się częściowo zaalbityzowane ziarna skalenia potasowego, lecz sam proces albityzacji zachodził prawdopodobnie w skalenie macierzystej. Odmiany piaskowców szczególnie wzbogacone w skalenie występują w otworach wiertniczych: Bydgoszcz IG 1, Czarne 1, 3 i 5, Okonek 1, Sokole 1, Unisław IG 1, Unisław 4 oraz Zabartowo 2. Bardzo często są to ziarna częściowo skaolinityzowane, skarbonatyzowane lub znacznie rozpuszczone.

Grupa litoklastów jest dość urozmaicona, zawsze częściowo powiązana z podłożem, a zatem z kierunkami transportu materiału detrytycznego. Zawartość okruchów pochodzenia osadowego wynosi od 0 do 70% obj. skały, metamorficznego od 0 do 2%, głównego od 0 do 7%, zaś pochodzenia wulkanicznego od 0 do 54%. W rejonie Wilcze–Sokole dominują litoklasty osadowe, szczególnie wapieni (biomikrytów, oomikrytów, mikrosparytów), piaskowców kwarcowych oraz klasty szarozielonkawych mułowców i brunatnych ilowców (Kuberska, 1994). Okruchy skał wylewnych występują głównie w piaskowcach, podziennie są składnikiem frakcji psamitowej zlepów. Reprezentują je fragmenty skał ryolitoidowych, dacytowych, sporadycznie trachybazaltów, czy trachyandezytów. Wśród okruchów skał plutonicznych występują przede wszystkim granitoidy kwarcowo-skalieniowe. Udział okruchów skał głównych i wylewnych wyraźnie wzrasta w zachodniej części omawianego obszaru, na linii Czaplnek–Szubin. W zlepach nawierconych w otworze wiertniczym Czaplnek IG 2 (Maliszewska, 1980) opisano klasty skał wylewnych, występujące w przewodzie nad pozostałymi. Generalnie, odmiany lityczne piaskowców dominują nad innymi w otworach wiertniczych: Czaplnek IG 1 i IG 2, Debrzno IG 1, Sokole 1, Unisław IG 1 oraz Wilcze IG 1. Okruchy skał podczas kolejnych etapów diagenезy poddawane były różnorodnym procesom, między innymi rozpuszczaniu, zastępowaniu i przeobrażeniu, czego efekty obserwowano w płytkach cienkich.

Poza podstawowymi składnikami szkieletu ziarnowego występują także w jego składzie łuszczyki, reprezentowane głównie przez muskowit i schlorytyzowany biotyt. Ich zawartość zwykle nie przekracza 1%. Akcesorycznie występują: cyrkon, turmalin oraz apatyt. Analiza minerałów ciężkich z piaskowców czerwonego sp. gowca z otworów wiertniczych Zabartowo 1 (Ekiert, 1976) i Debrzno IG 1 (Maliszewska, 1978) wykazała ponadto obecność tytanitu, rutylu, piroksenów, amfiboli i sporadycznie granatów.

## SKŁADNIKI SPOIWA

**Tlenki i wodorotlenki elaza**

Tlenki i wodorotlenki elaza s powszechnie w skałach czerwonego sp gowca, nadaj c im charakterystyczn czerwobrunatn barw . Wyst puj w bardzo zmiennych ilo ciach. Najcz - ciejs obecne w formie rozproszonego pigmentu w iłowcach, mułowcach i piaskowcach o przewadze spoiwa typu matriks. Bardzo cz stym zjawiskiem obserwowanym w piaskowcach jest wyst powanie elazystych obwódek wokół ziarn detrytycznych. S one cz sto stowarzyszone z minerałami ilastymi. Brak wodorotlenków elaza w miejscu kontaktu ziarn sugeruje postdepozycyjne pochodzenie obwódek i ich utworzenie si po wczesnych etapach kompaktacji mechanicznej.

elazo u yte do budowy obwódek było prawdopodobnie transportowane w roztworze w postaci jonowej, zwi zane w uwodnionym tlenku elaza, b d cym prekursorem hematytu (Walker, 1967). Zjawiska tego rodzaju mogły zachodzi w rodowisku utleniając ym, w warunkach klimatu gor cego, pustynnego lub przy wzrastaj cym pogrzebaniu osadu. Minimalna temperatura dehydratacji i przej cia uwodnionego tlenku w hematyt wynosi około 40°C (Mücke, 1994). Odbarwienie pakietów osadów, całkowite lub miejscowe, plamiste, mogło by zwi zane ze zmian pH rodowiska na redukcyjne (Glennie i in., 1978).

Miejscami w opisywanych osadach czerwonego sp gowca wyst puj tak e owalne, w przekroju płytek cienkich, skupienia zwi zków elaza, które s zapewne najmłodszymi składnikami spoiw, zwi zanymi z telodiagenez .

**Minerały ilaste**

Minerały ilaste tworz ce spoiwo ilaste w osadach czerwonego sp gowca mog by składnikiem zarówno allo-, jak i autigenicznym. Allogeniczne spoiwo ilaste jest drobnoziarnistym spoiwem okrucowym pochodzenia terygenicznego (Ryka, Maliszewska, 1991), natomiast składniki autigeniczne powstały na skutek chemicznego wytr cenia w osadzie, stanowi c w ten sposób cement skał osadowych (Pettijohn, 1957). Odró nienie w mikroskopie polaryzacyjnym allo- i autigenicznych minerałów ilastych (zwłaszcza illitu) jest bardzo trudne, dlatego szczególnie pomocne s tu badania w mikroskopie elektronowym. Wydaje si , e zbite, nieforemne łuseczki minerałów ilastych mo na uzna za allogeniczne. Jednocze nie, zdaniem Gauppa (2000), wi kszo minerałów ilastych wyst puj cych w piaskowcach czerwonego sp gowca stanowi cementy autigeniczne, a wi c nawet ilaste piaskowce mog nale e do arenitów, a nie do wak. Wniosek Gauppa (*op. cit.*) jest oparty na analizie setek próbek skał czerwonego sp gowca z obszaru Niemiec, badanych w mikroskopie elektronowym. W przypadku piaskowców wyst puj cych na badanym obszarze hipoteza ta nie została potwierdzona, gdy udział allogenicznych składników ilastych w spoiwach jest bardzo du y, szczególnie w ród osadów playi.

W badanych osadach zlepie ców i piaskowców spoiwo ilaste wyst puje powszechnie i najcz - ciejs jest zaliczane do matriksu. Pod poj ciem „matriks“ autorka rozumie mas wypełniaj c , składaj c si z materiału ilastego i okrucowego o rednicy ziarna nieprzekraczaj cej 0,06 mm (Pettijohn i in., 1972). Jej zawarto powy ej 15% tworzy odmiany piaskowców typu wak, lecz obecno minerałów ilastych i pyłu odnotowuje si równie w arenitach, czyli tzw. czystych piaskowcach. Ilo matriksu w piaskowcach dochodzi do około 44% obj., w zlepie cach za do około 18% obj. Wcze niej prowadzone badania (Kuberska, 1997) wykazały nast puj cy skład ilastej frakcji spoiwa: illit, chloryt, kaolinit i w mniejszym stopniu minerały mieszanopakietowe illit/smektyn (I/S). Znaczny udział minerałów ilastych ma znaczenie dla zbiornikowych cech

osadów, gdy może powodować całkowitą redukcję ich porowatości i przepuszczalności. Z przeprowadzonych badań wynika, iż porowatość w wadach waha się w granicach 0,3–1,0%, a przepuszczalność jest bliska zeru. Waki wykazują nieco wyższą porowatość należą do wyjątków, na przykład w próbce z otworu wiertniczego Unisław IG 1 wartość ta wynosi około 4% (Maliżewska, Kuberska, 1996a, b).

Na podstawie badań piaskowców i zlepów w mikroskopie polaryzacyjnym autorka zaliczyła cząstki spoiw ilastych do utworów autigenicznych. Pogląd ten potwierdziły analizy elektrownograficzne, poparte analizami rentgenostrukturalnymi. Wyróżniono tu chloryty, kaolinit i illit. Obok nich sporadycznie pojawiają się minerały mieszanopakietowe illit/smektyt.

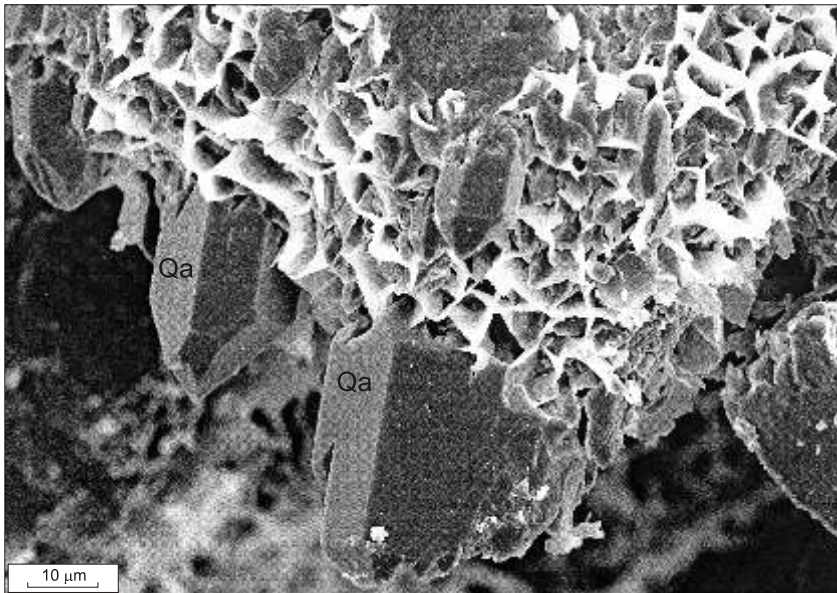
**Chloryty** zalicza się do krzemianów warstwowych (Stoch, 1974). Przedmiotem badań były głównie ortochloryty zawierające w swoim składzie magnez i elazo. Ich identyfikację przeprowadzono na podstawie analizy rentgenostrukturalnej. Otrzymane piki odpowiadają wzorcom klinochloru II b (międzynarodowe wzorce Joint Committee on Powder Diffraction Standards).

Magnez w warstwach oktaedrycznych może być zastąpiony przez elazo w dowolnym stosunku. Badane kryształy chlorytów wykazują dominację Fe albo Mg, stąd wyróżniono tu Mg/Fe-chloryty i Fe/Mg-chloryty. Dotychczasowe obserwacje wykazały nieco odmienną pozycję dwóch wyodrębnionych rodzajów chlorytów w sekwencji diagenetycznej. Chloryty obserwowane w mikroskopie elektronowym bardzo rzadko są wykształcone w postaci kryształów o pokroju pseudoheksagonalnym, a najczęściej występują w postaci blaszek lub łusek, tworząc w skali różnorodne skupienia. Zaobserwowano, szczególnie w piaskowcach z otworów wiertniczych Bydgoszcz IG 1, Szubin IG 1 i Zabartowo 2, chloryty tworzące na ziarnach detrytycznych cienkie obwódki (tabl. I, fig. 1). Badania mikroskopy rentgenowskie wykazały, że formy tego typu najczęściej tworzą chloryty bogatsze w magnez. Obwódki chlorytowe, szczególnie grube i rozwinięte na całej powierzchni ziarna, składają się ze ściśle upakowanych łusek, są czynnikiem powstrzymującym kompaktację mechaniczną, przyczyniając się do zachowania przez osad pierwotnej porowatości (Pittman, Lumsden, 1968; Rochewicz, 1980; Bjørlykke i in., 1989; Gaupp i in., 1993). Heald (1965), a następnie Hancock (1978) stwierdzili, że ciasne upakowanie blaszek chlorytowych ogranicza nukleację innych autigenicznych kryształów na powierzchniach ziarn detrytycznych, a więc blokuje późniejszą cementację, zwłaszcza przez kwarc autigeniczny. Cienkie i nieciągłe obwódki chlorytowe nie mają takiego znaczenia. W opisywanych piaskowcach czerwonego sp gowca obwódki chlorytowe mają zwykle niewielką grubość i często towarzyszą im słupki autigenicznego kwarcu (fig. 3). Chloryty tworzące obwódki na ziarnach detrytycznych mogły krystalizować w temperaturach około 90–120°C. Takie wartości Aagaard i in. (2000) uzyskali w wyniku eksperymentu prowadzonego do syntezy chlorytu, podobnego do występującego w piaskowcach z pól naftowych Norwegii z głębokości około 3000 m oraz na podstawie obserwacji naturalnych występowania obwódek chlorytowych z tych samych osadów.

Blaszki chlorytowe tworzą także struktury typu plastra miodu oraz formy rozetowe, wachlarzowe (fig. 4). Wypełnienie niektórych przestrzeni porowych w piaskowcu z otworu wiertniczego Bydgoszcz IG 1 tworzą chloryty w formie rozetowej, których zawartość Fe wynosi od 16,93 do 19,19% wag. i z reguły pozostaje w stosunku do Mg, jak 2:1.

Gaupp i in. (1993), opisując diagenezę skał czerwonego sp gowca z obszaru Niemiec, wyróżnili co najmniej dwie generacje chlorytów. Pierwsza z nich, bogatsza w magnez, tworzyła się przed zasadniczą fazą rozkładu ziarn detrytycznych, a druga, późniejsza, powstała po głównym epizodzie rozpuszczania detrytu. Przy tym stosunek Fe/(Fe+Mg) w drugim typie chlorytów jest zmienny i wzrasta w obszarach odznaczających się intensywniejszym procesem rozpuszczania ziarn. Podobnie w opisywanych osadach czerwonego sp gowca wyróżniono dwie odmiany chlorytów powstałych w różnych etapach diagenety. Obserwacje mikroskopowe pozwoliły usta-





**Fig. 3. Słupki autogenicznego kwarcu (Qa) współwystępujące z chlorytami obrastającymi ziarna detrytyczne w arenicie subarkozowym**

Obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; otwór wiert. Wilcze IG 1, gł. b. 4670,8 m

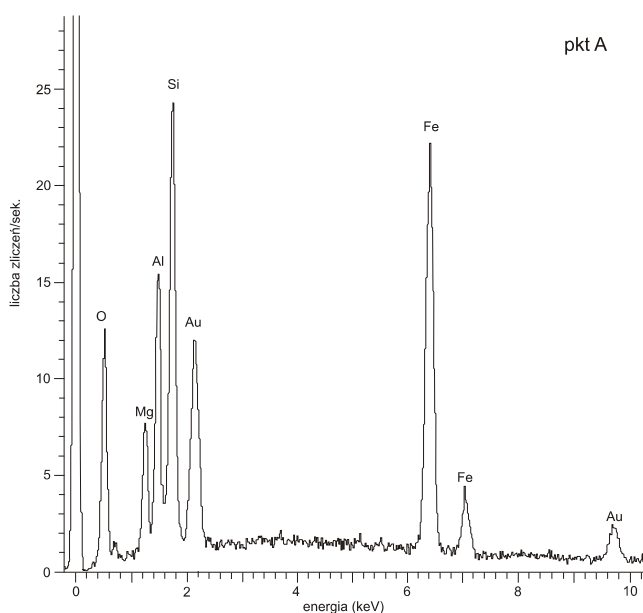
Authigenic quartz rods (Qa) co-occurring with chlorites  
which grow on detrital grains in subarkosic arenite

Electron microscope image (SEI); Wilcze IG 1 borehole, depth 4670.8 m

li, a płytki chlorytów tworzą obwódki na ziarnach detrytycznych znacznie wcześniejsze od narastających na nich słupków kwarcu autogenicznego, a także wcześniejsze od blaszek tworzących formy rozetowe, wypełniające przestrzenie porowe w piaskowcach.

**Kaolinit/dickit** najczęściej występuje w formie płytkowych skupień, wypełniających przestrzenie porowe skał (tabl. I, fig. 2, 3) lub tworzy wypełnienia w obrębie ziarn detrytycznych. Płytki kaolinitu ułożone jedna na drugiej i rozciągające się krzywolinijnie tworzą tzw. formy robakowate (fig. 5). Skupienia nieregularne lub o mniejszej rozciągłości nazywa się blokowymi. Taka forma bywa charakterystyczna dla dickitu (Hassouta i in., 1999). Uważa się, iż w wypełnieniu przestrzeni porowych przez kaolinit, czy też kaolinit/dickit, powstają nie tylko formy tworzące obramowania pustek (*pore-lining*), co stwierdzono m.in. w przypadku permsko-triasowych piaskowców z północno-zachodnich Chin (Tang i in., 1997). Źródłem glinu i krzemu dla powstającego kaolinitu mogłyby być przeobrażone ziarna skał detrytycznych (Hartmann i in., 2000), okruchów skalnych i łuszczyków przy udziale wód meteorycznych.

Krystality kaolinitu i dickitu mają pokrój pseudoheksagonalnych płytek, często tworzących formy księżkowe (Welton, 1984). Ze względu na niewielką ilość kaolinitu w badanych piaskowcach (max. do około 9% obj.) trudno jest wydzielić jego główne typy morfologiczne, wydaje się jednak, że występuje tu zarówno typ robakowaty, jak i blokowy. Autogeniczne kryształy

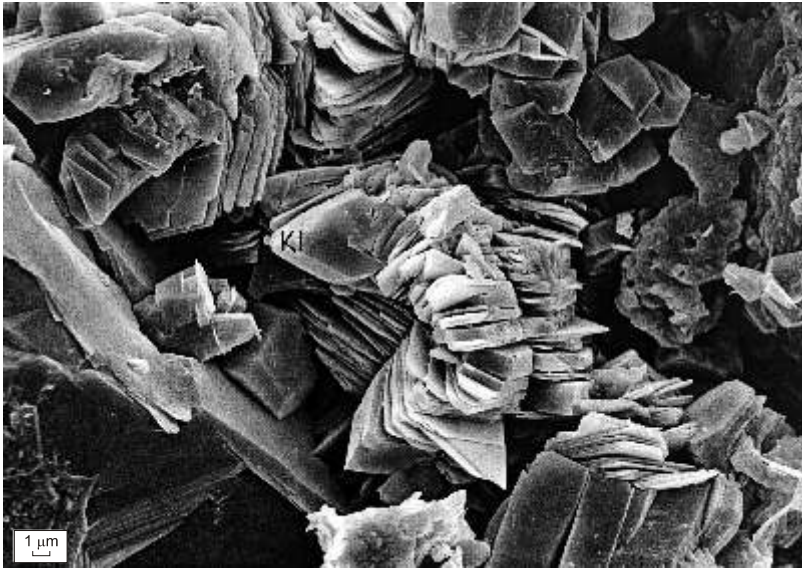


**Fig. 4. Wachlarzowe skupienie blaszek Fe/Mg-chlorytu w przestrzeni porowej arenitu sublitycznego**

Obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego oraz widmo rentgenowskie (EDS) składu chemicznego chlorytu (pkt A); otwór wiert. Unisław IG 1, gł b. 4554,5 m

Fan-like concentration of Fe/Mg-chlorite plates in the pore space of sublithic arenite

Electron microscope image (SEI) and X-ray spectrum (EDS) of chemical composition of chlorite (point A); Unisław IG 1 borehole, depth 4554.5 m



**Fig. 5. Skupienie kaolinitu robakowatego (KI) w spoiwie arenitu subarkozowego**

Obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; otwór wiertniczy Olszanowo 1, gł b. 3657,2 m

Concentration of worm-like kaolinite (KI) in the cement of subarkosic arenite

Electron microscope image (SEI); Olszanowo 1 borehole, depth 3657.2 m

kaolinitu/dickitu widoczne są już w mikroskopie polaryzacyjnym, a dokładniejsze obserwacje wymagają badań w mikroskopie elektronowym. Rozróżnienie kaolinitu i dickitu przy pomocy SEM nie jest możliwe, więc do ich identyfikacji postawiono się analiz rentgenostrukturalnych wyseparowanych frakcji ilastych (Wilson, 1987).

Badania rentgenostrukturalne wykazały, że kaolinit jest podstawowym składnikiem frakcji mniejszej od 2  $\mu\text{m}$  i 2–10  $\mu\text{m}$  w dwóch próbkach, pobranych z głębokości mniejszej niż 4000 m. Jest to kaolinit 1Md, tj. słabo uporządkowany. Dobrze wykrystalizowany kaolinit zauważono w próbce z otworu wiertniczego Sokole 1, z głębokości 3974,6 m, w obrębie frakcji 2–10  $\mu\text{m}$ . W badanych czterech próbkach frakcji ilastej wyseparowanej z piaskowców czerwonego stopnia nie zauważono różnic w składzie mineralnym między dwiema frakcjami: <2 i 2–10  $\mu\text{m}$ , natomiast w zależności od głębokości występowania badanych piaskowców zaznaczają się pewne różnice ilościowe. W próbkach pobranych z głębokości do 4000 m dominuje w obydwu frakcjach kaolinit słabo uporządkowany, natomiast głębiej — dickit ( $2M_1$ ). Potwierdza to wielokrotnie opisywane z rejonu Morza Północnego zjawisko transformacji kaolinitu w dickit wraz z głębokością (m.in. Ehrenberg i in., 1993; Macaulay i in., 1993; Osborne i in., 1994).

W dwóch próbkach z otworu wiertniczego Wilcze IG 1 badania rentgenostrukturalne wykazały w wyseparowanych frakcjach ilastych obecność dickitu (tabl. I, fig. 3). Frakcje te uzyskano z piaskowców z głębokości powyżej 4500 m. Dickit może tu być wskaźnikiem paleotemperatury, w jakiej zachodziła diagenеза osadu. Jego obecność sugeruje, że temperatura ta przekraczała 100°C (Ehrenberg i in., 1993). Zdaniem Hartmanna i in. (2000), dickit jest zawsze późniejszy w stosunku do obecnego w osadzie kaolinitu.

**Illit**, jak wynika z badań rentgenostrukturalnych, jest najpospolitszym minerałem w ilastych spoiwach skał czerwonego sp. gowca (Kuberska, 1996, 1997) oraz głównym składnikiem masy podstawowej ilowców i mułowców. W piaskowcach stanowi jeden z wielu komponentów frakcji ilastej spajającej materiał detrytyczny. Autigeniczne osobniki illitu badane przy użyciu mikroskopy elektronowego wykazują oprócz głównych składników (Si, Al, K) obecność Fe, Mg, czasami łącznie Ca. Jednym z wymienianych rodzajów tych pierwiastków, a szczególnie potasu, mogą być zdaniem Gluyasa i Leonarda (1995) ewaporaty cechsztynu.

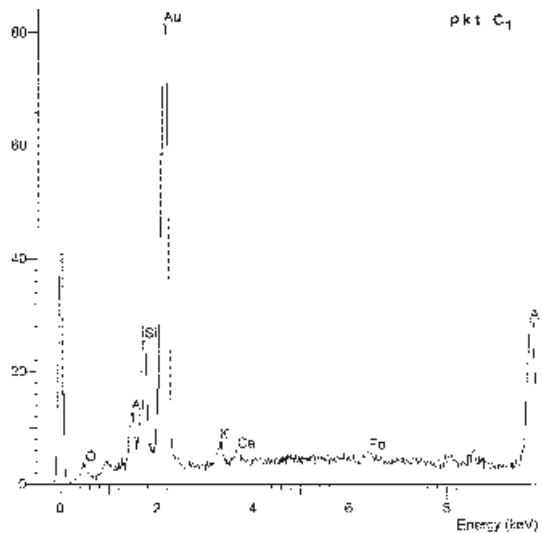
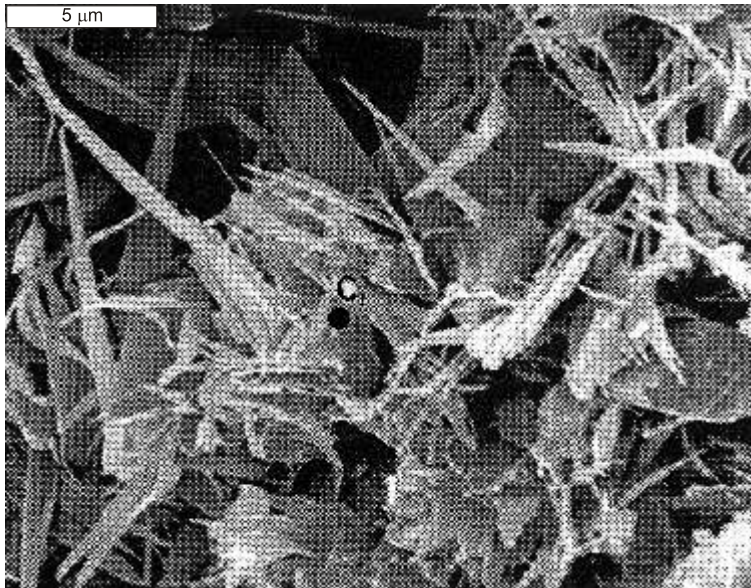
Jedną z tych form występowania illitu są drobne łuseczki skupione w obwódkach wokół ziarn detrytycznych. Bardzo często illit współwystępuje ze zwiastkami elaza. Podobnie jak Hancock (1978) w piaskowcach z obszaru Niemiec, autorka wyróżniła w rodz. obwódek: tangencjalne — układające się stycznie do powierzchni ziarn i radialne, gdy płytki illitu narastają prostopadle do brzegu ziarna (tabl. I, fig. 4). Ta ostatnia forma może rozrastać się do rodzaju przestrzemieli dzyziarnowej stopniowo zamykającej dla swobodnego przepływu płynów porowych. Illit w obwódkach powstaje w najwcześniejszych etapach diagenety, a niektórzy badacze uważają, iż tworzenie tych struktur zachodzi równocześnie z depozycją (Hawkins, 1978). Innymi formami występowania illitu są listewki, układające się w struktury komórkowe, zarastające przestrzeń porową, oraz cienkie włókna, opisywane często również jako włosy, wstęgi lub filamenty (fig. 6). Te ostatnie formy mineralne zalicza się do składników autigenicznych krystalizujących w temperaturach wyższych niż 70°C (Wilson, Pittman, 1977; Small, 1993). Włókniste illity z piaskowców czerwonego sp. gowca północnej części monokliny przedsudeckiej opisała Maliszewska (1997b, 1999), określając wiek ich tworzenia metodą K/Ar na rdz. i p. jur. oraz wczesny kred., a hipotetyczne temperatury krystalizacji na 125–173°C. Wyniki oznaczeń  $^{18}\text{O}$  w badanych illitach (Maliszewska, 1997b) zostały porównane z otrzymanymi przez Robinsona i in. (1993) dla diagenetycznych illitów czerwonego sp. gowca z Morza Północnego. Autorzy (*op. cit.*) sugerują, że mogły one krystalizować z wód porowych pochodzenia morskiego, które infiltrowały z ewaporatowych osadów cechsztynu. Podobny pogląd wyraził Michalik (1996) badający illit z piaskowców białego sp. gowca w południowej części monokliny przedsudeckiej.

Obecność włóknistych form illitu w piaskowcach ma silny negatywny wpływ na ich właściwości filtracyjne (Such i in., 2000). Jednak formy takie w skałach czerwonego sp. gowca na omawianym obszarze występują do rzadko, a więc nie mają istotnego znaczenia dla ograniczenia ich przepuszczalności.

**Minerały mieszanopaketowe** różnią się przede wszystkim na podstawie wyników badań rentgenowskich, które mogą wykazać istnienie odmian uporządkowanym lub nieuporządkowanym następnym pakietów różnego typu (Bolewski, 1982).

W części badanych próbek została stwierdzona obecność minerałów mieszanopaketowych I/S o zawartości illitu powyżej 90%. Również wskaźnik uporządkowania struktury minerałów I/S, odzwierciedlający wpływ temperatury na procentowy udział zawartości smektytu w minerałach mieszanopaketowych (Reynolds, 1980). W badanych próbkach jest on większy lub równy 3. Przy założeniu, że illityzacja smektytu jest wynikiem tylko wygrzania górotworu, ta wartość wskazuje na paleotemperatury powyżej 180°C według modelu Hoffmana i Howera (Horton, 1985). Minerały mieszanopaketowe I/S w skałach czerwonego sp. gowca Pomorza Zachodniego zostały wcześniej stwierdzone przez Protasa (1990) w serii szarej i brunatnej z otworów Czarne 1–5.

Najczystszyimi formami występowania minerałów mieszanopaketowych I/S w badanych skałach są blaszki układające się w struktury komórkowe oraz listewki przypominające autigeniczny illit. Obecność minerałów I/S w badanych piaskowcach zapewne jest efektem diagenetycznych przeobrażeń skał wulkanicznych.



**Fig. 6. Włókniste formy illitu w spoiwie waki sublitycznej**

Obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego oraz widmo rentgenowskie (EDS) składu chemicznego illitu (pkt C<sub>1</sub>); otwór wiert. Wilcze IG 1, gł. b. 4761,8 m

Fibrous illite in the cement of sublithic wacke

Electron microscope image (SEI) and X-ray spectrum (EDS) of chemical composition of illite (point C<sub>1</sub>); Wilcze IG 1 borehole, depth 4761.8 m

## Minerały w glanowe

Minerały w glanowe stanowi jeden z ważniejszych składników spoiwa skał czerwonego sp. gowca. Zawartość procentowa cementu w glanowego waha się od zera do około 44% obj., przy czym najwyższe wartości występują w zlepkach i piaskowcach grubo uziarnionych. Spoiwo w glanowe ma najczęściej charakter porowy, miejscami podstawowy, najrzadziej pojawia się w postaci obwódek krystalizacyjnych. Miejscami tworzy ono również wypełnienia szczelin lub żyłek. Najpospolitszymi minerałami w glanowymi w cementach są: kalcyt, dolomit, natomiast rzadko występuje ankeryt. Wyniki przeliczeń wskaźników chemicznych z wybranych próbek określają najwyższe zawartości kalcytu dochodzące do około 23% wag., dolomitu do około 12% wag., a zawartość  $\text{FeCO}_3$  nie przekracza 4%. Ponieważ nie stwierdzono syderytu jako fazy indywidualnej można sądzić, że cząsteczki  $\text{FeCO}_3$  wchodzi w skład odmian kalcytowych i dolomitowych. Podobna sytuacja dotyczy stwierdzonego w próbkach  $\text{MnCO}_3$ .

**Kalcyt** w opisywanych skałach występuje przeważnie w postaci osobników subhedralnych, anhedralnych lub trudno rozpoznawalnych agregatów mikrokrystalicznych. Kryształy własnopostaciowe występują rzadziej i obserwowano je głównie w mikroskopie elektronowym. Oprócz identyfikacji kalcytu metodą barwienia płytek cienkich płynem Evamy'ego, bardzo interesujących danych dostarczyła analiza katodoluminescencyjna. Metoda ta pozwoliła na wstępne zróbnicowanie rodzajów kalcytu zależnie od ich wieczenia i na wytypowanie mikroobszarów do analizy chemicznej, wykonanej przy zastosowaniu mikrosondy elektronicznej. Stosując wspomniane metody analityczne wyróżniono dwie główne odmiany kalcytu: kalcyt określany jako czysty i Mn-kalcyt (tabl. II, fig. 1–4).

Kalcyt, który nie wykazywał luminescencji w CL, w analizie chemicznej wykazał w swoim składzie tylko wapń, tlen i węgiel (fig. 7). Stwierdzono zatem brak aktywatorów w sieci krystalicznej kalcytu, wywołujących luminescencję (Meyers, 1974), jak również ograniczających ją inhibitorów. Z tego względu określono go jako kalcyt czysty. Zazwyczaj współwystępuje on z Mn-kalcytem w spoiwach piaskowców i zlepków, lub występuje w postaci euhedralnych i subhedralnych kryształów narastających na ziarnach detrytycznych, szczególnie na okruchach skał w glanowych. Nagromadzone osobniki miejscami tworzą obwódki narastające tylko z jednej strony ziarna i zaznaczające geopetalną strukturę skał. Burrows (*vide* Peryt, 1981) wyraził pogląd, że wszystkie wczesne cementy zmatowiały lub nie wykazują luminescencji, nasuwa się więc przypuszczenie o wczesnodiaogenetycznej krystalizacji opisanych kalcytów. Dzięki zastosowaniu punktowej analizy laserowej hipoteza ta została poparta wynikami oznaczeń stabilnych izotopów węgla i tlenu w osobnikach tych właśnie kalcytów.

Najbardziej rozpowszechnioną odmianą kalcytu jest Mn-kalcyt, wykazujący w CL ółt lub ółtopomara czow luminescencji dzięki zawartości manganu w sieci krystalicznej (fig. 7). Wielkość promienia jonowego manganu jest zbliżona do wielkości promienia jonowego wapnia, zatem istnieje bardzo duże prawdopodobieństwo tworzenia kryształów mieszanych  $(\text{Ca},\text{Mn})\text{CO}_3$  (Borkowska, Smulikowski, 1973).

Zawartość węgla  $\text{MnCO}_3$  w badanych kalcytach waha się w granicach 0,9–5,00% mol.

Mn-kalcyt tworzy formy anhedralne, rzadko sub- i euhedralne, wypełniające przestrzenie porowe w osadach. Obserwacje w katodoluminescencji pozwoliły stwierdzić homogeniczne rozmieszczenie manganu w osobnikach kalcytu, a barwa ich luminescencji jest przeważnie jednolita. Zdaniem Sommera (1972) te cechy są dowodem diagenetycznego pochodzenia kalcytu, na przykład powstałego w efekcie rekrystalizacji starszych osobników. Duża zmienność cech luminescencji może wskazywać na cementy krystalizujące bezpośrednio z roztworów porowych. W opisywanych osadach

**Fig. 7. Spoiwo kalcytowe w parazlepnie liwiczym**

Punkt **E** — czysty kalcyt, punkt **F** — Mn-kalcyt ( $\text{Ca}_{0,963}\text{Mn}_{0,037}\text{CO}_3$ ); mikrofotografie wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym przy nikolach skrzyżowanych i w CL oraz wykresy składu chemicznego (EDS) w punktach E i F; otwór wiert. Okonek 1, gł. b. 3893,4 m

Calcite cement in lithic paraconglomerate

Point **E** — pure calcite, point **F** — Mn-calcite ( $\text{Ca}_{0,963}\text{Mn}_{0,037}\text{CO}_3$ ); polarizing microscopic (with crossed nicols) and CL photomicrographs, and graphs of chemical compositions (EDS) at points E and F; Okonek 1 borehole, depth 3893.4 m

dach nie zaobserwowano kalcytu o wyraźnej budowie pasowej lub strefowej. Je eli zaznacza si taka zmienno , jest ona z reguły słabo widoczna lub ma niewielkie rozprzestrzenienie.

Mn-kalcyt cz sto zastępuje ziarna detrytyczne, tworzy czołowe lub nawet całkowite pseudomorfozy. Identyfikacja pierwotnie występujących ziarn w tym drugim przypadku jest ju obecnie niemożliwa. Widoczne tylko w CL pseudomorfozy świadczące o bardziej zwartym szkieletcie ziarnowym przed cementacją, niemożliwa natomiast o tym świadczy bez zastosowania luminoskopu.

Niekiedy kalcyt zawiera także domieszkę elaza  $Fe^{2+}$ . Zawartość Fe w strukturze kalcytu, a w szczególności stosunek Mn/Fe, wpływa także na intensywność barwy luminescencji minerału w CL (Sikorska, 1994). Rozmieszczenie elaza w kalcytce przewa nie jest równomierne i w zasadzie nie wpływa na strefową budowę kryształów, lecz niekiedy dostrzegano wzbogacenie w ten składnik stref przykrawdziowych (Maliszewska, Kuberska, 1993). Zawartość  $FeCO_3$  wyliczona z przeprowadzonych w mikroobszarach analiz chemicznych wynosi od 0,03 do 2,60% wag. Niektóre badane kryształy miały niewielką domieszkę magnezu (wyliczona zawartość  $MgCO_3$  wynosi od 0,2 do 1,3% wag.).

**Dolomit** stanowi istotny składnik cementu ortochemicznego, szczególnie w piaskowcach z otworów wiertniczych Czarne 3 i 5, natomiast w innych występuje podziennie. Tworzy różnej wielkości romboedry, rzadziej występuje w postaciach an- lub subhedralnych, częściowo wypełniających przestrzenie porowe (tabl. III, fig. 1). Mikrosonda elektronowa w dolomitach poddawanych analizom chemicznym wykazała obecność manganu i elaza (fig. 8). Wyliczona zawartość  $MnCO_3$  wynosi od 1,2 do 2,8% wag., zaś  $FeCO_3$  od 1,9 do 4,1% wag.

W analizie barwnikowej dolomitów wielokrotnie dostrzegano niebieskie zabarwienie stref przykrawdziowych, co świadczy o tym, że elazo cz sto skupia się przykrawdziach kryształów, podkreślając ich budowę pasową (tabl. III, fig. 2). Niekiedy partie brzośne mają skład ankerytu. W katodoluminescencji dolomit wykazuje wiecenie w odcieniach czerwono-brunatnych do ciemnobrunatnych, w zależności od domieszki elaza dwuwartościowego, tłumiącego luminescencję. W związku z cz sto obserwowano koncentrację elaza przykrawdziach kryształów, również luminescencja w dolomicie nie jest jednorodna i ma charakter pasowy lub strefowy.

Jak wynika z obserwacji mikroskopowych dolomit, podobnie jak kalcyt, cz sto tworzy pseudomorfozy po ziarnach detrytycznych, szczególnie skaleni.

**Ankeryt**, podobnie jak dolomit, należy do grupy podwójnych węglańców bezwodnych, a miejsce magnezu zajmuje cz sto  $Fe^{2+}$  (Borkowska, Smulikowski, 1973).

Ankeryt w skałach czerwonego sp. gowca bardzo rzadko stanowi samodzielny składnik spoiwa. Zwykle występuje w zewnętrznych partiach kryształów dolomitowych (tabl. III, fig. 2), rzadziej natomiast w postaci drobnych, euhedralnych kryształów. Z uwagi na znaczny zawartość elaza w swoim składzie nie wykazuje wiecenia w katodoluminescencji. Udział ankerytu w spoiwie jest znikomy i nie przekracza 1–2% obj. Ankeryt tworzył się przede wszystkim z kalcytu i dolomitu.

## Siarczany

W badanych osadach siarczany tworzą spoiwo porowe, poikiloklastyczne, rzadko podstawowe. Ich zawartość waha się od zera do 28% obj., najczęściej nie przekracza 10% obj. W próbkach skalnych wybranych do wskaźnikowych oznaczeń chemicznych zawartość anhidrytu nie przekracza 20% wag. Minerale siarczanowe są powszechnym składnikiem cementów skał czerwonego sp. gowca, szczególnie tworzących się w środowisku playi. Tam te cz sto tworzą owalne, gniazdowe skupienia określone jako nodule. Najpospolitszym siarczanem jest anhidryt, sporadycznie występuje gips.



**Fig. 8. Spoivo dolomitowe i kalcytowe w arenicie subarkozowym**

Pkt A — Mn-kalcyt ( $\text{Ca}_{0,991}\text{Mn}_{0,009}\text{CO}_3$ ), pkt B — dolomit ( $\text{Ca}_{0,594}\text{Mg}_{0,365}\text{Mn}_{0,022}\text{Fe}_{0,019}(\text{CO}_3)_2$ ), pkt C — dolomit ( $\text{Ca}_{0,585}\text{Mg}_{0,378}\text{Fe}_{0,019}\text{Mn}_{0,018}(\text{CO}_3)_2$ ); mikrofotografie wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym przy nikolach skrzyżowanych i w CL oraz wykresy zmienności występowania magnezu i żelaza wzdłuż linii A–C; otwór wiert. Unisław 4, gł. b. 4695,2 m

Dolomite and calcite cement in subarkosic arenite

Point A — Mn-calcite ( $\text{Ca}_{0,991}\text{Mn}_{0,009}\text{CO}_3$ ), point B — dolomite ( $\text{Ca}_{0,594}\text{Mg}_{0,365}\text{Mn}_{0,022}\text{Fe}_{0,019}(\text{CO}_3)_2$ ), point C — dolomite ( $\text{Ca}_{0,585}\text{Mg}_{0,378}\text{Fe}_{0,019}\text{Mn}_{0,018}(\text{CO}_3)_2$ ); polarizing microscopic (with crossed nicols) and CL photomicrographs, and graphs of Mg and Fe content variations along line A–C; Unisław 4 borehole, depth 4695.2 m

**Anhydryt** stanowi w wielu badanych próbkach piaskowców jeden z głównych składników spoiwa (np. w otworze wiertniczym Czarne 5), a miejscami występuje tylko w rozproszeniu. Anhydryt najczęściej tworzy osobniki anhedralne, wypełniające szczelnie przestrzenie międzyziarnowe (tabl. III, fig. 3). Występuje także w postaci drobnych, wydłużonych tabliczek, często polisyntetycznie zbliżonych lub kryształów igiełkowych skupiających się w formy wachlarzowe (tabl. III, fig. 4). Anhydryt również buduje nodule — formy konkrecyjne stanowiące jeden z wcześniejszych składników cementów. Obserwacje mikroskopowe sugerują wieloetapowe tworzenia spoiwa anhydrytowego. Minerale ten bywa agresywny w stosunku do wcześnie powstałych osobników innych cementów, jak również zastępuje ziarna skaleni i litoklastów lub krystalizuje w miejscach powstałych na skutek chemicznego rozpuszczenia ziarn detrytycznych.

Analizy chemiczne anhydrytu w mikroobszarze wykazały obecność wapnia, siarki i tlenu oraz w większej liczbie przypadków, brak domieszek innych pierwiastków. W jednej próbce (otwór wiertniczy Czarne 3, głębokość 3973,8 m) zanotowano w anhydrycie obecność strontu w ilości około 0,44%.

**Gips** w mikroskopie polaryzacyjnym został stwierdzony tylko w jednym przypadku (otwór wiertniczy Unisław 4). W osadach z otworów wiertniczych Bydgoszcz IG 1 i Czarne 3, jego obecność wykazała analiza rentgenostrukturalna. Można zatem przypuszczać, że gips był wcześniej obecny w osadach, ale w procesie diagenetyki uległ dehydratacji.

### Kwarc autigeniczny

Kwarc autigeniczny w badanych skałach występuje powszechnie, ale jego zawartość nie przekracza 18% obj.

W piaskowcach i zlepkach może występować jako naskorupienia lub obwódki na detrytycznych ziarnach kwarcu (tabl. IV, fig. 1) oraz w postaci pojedynczych, euhedralnych kryształów. Miejscami syntaksjalne obwódki regeneracyjne różnych ziarn kwarcu stykają się ze sobą, szczelnie wypełniając przestrzenie porowe skał. W kilku przypadkach stwierdzono również obecność porowego cementu kwarcowego nienależącego do obwódek (tabl. IV, fig. 1, 2).

W obrębie piaskowców (przede wszystkim z otworów wiertniczych Bydgoszcz IG 1 i Szubin IG 1), w mikroskopie polaryzacyjnym wyróżniono co najmniej dwie generacje cementu kwarcowego (tabl. IV, fig. 1). Ich rozróżnienie, jak to postawienie granicy między ziarnem detrytycznym a jego kwarcowymi obwódkami, nastąpiło czasami wiele trudno. Zdarza się, że granica między ziarnem a narastającym kwarcem regeneracyjnym podkreślona jest bardzo cienką otoczką ilastą. W odróżnieniu ziarna detrytycznego od jego kwarcowej obwódki bardzo pomocną okazała się katodoluminescencja, ujawniająca różnicę w wieku ziarn (barwy brunatne, niebieskie) i kwarcu autigenicznego (brak luminescencji lub ciemnobrunatna).

Źródłem krzemionki dla cementu kwarcowego badanych osadów czerwonego sp. gowca mogły być wody meteoryczne, a także rozpuszczane ziarna detrytyczne lub materiał z transformacji minerałów ilastych (Maliszewska, 1996). Strefy, w których zauważa się wzrost zawartości spoiwa kwarcowego, mogły być wzbogacone w krzemionkę dostarczaną roztworami porowymi z zewnątrz. Źródłem  $\text{SiO}_2$  mogły być także bogate w materię organiczną osady karbonatowe (Gaupp i in., 1993).

W opisywanych skałach bardzo rzadko pojawia się te chalcedon, tworząc miejscami kuliste i wachlarzowe skupienia (otwór wiertniczy Unisław 4).

### Skalenie autigeniczne

Skalenie autigeniczne w badanych osadach występuje jedynie w postaci obwódek regeneracyjnych na ziarnach detrytycznych skałeni potasowych (tabl. IV, fig. 3, 4). Jest to jednak zjawisko do rzadkie i odnotowane tylko w piaskowcach z otworów Bydgoszcz IG 1, Czarne 1, Lipka 1, Unisław IG 1 i Zabartowo 1.

### Siarczki

Siarczki reprezentuje jedynie piryt. Występuje on w skałach z następujących otworów wiertniczych: Czarne 1, Olszanowo 1, Sokole 1, Szubin IG 1, Zabartowo 1, Zabartowo 2 i jest związany z przystropowymi osadami czerwonego spągowca. Tworzy w nich drobne skupienia kryształów o pokroju euhedralnym. Najczęściej jednak występuje jako rozproszony pigment towarzyszący wodorotlenkom żelaza i minerałom ilastym w piaskowcach, jak również w mułowcach i iłowcach. Pochodzenie pirytu jest najprawdopodobniej epigenetyczne.

## INKLUZJE FLUIDALNE W CEMENTACH W GLANOWYCH I SIARCZANOWYCH

Minerały spoiwa skał osadowych podczas krystalizacji mogły zamknąć w swych mikroszczelinach i spękaniach niewielkie ilości fluidów krążących w basenie. Tak powstałe inkluzje stanowi rzeczywisty relikwioz, próbk nieistniejących już obecnie rozтворów. Badając je termicznie można w przybliżeniu zrekonstruować pierwotne warunki tworzenia minerałów oraz określić skład chemiczny i gęstość paleofluidów.

Analiza inkluzji fluidalnych może mieć duże znaczenie z punktu widzenia studiów procesów diagenetycznych, o ile zostaną spełnione pewne warunki przy jej zastosowaniu. Podstawowym warunkiem jest niezmienność pierwotnych parametrów objętości i składu inkluzji. Ten warunek jest szczególnie trudny do spełnienia w skałach osadowych, które mogą ulegać bokiemu pogrzebaniu. Szczególnie podatne na deformacje są w glany i siarczany. Kwarc wypełniający przestrze porowate zaliczany jest do cementów bardziej odpornych, toteż wyniki uzyskiwane z jego badania można za bardziej miarodajne (Goldstein, Reynolds, 1994; Jarzemołowicz-Szulc, 1995).

Tylko nieliczne próbki omawianych osadów zawierały inkluzje w spoiwach. Były one pojedyncze i na ogół bardzo małe. Pomiar temperatur homogenizacji i topnienia po wymrośnięciu przeprowadzono dla inkluzji, zidentyfikowanych w spoiwie w glanowym i anhydrytowym piaskowców z otworów wiertniczych: Czarne 3 i 5, Wilcze IG 1, Unisław 4 oraz Bydgoszcz IG 1.

W badanych cementach w glanowych inkluzje występują w obrębie anhedralnych osobników kalcytu i dolomitu wypełniających przestrzenie porowe oraz w romboedrach dolomitu. W obrębie wymienionych typów cementu inkluzje są nieliczne, na ogół dwufazowe i charakteryzują się niewielkimi wymiarami (2–3 μm). Niewielka liczba inkluzji uniemożliwiła określenie stosunku fazy ciekłej do gazowej i rozstrzygnięcie, czy w swej historii inkluzje pozostawały układami zamkniętymi (konieczny warunek stosowania metody), czy też ulegały rozhermetyzowaniu. Cha-

Tabela 1

## Wyniki pojedynczych oznaczeń temperaturowych inkluzji fluidalnych

Results of some temperature determinations of fluid inclusions

Otwór wiertniczy	Głębokość [m]	Rodzaj cementu	Temperatura		
			T <sub>h</sub>	T <sub>e</sub>	T <sub>m</sub>
Czarne 3	399,2	dolomit	+95,0	-22,5	4,5
Czarne 3	3978,4	dolomit	+175,0	-35,0	5,5
Czarne 5	3789,4	kalcyt	+101,0	n.o.	4,0
Bydgoszcz IG 1	4253,7	dolomit	+80,5	-30,0	24,5
Bydgoszcz IG 1	4253,7	dolomit	+83,4	n.o.	25,0
Bydgoszcz IG 1	4253,7	dolomit	+85,0	-35,0	n.o.
Wilcze IG 1	4651,2	anhidryt	jednofazowe <1µm		

T<sub>h</sub> — temperatura homogenizacji, T<sub>e</sub> — temperatura eutektyku (pierwszy zaobserwowany moment topnienia lodu po wymroaniu), T<sub>m</sub> — punkt depresji — temperatura topnienia lodu po wymroaniu; wyniki podano w postaci oryginalnego pomiaru; nie stosowano poprawek; n.o. — nie oznaczono

T<sub>h</sub> — homogenisation temperature, T<sub>e</sub> — eutectic temperature (first observed melting after freezing), T<sub>m</sub> — depression point — temperature of final ice melting after freezing; results shown in the original form, no correction made, n.o. — not determined

Charakter genetyczny inkluzji jest trudny do określenia. W głąb wypełniają one przestrzeń porowatą z reguły różnicowane formy anhedralne (poza romboedrami dolomitu), a zatem trudno jest jednoznacznie definiować, czy inkluzje w ich obrębie mają charakter pierwotny, wtórny czy pseudowtórny.

Poza pojedynczymi inkluzjami dwufazowymi w cementach występują także inkluzje jednofazowe. Dotyczy to przede wszystkim skał z otworu wiertniczego Wilcze IG 1, w których w cemente anhidrytowym zaobserwowano inkluzje jednofazowe, o zarysach geometrycznych. Ich charakter jest zdecydowanie pierwotny, jednak ich minimalna wielkość nie pozwoliła przeprowadzić obserwacji wnętrza inkluzji w czasie eksperymentów grzewczych. Jednofazowe wrostki występują również w romboedrze dolomitu w próbce piaskowca z otworu wiertniczego Bydgoszcz IG 1.

Wyrzewanie próbek przeprowadzano w zakresie temperatur 20–175°C. Niektóre inkluzje poddano również wymroaniu. Ten eksperyment przebiegał w zakresie temperatur ujemnych w przedziale od +20 do -189°C. Niekiedy określenie temperatury eutektyku i finalnej temperatury topnienia lodu było niemożliwe (tab. 1).

Zgodnie z założeniami teoretycznymi badań inkluzji fluidalnych (Roedder, 1984) temperatur homogenizacji traktuje się jako przybliżoną minimalną temperaturę uwięzienia. Badane próbki występują obecnie na dużej głębokości (poniżej 3000 m). Wydaje się nieprawdopodobne, aby na takiej głębokości nie zaszły zmiany w objętości inkluzji.

Wartości temperatury eutektyku (tab. 1) sugerują istnienie w inkluzjach układów solankowych o składzie oscylującym od rozpuszczonego chlorku sodu do bardziej złożonych, na przykład zawierających także jony potasowe.

Temperatura topnienia lodu w wyniku wymrażania inkluzji fluidalnych jest także zróżnicowana dla poszczególnych otworów wiertniczych. Inkluzje o wyższych temperaturach eutektyku charakteryzują się wysokimi punktami depresji — wartościami temperatury topnienia lodu, a co za tym idzie — niewielkim zasoleniem wyrażanym jako procent ekwiwalentny NaCl i g stości fluidu niewiele przewyższającym wodę. Dotyczy to zarówno fluidu rozpatrywanego jako układ  $H_2O-NaCl$ , jak też bardziej złożony —  $H_2O-NaCl-KCl$  dla wszystkich wymienionych w tej próbek (Jarmołowicz-Szulc, 1997).

Przy podobnych wartościach temperatury punktu depresji i temperatury eutektyku zastanawia niezwykłe wysoka wartość temperatury homogenizacji ( $175^\circ C$ ) dla inkluzji w dolomicie z piaskowca w otworze wiertniczym Czarne 3. Położenie inkluzji na linii płaszczyzny minerału sugeruje, że inkluzja ta uległa rozhermetyzowaniu i uzyskana wartość odpowiada procesowi późniejszemu, aniżeli uwięzienie pierwotnego fluidu w cemente w czasie jego tworzenia.

Na podstawie przeprowadzonych badań stwierdzono, że spoiwo skał czerwonego spłowca z otworów wiertniczych Czarne 3 i 5, Wilcze IG 1 oraz Bydgoszcz IG 1 zawierają nieliczne inkluzje fluidalne występujące pojedynczo i bez wyraźnych relacji z minerałami wypełniającymi przestrzeń porów. Z racji niewielkich wymiarów wrostków ciekło-gazowych trudno jest w ich wnętrzu przeprowadzić obserwacje przebiegu procesów w czasie prac eksperymentalnych.

Jarmołowicz-Szulc (1999a), opierając się na wynikach oznaczeń stosunków izotopowych w glau i tleniu w kalcycie, wyróżniła dwie generacje spoiwa w glauowego w piaskowcach i zlepkach czerwonego spłowca z obszaru Paproć-Cicha Góra. Temperatury homogenizacji inkluzji  $90-120^\circ C$  przypisała generacji wyższej temperaturowej, co jest zgodne z dwiema generacjami krystalizacji wyróżnionymi w cementach w glauowych piaskowców czerwonego spłowca strefy Szczecinek-Bydgoszcz.

#### OZNACZENIA STABILNYCH IZOTOPÓW W GLAU I TLENU W CEMENTACH W GLAUOWYCH ORAZ TLENU I SIARKI W CEMENTACH SIARCZANOWYCH

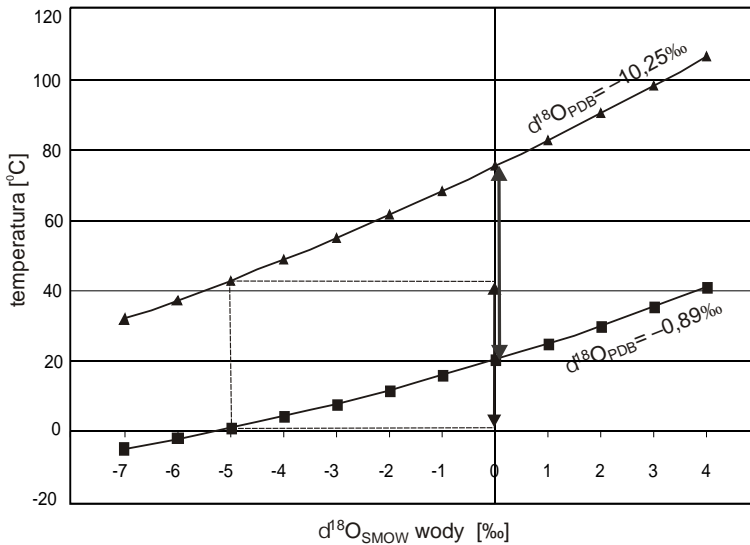
Szczegółowe badania petrograficzne wykazały, że w skałach piaskowców i zlepkach cementowana jest w glau, głównie kalcym i dolomit. Ważną rolę odgrywa również cement siarczanowy, niemal zawsze anhidrytowy. W cemente w glauowym oznaczono stosunki izotopowe  $^{18}O$  i  $^{13}C$ , zaś w anhidrycie  $^{18}O$  i  $^{34}S$ .

Do badań izotopowych tlenu i glau wybrano próbki, w których cement był prawie monomineralny (cement tylko kalcytowy, tylko dolomitowy lub kalcyt w znacznej przewadze nad dolomit) oraz takie, które zawierały go w ilości 7% obj. (przeważnie od kilkunastu do 30% obj.) i były pozbawione okruszków skał w glauowych.

Kalcyt wytypowany do oznaczeń izotopowych charakteryzuje się jednolitą budową wewnętrzną i nawet w katodoluminescencji nie wykazuje strefowości. Barwa luminescencji, ołtopomara czowa lub ołtoczerwona, jest jednolita i wskazuje na obecność manganu. Wartości  $^{18}O_{PDB}$  dla badanych próbek wahają się od  $-10,25$  do  $-0,89\%$ , najczęściej jednak w granicach od  $-4,0$  do  $5,5\%$ . Dla  $^{13}C_{PDB}$  zakres uzyskanych wyników wynosi od  $-0,78$  do  $2,20\%$ .

Otrzymane wyniki posłużyły do wyliczenia temperatury tworzenia kalcytu w zależności od przyjętych wartości  $^{18}O_{SMOW}$  wody, z której krystalizował ten minerał (Epstein i in., 1953).

Krzywe wykresów dla skrajnych wartości  $^{18}O_{PDB}$  Mn-kalcytu (fig. 9) wyznaczyły maksymalne temperatury, w jakiej minerał ten mógł krystalizować przyjmując określone  $^{18}O_{SMOW}$



**Fig. 9. Temperatura krystalizacji Mn-kalcytów w zależności od wartości  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody porowej**

Crystallisation temperature of Mn-calcite versus the  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  value of pore water

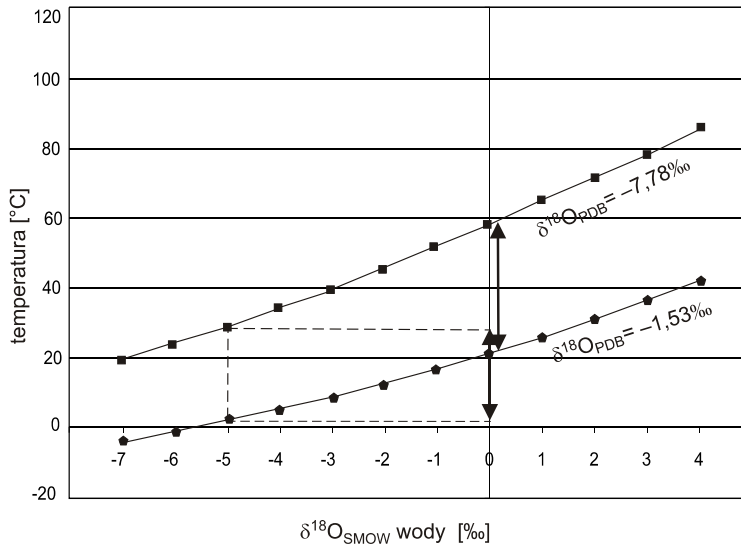
wody. Możliwa minimalna wartość  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  dla wody meteorycznej w warunkach środowiska kontynentalnego suchego i półsuchego przeciętnie wynosi  $-5‰$  SMOW (Harwood, Coleman, 1983). Dla wczesnych roztworów meteorycznych przyjmowane są również wartości z przedziału od  $-10$  do  $-2‰$  SMOW (Platt, 1991 *vide* Gaupp i in., 1993). Jak wynika z wykresu dla wartości  $-5‰$  SMOW wody porowej, zakres temperatur krystalizacji wynosi od około 2 do ok.  $43^\circ\text{C}$  (fig. 9). Zróżnicowanie składu izotopowego wody porowej zależy od głębokości jej występowania i od stopnia zmineralizowania. Wpływ ma również typ wód podziemnych, który w większości przypadków jest mieszany: pochodzenia opadowego i morskiego (Dowgiałło, 1976). Obecnie, skład wody porowej w czerwonym spłowcu ulegał pewnej modyfikacji w miarę wzrostu pogrzebienia osadów, a następnie transgresji cechowskiej i zmieniła się wartość  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  w kierunku wzbogacenia w izotop  $^{18}\text{O}$ . W miarę zbliżania się do wartości  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 0‰$ , dolna granica temperatury podnosi się do około  $20^\circ\text{C}$ , górna natomiast osiąga temperaturę ponad  $75^\circ\text{C}$ .

W próbkach, w których zawartość czystego kalcytu wynosiła około kilku procent, oznaczono stosunki izotopowe węgla i tlenu metodą punktowej analizy laserowej.

Oznaczone wartości  $^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  dla zbadanych metod kalcytów wynoszą od  $-7,78$  do  $-1,18‰$  (najczęściej od  $-2,34$  do  $-3,88‰$ ), zaś  $^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  od  $-2,32$  do  $2,51‰$ .

Uzyskane wartości temperatury (fig. 10) wahają się od około 3 do  $30^\circ\text{C}$ , dla  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = -5‰$ . Dla  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 0‰$  wyliczone temperatury wynoszą od około 23 do  $58^\circ\text{C}$ .

W czasie wykonywania badań metodą punktowej analizy laserowej w tak niewielkich kryształach, istnieje prawdopodobieństwo przesunięcia krateru pomiarowego. Wydaje się, że najniższe uzyskane wartości  $^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -7,78‰$  (próbka z otworu wiert. Okonek 1) i  $^{18}\text{O}_{\text{PDB}} =$



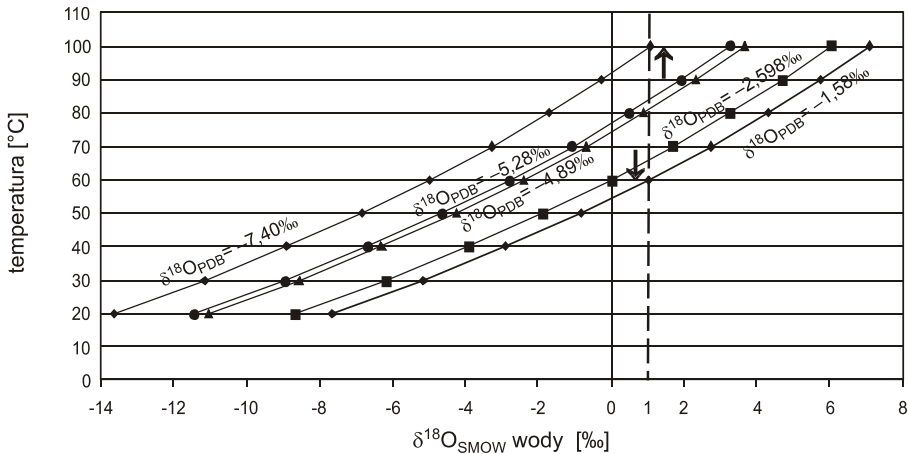
**Fig. 10. Temperatura krystalizacji czystych kalcytów w zale no ci od warto ci  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody porowej**

Crystallisation temperature of pure calcite versus the  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  value of pore water

-6,79‰ (otw. wiert. Lipka 1) mog by zani one, wla nie z uwagi na przesuni cie wi zki lase rowej i wykonanie oznaczenia w Mn-kalcycie. Bior c pod uwag mo liwo , e kalcyt niewykazuj cy luminescencji jest jednym z wcze niejszych spoiw (Burrowes, 1977 *vide* Peryt, 1981), mo na uzna , e temperatura krystalizacji czystego kalcytu mogla by nieco ni sza ni 30°C dla  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody rownej -5‰.

Analizy potwierdziły hipotez o istnieniu co najmniej dwóch epizodów cementacji kalcytowej osadów czerwonego sp gowca (Kuberska, 1999a, b, c). W pierwszej fazie w temperaturach od kilku do około 30°C, przyjmuj c redni warto  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody rown -5‰, krystalizował kalcyt czysty (fig. 10), nie wykazuj cy luminescencji, za Mn-kalcyt w temperaturach od kilku do prawie 43°C (fig. 9). Naley jednak uwzgl dni mo liwo zmiany  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  dla wody ze wzgl du na pogrzebanie osadu, mieszanie roztworów, a tak e zmian ich chemizmu. Przy wzrastaj cych warto ciach  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody, temperatury krystalizacji Mn-kalcytu wzrastały i mogły osi gn warto ci powy ej 75°C (fig. 9). Autorka wyró niaj c w swojej wcze niejszej pracy (Kuberska, 1999c) dwa etapy cementacji w glanowej przyja do oblicze zało enie, i  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody była rowna 0‰. Było to zało enie teoretyczne, jednakowe dla kalcytu i dolomitu, jednak prawdopodobne, poniewa cz tych cementów krystalizowała w rodowisku playi, a wi c z wód, które mogły wykazywa pewne zasolenie. Po szczególowej analizie wyników oznacze autorka stwierdziła jednak konieczno uwzgl dnienia jeszcze innych mo liwo ci interpretacyjnych.

Warto ci  $^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  dla wszystkich badanych kalcytów zamykaj si w przedziale od -2,32 do 2,51‰. Wielko ci te oscyluj w pobli u zera, co sugeruje udział  $\text{CO}_2$  pochodz cego z termiczn-



**Fig. 11. Temperatura krystalizacji dolomitu w zale no ci od warto ci  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody porowej**

Crystallisation temperature of dolomite versus the  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  value of pore water

ego rozkładu skał w glanowych (Allan, Wiggins, 1993) lub z procesów fermentacyjnych materii organicznej, zwi zanych z warunkami przypowierzchniowymi.

W próbkach, których spoiwo w przewa aj cej cz ci stanowił dolomit, podobnie jak w kalcytach, oznaczono warto ci izotopów w gla i tleny.

Warto ci  $^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  wahaj si tu od  $-5,28$  do  $-1,58\text{‰}$ .

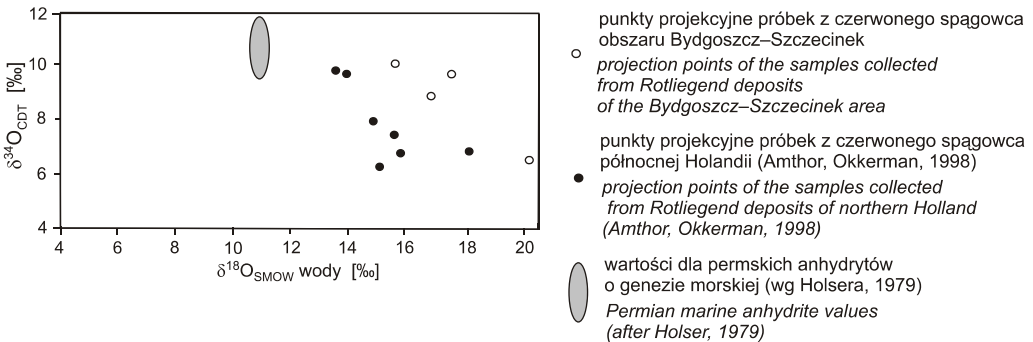
Dla temperatur homogenizacji inkluzji fluidalnych ( $80,5$ ;  $83,4$  i  $85,0^\circ\text{C}$ ), oznaczonych w cementie dolomitowym piaskowca z otworu wiertniczego Bydgoszcz IG 1, korzystaj c ze wzoru Friedmana i O'Neila (1977), wyliczono hipotetyczn warto  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody porowej.

Dla wszystkich wymienionych warto ci temperaturowych,  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody porowej wyniosła  $+1\text{‰}$ . Przyjmuj c tak warto  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  dla wody porowej, temperatura krystalizacji dolomitu, przy danych warto ciach  $^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ , wynosiłaby od  $60$  do około  $100^\circ\text{C}$  (fig. 11). Zakładaj c jednak minimaln , prawdopodobn warto  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = -5\text{‰}$  dla wody meteorycznej, w warunkach odpowiadaj cych klimatowi panuj cemu w czasie czerwonego sp gowca górnego (Harwood, Coleman, 1983), warto ci stosunków izotopowych tlenu wskazuj , e dolomit mógł wytr ca si w temperaturach od około  $32$  do  $60^\circ\text{C}$ . Bior c pod uwag fluktuacje składu chemicznego wód porowych w czasie trwania przemian diagenetycznych, wy sze temperatury mog by charakterystyczne dla pó niejszych cementów, wytr canych z wód mieszanych, wzbogaconych w  $^{18}\text{O}$ .

Cement dolomitowy w osadach czerwonego sp gowca w północnych Niemczech (Platt, 1994) i na wyspach Morza Północnego na północ od Holandii (Amthor, Okkerman, 1998) wytr cał si z wód meteorycznych, na co wskazuj wyniki izotopowe strontu. Autorka nie dysponuje podobnymi danymi, jednak z uwagi na du e podobie stwo przebiegu diagenety w osadach czerwonego sp gowca z północnych Niemiec i na obszarze obj tym badaniami oraz zbli one warto ci  $^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  takie ródło cementu dolomitowego mo na uzna za najbardziej prawdopodobne.

Warto ci  $^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  dla badanych dolomitów wahaj si w granicach od  $1,88$  do  $-1,41\text{‰}$  i generalnie s zbli one do warto ci uzyskanych dla kalcytów. Takie warto ci potwierdzaj nieorganicz-





**Fig. 12. Zależność wartości  $^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  od  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  w cementach anhydrytowych**

The  $^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  versus  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  values in anhydrite cements

ne różło w gła powi zane z wodami meteorycznymi, które s zubo one w  $^{13}\text{C}$  w stosunku do permskich wód morskich, z których krystalizował dolomit o wartości  $^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  wynoszącej około 5‰ (Veizer i in., 1986).

W pi ciu próbkach piaskowców, w których ilo cementu anhydrytowego przekraczała 10% obj., oznaczono stosunki izotopowe  $^{18}\text{O}$  i  $^{34}\text{S}$ .

Anhydryt w badanych próbkach stanowi cement o strukturze poikiloklastycznej (otwór wiert. Czarne 5) lub wypełnia przestrzenie porowe w piaskowcach, zasklepiając wtórne pustki, powstałe na skutek rozpuszczania ziarn detrytycznych i cementów (tabl. III, fig. 3). Jest on uważany za nieco późniejszy w stosunku do nodul anhydrytowych, powszechnych w utworach playi czerwonego spągowca górnego.

Wartości  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  dla anhydrytu w badanych piaskowcach wahają się od 15,59 do 20,48‰. Wartości  $^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  zamykają się w przedziale 6,50–10,80‰ (fig. 12). Są one zbliżone do wartości ewaporatów czerwonego spągowca pochodzenia kontynentalnego ( $^{34}\text{S}_{\text{CDT}} = 7,8 \pm 3,4\%$ ) podawanych przez Holsera (1979).

Minimalna wartość  $^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  dla siarczanów cechujących się wynosi 10,5‰ (Claypool i in., 1980; Kramm, Wedepohl, 1991).

Wartości zbliżone do pomierzonych w badanych próbkach uzyskano dla autigenicznego anhydrytu z osadów czerwonego spągowca z obszaru Sole Pit na Morzu Północnym (Purvis, 1992). Za różło do jego powstania uznano ewaporaty cechsztynu. Platt (*vide* Gaupp i in., 1993) i Gaupp i in. (1993) uważają roztwory ewaporatowe playi za różłowe dla wczesnego anhydrytu, cementującego skały klastyczne czerwonego spągowca.

Amthor i Okkerman (1998) stwierdzili, że anhydryt z piaskowców czerwonego spągowca z północnej części Holandii jest pochodzenia innego niż morskie, na co wskazują wartości  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  mieszczące się w przedziale 13,4–18,1‰ (fig. 12). Według Clapoola i in. (1980) wartości  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  w siarczanach pochodzących z wód morskich wynoszą około 10‰, a według Pilota i in. (1972) mogą wynosić od 12 do 13‰. Zatem wartości  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  w badanych anhydrytach (fig. 12) również wskazują na ich pochodzenie inne niż morskie, chociaż wartości  $^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  mogą sugerować jego krystalizację z roztworów wieku późnopermskiego. Najbardziej prawdopodobny wydaje się pogląd, że wczesne anhydryty powstawały z ewaporatowych roztworów playi, natomiast

pó niejsze, mezodiagenetyczne, mogły krystalizować już z roztworów mieszanych, kontynentalno-morskich. Przyjmując te założenia i wykorzystując obserwacje mikroskopowe dotyczących struktur i wykształcenia cementu anhydrytowego obliczono prawdopodobne temperatury krystalizacji anhydrytu z zastosowaniem wzoru Chiba i in. (*vide* Sullivan i in., 1994).

Uzyskane wyniki wykazały, że w otworze wiertniczym Bydgoszcz IG 1, w którym anhydryt w dużej mierze tworzy cement wczesny (drobnokrystaliczne, igiełkowe skupienia), cement anhydrytowy powstał z roztworów porowych o charakterze meteorycznym ( $w = -5\%$ ), a temperatura jego krystalizacji mogła wynosić około  $53^{\circ}\text{C}$ . W pozostałych próbkach obserwacje mikroskopowe wskazują na anhydryt, który mógł się tworzyć z wód o charakterze kontynentalno-morskim (spoiwo poikiloklastyczne, porowe), a temperatury jego krystalizacji wynosiły około  $115^{\circ}\text{C}$ . Słone zbliżone do opisywanych przez Sullivana i in. (1994) z anhydrytów z piaskowców czerwonego sp gowca Lemna Field na Morzu Północnym.

## WŁAŚCIWOŚCI PETROFIZYCZNE SKAŁ

### POROWATOŚĆ

Badania porowatości wykonano na 72 próbkach piaskowców i zlepów. Laboratoryjnie oznaczone wartości współczynnika porowatości wahają się od 0,06 do 19,74%. Dla osadów z poszczególnych otworów wiertniczych zakresy te kształtują się następująco: Bydgoszcz IG 1 — 0,29–2,53%; Olszanowo 1 — 8,9–99,50%; Czaplonek IG 1 — 0,70–1,33%; Sokole 1 — 1,86–19,74%; Czaplonek IG 2 — 0,06–1,43%; Szubin IG 1 — 0,08–1,43%; Czarne 3 — 3,18–4,33%; Unisław IG 1 — 5,39–16,64%; Debrno IG 1 — 1,61–5,45%; Unisław 4 — 1,32–15,43%; Okonek 1 — 2,45–2,99%; Wilcze IG 1 — 1,05–12,88%.

Porowatość w zlepach jest niewielka — nie przekracza 2,70% (otwór wiert. Sokole 1).

Podawane wartości określają porowatość efektywną, wyrażoną stosunkiem objętości porów otwartych do całkowitej objętości próbki.

Dla podanych próbek wyznaczono krzywe ciśnienia kapilarnych i określono punkty przegięcia krzywej kumulacyjnej, określone jako rednica progowa lub ciśnienie progowe (Such, 1993, 1996).

Wartości rednicy progowej w badanych próbkach wynoszą od 0,0 do  $10,0\ \mu\text{m}$ , przeważnie poniżej  $3,0\ \mu\text{m}$ . Dowodzi to słabych właściwości filtracyjnych analizowanych piaskowców i zlepów. Usytuowanie względem siebie krzywych uzyskanych dla mniejszych i rosnących ciśnienia świadczy o wielkości odstępowania realnej przestrzeni porowej od modelu walcowego. Liczbowo wartość oddalenia krzywych od siebie jest wartością efektu histerezy. Dużo różnic tych wartości (10–70%) wskazują na chaotyczne wykształcenie przestrzeni porowej. Pewnie regularnie obserwuje się tylko w próbkach z niektórych otworów wiertniczych (Czarne 3, Sokole 1). Wszystkie badane próbki wykazują mikroporowy charakter przestrzeni porowej. Świadczy o tym wielkość rednicy kapilary o wartościach od 0,00 do  $0,34\ \mu\text{m}$ . Procent porów o rednicach większych od  $1\ \mu\text{m}$  jest z reguły niski i rednio wynosi około 45%, tylko w niektórych próbkach przekracza 60%.

Porowatość mierzona w płytkach cienkich metodą planimetryczną wynosi od zera do około 23% objętości. Relikty porowatości pierwotnej są zauważalne w analizowanych piaskowcach czerwonego sp gowca niezwykle rzadko. Często obserwuje się porowatość wtórną, powstałą na skutek działania procesów diagenetycznych, jak rozpuszczanie i przeobrażanie. Powstaje wtedy porowatość miąższościowa, różniastościowa oraz miąższościowa i różniastościowa. W opisywanych osadach

wła nie wtórna porowatość ma zasadnicze znaczenie — najczęściej występuje w piaskowcach typu arenitów subarkozowych, zwłaszcza pochodzenia fluwialnego.

Najwyższe wartości porowatości zmierzone laboratoryjnie notuje się w otworach wiertniczych: Czarne 1, Sokole 1, Unisław IG 1 i Wilcze IG 1. Potwierdziła to również analiza obrazu mikroskopowego przy zastosowaniu programu komputerowego. Porowatość ta jest związana ze składem mineralnym badanych osadów, z wyselekcjonowaniem i obróbką mechaniczną ich materiału detrytycznego oraz z natężeniem procesów rozpuszczania diagenetycznego. Można zatem stwierdzić, że osady te charakteryzują się dosyć wysokim potencjałem diagenetycznym materiału detrytycznego.

#### PRZEPUSZCZALNOŚĆ

Większość badanych próbek odznacza się brakiem przepuszczalności. W próbce piaskowca z otworu wiertniczego Czarne 3 zanotowano przepuszczalność o wartości 89,17 mD, z otworu Olszanowo 1 — 44,80 mD, Unisław 4 dwie wartości podwyższone — 6,77 i 48,87 mD, Unisław IG 1 — 4,5 mD a Wilcze IG 1 — 8,99 mD. Występowanie w otworze wiertniczym Sokole 1 przepuszczalność skał powyżej 300 mD związane jest zapewne z dużym zeszcelinowaniem skał w profilu. Jedynie w otworze Czarne 1, w obrębie tzw. szarej serii, opisano piaskowce o doskonałych właściwościach zbiornikowych (Protas, Stefaniak, 1987; Protas, 1990), zaliczone do utworów gazonowych czerwonego spągowca. Maksymalne wartości przepuszczalności w tych piaskowcach dochodzą do 230 mD. Występowanie w głowodorów wskazuje, według wymienionych autorów, na ich migrację z utworów starszych (dewonskich lub karbońskich) do utworów czerwonego spągowca, prawdopodobnie przez system dyslokacji.

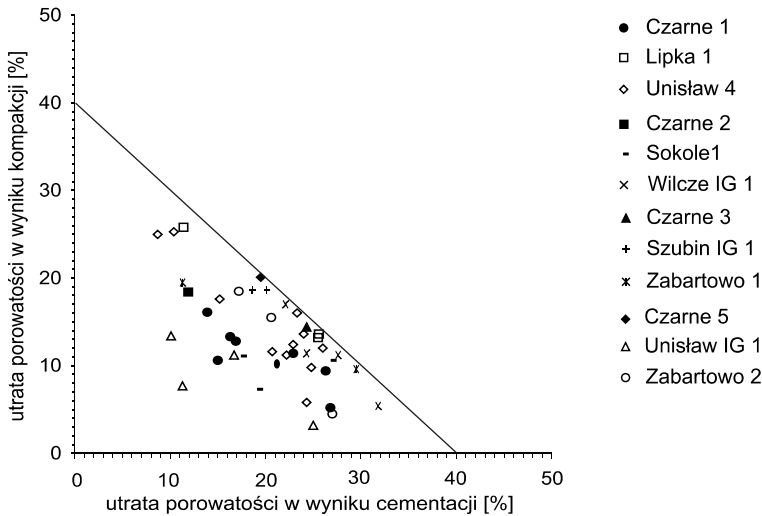
Ogólnie niska przepuszczalność osadów jest spowodowana występowaniem w ich spoiwie minerałów ilastych, detrytu ilasto-mułkowego oraz silnie rozwiniętą cementacją. Nie stwierdzono związku między przepuszczalnością a naturą cementu ortochemicznego w skale (Maliszewska, Kuberska, 1996a, b). Również autigeniczne minerały ilaste nie sprzyjają przepuszczalności skał. Najbardziej destrukcyjnie działa włóknisty illit, który często powoduje całkowite zamknięcie przestrzeni porowej dla przepływu płynów złożowych (Kuberska, 2000, 2001). Występowanie tej formy illitu wiąże się zwykle ze znacznymi pogrzebaniami osadów (Maliszewska, Kuberska, 1996a, b; Such i in., 2000).

#### PROCESY DIAGENETYCZNE

Główne procesy diagenetyczne zachodzące w osadach to: kompaktacja mechaniczna i chemiczna, cementacja wraz z procesami akrecyjnymi, zastępowanie, rozpuszczanie diagenetyczne oraz przeobrażenie niestabilnych składników mineralnych. Ich wzajemne zależności oraz intensywność działania w różnym stopniu wpływały na właściwości fizyczne badanych osadów.

#### KOMPAKCJA MECHANICZNA

Kompaktacja mechaniczna jest głównym i najdłużej działającym procesem, jakiemu poddawane są osady po depozycji. Spowodowana jest przede wszystkim naciskiem przez skały nadkładu. Kompaktacja mechaniczna powoduje wzrost upakowania materiału detrytycznego



**Fig. 13. Zależność utraty porowatości w piaskowcach czerwonego sp. gowca od kompaktacji i cementacji (Lundegard, 1992, zmodyfikowany)**

Porosity loss in Rotliegend sandstones due to compaction and cementation (Lundegard, 1992, modified)

w osadzie, wzrost ciśnienia w skały, ograniczenie jej porowatości. Wielu autorów, którzy badali przemiany diagenetyczne w osadach silikoklastycznych (m.in. Glennie i in., 1978; Bjørlykke i in., 1989) stwierdza, że pierwotna porowatość tych skał wynosiła ponad 40%, podczas gdy obecnie wynosi kilka lub kilkanaście procent.

Füchtbauer (1974) wyraził pogląd o możliwości ograniczenia porowatości o 20–40% na odcinku 1000 m w osadach drobnoziarnistych. Mniej drastyczna redukcja następuje w zlepkach i w gruboziarnistych piaskowcach.

Wartość spadku porowatości pierwotnej obliczono według wzoru Lundegarda (1992) dla 44 próbek piaskowców z 13 otworów wiertniczych. Wynosi ona od 3,2 do 25,8% (fig. 13), co oznacza, że proces kompaktacji mechanicznej zniszczył pierwotną porowatość osadów z 40 do 36,8%, a nawet do 14,2%. Średni spadek porowatości pierwotnej dla wymienionych próbek wynosi 13,2%, a zatem proces kompaktacji mechanicznej zredukował pierwotną porowatość osadu z 40 do 26,8%.

Widocznymi skutkami działania tego procesu są: duże upakowanie materiału detrytycznego, obecność kontaktów międzyziarnowych — prostych i punktowych, powyginanie blaszek minerałów łuszczykowych, jak również spłaszczenie ziarn detrytu, a miejscami nawet osłabienie cementów.

#### KOMPAKCJA CHEMICZNA

Kompaktacja chemiczna prowadzi, na skutek wysokiego ciśnienia, do rozpuszczania ziarn mineralnych na kontakcie z innymi. Tak dzieje się w przypadku stykających się ziarn kwarcu lub te

kwarcu i okruchów skalnych. W badanych skałach obserwuje się kontakty wkł sło-wypukłe lub du o rzadsze — zaz biaj ce. Charakterystyczne s równie formy stylolitopodobne, obserwowane w zlepie cach z otworów wiertniczych Wilcze IG 1 i Sokole 1. Ich powstanie nale y zapewne wi za z kompakcj . Powierzchnie mikrostylolitów pokryte s substancj ilasto- elazist , nie wyklucza si tak e domieszki materii organicznej. Kompakcja chemiczna zachodzi łatwiej, je eli w skale obecny jest pelit ilasty (Oelkers i in., 1996). Warunek ten dla osadów czerwonego sp gowca jest w wi kszo ci przypadków spełniony, o czym wiadczy powszechna obecno cienkich otoczek ilastych na ziarnach detrytycznych. Proces rozpuszczania krzemionki zale y tak e od temperatury, a wi c równie od gł boko ci pogrzebania osadów, co zostało stwierdzone w piaskowcach kambryjskich z obszaru Polski (Sikorska, 1998), gdzie wzdłu strefy T–T (najbardziej pogr onej) efekty kompaktacji chemicznej zaznaczyły si najsilniej.

Autorka stwierdziła, e w badanych osadach czerwonego sp gowca, kompaktacja chemiczna w stosunku do mechanicznej miała ograniczony zasi g i była procesem mniej rozpowszechnionym. Wyra niej zaznaczyła si w piaskowcach typu arenitów i w zlepie cach. Proces ten miał wyj tkowo niekorzystny wpływ na wła ciwo ci zbiornikowe skał.

#### AKRECJA I CEMENTACJA

Akrecja (Ryka, Maliszewska, 1991), czyli proces narastania nowych form mineralnych wskutek osadzania cz stek na powierzchni ziarn, czy okruchów jest szczególnym przypadkiem szeroko rozumianego poj cia cementacji. Zwykle jest on jednym z wcze niejszych procesów diagenetycznych. W wyniku akrecji mog powsta obwódki ilaste, ilasto- elaziste (tabl. I, fig. 3), w glanowe (tabl. II, fig. 1–2), czy te kwarcowe (tabl. III, fig. 1). W zale no ci od wielko ci pierwotnych porów i intensywno ci dopływu fluidów, powłoki na ziarnach detrytycznych maj zró nicowan grubo . W wielu przypadkach s one czynnikiem hamuj cym dla trwaj cej w osadzie kompaktacji mechanicznej, czy chemicznej. Tak jest szczególnie w przypadku obwódek chlorytowych o prostopadłym do ziarn uło eniu blaszek, ochraniaj cych pierwotn porowato (Hancock, 1978; Rochewicz, 1980).

W niektórych z badanych piaskowców, zawieraj cych kwarc pokryty brunatnymi obwódkami, miejsca na kontaktach ziarn pozbawione s substancji ilasto- elazistej. Sugeruje to, e obwódki s pochodzenia diagenetycznego, a nie mechanicznego. Mogły tworzy si tu po depozycji, przy niewielkim pogrzebaniu osadu, po wst pnym etapie kompaktacji mechanicznej.

Poza tym, w opisywanych osadach zaobserwowano miejscami krustyfikacyjne obwódki w glanowe, powstałe najcz ciej na okruchach skał w glanowych. Tworzy je subhedralne kryształy kalcytu, narastaj ce na ziarnach prostopadle do ich powierzchni. Analizy chemiczne w mikrosondzie elektronowej wskazuj , e kalcyt ten w swoim składzie zawiera wył cznie wap , w giel i tlen bez domieszek innych pierwiastków. Z tego wzgl du nie wykazuje on wiecienia w analizie katodoluminescencyjnej.

Kolejnym minerałem tworz cym cementy obwódkowe jest kwarc autigeniczny. S to regeneracyjne obwódki syntaksjalne. W opisywanych osadach obwódki kwarcowe s dosy cz ste, cho zwykle nieci głe i o niewielkiej grubo ci.

Sporadycznie odnotowano obecno skaleniovych cementów obwódkowych. Wyst puj one w postaci cienkich otoczek na ziarnach skalenii potasowych. Niekiedy obwódki wykazuj łady obróbki mechanicznej, co wskazuje na ich wcze niejsz krystalizacj poza rodowiskiem depozycji. W kilku przypadkach zauwa ono na obtoczonych ziarnach detrytycznych skalenii obwódki o nienaruszonych kraw dziach i naro ach. O ile ziarna K-skaleni wiec w CL na niebiesko,

obwódki o tym samym składzie chemicznym nie wykazują luminescencji. Obwódki skaleniowe, opisywane przez Michalika (1998) z piaskowców czerwonego sp gowca niekieród sudeckiej, mają skład albitu, wykazują cego udział c stki anortytowej między 0,0–0,5% wag. Autor ten widę proces albityzacji ze wzrostem ilości  $\text{Na}^+$  w roztworach diagenetycznych na skutek przeobrażenia się permskich skał wulkanicznych.

Cementacja diagenetyczna, to proces wytrącania składników ortochemicznych z roztworów porowych. W opisywanych piaskowcach wyróżniono oprócz cementów obwódkowych oraz kontaktowych, cementy porowe i podstawowe.

Do najczęściej występujących rodzajów cementów w utworach czerwonego sp gowca zalicza się spoiwa w glaukowe (tabl. II, fig. 1–4; tabl. III, fig. 1–2). Jak już wcześniej wspomniano, wyróżniono tu czysty kalcyt, Mn-kalcyt i Fe-kalcyt, dolomit, Fe-dolomit i ankeryt. Czysty kalcyt i Mn-kalcyt przeważają nad pozostałymi składnikami. Mn-kalcyt często zastępuje drobne ziarna detrytyczne zwłaszcza skaleni, tworzy czołowe lub całkowite pseudomorfozy. Miejscami zastępuje czołowo osobniki cementu dolomitowego, ale tak nie może być zastąpiony przez dolomit. Jest to możliwe z uwagi na kilkietapową krystalizację spoiwa kalcytowego w osadach czerwonego sp gowca. Gaupp i in. (1993) uznali cementy kalcytowe o wysokiej zawartości Mn i Mg za wcześniejsze od tych, które zawierają Fe i Mg.

Krystalizacja cementu dolomitowego przypuszczalnie również zachodziła kilkietapowo. Jak już wspomniano, kryształy dolomitu, oprócz magnezu, wapnia i tlenu, zawierają w swoim składzie celazo, które często gromadzi się w partiach przykrawdziowych oraz niewielkie domieszki manganu. Różnicę Fe i Mg dla tych minerałów mogły być wstępujące roztwory z utworów karbońskich (Gaupp i in., 1993) lub wietrzejące okruchy skał wulkanicznych.

Ważnym składnikiem cementów jest anhydryt (tabl. III, fig. 3, 4). Jego pochodzenie jest zwizane, przynajmniej czołowo, z występującymi wodami morza cechszyńskiego, o czym świadczy jego widok nagromadzenia w przystropowych partiach osadów czerwonego sp gowca. Zdarza się to potwierdza oznaczenia stosunków izotopowych siarki. Anhydryt może wypełniać pory międzyziarnowe lub tworzy owalne i gniazdowe skupienia, które są charakterystyczne dla osadów playi. Analiza rentgenostrukturalna w niektórych próbkach piaskowców wykazała także obecność gipsu. W badaniach mikroskopowych minerał ten został dostrzeżony tylko w jednej próbce.

Cementy kwarcowe występują w zasadzie w postaci obwódek na ziarnach detrytycznych. Miejscami obwódki rozrastały się wykorzystując wolną przestrzeń porów i tworzyły jej wypełnienia. W opisywanych piaskowcach wyróżniono dwie generacje spoiwa kwarcowego, wcześniejsze, tworzące obwódki i późniejsze, postrzegane jako wypełnienia porów (tabl. IV, fig. 1, 2).

W niektórych próbkach piaskowców i zlepów zaobserwowano cementy reprezentowane przez autigeniczne minerały ilaste, głównie chloryt i kaolinit. Tworzą one zazwyczaj grubokrystaliczne agregaty, wypełniające przestrzeń porową.

Podobnie, jak w przypadku określenia ubytku porowatości pierwotnej przez kompaktację mechaniczną (COPL), obliczono obniżenie tej porowatości na skutek cementacji (CEPL) (według Lundegarda, 1992).

Wartość CEPL wyliczono dla tych samych 44 próbek skalnych, dla których obliczono wskaźnik COPL. Okazało się, że spadek porowatości wywołany cementacją waha się od 10,1 do 31,8% obj. (fig. 13). Oznacza to, że proces cementacji ograniczył porowatość z 40 do 29,9, a nawet do 8,2%. Redni spadek porowatości dla badanych próbek wynosi 20,5%, zatem rednio proces cementacji zredukował porowatość z 40 do 19,5%.

Po rednio z tych obliczeń wynika, że sam proces cementacji na badanym obszarze był intensywny i dosyć szeroko rozprzestrzeniony.

## ZASTĘPOWANIE

Proces zastępowania diagenetycznego ma ścisły związek z cementacją. Może mieć różny stopień intensywności, co zależy od pierwotnego składu ziarnowego. W badanych osadach stwierdzono częściowe lub całkowite pseudomorfozy po ziarnach detrytycznych (tabl. V, fig. 1–4). Najczęściej jest to zastępowanie skaleni przez węgliny, głównie przez Mn-kalcyt, a także przez dolomit. Do powszechny jest także proces anhydryzacji skaleni. Obserwowano również efekty zastępowania okruszków skalnych przez węgliny lub siarczany. Do identyfikacji ziarn niemal całkowicie skarbonatyzowanych lub zanhydryzowanych niezbędną okazała się analiza katodoluminescencyjna (tabl. V, fig. 3, 4). W przypadku niektórych pseudomorfoz rozpoznanie natury ziarna zastępowanego węglinem było niemożliwe.

Zastępowanie dotyczy nie tylko ziarn detrytycznych, lecz także i cementów.

## ROZPUSZCZANIE

Efekty rozpuszczania diagenetycznego ściśle związane ze składem pierwotnym osadu oraz z temperaturą roztworów porowych, a więc i z głębokością pogrzebienia. W opisywanych skałach autorka stwierdziła rozpuszczenie ziarn skaleni (fig. 14; tabl. VI, fig. 1), trawienie detrytycznego i autigenicznego kwarcu (tabl. VI, fig. 2, 3), a także składników cementów w węglinach (tabl. VI,



**Fig. 14. Relikty skalenia potasowego pozostałe po jego rozpuszczeniu w arenicie kwarcowym**

Obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; otwór wiert. Czarne 1, gł b. 3805,9 m

Potassium feldspar relics formed due to its dissolution, visible in quartz arenite

Electron microscope image (SEI); Czarne 1 borehole, depth 3805.9 m

fig. 4) i siarczanowych. W zależności od odczynu roztworów porowych (pH) trawieniu ulegały różne osobniki mineralne. Zdaniem Bjørlykkego i in. (1989), główny etap rozpuszczania skałeniwięsi z działalnościstupujących wód meteorycznych. Ziarna kwarcu mogły by trawione przez alkaliczne roztwory solankowe. Osobniki w glaukowe podlegały działaniu roztworów kważnych, bymoę pochodzących z osadów karbońskich. W badanych osadach czerwonego sp gowca obserwuje sięwzmożone efekty rozpuszczania diagenetycznego obejmujące odmiany arkozowe i sublityczne piaskowców, które doprowadziło do powstania wtórnej porowatości różdziarnej. Powstawanie wtórnej porowatości ma dla osadów czerwonego sp gowca ogromne znaczenie.

#### PRZEOBRANIA I NEOMORFIZM

Procesy przeobrażenia zgodnie z definicją Fairbridge i Bourgeois (1978), to tworzenie nowych faz mineralnych kosztem innych, przy czym nowe fazy na ogół nie zachowują form swoich prekursorów. Zjawisko przeobrażenia odnosi sięw głównej mierze do przemian skałeni, okruchów skał wulkanicznych (tabl. VII, fig. 1–4) lub mik w minerały ilaste: kaolinit, illit, chloryt. Efekty tych transformacji sązatem najlepiej widoczne w odmianach piaskowców litycznych i arkozowych.

Powstawanie cementu kaolinitowego związane jest zwykle z subarkozowymi odmianami piaskowców. Najliczniej występujeon w skałach z otworów wiertniczych Brzozówka 2, Czarne 1, Czarne 2, Sokole 1, Wilcze IG 1 oraz Zabartowo 1. Transformacja elementów szkieletu ziarnowego powoduje jego rozluźnienie, a krystalizacja agregatów kaolinitowych jest przyczyną utworzenia sięlicznych mikroporów międzykrystalicznych.

Na skutek przeobrażenia łyszczyków i okruchów skał wulkanicznych tworzą sięchloryty, z reguły zawierająceelazo. Późnodiagenetyczne spoiwo chlorytowe autorka opisała wcześniejw piaskowcach czerwonego sp gowca z rejonu Budziszewic (Kuberska, 1997, 1999a), zaliczając je do epi- i pseudomatrixu w ujęciu Dickinsona (1970).

Illity bywająkolejnym produktem przeobrażenia okruchów skalnych, skałeni, łyszczyków, czy też innych minerałów ilastych (Bjørlykke i in., 1989).

Skupienia autigenicznych minerałów ilastych wykazująmiędzykrystaliczny mikroporowatość, lecz działajądestruktywnie na zdolności filtracyjne skał.

Pojęcie neomorfizmu obejmuje zespół procesów rekrystalizacji minerałów oraz ich przemian polimorficznych (Folk, 1959). W zależności od kierunku przemian wyróżnia sięneomorfizm agradacyjny, gdy rekrystalizacji osobników mineralnych towarzyszy ich wzrost oraz degradacyjny, gdy rozmiary osobników maleją (*op. cit.*).

Przykładem neomorfizmu agradacyjnego jest rekrystalizacja cienkich kwarcowych cementów obwódkowych, która prowadziła miejscami do utworzenia kwarcowych cementów porowych. Kolejnym efektem neomorfizmu agradacyjnego może byćgrubokrystaliczny spar kalcytowy, zanotowany w próbkach z otworów wiertniczych Lipka 1, Okonek 1, Sokole 1, Wilcze IG 1 i Zabartowo 1, powstałybymożna na skutek rekrystalizacji mikrytu lub mikrosparu.

Przykładem przemiany polimorficznej jest zidentyfikowany i opisany dzięki analizie rentgenostrukturalnej dickit, który powstał z transformacji kaolinitu wskutek wzrostu temperatury, związanejmiędzy innymi z postępującym pogrzebaniem osadu.



## CZYNNIKI WARUNKUJĄCE WŁAŚCIWOŚCI PETROFIZYCZNE OSADÓW CZERWONEGO SPIGOWCA

Na kształtowanie właściwości petrofizycznych badanych osadów miały wpływ: wykształcenie mikrofacjalne, wiązanie z rodowiskiem sedimentacji i kierunkami transportu materiału detrytycznego, procesy diagenetyczne oraz zjawiska tektoniczne.

### CECHY SKŁADU MINERALNEGO I UZIARNIENIA

Podatność na działanie procesów diagenetycznych zależy w dużej mierze od składu ziarnowego badanych osadów. Zgodnie z poglądami Bjørlykkego (1983), który stworzył pojęcie potencjału diagenetycznego skał, zdolność do przeobrażenia piaskowców rozpatruje się w aspekcie zawartości składników stabilnych i niestabilnych.

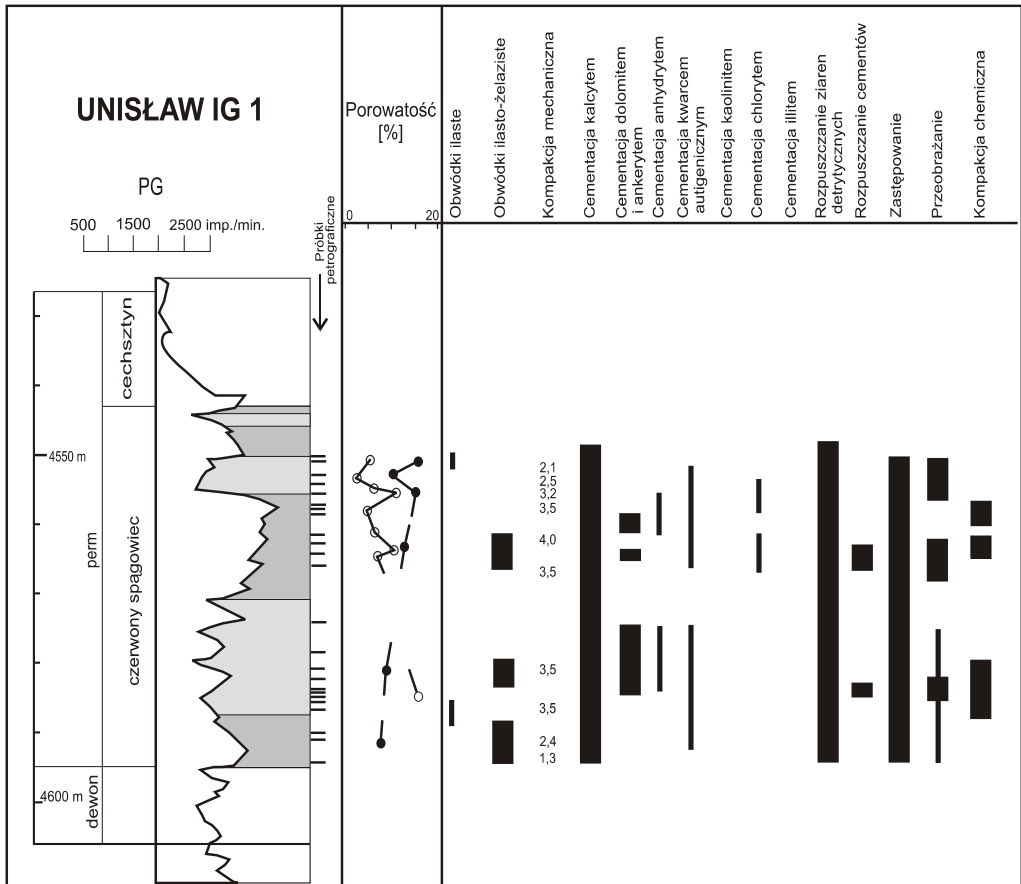
Odmiany kwarcowe pomimo działania kompaktacji mechanicznej mają dużą zdolność zachowania porowatości pierwotnej do głębokości 3–4 km; porowatość ta następnie wraz z postępującym pogrzebaniem ulega gwałtownej redukcji na skutek działania kompaktacji chemicznej. W badanych osadach kwarcowe odmiany piaskowców występują powszechnie, ale pod względem w stosunku do innych mikrolitofacji. Wykazują one minimalną wartość porowatości — około 2%.

Piaskowce sublityczne zawierają okruchy skał wulkanicznych również nie są potencjalnie dobrymi kolektorami. Ziarna niestabilne, zwłaszcza tufów, na drodze procesów diagenetycznych ulegają zgnieceniu i roztrąciu, tworząc pseudomatriks. W procesie przeobrażenia składników litoklastów uwalniane są jony, które z kolei wchodzi w skład autigenicznych minerałów ilastych, wytrącających się w przestrzeniach porowych. W większości przypadków piaskowce wykazują wtedy porowatość najwyżej kilku procent. Wyjątek stanowi takie odmiany lityczne, w których nadzwyczaj twarde okruchy (np. skał w głąbionych lub piaskowców kwarcowych) były odporne na przeobrażenia i mechaniczną dezintegrację. Porowatość w takich próbkach osiąga wartość kilkunastu procent. Przykładem są piaskowce sublityczne z otworów wiertniczych Unisław IG 1 i Wilcze IG 1.

Wtórna porowatość najłatwiej tworzy się w odmianach arkozowych. Zarówno powstające z przeobrażenia skaleni kaolinit, jak i rozpuszczane ziarna skaleni przyczyniają się do zachowania, bądź utworzenia, dobrych właściwości zbiornikowych. Czasami jednak wtórna porowatość, powstała w trakcie eo- lub wczesnej mezodiagenetyki, może w strefie głębokiego pogrzebienia ulec zredukowaniu na skutek rozwijającej się późnej cementacji.

Na zachowanie porowatości również ma wpływ wysortowanie i upakowanie materiału detrytycznego. Obserwuje się korzystniejsze właściwości zbiornikowe w drobno- i rednioziarnistych piaskowcach o dobrym wysortowaniu i ciętym upakowaniu ziarna, ale tylko do chwili zakończenia kompaktacji chemicznej.

Protas i Wojewoda (1991) określili w okruczowych skałach czerwonego spigowca tak zwany wskaźnik anizotropii hydraulicznej, mówiący o zależności przepuszczalności od kierunku przepływu roztworów porowych. Uzyskane wyniki określają dominujący wpływ pierwotnych, depozycyjnych cech teksturalnych i strukturalnych na istnienie w osadzie kierunku o maksymalnej przepuszczalności. Ustalono także, że przepuszczalność osadów mierzona w próbkach zorientowanych zgodnie z orientacją przestrzenną warstwowania, jest zwykle wyższa, natomiast w kierunku pionowym ograniczona. W badanych próbkach skał czerwonego spigowca w strefie



piaskowce fluwialne: osady korytowe  
*fluvial sandstones: channel deposits*



osady fluwialne w facjach pozakorytowych i play  
*fluvial deposits in overbank and playa facies*



intensywne efekty procesów diagenetycznych zaobserwowane w płytkach cienkich  
*intense effects of diagenetic processes observed in thin sections*



słabo zauważalne efekty procesów diagenetycznych zaobserwowane w płytkach cienkich  
*weak effects of diagenetic processes observed in thin sections*

2,5

kompakcja mechaniczna wyrażona stosunkiem maksymalnej do najczęstszej średnicy ziarna kwarcu, pomierzonej w płytce cienkiej  
*mechanical compaction as a maximum/most frequent quartz grain size ratio*



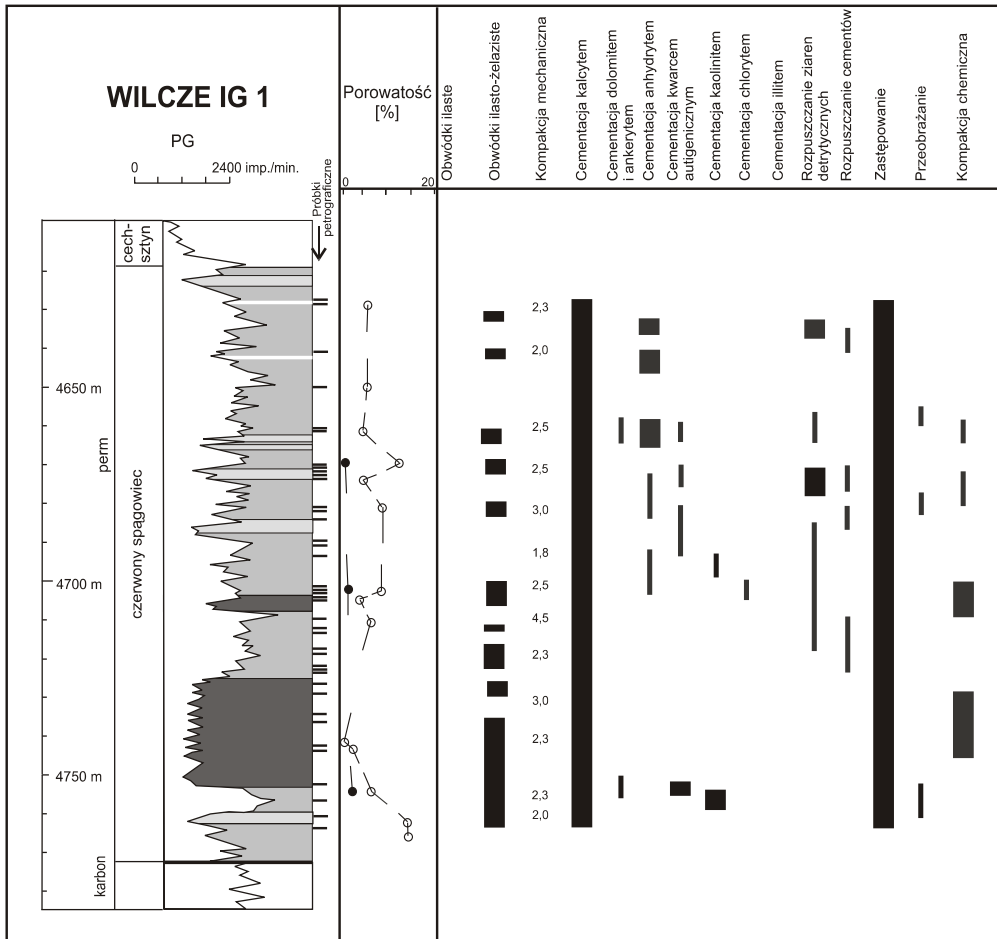
wartości porowatości oznaczone laboratoryjnie  
*porosity values measured in the laboratory*



wartości porowatości oznaczone mikroskopowo  
*porosity values measured in the microscope*

**Fig. 15. Zasięg procesów diagenetycznych oraz wartości porowatości w profilu skał czerwonego sp. gowca z otworu wiertniczego Unisław IG 1**

The extent of diagenetic processes and porosity values measured in Rotliegend deposits of the Unisław IG 1 borehole



■ zwirowce fluwialne: osady korytowe i debryty  
*fluvial gravestones: river bed deposits and debrites*

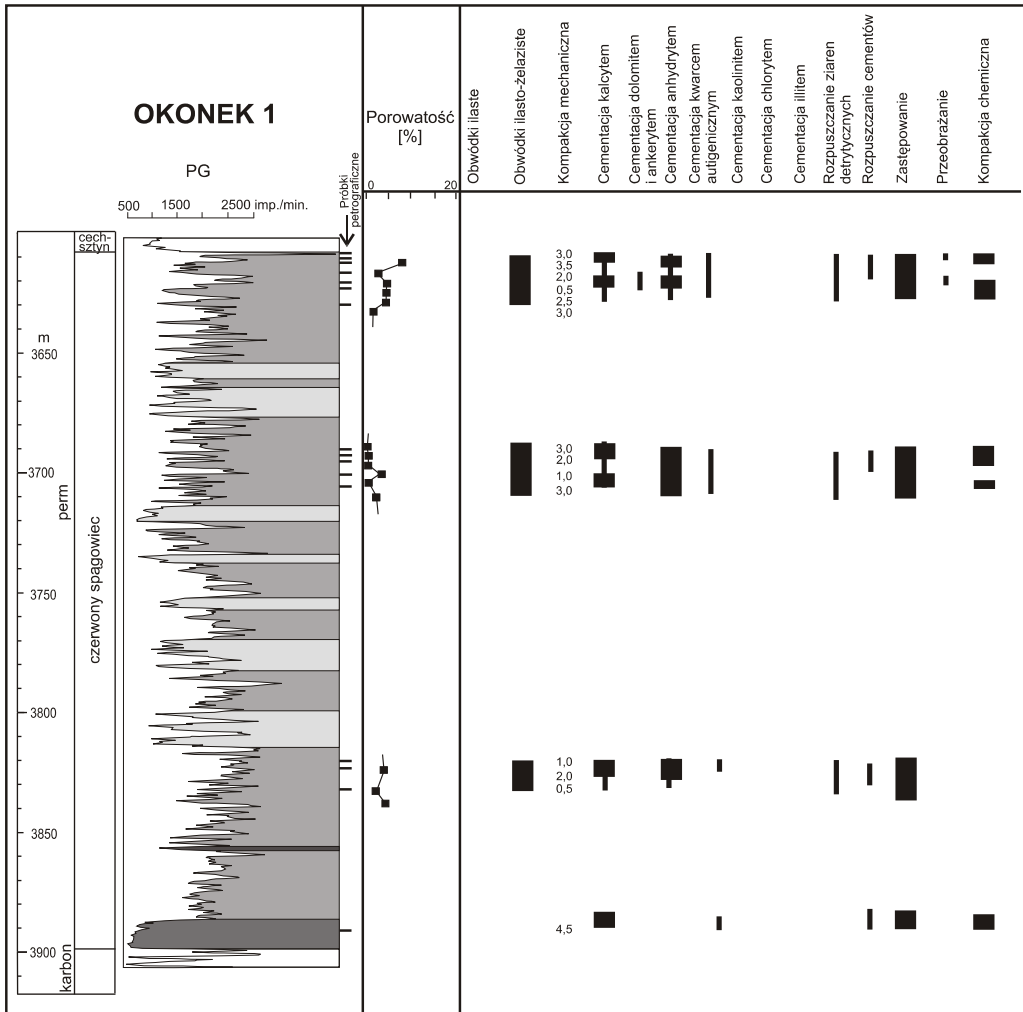
**Fig. 16. Zasięg procesów diagenetycznych oraz wartości porowatości w profilu skał czerwonego spągowca z otworu wiertniczego Wilcze IG 1**

Pozostałe objaśnienia przy figurze 15

The extent of diagenetic processes and porosity values measured in Rotliegend deposits of the Wilcze IG 1 borehole  
 For other explanations see Figure 15

Szczecinek–Bydgoszcz przepuszczalność mierzona była w kierunku zgodnym z orientacją przestrzenną warstwowania.

Darłak i in. (1998) wskazują na istnienie poziomów o dobrych właściwościach zbiornikowych w skałach wszystkich systemów depozycyjnych czerwonego spągowca. Potwierdza to również przeprowadzona analiza podstawowych cech petrofizycznych w zależności od wyników badań



- wartości porowatości zaczerpnięte z dokumentacji wynikowej otworu wiertniczego  
*porosity values taken from documentation of borehole*

**Fig. 17. Zasięg procesów diagenetycznych oraz wartości porowatości w profilu skał czerwonego spagowca z otworu wiertniczego Okonek 1**

Pozostałe objaśnienia przy figurze 15

The extent of diagenetic processes and porosity values measured in Rotliegend deposits of the Okonek 1 borehole  
For other explanations see Figure 15

petrograficznych, odnoszących się do różnych rodzajów sedymentacji (Maliszewska i in., 1995, 1998). Dotyczy to jednak głównie utworów eolicznych i fluwialnych. Najmniej perspektywicznymi pod względem właściwości zbiornikowych są osady playi, z uwagi na zwiększony udział skał drobnoklastycznych (iłowców, mułowców) i słabo porowatych piaskowców o składzie węgla, a także z uwagi na obecność licznych cementów ortochemicznych. Takie spostrzeżenia nasuwają się po analizie zestawie wybranych profili czerwonego spongolitu (fig. 15–17) z efektami działania głównych procesów diagenetycznych, przy zaznaczonej porowatości osadów. Nie dostrzeżono natomiast, aby właściwości zbiornikowe badanych osadów, na przykład porowatość, zależały od głębokości ich występowania.

#### ZNACZENIE ROZWOJU DIAGENEZY

Procesem, który w największym stopniu przyczynił się do zredukowania pierwotnej porowatości osadów była cementacja. Jak wiadomo, cementacja osadów redukuje ich porowatość zawsze, zdarza się jednak, że utworzone w wyniku akrecji cementacyjnej obwódki na ziarnach detrytycznych hamują działanie kompaktacji mechanicznej, usztywniając szkielet ziarnowy i chroniąc porowatość.

Cementy porowe, powstałe w różnych etapach diagenetyki mają zasadniczo negatywny wpływ na kształtowanie właściwości zbiornikowych. Z procesem cementacji wiąże się proces zastępowania diagenetycznego, który wpływa uszczelniająco na osad.

Kompaktacja mechaniczna, będąca w osadach czerwonego spongolitu najdłuższym i jednym z głównych procesów diagenetycznych, również wpływa destruktywnie na porowatość wspomnianych utworów. Nieco słabszy wpływ miała kompaktacja chemiczna, której efektem działania jest obecność kontaktów wklęsło-wypukłych i żaluzji, obserwowana w skałach tylko miejscami.

Przeobrażenie niestabilnych składników mineralnych ma z reguły korzystny wpływ na tworzenie się wtórnej mikroporowatości różnorodnej oraz mikroporowatości w agregatach autigenicznych minerałów ilastych. Następuje wtedy rozluźnienie szkieletu ziarnowego i ogólny wzrost porowatości. Najlepiej jest to widoczne na przykładzie transformacji skaleni w kaolinit.

Przeobrażenie klastów skał o chemii miedzi lub zasadowym prowadzi do powstania chlorytów, szczególnie wzbogaconych w elazo. Tworzą one cząstki struktury typu plastra miodu, ograniczając, choć w niewielkim stopniu, przepuszczalność osadu. Jest to spowodowane bardzo niską zdolnością chlorytów do adsorpcji wody, dzięki czemu przepływ płynów nie jest wyraźnie ograniczony (Plewa, Plewa, 1992).

Kaolinit, który cząstki tworzy w przestrzeniach porowych formy księżkowe, zatyka pory, ograniczając zdolność filtracyjną skał. Mniej ograniczający wpływ ma kaolinit blokowy lub jego pojedyncze kryształy, luźno upakowane w przestrzeniach porowych. Zdecydowanie negatywny wpływ na właściwości zbiornikowe osadów ma illit. Powstaje on w czasie późnej mezodiagenetyki, w podwyższonych temperaturach (Maliszewska i in., 1998) i na znacznych głębokościach pogrzebienia. Jego włókniste formy, tworzące spletnię w obrębie przestrzeni mikroporowych mają destruktywne działanie zarówno na porowatość, jak i na przepuszczalność skał. Odnosi się to szczególnie do piaskowców utworzonych w środowisku eolicznym (Maliszewska i in., 1996), potencjalnie wartościowych dla poszukiwań złóż gazu, a także do fluwialnych, opisywanych na obszarze badań.

Na tle omówionych procesów, korzystnie dla właściwości zbiornikowych osadów zaznaczył się wpływ rozpuszczania diagenetycznego ziarn detrytycznych i cementów. Powodowało ono

tworzenie wtórnej porowatości i powiększenie przestrzeni międzyziarnowej, co wpływało na wzrost porowatości efektywnej i zdolności filtracyjnych osadów. Proces ten miał zasadnicze znaczenie dla skał ze strefy Bydgoszcz–Szczecinek.

Naprzemiennie procesów cementacji i rozpuszczania nie sprzyjała utrzymywaniu określonych wartości współczynników porowatości i przepuszczalności. Jest to zaledwie porowatość nieprzekraczająca 20%, ograniczona tylko do niektórych poziomów (m.in. otwory wiertnicze: Unisław IG 1 — głęb. 4555,5; 4562,8 i 4583,5 m oraz Wilcze IG 1 — głęb. 4670,8; 4761,8 i 4671,3 m) (fig. 15, 16). Ma ona charakter mikroporowy, co nie sprzyja zdolności przewodzenia płynów złożowych. Wyraźne ograniczenie tych właściwości jest związane z charakterem wypełnienia przestrzeni porowych przez minerały autigeniczne oraz z dużym udziałem detrytycznych minerałów ilastych. Jedynie w rejonie Czarnego i Unisławia występują osady, których przestrzeń międzyziarnowa ma charakter makroporowy.

Bardzo znamienne dla kształtowania właściwości zbiornikowych w osadach jest znaczenie zjawisk tektonicznych. Powstanie licznych uskokurowań spowodowało utworzenie dróg migracji dla roztworów porowych penetrujących utwory czerwonego sp gowca. Również inwersja tektoniczna bruzdy rodkowopolskiej na przełomie kredy i trzeciorzędu, powodująca wyniesienie osadów permskich i mezozoicznych oraz uruchomienie solanek cechszczyńskich, zaznaczyła się zmianami warunków fizyczno-chemicznych środowiska diagenetycznego oraz efektów jej procesów.

## ETAPY ROZWOJU DIAGENEZY OSADÓW CZERWONEGO SP GOWCA

W osadach czerwonego sp gowca wyodrębniono trzy główne etapy w historii przeobrażenia osadu — eodiagenetyczny, mezodiagenetyczny i telodiagenetyczny według Choquette'a i Pray'a (1970).

Eodiagenetyczny uważa się za zespół procesów fizycznych i chemicznych, które zaznaczają swoje działanie od momentu sedymentacji osadu i trwają w powiązaniu z procesami powierzchniowymi w trakcie płytkiego pogrzebienia.

Mezodiagenetyczny obejmuje szereg procesów zachodzących w osadzie w warunkach określonego pogrzebienia, w strefie wpływu ciśnienia i temperatury.

Telodiagenetyczny, to szereg procesów zachodzących w osadzie po inwersji tektonicznej bruzdy rodkowopolskiej, przy przynajmniej częściowym udziale zmodyfikowanych wód pochodzenia meteorycznego.

Granice między poszczególnymi etapami są umowne, nie do końca jednoznaczne, a procesy w nich zachodzące mają przebieg złożony i częściowo zbieżny (tab. 2).

**Procesy eodiagenetyczne** w osadach jeziornych i rzecznych czerwonego sp gowca strefy Szczecinek–Bydgoszcz zachodziły w środowisku kontynentalnym, suchym i półsuchym, przy niskich temperaturach i niewielkich ciśnieniach. Fluide porowe, typowe dla tego okresu, miały charakter meteoryczny, były dobrze natlenione, a ich skład zmieniał się w zależności od stopnia ewaporacji oraz od rodzaju rozpuszczanych i wytrąconych faz mineralnych.

Wody kontynentalne o znikomym zasoleniu wraz z wodami opadowymi infiltrującymi w osadzie niosły ze sobą, między innymi, zawieszony cząstek ilastych, które wytrącały się na ziarnach detrytycznych. W ten sposób powstawały cienkie obwódki ilaste. W efekcie rekrytalizacji minerałów ilastych związanej z kompaktacją osadu powstawały autigeniczne otoczki illitowe, illitowo-smektytowe (?) lub chlorytowe.

Tabela 2

### Etapy rozwoju procesów diagenetycznych oraz ich wpływ na porowato i przepuszczalno

Stages of diagenesis and the effect of diagenetic processes on porosity and permeability

Procesy i składniki diagenetyczne	Diagenaza			Po	Pp
	eo-	mezo-	telo-		
Obwódki ilaste	—————			+	+
Obwódki ilasto-żelaziste	—————			+	+
Kompakcja mechaniczna	—————	—————		-	-
Cementacja kalcytem	czysty kalcyt —————	Mn-kalcyt - - - - -		-	-
Cementacja dolomitom i ankerytem	—————	Fe-dolomit - - - - -		-	-
Cementacja anhydrytem	—————	—————		-	-
Cementacja kwarcem	—————	—————		±	±
Cementacja kaolinitem	—————	—————	diakit - - - - -	±	±
Cementacja chlorytem	—————	Fe/Mg chloryt - - - - -		±	±
Cementacja illitem i I/S	—————	Illit włóknisty; I/S - - - - -		-	-
Rozpuszczanie ziarn detrytycznych	—————	—————	—————	+	+
Rozpuszczanie cementów	—————	—————	—————	+	+
Zastępowanie	—————	—————	—————	-	-
Przeobrażanie	—————	—————	—————	±	±
Kompakcja chemiczna			—————	-	-
Charakter wód porowych	meteory- czne	kontynentalno- -morskie	meteory- czne ?		

Po — porowato , Pp — przepuszczalno , ± — dodatni/ujemny wpływ na porowato i przepuszczalno osadu

Po — porosity, Pp — permeability, ± — positive/negative influence on development of porosity and permeability of deposit

Oprócz obwódek o strukturze tangencjalnej (głównie illitowych) w osadach czerwonego sp gowca wyst pują równie obwódki zbudowane z blaszek Mg/Fe-chlorytu, narastaj cego prostopadle do powierzchni ziarn detrytycznych. Blaszki te rzadko tworzyły ci głe powłoki i, w zwi zku z tym, nie stanowiły przeszkody w wytr caniu si narostów kwarcu autigenicznego. Magnez i elazo wchodz ce w skład wczesnych chlorytów mogły pochodzi z kontynentalnych roztworów ewaporatowych playi, interpretowanych obecnie jako roztwory kompakcyjne wynoszone na obrze a jeziora (Gaupp i in., 1993).

W trakcie penetracji osadu przez roztwory alkaliczne bardzo szybko ulegały rozpuszczeniu niestabilne ziarna detrytyczne, takie jak: fragmenty skał wulkanicznych, minerały magnezowo-elazowe, skalenie (Walker, 1967). Uwolnione podczas tego procesu jony  $Fe^{2+}$  w rodowisku

silnie oksydacyjnym utleniały się do  $\text{Fe}^{3+}$  i wytrącały w postaci uwodnionego tlenku na ziarnach detrytycznych, stały się liczne obwódki elaziste lub ilasto-elaziste. W miarę upływu czasu i pogrzebania osadu nastąpiła rekrytalizacja wodorotlenków elaza i tworzenie hematytu, nadając osadom czerwonego sp gowca charakterystyczną, czerwonobrunatną barwę. Minimalna temperatura dehydratacji i utworzenia hematytu wynosiła około  $40^{\circ}\text{C}$  (Mücke, 1994).

Wody gruntowe w środowisku kontynentalnym mogły zawierać do 25 ppm rozpuszczonej krzemionki (Krystinik, 1990 *vide* Amthor, Okkerman, 1998). Wystarczy to, według wspomnianego autora, do zainicjowania wytrącania kwarcu autigenicznego w postaci obwódek na ziarnach lub w przestrzeniach porowych. Zatem i w tym przypadku źródłem cementu kwarcowego mogły być wczesne roztwory meteoryczne. Nasilenie krystalizacji kwarcowej spowodowane było zapewne dostarczeniem w większych ilościach krzemionki pochodzącej z rozpuszczania ziarn detrytycznych, czy transformacji minerałów ilastych.

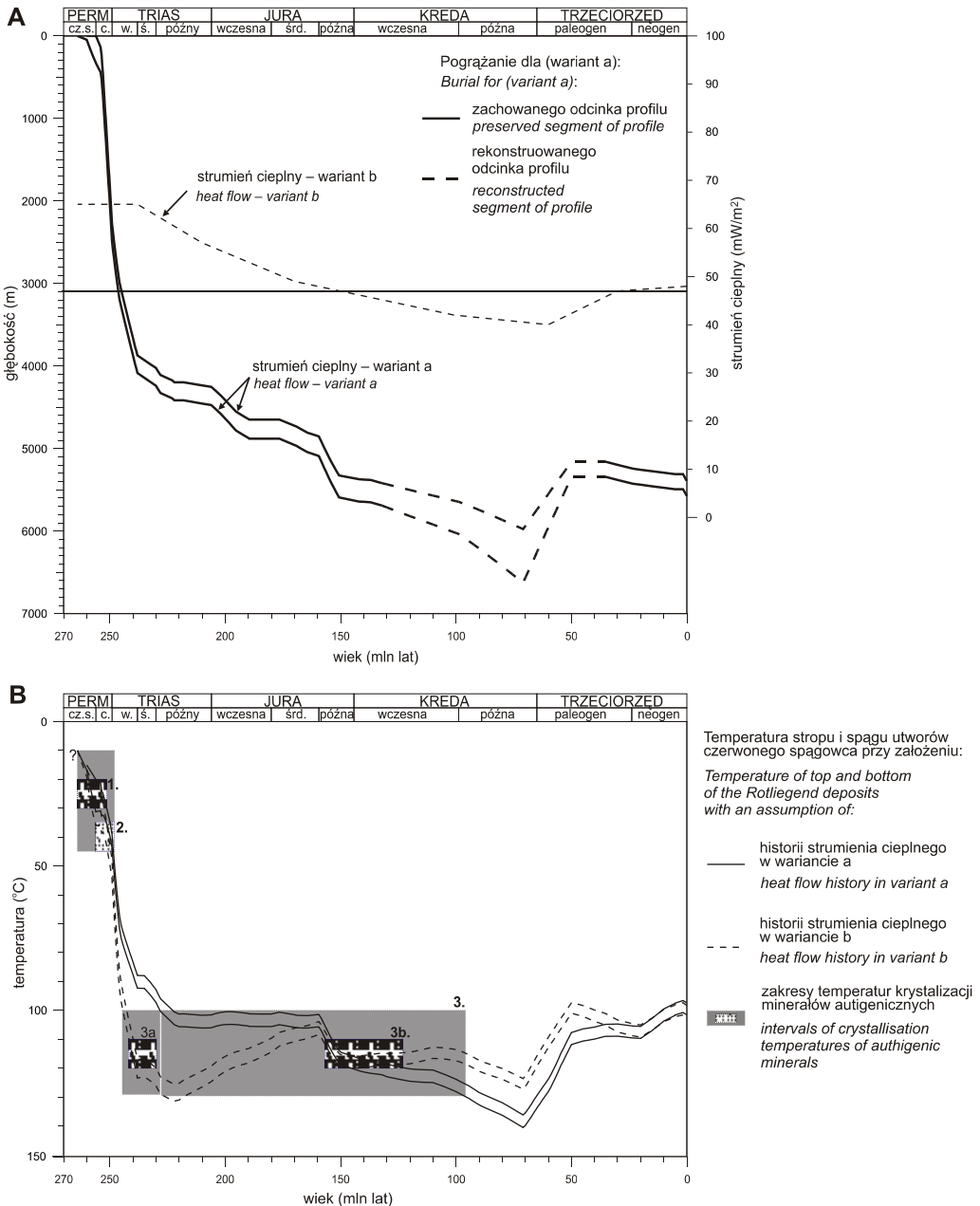
Oznaczenie stosunków izotopowych w glą i tleny w cemente kalcytowym i dolomitowym oraz siarki i tleny w cemente anhydrytowym wykazało, że źródłem dla ich powstania były również wczesne roztwory meteoryczne. Według Givena i Wilkinson (1985), w warunkach przypowierzchniowych następuje odgazowanie  $\text{CO}_2$  pochodzącego z gleby. Powoduje to wzrost udziału anionów  $\text{CO}_3^{2-}$  w roztworze, które z kolei mogło spowodować wzrost kryształów kalcytu o pokroju kolumnowym. Tego rodzaju cement opisano w osadach permu północno-wschodniej Anglii (Lee, 1994). Zbliżone do niego pokrojem bywają kryształy kalcytu nieluminescencyjnego, zanotowane na badanym obszarze w osadach czerwonego sp gowca. Charakteryzują się one takimi podobnymi wartościami stosunków izotopowych tlenu i w glą. Temperatury ich krystalizacji określono na  $2\text{--}30^{\circ}\text{C}$ . Również podczas krystalizacji cementu dolomitowego mógł nastąpić już w temperaturze około  $30^{\circ}\text{C}$  (przy założeniu, że  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody porowej wynosi  $-5\%$ ). Występowanie wczesnego cementu dolomitowego zanotował Platt (1994) w osadach czerwonego sp gowca zachodnich Niemiec i północno-wschodniej Holandii, przypisując jego powstanie roztworom pochodzącym z pustynnych jezior. Znaczny udział wczesnych, zdaniem autorki, cementów w glanowych w osadach playy strefy Szczecinek–Bydgoszcz i na jej obrzeżach może sugerować ich wytrącanie z roztworów kontynentalnych.

Wczesnym cementem jest także anhydryt tworzący w osadach owalne skupienia nodularne lub formy wachlarzowe o strukturze igiełkowej. Być może, jest to pierwotny anhydryt, wytrącony synsedymacyjnie, głównie w osadach playy lub był to gips, który w temperaturze około  $50^{\circ}\text{C}$  uległ dehydratacji. Zjawisko anhydrytyzacji gipsu z osadów czerwonego sp gowca opisali między innymi Glennie i in. (1978).

Na figurze 18, skonstruowanej przez P. Poprawę, przedstawiono zakres hipotetycznej historii pogrzebania (fig. 18A) osadów czerwonego sp gowca dla jednego wybranego otworu wiertniczego — Wilcze IG 1. Pogrzebanie skorygowano o wartość dekompakcji wg algorytmu Falveya i Middletona (1981), za przyjętą skalę czasową stanowi kompilację danych Gradsteina i Ogga (1996) oraz Menninga (1995). Poza tym, przedstawiono zmienną temperaturę utworów czerwonego sp gowca w czasie postępującej litogenezy (fig. 18B) we wspomnianych otworach wiertniczych, wyliczoną w procedurze 1-D modelowa termicznych przy stałym (wariant a) i zmiennym (wariant b) strumieniu ciepłym.

Z hipotetycznych krzywych pogrzebania (fig. 18) wynika, że z końcem sedymentacji osadów czerwonego sp gowca nastąpiło ich gwałtowne pogrzebanie i dopływ wiejących wód meteorycznych wydaje się mało prawdopodobny. Zatem w tym czasie zakończył się na obszarze badań etap eodiagenety, a temperatura nie przekroczyła  $50^{\circ}\text{C}$ .





**Fig. 18. Krzywe hipotetycznej historii pogrzebania (A) oraz permsko-mezozoiczo-kenozoiczna historia termiczna (B) utworów czerwonego spągowca z otworu wiert. Wilcze IG 1; wyliczenia w procedurze 1-D modelowa termicznych w dwóch skrajnych wariantach a i b**

Hypothetical burial history curves (A) and Permian-Mesozoic-Cenozoic thermal history (B) of Rotliegend deposits from the Wilcze IG 1 borehole; 1-D thermal modelling performed for two extreme variants: a and b

Wody porowe o charakterze utleniającym, głównie pochodzenia meteorycznego zainicjowały proces intensywnego rozpuszczania ziarn detrytycznych: fragmentów okruchów skalnych, łyszczyków i skaleni. W przypadku opisywanych piaskowców, szczególnie pochodzenia fluwialnego, efekty tego procesu są szeroko obserwowane. Najsilniej zaznaczyły się w odmianach arkozowych piaskowców, a więc takich, które miały wysoki potencjał diagenetyczny (Bjørlykke, 1983). Na skutek uwalniania m.in. jonów glinu i krzemu mógł powstać kaolinit, tworzący wypełnienia w obrębie ziarn skaleni lub wypełnienia przestrzeni porowych.

Procesem trwającym najdłużej, rozpoczyna się we wczesnej eodiagenecie, była kompaktacja mechaniczna. Nie miała ona jednak decydującego wpływu na ograniczenie porowatości skał. Dużo większe znaczenie należy przypisać cementacji zachodzącej w omawianych osadach czerwonego sp gowca. Brak powszechnie obserwowanych efektów silnej kompaktacji mechanicznej i chemicznej, przy silnej cementacji i wczesnym ustabilizowaniu szkieletu ziarnowego, dowodzi, że zarówno osady piaszczyste, jak i fluwialne były poddane wczesnej cementacji, zapoczątkowanej w trakcie eodiagenety. Zdaniem Gauppa (2000) dla osadów czerwonego sp gowca Niemiec znamieną jest właśnie wczesna cementacja.

**Procesy mezodiagenetyczne** zapoczątkowane w pierwszych etapach trwania diagenety miały swój kontynuację w warunkach narastającego pogrzebienia. Ich skomplikowany charakter wynika z coraz większego wpływu temperatury i ciśnienia na litifikowany osad, jak również z jego zmniejszaniem się składu wód porowych.

Etap zakończenia mezodiagenety ma miejsce na przełomie kredy i trzeciorzędu, począwszy od koniaków (Dadlez, Marek, 1997), kiedy dochodziło sukcesywnie do inwersji tektonicznej osiowej części bruzdy rodkowopolskiej i do jej przekształcenia w wał rodkowopolski. Maksymalna głębokość pogrzebienia osadów czerwonego sp gowca mogła osiągnąć nawet około 6500 m (fig. 18).

Wraz ze wzrostem ciśnienia i temperatury proces rozpuszczania oraz przeobrażenia skaleni i okruchów skalnych ulegał wyraźnej intensyfikacji.

Jak już wspomniano, końcowym produktem przeobrażenia niektórych ziarn detrytycznych, lub innych minerałów ilastych jest illit (Bjørlykke i in., 1989). Temperatura, w jakiej mogło dojść do krystalizacji wczesnodiaogenetycznego illitu lub minerałów z grupy illit/smektyt Small (1993) określają na około 70°C. Sucha i in. (1993) na podstawie badań skał z basenu wschodnio-słowackiego stwierdzili, że proces illityzacji smektytu rozpoczyna się w temperaturze około 80°C. Minerale mieszanopakietowe illit/smektyt oraz illity charakteryzują się strukturami listewkowymi lub nitkowymi. Formy włókniste minerałów ilastych występują w osadach czerwonego sp gowca na badanym obszarze dość rzadko. Włókniste illity opisywane przez Maliszewsk (1997b, 1999) oraz przez Kuberską i Maliszewsk (2000) w piaskowcach z innych obszarów Polski, spośród grupy minerałów ilastych, tworzyły się najpóźniej, a temperatury ich krystalizacji mogły przekraczać 120°C. Potas potrzebny do procesu illityzacji pochodził zapewne z rozpuszczania ziarn skaleni, a także z wód porowych pochodzenia morskiego, infiltrujących z ewaporatowych osadów cechsztynu (Maliszewska, 1997b). Poza tym, źródłem potasu dla wspomnianego procesu mogły być skały karbońskie, zalegające miejscami bezpośrednio pod osadami czerwonego sp gowca.

Główną fazą rozpuszczania diagenetycznego ziarn detrytycznych dostarczyła także jonowa elaza, które zostały wykorzystane do utworzenia Fe/Mg-chlorytów, uważanych za późniejsze w stosunku do Mg/Fe-chlorytów. Mezodiagenetyczny etap tworzenia Fe/Mg-chlorytów potwierdzają także paragenety, w których występują. Zazwyczaj towarzyszą im Fe-dolomit lub ankeryt, uważane za cementy późnodiaogenetyczne, często współwystępujące z dolomitem barokowym. Taki dolomit został stwierdzony w osadach czerwonego sp gowca z otworu wiertniczego

Budziszewice IG 1, położonego na południowy wschód od obszaru badań (Kuberska, 1999a). Dolomit barokowy uznawany jest za składnik cementów krystalizujących w temperaturze powyżej 100°C (Tucker, 1990).

Rozpuszczanie ziarn skaleni przy udziale roztworów meteorycznych doprowadziło do uwolnienia potasu, glinu i krzemionki. W związku z tym, wczesne etapy diagenetyzacji sprzyjały tworzeniu kaolinitu. Dodatkowym źródłem glinu i krzemu mogły być ewaporatowe serie cechsztynu, podobnie jak w utworach czerwonego spongoczu z południowej części Morza Północnego, co sugerują Gluyas i Leonard (1995). W próbkach z otworu wiertniczego Wilcze IG 1 obok kaolinitu zidentyfikowano również dickit.

Na krzywych obrazujących historię termiczną w utworach czerwonego spongoczu dla otworu wiertniczego Wilcze IG 1 (fig. 18) zaznaczono przedział temperatur, w których mogło dojść do transformacji kaolinitu w dickit. Temperatury te, zależnie od autora, wynoszą od około 80 do 130°C (Ehrenberg i in., 1993; McAulay i in., 1993; Morad i in., 1994). Na wykresie przedział ten zaznaczono cyfrą 3 w zakresie 100–130°C. Według niektórych autorów, w temperaturze około 80°C może krystalizować kaolinit blokowy (Macaulay i in., 1993; Osborne i in., 1994), co określono na podstawie badań izotopowych tlenu i deuteru kaolinitów z piaskowców Morza Północnego. Ehrenberg i in. (1993) określili najbardziej prawdopodobną temperaturę tworzenia dickitu na około 120°C. Zatem dickit mógł się tworzyć na przełomie wczesnego i środkowego triasu lub na przełomie późnej jury i wczesnej kredy, zgodnie z prezentowaną hipotetyczną historią pogrzebienia osadów czerwonego spongoczu dla otworu wiertniczego Wilcze IG 1. Krystalizacja dickitu autorka wiąże z późnym etapem mezodiagenetyzacji. Poza tym uważa się, że dickit jest zawsze późniejszy w stosunku do obecnego w osadzie kaolinitu (Hartmann i in., 2000).

Krzemionka, obecna w roztworze na skutek rozpuszczania ziarn detrytycznych, mogła wytrącać się ponownie, tworząc obwódkowe i porowe cementy kwarcowe. Zdaniem Gauppa i in. (1993), w skałach, w których istnieje zwiększony udział cementu kwarcowego, przy jednoczesnym rozwoju autigenicznych minerałów ilastych, dodatkowym źródłem krzemionki mogły być kwarcowe roztwory infiltrujące z bogatych w materiały organiczne osadów karbonowych, szczególnie w strefach bezpośredniego kontaktu. Roztwory te wpływały również na intensyfikację procesów rozpuszczania, szczególnie wczesnych cementów w glaukowych i siarczanowych. Charakterystycznymi składnikami spoiw skał czerwonego spongoczu, zalegających bezpośrednio na utworach karbonu, są Fe-kalcyt, Fe-dolomit i ankeryt. Taka zależność została opisana również w skałach czerwonego spongoczu z obszaru Niemiec (Gaupp i in., 1993). Wspomniane powyżej asocjacje minerałów wzbogaconych w wapno (Fe/Mg-chloryt, Fe-dolomit i ankeryt) z dolomitem barokowym oraz obserwacje mikroskopowe współzależności tych cementów, potwierdzają ich późnodiagenetyczną genezę.

Wydaje się również, że duże znaczenie dla rozwoju procesów mezodiagenetycznych ma dopływ roztworów pochodzących z nadległych serii cechsztynu. Roztwory, z których nastąpiła krystalizacja Mn-kalcytu, późniejszego anhidrytu i częściowo dolomitu mogły mieć charakter wód mieszanych. Temperatury krystalizacji Mn-kalcytu i dolomitu, mogły przekraczać 70, a nawet 80°C. Wyniki badań inkluzji fluidalnych w cementach w glaukowych skałach czerwonego spongoczu Pomorza Zachodniego i Niżu Polskiego wskazują na temperatury powyżej 90°C (Jaromłowicz-Szulc, 1999b). Jednorodność budowy wewnętrznej Mn-kalcytu może sugerować rekrystalizację wczesnego cementu kalcytowego, powstałego w czasie trwania eodiagenetyzacji. Późne Mn-kalcyty stwierdzono również innymi we fluwalnych piaskowcach triasowych (Strong, Milodowski, 1987), a temperaturę krystalizacji określono na około 70°C. W piaskowcach i zlepkach czerwonego spongoczu Mn-kalcyt bardzo często zastępuje ziarna detrytyczne, tworząc

cząciowe lub całkowite pseudomorfozy, bywa równie agresywny wobec wcześnie powstałych cementów (kwarcowego, dolomitowego, miejscami anhydrytowego).

Anhydryt, według Purvisa (1992), obecny w osadach czerwonego sp. gowca mógł pochodzić z remobilizacji anhydrytu z nadległych utworów cechsztynu, w których pierwotne osady gipsowe mogły ulegać dehydratacji. W miarę wzrostu ciśnienia płynów porowych uwalniane solanki cechsztyńskie przemieszczały się do osadów czerwonego sp. gowca i wytrącały anhydryt. Tak powstały anhydryt mógłby cementować pierwotne przestrzenie porowe i powstałe na skutek rozpuszczania diagenetycznego wtórne pory. W efekcie licznych obserwacji mikroskopowych skał ze strefy Bydgoszcz–Szczecinek stwierdza się, że anhydryt powstawał w różnych etapach diagenetyki. Obserwowany miejscami poikilitowy cement anhydrytowy zawiera relikty kalcytu manganowego, co sugerowałoby jego późną krystalizację. Wyniki oznaczeń izotopowych mogą wskazywać na udział, przynajmniej częściowy, roztworów cechsztyńskich przepływających wzdłuż skał tektonicznych w obrębie osadów czerwonego sp. gowca, podobnie jak przypuszczali w odniesieniu do piaskowców z obszaru Niemiec Glennie i in. (1978).

Szeroko rozprzestrzenione rozpuszczanie materiału ziarnowego i osobników cementu, szczególnie w osadach fluwialnych brzożnej strefy basenu czerwonego sp. gowca, sprzyjało powstawaniu wtórnej porowatości. Intensywność tego procesu zależy głównie od materiału wyjściowego w osadzie, a wycię od stopnia potencjału diagenetycznego oraz od aktywności roztworów porowych. Częściowe rozpuszczenie mniej stabilnych składników, jak skałenie i niektóre okruchy skał, prowadziło do utworzenia porowatości różdziarnowej. Rozpuszczanie cementów powodowało powstanie porowatości międzyziarnowej. Dla osadów czerwonego sp. gowca tworzenie wtórnej porowatości miało ogromne znaczenie, wpływając na poprawę ich właściwości zbiornikowych. Rejon Unisławia i strefa Czarne–Sokole charakteryzują się związanymi wartościami porowatości skał. Należą one do potencjalnych obszarów zbiornikowych w basenie czerwonego sp. gowca górnego (Kiersnowski, 1999b). Grocholski i Such (1993) na podstawie izolinii współczynnika porowatości wymienili strefę Bielica–Czarne–Debrzno, jako strukturę podwyższonej porowatości.

**Procesy telodiagenetyczne**, związane z uruchomieniem zjawisk tektonicznych, jak już wspomniano, mogły być spowodowane inwersją tektoniczną osadów na pograniczu kredy i trzeciorzędu lub wielokrotnym odnawianiem uskoku zakorzenionych w skorupie krystalicznej (Pokorski, 1997). Podczas telodiagenetyki mogły wytrącać się cementy kwarcowe, kaolinowe i hematytowe (Baker, 1991). W związku z ponownym ciśnieniem penetracji osadu przez zmodyfikowane roztwory meteoryczne, zapewne dochodziło również do rozpuszczania niektórych ziarn detrytycznych i cementów. Jednoznaczne odróżnienie efektów procesów telodiagenetycznych od eodiagenetycznych, czy mezodiagenetycznych jest jednak bardzo trudne. Podobnie niejasności są typowe dla wielu osadów, w których mógł zaznaczyć się wpływ telodiagenetyki (Strong, Miłowski, 1987).

Najbardziej prawdopodobnym efektem procesów telodiagenetycznych jest, między innymi, rozpuszczanie ziarn skałeni potasowych. Skałenie, w których zaznaczył się proces rozpuszczania, odznaczają się delikatną, szkieletową strukturą, a powstałe różdziarnowe przestrzenie porowe nie są wypełnione przez cementy. Stąd wniosek, iż proces ten był bardzo późny. Zapewne był on również przyczyną tworzenia się kaolinitu.

Chalcedon stwierdzony w otworze wiertniczym Unisław 4 mógł być związany z fazą telodiagenetyki.

Impregnacja hematytem oraz jego drobne nagromadzenia w spoiwie, powstałe później, nie należy uważać za efekt działania roztworów telodiagenetycznych.

## PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Czerwony sp gowiec w strefie między Szczecinkiem a Bydgoszcz jest reprezentowany głównie przez osady czerwonego sp gowca górnego. Wyróżnione litofacje: brekcjowa, zlepie - cowa, piaskowcowa, mułowcowa i iłowcowa występują przemiennie, stanowią cztery pakiety o różnej miąższości, utworzone głównie w dwóch podstawowych systemach depozycyjnych: jeziornym (playi) i fluwialnym (depozycja w rzekach i strumieniach, czysto o charakterze efemerycznym). Występowanie osadów eolicznych stwierdzono w otworze wiertniczym Czaplinek IG 2 (nieco na zachód od obszaru badań). Kiersnowski (1999b) zaliczył je do czerwonego sp gowca dolnego. Osady eoliczne czerwonego sp gowca górnego występują tylko w rejonie Zabartowa, gdzie tworzą cienkie przewarstwienia wśród utworów playi.

Utwory brekcjowe i zlepie cowe są pochodzenia fluwialnego. Piaskowce w obrębie utworów czerwonego sp gowca występują zarówno w utworach fluwialnych, playi, jak i w eolicznych. Litofacje mułowcowa i iłowcowa dominują w centralnej części basenu czerwonego sp gowca. Są charakterystyczne przede wszystkim dla systemu depozycyjnego playi.

Głównym składnikiem szkieletu ziarnowego opisywanych skał jest kwarc mono- i polikrystaliczny. Drugim ważnym składnikiem skał jest skaleni. Ich znaczenie w odmianach piaskowców arkozowych i subarkozowych jest istotne, szczególnie w procesie tworzenia wtórnej porowatości osadów. Pod wpływem roztworów porowych ulegają one bardzo łatwo rozpuszczeniu i przeobrażeniu diagenetycznemu. Litoklasty wzbogacają miejscami piaskowce lub mułowce, tworzą ich odmiany sublityczne i lityczne. W zlepkach okrucy skał są głównym składnikiem zarówno frakcji psefitowej, jak i psamitowej. Poza głównymi opisanymi składnikami detrytycznymi, w osadach czerwonego sp gowca występują także łyżczyki i minerały akcesoryczne (między innymi cyrkon, turmalin i rutyl).

Spoiva skał czerwonego sp gowca są grupą bardzo urozmaiconą mineralogicznie. Do najważniejszych składników spoiw zaliczono tlenki i wodorotlenki elaza, allo- i autogeniczne minerały ilaste, w glany, siarczany, autogeniczny kwarc, a podrodzinnie wyróżniono autogeniczny skaleni i piryt. Tlenki i wodorotlenki elaza w głównej mierze odpowiadają za charakterystyczną dla osadów czerwonego sp gowca czerwono-brunatną barwę. Ich wytrącanie na powierzchni ziarna detrytycznych było związane z utlenianiem środowiskiem w warunkach gorącego klimatu. Wzrastające pogrzebanie przyczyniło się do utworzenia hematytu z powstałych wcześniej uwodnionych tlenków. Dehydratacja miała miejsce w temperaturze około 40°C.

Wśród spoiw ilastych wyróżniono składniki allo- i autogeniczne. Alloogeniczne spoiwo ilaste jest w głównej mierze związane z drobnoklastycznymi osadami playi, lecz występuje również w gruboziarnistych piaskowcach i zlepkach fluwialnych. Badania piaskowców wykazały, że wśród autogenicznych składników występują przede wszystkim chloryty, kaolinit/dickit, illit, podrodzinnie minerały mieszanopaketowe illit/smektyt. W strefie Szczecinek–Bydgoszcz wyróżniono Mg/Fe- i Fe/Mg-chloryty. Ich ilość wzrasta w kierunku brzońnej (wschodniej) części basenu czerwonego sp gowca. Mg/Fe-chloryty są wcześniej niż Fe/Mg-chloryty. Temperatura krystalizacji chlorytów z otoczek obrastających ziarna mogła wahać się od 90 do 120°C (Aagaard i in., 2000), co wskazuje na etap mezodiagenety, od jego początkowych stadiów, aż do późniejszych.

Występowanie kaolinitu stwierdzono głównie w piaskowcach o charakterze arenitów subarkozowych, a jego powstanie wiąże się z intensywnym rozpuszczeniem i przeobrażeniem skałeni przy udziale wód meteorycznych. Stwierdzono, że przynajmniej część kaolinitu jest pochodzenia telodiagenetycznego, a więc kaolinit ten powstał po inwersji tektonicznej bruzdy rodokowo-polskiej, czysto natomiast w czasie mezodiagenety.

Autigeniczny illit może zaczął krystalizować w temperaturze około 70 lub 80°C (Small, 1993; Sucha i in., 1993). Analizując krzywe zmian temperatury dla otworu wiertniczego Wilcze IG 1 i uznając je jako reprezentatywne dla większości badanych otworów (fig. 18), autigeniza illitu w temperaturze około 70°C mogła przebiegać w pstrym piaskowcu i przypadała na wczesny etap mezodiagenety. Nie wykluczone jednak, że badany illit ze skał Pomorza Zachodniego krystalizował w temperaturach wyższych, podobnie, jak illit z osadów czerwonego sp. gowca w Wielkopolsce. Hipotetyczne temperatury tworzenia się wspomnianego illitu wynoszą, zdaniem Maliszewskiej (1997b), 125–173°C, a czas krystalizacji przypadał na rodki i późny jur oraz wczesny kred.

Krystalizacja w głąbów, reprezentowanych głównie przez czysty kalcyt, Mn-kalcyt, dolomit, a pod koniec przez Fe-kalcyt, Fe-dolomit i ankeryt zachodziła kilkietapowo i trwała w czasie eodiagenety i mezodiagenety. Krystalizacja czystego kalcytu odbywała się na przełomie czerwonego sp. gowca i cechsztynu (fig. 18, przedział oznaczony cyfrą 1), a więc w trakcie eodiagenety. Drugi etap krystalizacji spoiwa kalcytowego (głównie Mn-kalcytu) przypada na cechsztyń/pstry piaskowiec (fig. 18, przedział oznaczony cyfrą 2). W tym też okresie nastąpiła, zdaniem autorki, modyfikacja  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody porowej w kierunku wzbogacenia w izotop  $^{18}\text{O}$ , a temperatura krystalizacji Mn-kalcytu mogła osiągnąć wartość powyżej 70°C.

Krystalizacja dolomitu również mogła zachodzić kilkietapowo, od wczesnego do późnego triasu. Okres ten autorka widzi jako wczesnym etapem eodiagenety oraz początkowym i pośrednim etapem mezodiagenety.

Spoivo anhydrytowe, składające się z  $^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ , powstawało z ciekawo z ewaporatowych roztworów playi, z ciekawo z roztworów mieszanym kontynentalno-morskich. Występowanie wczesnych anhydrytów stwierdzono m.in. w osadach opisywanych z otworu wiertniczego Bydgoszcz IG 1. Mogły one powstać w wyniku dehydratacji gipsu, która zachodzi już w temperaturze 50°C. Wynikałoby z tego, że powstawały w trakcie sedymentacji osadów czerwonego sp. gowca. Średnia temperatura krystalizacji, obliczona dla anhydrytów z pozostałych próbek, w których określono  $^{18}\text{O}$ , wynosi około 115°C. Taka temperatura mogła występować w osadach czerwonego sp. gowca w rodkowej i późnej jurze. Słuszny jest zatem pogląd, wysuwany wielokrotnie przez autorkę, że tworzenie się cementu anhydrytowego miało przebieg kilkietapowy i trwało aż do późnych etapów mezodiagenety.

Analizując kolejno temperatury krystalizacji poszczególnych minerałów tworzących spoiwa skał czerwonego sp. gowca na obszarze między Szczecinkiem a Bydgoszcz w odniesieniu do prezentowanej przykładowo hipotetycznej krzywej pogrzebienia osadów (fig. 18), autorka podzieliła procesy zachodzące w osadach na trzy grupy diagenetyczne:

1. Procesy eodiagenetyczne zachodziły w temperaturach nieprzekraczających 50°C, głównie przy udziale wód meteorycznych. Powstawały wtedy cementy obwódkowe (ilaste, ilasto-elastyczne, kalcytowe) i wczesne cementy porowe (kalcyt, dolomit, anhydryt, kaolinit), a także rozpoczęły się procesy rozpuszczania i przeobrażenia diagenetycznego. W miarę pogrzebienia osadów narastała kompaktacja mechaniczna.

2. Procesy mezodiagenetyczne rozpoczęły się zapewne na przełomie cechsztynu i pstręgo piaskowca i trwały aż do czasu inwersji tektonicznej osiowej części bruzdy rodkiwopolskiej (przełom kredy i trzeciorzędu). Był to najdłuższy etap w historii diagenety osadów czerwonego sp. gowca. Średnie z wyników badań izotopowych wybranych minerałów i analiz inkluzji fluidalnych, panująca tu temperatura była wyższa niż 100°C. Obecnie późnodiaogenetyczny anhydryt wskazuje na temperaturę około 115°C, a dickitu — na 120–130°C. Maksymalna temperatura, jakiej mogły być poddawane osady, dochodziła zapewne do około 180°C, składające z nielicz-

nych tylko występię minerałów mieszanopacketowych I/S o współczynniku  $R = 3$ . Przemiany mezodiagenetyczne zachodziły przy udziale wód kontynentalno-morskich.

3. Procesy telodiagenetyczne w osadach czerwonego spągowca na obszarze Szczecinek–Bydgoszcz rozpoczęły się po uformowaniu wału rodowopolskiego. Głównym procesem diagenetycznym tego etapu było rozpuszczanie ziarn detrytycznych, szczególnie skaleni. Istotną rolę odegrała także krystalizacja kaolinitu i hematytu.

Wśród opisywanych procesów diagenetycznych autorka wyróżniła:

— procesy podtrzymujące porowatość w osadzie: tworzenie się cementów obwódkowych na ziarnach detrytycznych;

— procesy niszczenia pierwotnej porowatości: głównie wczesnodiagenetycznej cementacji kalcytem, anhydrytem i kwarcem autigenicznym;

— procesy tworzenia wtórnej porowatości, związane głównie z rozpuszczaniem diagenetycznym, którego efekty obserwowano przede wszystkim w arkozowych i subarkozowych odmianach piaskowców.

Na tej podstawie autorka wskazała rejony, które charakteryzują się osadami o podwyższonych właściwościach zbiornikowych. Są to: strefa Sokole–Czarne i rejon Unisławia. Proces rozpuszczania diagenetycznego w badanych osadach miał pierwszorzędne znaczenie w kształtowaniu tych właściwości, a jego efektem jest wtórna porowatość między- i różdziarnowa. Do rozluźnienia szkieletu ziarnowego przyczynił się także proces przeobrażenia diagenetycznego, powodujący utworzenie wtórnej porowatości.

Za najbardziej perspektywiczne pod względem właściwości zbiornikowych autorka uważa osady fluwialnego systemu depozycyjnego. Wiąże to z intensywnymi procesami rozpuszczania i przeobrażenia diagenetycznego w tych utworach. W osadach playi rozpuszczanie diagenetyczne było słabsze, a wiązka cząstek pierwotnych i wtórnych przestrzeni porowych została wypełniona przez składniki ortochemiczne. W osadach wspomnianego systemu istnieją tylko nieliczne poziomy o podwyższonej porowatości i przepuszczalności. Wyraźna porowatość odznaczają się także osady eoliczne, lecz występują jedynie sporadycznie.

Wydaje się, że istotne znaczenie przebiegu procesów posedymentacyjnych w utworach z różnymi środowiskami depozycyjnymi wystąpiło w czasie eodiagenety, gdy obfity matriks ilasty osadów playi utrudniał przepływ roztworów porowych (systemy okresowo zamknięte; Rodó, 1996). W tym czasie w osadach fluwialnych, jak i eolicznych, zwłaszcza arenitowych, pozostających w systemach otwartych (Rodó, *op. cit.*) roztwory krążyły swobodnie. Sugerują to liczne obwódki autigeniczne wytrącające na ziarnach detrytycznych oraz składniki cementów, uznanych w wyniku badań termometrycznych za wczesne. Wraz z pogrubianiem się utworów czerwonego spągowca różnicę w działaniu procesów diagenetycznych w obrębie osadów playi, fluwialnych i eolicznych zacierają się, być może także dlatego, że skutkiem zarastania przestrzeni porowych przez autigeniczne cementy ilaste oraz przez krystalizację cementów w glaukowych, anhydrytowych i kwarcowych. Wydaje się, że w czasie mezodiagenety przebieg przemian w osadach jeziornych, rzecznych i wydmych był zbliżony. Ponowne różnicę zarysowują się w czasie telodiagenety (wyraźnej głównie przez rozpuszczanie skaleni i krystalizację kaolinitu), gdy powiększył się zasięg obszaru objętego systemami otwartymi, a spływające szczelinami zmodyfikowane wody meteoryczne łatwiej wnikały w utwory rzeczne lub eoliczne (często złożone z arenitów), niż jeziorne (najczęściej mułowce, iłowce i waki). Należy jednak stwierdzić, że arenity występują miejscami również w obrębie playi.

**Podziękowania.** Autorka składa szczególne podziękowania prof. dr hab. Annie Maliszewskiej za opiekę merytoryczną, moją liwo dyskusji oraz wszechstronną pomoc, prof. dr hab. Annie Kurnatowej za uwagi natury merytorycznej i redakcyjnej, doc. dr hab. Katarzynie Jarmołowicz-Szule i doc. dr hab. Magdalenie Sikorskiej za pomoc i dyskusję podczas wykonywania specjalistycznych badań petrologicznych, dr. J. Drzejewi Pokorskiemu, mgr. Hubertowi Kiersnowskiemu, mgr. Pawłowi Poprawie i dr. Markowi Jasionowskiemu za pomoc w konstruowaniu wniosków i udostępnienie swoich prac. Prof. dr hab. Stanisławowi Hałasowi i współpracownikom autorka składa wyrazy wdzięczności za wykonanie oznaczeń stosunków izotopowych w spoiwach skalnych, a dr. Piotrowi Suchowi, dr. Andrzejowi Rochewiczowi, mgr. Grzegorzowi Leśniakowi i mgr. Ryszardowi Koczyskiemu za wykonanie badań petrofizycznych.

Autorka serdecznie dziękuje wszystkim koleżankom i kolegom z Muzeum Geologicznego, z Zakładu Geologii Regionalnej i Naftowej oraz Centralnego Laboratorium Chemicznego PIG za wsparcie i pomoc w trakcie realizacji rozprawy doktorskiej.

## LITERATURA

- AAGAARD P., JAHREN J.S., HARSTAD A.O., NILSEN O., RAMM M., 2000 — Formation of grain-coating chlorite in sandstones. Laboratory synthesized vs. natural occurrences. *Clay Minerals*, **35**, 1: 261–269.
- ALLAN J.R., WIGGINS W.D., 1993 — Dolomite reservoirs. Geochemical techniques for evaluating origin and distribution. *AAPG Continuing Education Course Note Series*, **36**.
- AMTHOR J.E., OKKERMAN J., 1998 — Influence of early diagenesis on reservoir quality of Rotliegende sandstones, Northern Netherlands. *AAPG Bull.*, **82**: 2246–2265.
- ANCUPOW P.W., BAKUN N.N., BOJARSKA J., GŁOWACKI E., KORAB Z., SNIEGIRIEWA O.W., 1981 — Zastosowanie modelu litologicznego dla uzasadnienia perspektywy gazono- i węglowod. osadów czerwonego sp. gowca (sakson) Polski. *Prz. Geol.*, **29**, 2: 53–60.
- BACKER J.C., 1991 — Diagenesis and reservoir quality of the Aldebaran Sandstone, Denison Trough, east-central Queensland, Australia. *Sedimentology*, **38**: 819–838.
- BJØRLYKKE K., 1983 — Diagenetic reactions in sandstones. In: *Sediment diagenesis* (eds. A. Parker, B.W. Selwood). *NATO ASI Series, C*, **155**: 169–214. Reidel, Dordrecht.
- BJØRLYKKE K., 1989 — *Sedimentology and petroleum geology*. Springer-Verlag, Berlin.
- BJØRLYKKE K., RAMM M., SAIGAL G.C., 1989 — Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution. *Geol. Rundschau*, **78**, 1: 243–268.
- BOJARSKA J., GŁOWACKI E., KRÓL L., 1981 — Lithological facies development and collector properties of Rotliegende rocks in the Poznań depression. *Proceed. Intern. Symp. Central European Permian, Jablonna 1978*: 602–616. Warszawa.
- BOLEWSKI A., 1982 — *Mineralogia szczegółowa*. Wyd. Geol., Warszawa.
- BORKOWSKA M., SMULIKOWSKI K., 1973 — *Minerały skałotwórcze*. Wyd. Geol., Warszawa.
- BUNIAK A., MIKOŁAJEWSKI Z., 1997 — Warunki środowiska depozycyjnego, petrografia i diagenезa osadów czerwonego sp. gowca w rejonie Poznania. *Geologos*, **2**: 201–214.
- BUNIAK A., MIKOŁAJEWSKI Z., PROTAS A., 1999 — Depositional environment and petrology of Rotliegend deposits from the Unisław-Wąldowo Królewskie region. *Geologos*, **4**: 5–27.



- BUNIAK A., PROTAS A., MIKOŁAJEWSKI Z., 1998 — Analiza petrologiczna utworów górnego czerwonego sp. gowca w rejonie Unisławia. Materiały VII krajowego Spotkania Sedymentologów — ekologiczne aspekty sedymentologii, 1. Wojcieszów.
- CHOQUETTE P.W., PRAY L.C., 1970 — Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bull.*, **54**: 207–220.
- CLAYPOOL G.E., HOLSER W.T., KAPLAN I.R., SAKAI H., ZAK I., 1980 — The age curves of sulphur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chemical Geology*, **28**: 199–260.
- DADLEZ R., 1998 — Historia subsyduencji a uwarunkowania tektoniczne rozwoju bruzdy ródpońskiej w późnym permie i mezozoiku. W: Analiza basenów sedymentacyjnych Ni u Polskiego (red. M. Narkiewicz). *Pr. Pa. stw. Inst. Geol.*, **165**: 47–56.
- DADLEZ R., MAREK S., 1997 — Rozwój basenów permu i mezozoiku. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Pa. stw. Inst. Geol.*, **153**: 403–409.
- DARŁAK B., KOWALSKA-WŁODARCZYK M., KOBYŁECKA A., LE NIAK G., SUCH P., 1998 — Przegląd wyników badań w kierunku ciwo ci zbiornikowych i filtracyjnych wybranych skał zbiornikowych basenów młodopaleozoicznych Ni u Polskiego. W: Analiza basenów sedymentacyjnych Ni u Polskiego (red. M. Narkiewicz). *Pr. Pa. stw. Inst. Geol.*, **165**: 147–155.
- DICKINSON W.R., 1970 — Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Jour. Sed. Petrology*, **40**: 695–707.
- DOTT R.H., 1964 — Wacke, graywacke and matrix — What approach to immature sandstone classification. *Jour. Sed. Petrology*, **34**: 625–632.
- DOWGIAŁO J., 1976 — An isotopic indicator of ground water origin. *Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. Terr.*, **24**, 2: 99–106.
- DURAKIEWICZ T., 1996 — Electron emission controller with pulsed heating of filament. *Int. Jour. Mass Spectr. Ion Proceed.*, **156**: 31–40.
- EHRENBERG S.N., AAGAARD P., WILSON M.J., FRASER A.R., DUTHIE D.M.L., 1993 — Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian Continental Shelf. *Clay Minerals*, **28**, 3: 325–352.
- EKIERT E., 1975 — Petrografia czerwonego sp. gowca (saksonu) z wierce : Karlino, Złotów 2, Grzybnica IG 1 i Warnowo 1 (blok Wolina). *Centr. Arch. Geol. Pa. stw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- EKIERT E., 1976 — Opracowanie petrograficzne czerwonego sp. gowca (saksonu) z wierce wierzo 4 i Zabartowo 1 z obszaru Pomorza Zachodniego. W: Badania utworów cechsztynu, dolnego permu oraz wód i gazów w utworach permu. *Centr. Arch. Geol. Pa. stw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- EKIERT E., 1977 — Wstępna charakterystyka petrograficzna utworów czerwonego sp. gowca w otworze Szubin IG 1. W: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Szubin IG 1. *Centr. Arch. Geol. Pa. stw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- EKIERT E., 1980 — Wstępna charakterystyka petrograficzna utworów czerwonego sp. gowca górnego w wiercieniu Czaplinek IG 2. W: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Czaplinek IG 2. *Centr. Arch. Geol. Pa. stw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- EPSTEIN S., BUCHSBAUM R., LOWENSTAM H.A., VREY H.C., 1953 — Revised carbonate water isotope temperature scale. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **64**: 1315–1326.
- FAIRBRIDGE R.W., BOURGEOIS J., 1978 — The encyclopedia of sedimentology. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Stroudsburg.
- FALVEY D.A., MIDDLETON M.F., 1981 — Passive continental margins: evidence for a prebreakup deep crustal metamorphic subsidence mechanism. *Oceanologic Acta Sp. Papers*, **supp. 4**: 103–114.
- FOLK R.L., 1959 — Practical petrographic classification of limestones. *AAPG Bull.*, **43**.

- FRIEDMAN I., O'NEIL J.R., 1977 — Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: Data of geochemistry (ed. M. Fleischer). U.S. Geological Survey, Professional Paper, **440-K**: 1–12.
- FÜCHTBAUER H., 1974 — Some problems of diagenesis in sandstones. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, **8**: 303–321.
- GAUPP R., 2000 — Diagenese und Anchimetamorphose Klastischer Sedimente. Diagenese von Sanden und Sandsteinen. Sandstein–Potosität: Erhaltung, Neuentstehung und Umverteilung. Interuniversität Kurs. Monachium.
- GAUPP R., MATTER A., PLATT J., RAMSEYER K., WALZEBUCK J., 1993 — Diagenesis and fluid evolution of deeply buried Permian (Rotliegende) gas reservoirs, Northwest Germany. *AAPG Bull.*, **77**, 7: 1111–1128.
- GIVEN R.K., WILKINSON B.H., 1985 — Kinetic control of morphology, composition and mineralogy of abiogenic sedimentary carbonates. *Jour. of Sedim. Petrol.*, **55**: 109–119.
- GLENNIE K.W., MUDD G.C., NAGTEGAAL P.J.C., 1978 — Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegendes sandstones in Leman Bank and Sole Pit areas of the UK southern North Sea. *Il Geol. Soc. Lond.*, **135**: 25–34.
- GLUYAS J., LEONARD A., 1995 — Diagenesis of the Rotliegend Sandstone: the answer ain't blowin' in the wind. *Marine and Petroleum Geol.*, **12**, 5: 491–497.
- GOLDSTEIN R.H., REYNOLDS T.J., 1994 — Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. SEPM Short Course 31. Tulsa.
- GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., 1974 — Mikrostruktury skał górnego czerwonego sp gowca rejonu Bogdaj–Uciechów (monoklina przedsudecka) badane za pomoc elektronowego mikroskopu skaningowego. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **17**: 58–72.
- GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., CHLEBOWSKI R., KOZŁOWSKI K., KULESZA-WIEWIÓRA K., MYLIŚKA E., 1974 — Litologia skał górnego czerwonego sp gowca rejonu Bogdaj–Uciechów (monoklina przedsudecka). *Biul. Geol. Wydz. Geol.*, **17**: 6–50.
- GRADSTEIN F.M., OGG J., 1996 — A Phanerozoic time scale. *Episodes*, **19**, 1/2.
- GREGOSIEWICZ Z., PROTAS A., 1997 — Facje, diageneza a własno ci zbiornikowe piaskowców czerwonego sp gowca rejonu zło a Radlin. *Nafta–Gaz*, **57**: 375–387.
- GROCHOLSKI P., SUCH P., 1993 — Wła ciwo ci filtracyjne skał czerwonego sp gowca. *Gosp. Sur. Min.*, **9**, 2: 303–321.
- GURARI F., 1975 — Niektóre wła ciwo ci budowy i ropo-gazono no ci osadów permskich płyty rodkowoeuropejskiej. *Kwart. Geol.*, **19**: 159–180.
- HAŁAS S., MIODUCHOWSKI L., 1978 — Skład izotopowy tlenu w wapniowych i strontowych minerałach siarczanowych i siarczanach wód ró nych rejonów Polski. *Ann. UMCS, Sectio AAA*, **23**: 115–130.
- HAŁAS S., SZARAN J., 1999 — Low-temperature thermal decomposition of sulphates to SO<sub>2</sub> for on-line <sup>34</sup>S/<sup>32</sup>S analysis. *Anal. Chem.*, **71**, 15: 3254–3257.
- HANCOCK N.J., 1978 — Possible causes of Rotliegend sandstone diagenesis in northern West Germany. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, **135**: 35–40.
- HARTMANN B.H., RAMSEYER K., MATTER A., 2000 — Diagenesis and pore-water evolution in Permian sandstones, Gharif Formation, Sultanate of Oman. *Jour. Sed. Research*, **70**, 3: 533–544.
- HARWOOD G.M., COLEMAN M.L., 1983 — Isotopic evidence for UK Upper Permian mineralisation by bacterial reduction of evaporites. *Nature*, **301**: 597–599.
- HASSOUTA L., BAUTIER M.D., POTOLEVIN J.L., LIEWIG N., 1999 — Clay diagenesis in the sandstone reservoir of the Ellon Field (Alwyn) North Sea. *Clays and Clay Minerals*, **47**, 3: 269–585.

- HAWKINS P.J., 1978 — Relationship between diagenesis, porosity reduction, and oil emplacement in late Carboniferous sandstone reservoirs, Bothamsall Oilfield, E Midlands. *J. Geol. Soc. Lond.*, **135**: 7–24.
- HEALD M.T., 1965 — Lithification of sandstones in West Virginia. *West Virginia Geol. Econ. Surv. Bull.*, **30**: 28.
- HOFFMANN N., POKORSKI J., LINDERT W., BACHMANN G.H., 1997 — Rotliegend stratigraphy, palaeogeography and facies in the eastern part of the Central European Basin. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **157**, 2: 75–86.
- HOLSER W.T., 1979 — Rotliegend evaporites, Lower Permian of north-western Europe. Geochemical confirmation of the nonmarine origin. *Erdöl und Kohle, Ergas. Petrochemie*, **32**: 159–162.
- HORTON D.G., 1985 — Mixed-layer illite/smectite as a paleotemperature indicator in the Amethyst vein system, Creede district, Colorado, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **91**, 2: 171–179.
- JACKSON M.L., 1979 — Soil chemical analysis — advanced course. Published by the author. Madison, Wisconsin.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1995 — Fluid inclusions in the studies of the Permian sedimentary rocks from Polish Lowland. XIII Intern. Congress on Carboniferous–Permian. Abstracts: 61. Kraków.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1997 — Wykorzystanie inkluzji fluidalnych w spoiwach skał paleozoiku Ni u Polskiego dla poszukiwa ropy naftowej i gazu ziemnego. *Centr. Arch. Geol. Pa stw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1999a — Izotopowo-inkluzyjne badania spoiw diagenetycznych w obr bie zło a gazu Papro –Cicha Góra. *Prz. Geol.*, **47**, 5: 476–477.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1999b — Systematyka inkluzji fluidalnych w wypełnieniach przestrzeni porowej skał osadowych paleozoiku Ni u Polskiego. *Prz. Geol.*, **47**, 6: 542–546.
- KARNKOWSKI P.H., 1977a — Analiza facjalna utworów czerwonego sp gowca w północnej cz ci monokliny przedsudeckiej (rejon Pozna – rem). *Acta Geol. Pol.*, **27**, 4: 481–495.
- KARNKOWSKI P.H., 1977b — Obszary ródłowe w zapisie osadów czerwonego sp gowca w polskim basenie permskim: implikacje dla poszukiwa zło gazu. W: *Obszary ródłowe: zapis w osadach* (red. J. Wojewoda). Materiały Konferencyjne VI Krajowego Spotkania Sedymentologów, **1**: 7–24. Lewin Kłodzki.
- KARNKOWSKI P.H., 1999 — Origin and evolution oh the Polish Rotliegend basin. *Pol. Geol. Inst. Sp. Papers*, **3**: 1–93.
- KIERSNOWSKI H., 1995 — Stop 5/2. Wilcze IG 1 (a sedimentological profile). Excursion A3 guide. XIII Intern. Congress on Carboniferous–Permian. Kraków.
- KIERSNOWSKI H., 1996 — Architektura depozycyjna. W: *Projekt badawczy zamawiany KBN PBZ 02-03 „Analiza basenów sedymentacyjnych“*. Basen czerwonego sp gowca. *Centr. Arch. Geol. Pa stw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- KIERSNOWSKI H., 1997a — Upper Permian eolian complex in Poland. Proceedings of the XIII International Congress on the Carboniferous and Permian. Part 3. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **157**: 107–110.
- KIERSNOWSKI H., 1997b — Depositional development of the Polish Upper Rotliegend Basin and evolution of its sediment source areas. *Kwart. Geol.*, **41**, 4: 433–456.
- KIERSNOWSKI H., 1998 — Architektura depozycyjna basenu czerwonego sp gowca w Polsce. W: *Analiza basenów sedymentacyjnych Ni u Polskiego* (ed. M. Narkiewicz). *Pr. Pa st. Inst. Geol.*, **165**: 113–128.
- KIERSNOWSKI H., 1999a — Depozycja osadów w strefie marginalnej basenu czerwonego sp gowca: przykład z rejonu Czarne–Debrzno. *Prz. Geol.*, **47**, 5: 467–468.
- KIERSNOWSKI H., 1999b — Analiza osadów czerwonego sp gowca na obszarze bruzdy rodkowo-polskiej pod k tem ich własno ci i potencjału zbiornikowego. W: *Bruzda ródłowska — ocena utworów karbonu i czerwonego sp gowca pod k tem mo liwo ci generowania, migracji i akumulacji w glowo-*

- dorów. Analiza dynamiki przeobra e systemów depozycyjnych. Centr. Arch. Geol. Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- KIERSNOWSKI H., MALISZEWSKA A., 1985 — Grubookruchowe osady czerwonego sp gowca w rejonie siewiersko-olkuskim w wietle nowych bada . *Prz. Geol.*, **4**: 181–192.
- KRAMM U., WEDEPOHL K.H., 1991 — The isotopic composition of strontium and sulfur in seawater of Late Permian (Zechstein) age. *Chemical Geology*, **90**: 253–262.
- KUBERSKA M., 1987 — Opracowanie petrograficzne osadów czerwonego sp gowca w otworze Wilcze IG 1. Centr. Arch. Geol. Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUBERSKA M., 1993 — Petrografia osadów czerwonego sp gowca w „zatoce“ Bie unia (rejon Płocka). *Pos. Nauk. Pa stw. Inst. Geol.*, **49**: 99–100.
- KUBERSKA M., 1994 — Opracowanie petrograficzne osadów czerwonego sp gowca w strefie Koszalin–Chojnice. Centr. Arch. Geol. Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUBERSKA M., 1995 — Diagenetic processes in the Rotliegend sandstones in the Kujavian–Pomeranian segment of the Teisseyre–Tornquist zone. XIII Intern. Congress on Carboniferous–Permian. Abstracts: 84. Kraków.
- KUBERSKA M., 1996 — Badania diagenезы osadów czerwonego sp gowca w strefie Mszczonów–Byczyna–Wilcze. W: Projekt badawczy zamawiany KBN PBZ 02-03 „Analiza basenów sedimentacyjnych“. Basen czerwonego sp gowca. MS, Warszawa.
- KUBERSKA M., 1997 — Wpływ procesów diagenetycznych na własno ci kolektorskie osadów czerwonego sp gowca w kujawsko-pomorskim segmencie strefy T–T (Budziszewice–Szczecinek). Centr. Arch. Geol. Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUBERSKA M., 1999a — Główne procesy diagenetyczne w osadach czerwonego sp gowca rejonu Budziszewice–Szczecinka oraz ich wpływ na własno ci petrofizyczne. *Posiedz. Nauk. Pa stw. Inst. Geol.*, **55**, 7: 38–39.
- KUBERSKA M., 1999b — Spoiwa w glanowe skał klastycznych czerwonego sp gowca w kujawsko-pomorskim segmencie strefy T–T. *Prz. Geol.*, **47**, 2: 159–162.
- KUBERSKA M., 1999c — Etapy cementacji piaskowców czerwonego sp gowca w kujawsko-pomorskim segmencie strefy T–T. *Prz. Geol.*, **47**, 5: 477–478.
- KUBERSKA M., 2000 — Clay minerals in the Rotliegend sandstones and their influence on permeability and porosity. XVIth Conference on Clay Mineralogy and Petrology. Abstracts: 84. Czech Republic, Karlove Vary.
- KUBERSKA M., 2001 — Spoiwa ilaste piaskowców czerwonego sp gowca w kujawsko-pomorskim segmencie bruzdy rodkowopolskiej. *Prz. Geol.*, **49**, 4: 345.
- KUBERSKA M., MALISZEWSKA A., 2000 — Diagenesis of the Rotliegend rocks at the margins of the Wolsztyn Ridge. *Pr. Specjalne PTMiN*, **17**: 208–209. Osieczany.
- KULIG E., PY -KAPITA A., MICHALIK H., 1994 — Cementy ilaste w piaskowcach permskich z niecki północnosudeckiej. *Pr. Specjalne PTMiN*, **5**: 124–125. Kraków.
- LEE M.R., 1994 — Emplacement and diagenesis of gypsum and anhydrite in the late Permian Raisby Formation, north-east England. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, **50**, 2: 143–155.
- LE NIAK G., 1999 — Zastosowanie komputerowej analizy obrazu w badaniach petrofizycznych. *Prz. Geol.*, **47**, 7: 644–651.
- LUNDEGARD P.D., 1992 — Sandstone porosity loss — a “big picture“ view of the importance of compaction. *Jour. Sed. Petrol.*, **62**, 2: 250–260.
- ŁYDKA K., 1955 — Studia petrograficzne nad permo-karbonem krakowskim. *Biul. Inst. Geol.*, **97**.
- MACAULAY C.L., FALLICK A.E., HASZELDINE R.S., 1993 — Textural and isotopic variations in diagenetic kaolinite from the Magnus Oilfield sandstones. *Clay Minerals*, **28**, 4: 625–639.

- MALISZEWSKA A., 1978 — Petrografia osadów saksonu z otworu wiertniczego Debrzno IG 1. W: Korelacja stratygraficzna i facjalna czerwonego spłowca Pomorza Zachodniego i północnej części monokliny przedsudeckiej. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- MALISZEWSKA A., 1979 — O genezie wapieni, brekcji i bentonitów autunu z otworu Stargard 1. *Prz. Geol., 11:* 599–604.
- MALISZEWSKA A., 1980 — Ekspertyzy petrograficzne zlepieńców i ryodacytów. W: Dokumentacja wyników otworu badawczego Czaplinek IG 2. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- MALISZEWSKA A., 1983 — Opracowanie osadów czerwonego spłowca w otworze Budziszewice IG 1. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- MALISZEWSKA A., 1986 — Opracowanie petrograficzne osadów czerwonego spłowca w otworze Unisław IG 2. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- MALISZEWSKA A., 1996 — Wybrane zagadnienia diagenety skał klastycznych. *Prz. Geol., 44,* 6: 586–595.
- MALISZEWSKA A., 1997a — Charakterystyka petrograficzna — skały osadowe czerwonego spłowca w Polsce na obszarach platformowych. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol., 153:* 38–42.
- MALISZEWSKA A., 1997b — Wiek K/Ar włóknistego illitu z piaskowców czerwonego spłowca Wielkopolski. W: Datowanie minerałów i skał. IV Ogólnopolska Sesja Naukowa, Lublin: 50–55. UMCS, Lublin.
- MALISZEWSKA A., 1999 — O znaczeniu badań izotopowych diagenetycznego illitu z piaskowców czerwonego spłowca. *Prz. Geol., 47,* 5: 476.
- MALISZEWSKA A., KUBERSKA M., 1993 — Analiza petrograficzna wypełnienia przestrzeni porowej w skałach osadowych czerwonego spłowca zachodniej części Ni u Polskiego. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- MALISZEWSKA A., KUBERSKA M., 1995 — Spoiwa skał osadowych czerwonego spłowca w zachodniej części Ni u Polskiego. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., 51:* 15–16.
- MALISZEWSKA A., KUBERSKA M., 1996a — Cementation of the Rotliegend sandstones, their porosity and permeability. The 2nd Conference on the Geochemical and Petrophysical Investigations In Oil And Gas Exploration: 167–178. Janowice.
- MALISZEWSKA A., KUBERSKA M., 1996b — Cementacja piaskowców czerwonego spłowca a ich porowatość i przepuszczalność. *Nafta-Gaz, 9:* 365–373.
- MALISZEWSKA A., KUBERSKA M., KAZIMIERSKA B., 1994 — Nowe dane z badań spoiw skał czerwonego spłowca. *Pr. Specjalne Pol. Tow. Miner., 5:* 178–179.
- MALISZEWSKA A., KUBERSKA M., JACKOWICZ E., JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1995 — Opracowanie petrograficzne osadów czerwonego spłowca w aspekcie ich środowisk sedymentacyjnych. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- MALISZEWSKA A., KUBERSKA M., JARMOŁOWICZ-SZULC K., 1996 — Opracowanie petrograficzne osadów czerwonego spłowca z zachodniej i centralnej części Ni u Polskiego w odniesieniu do ich własności kolektorskich. W: Litofacjalne podstawy prognoz ropo- i gazonosiwości permu na Ni u Polski. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- MALISZEWSKA A., KUBERSKA M., SUCH P., LE NIAK G., 1998 — Ewolucja przestrzeni porowej utworów czerwonego spłowca. W: Analiza basenów sedymentacyjnych Ni u Polskiego (red. M. Narkiewicz). *Pr. Państw. Inst. Geol., 165:* 177–194.
- MALISZEWSKA A., POKORSKI J., 1978 — Piroklastyczne skały ognia obrzyckiego autunu w zachodniej części Ni u Polskiego. *Kwart. Geol., 22,* 3: 511–536.
- MALISZEWSKA A., POKORSKI J., 1986 — Kartowanie wyników badań petrograficznych osadów górnego czerwonego spłowca z obszaru Pomorza Zachodniego. *Prz. Geol., 8:* 427–436.

- MARSHALL D.J., 1988 — Cathodoluminescence of geological materials. Unwin Hyman, Boston.
- McAULAY G.H., BURLEY S.D., JOHNES L.H., 1993 — Silicate mineral authigenesis in the Hutton and NW Hutton fields; implications for sub-surface porosity development. *In: Petroleum geology of Northwest Europe* (ed. J.R. Parker): 1377–1394. Proceedings of the 4th Conference. The Geological Society, London.
- MENNING M., 1995 — A numerical time scale for the Permian and Triassic periods: An integrated time scale. *In: The Permian of Northern Pangea* (ed. P.A. Scholle, T.M. Peryt, D.S. Ulmer-Scholle), **1**: 77–97. Springer-Verlag, Berlin.
- MEYERS W.J., 1974 — Carbonate cement stratigraphy of the Lake Valley Formation (Mississippian), Sacramento Mountains, New Mexico. *Jour. Sedim. Petrol.*, **44**: 837–861.
- MICHALIK M., 1993 — Diagenetyczne minerały ilaste w piaskowcach permskich z monokliny przedsudeckiej. IV Krajowa Konf. „Minerały i surowce ilaste”: 85–86. Wrocław-Trzebiezowice.
- MICHALIK M., 1995 — Datowanie K/Ar diagenetycznych illitów ze stropowej cz ci dolnopermskich piaskowców z obszaru wyst powania dolno l skich złó miedzi — wnioski geologiczne. II Ogólnopolska Sesja Naukowa „Datowanie minerałów i skał w oparciu o rozpad promieniotwórczy potasu-40”: 29–37. Lublin.
- MICHALIK M., 1996 — Zró nicowanie procesów krystalizacji diagenetycznych illitów w piaskowcach permu w niecce północnosudeckiej i na monoklinie przedsudeckiej. III Ogólnopolska Sesja Naukowa „Datowanie minerałów i skał w oparciu o rozpad promieniotwórczy potasu 40”: 45–50. Lublin.
- MICHALIK M., 1998 — Diagenetic albite in Rotliegendes sandstones from the intrasudetic basin (Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **68**, 1: 85–93.
- MICHALIK M., 2000 — Evolution of diagenetic fluids in the Weissliegend sandstones from the southwestern margin of the Polish Rotliegend Basin. *Pr. Specjalne PTM*, **17**: 218–220.
- MICHALIK M., 2001 — Diagenesis of the Weissliegend sandstones in the south-western margin of the Polish Rotliegend Basin. *Pr. Miner. Kom. Nauk. Min. PAN*, **91**.
- MIGASZEWSKI Z., NARKIEWICZ M., 1983 — Identyfikacja pospolitych minerałów w glanowych przy u yciu wska ników barwi cych. *Prz. Geol.*, **4**: 258–261.
- MIZUTANI Y., 1971 — An improvement in the carbon-reduction method for the oxygen isotopic analysis of sulphates. *Geochem. Jour.*, **5**: 69–77.
- MORAD S., BEN ISMAIL H., De ROS L.F., AL.-AASM I.S., SERRHINI N.E., 1994 — Diagenesis and formation water chemistry of Triassic reservoir sandstones from southern Tunisia. *Sedimentology*, **41**: 1253–1272.
- MUSZY SKIM., 1992 — Analiza litofacjalna utworów czerwonego sp gowca w rejonie Czarne–Unisław. *Nafta–Gaz*, **5**: 154–157.
- MUSZY SKI M., 1999 — rodowisko sedymentacji i spoiwo osadów górnego czerwonego sp gowca obszaru niecki pozna skiej. *Prz. Geol.*, **47**, 5: 466–467.
- MUSZY SKIM., RYDZEWSKA W., 1986 — Zmiany diagenetyczne w osadach saksonu rodkowej cz ci monokliny przedsudeckiej i ich wpływ na własno ci zbiornikowe. *Prz. Geol.*, **9**: 509–514.
- MÜCKE A., 1994 — Postdiagenetic ferruginization of sedimentary rocks (sandstones, oolitic ironstones, kaolins and bauxites) — Including a comparative study of the reddening of red beds. Diagenesis, IV. Part I. *Developments in Sedimentology*, **51**: 361–423.
- OELKERS E.H., BJORKUM P.A., MURPHY W.M., 1996 — A petrographic and computational investigation of quartz cementation and porosity reduction in North Sea sandstones. *Amer. J. Sc.*, **296**, 4.
- OSBORNE E.M., HASZELDINE R.S., FALLICK A.E., 1994 — Variation in kaolinite morphology with growth temperature in isotopically mixed sands, North Sea, UK. *Clay Minerals*, **29**, 4: 591–608.
- PAWŁOWSKA J., 1968 — Historia bada . W: Budowa geologiczna Polski. T. I. Perm: 495–499. Wyd. Geol., Warszawa.

- PERYT T.M., 1981 — Katodoluminescencja w badaniach skał w glanowych. *Prz. Geol.*, **29**, 3: 119–125.
- PETTIJOHN F.J., 1957 — Sedimentary rocks. Sec. Ed. Harper & Brothers, New York.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.D., SIEVER R., 1972 — Sand and sandstone. Springer-Verlag, Berlin.
- PILOT J., RÖSLER H.J., MÜLLER P., 1972 — Zur geochemischen Entwicklung des Meerwassers und mariner Sedimente in Phanerozoikum mittels Untersuchungen von S-, O- und C-Isotopen. *Neue Bergbau-technik*, **2**: 161–168.
- PITTMAN E., LUMSDEN D.N., 1968 — Relationship between chlorite coatings on quartz grains and porosity, Spiro Sand, Oklahoma. *Jour. of Sedim. Petr.*, **38**, 2: 668–670.
- PLATT J.D., 1994 — Geochemical evolution of pore waters in the Rotliegend (Early Permian) of northern Germany. *Marine and Petroleum Geology*, **11**: 66–78.
- PLEWA M., 1976 — Petrofizyczna charakterystyka klastycznych skał zbiornikowych wybranych rejonów Polski. *Prz. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN*, **95**: 1–87.
- PLEWA M., PLEWA S., 1992 — Petrofizyka. Wyd. Geol., Warszawa.
- POKORSKI J., 1976 — Czerwony sp gowiec, warstwy darłowskie i miastecckie. W: Perm i mezozoik nieckii pomorskiej. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **79**: 10–17.
- POKORSKI J., 1978 — Zarys rozwoju basenu czerwonego sp gowca na obszarze Ni u Polskiego. *Prz. Geol.*, **26**, 12: 686–694.
- POKORSKI J., 1981 — Propozycja formalnego podziału litostratygraficznego czerwonego sp gowca na Ni u Polskim. *Kwart. Geol.*, **25**, 1: 41–58.
- POKORSKI J., 1988 — Mapy paleotektoniczne czerwonego sp gowca w Polsce. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 15–32.
- POKORSKI J., 1997 — Perm dolny; sedymentacja, paleogeografia, paleotektonika. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **153**: 45–62.
- POKORSKI J., WAGNER R., 2001 — Wyst powanie osadów permu w basenie polskim. W: Budowa geologiczna Polski. Atlas skamieniała ci przewodnich i charakterystycznych. Młodszy paleozoik. Perm (red. M. Pajchłowa, R. Wagner). T. III, 3: 11–24. Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- PROTAS A., 1990 — Czerwony sp gowiec w strefie Bielica-Olszanowo w wietle nowych bada . *Prz. Geol.*, **38**, 4: 196–201.
- PROTAS A., STEFA SKA J., 1987 — Analiza petrologiczna utworów dolomitu głównego i czerwonego sp gowca z otworu wiertniczego Czarne 1. W: Dokumentacja wynikowa odwiertu poszukiwawczego Czarne 1. Centr. Arch. Geol. Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- PROTAS A., WOJEWODA J., 1991 — Litogeneza osadów czerwonego sp gowca podło a Wielkopolski: wybrane własno ci hydrauliczne osadów eolicznych. Przewodnik LXII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 129–130. Pozna .
- PURVIS K., 1992 — Lower Permian Rotliegendes sandstones, southern North Sea: a case study of sandstone diagenesis in evaporite-associated sequences. *Sedimentary Geology*, **77**: 155–17.
- RADLICK K., 1974 — Stopie wapnisto ci i metody przelicze analiz chemicznych skał w glanowych. *Instr. Met. Bad. Geol.*, **25**.
- REYNOLDS R.C., 1980 — Mineralogical Society, Monograph. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification (eds. G.W. Brindley, G. Brown), **4**, 5: 249–303. London.
- ROBINSON A.G., COLEMAN M.L., GLUYAS J.G., 1993 — The age of illite cement growth, Village Field area, Southern North Sea: evidence from K/Ar ages and <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O ratios. *AAPG Bull.*, **77**, 1: 68–80.
- ROCHEWICZ A., 1980 — Wpływ procesów illityzacji i chloryzacji na własno ci kolektorskie piaskowców czerwonego sp gowca SW Polski. *Arch. Miner.*, **36**, 2: 55–61.
- ROCHEWICZ A., BAKUN N.N., 1980 — Minerale wtórne w piaskowcach czerwonego sp gowca na obszarze zachodniej Polski. *Arch. Miner.*, **36**, 2: 48–53.

- ROEDDER E., 1984 — Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy Min. Soc. Am.*, **2**, 12.
- RYKA W., MALISZEWSKA A., 1991 — Słownik petrograficzny. Wyd. Geol., Warszawa.
- SHARP Z.D., CERLING T.E., 1998 — A laser GC-IRMS technique for *in situ* stable isotope analyses of carbonates and phosphates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**: 2909–2916.
- SIKORSKA M., 1994 — Katodoluminescencja — niezbadane narzędzie w badaniach diagenety piaskowców kambryjskich. *Prz. Geol.*, **4**: 256–263.
- SIKORSKA M., 1998 — Rola diagenety w kształtowaniu przestrzeni porowej piaskowców kambru z polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **164**.
- SMALL J.S., 1993 — Experimental determination of the rates of precipitation of authigenic illite and kaolinite in the presence of aqueous oxalate and comparison to the K/Ar ages of authigenic illite in reservoir sandstones. *Clays and Clay Minerals*, **41**: 191–208.
- SOKOŁOWSKI J., 1967 — Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geol. Sudetica*, **3**.
- SOMMER S.E., 1972 — Cathodoluminescence of carbonates. *Chem. Geology*, **9**: 257–284
- STOCH L., 1974 — Minerale ilaste. Wyd. Geol., Warszawa.
- STRONG G.E., MIŁODOWSKI A.E., 1987 — Aspects of the diagenesis of the Sherwood Sandstones of the Wessex Basin and their influence on reservoir characteristics. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **36**: 325–337.
- SUCH P., 1993 — Zależności między porowatością, przepuszczalnością i krzywymi ciśnienia kapilarnych w piaskowcach czerwonego sp gowca. *Nafta-Gaz*, **6**: 216–221.
- SUCH P., 1996 — Model fizyczny przestrzeni filtracji basenu czerwonego sp gowca. *Pr. Inst. Górn. Naft. i Gazow.*, **88**.
- SUCH P., MALISZEWSKA A., LE NIĄK G., 2000 — Właściwości filtracyjne utworów górnego czerwonego sp gowca a jego wykształcenie facjalne. *Pr. Inst. Górn. Naft. i Gazow.*, **103**: 5–49.
- SUCHA V., KRAUS I., GETHOFFEROVA H., PETES J., SEREKOVA M., 1993 — Smectite to illite conversion in bentonites and shales of the East Slovak Basin. *Clay Minerals*, **28**: 243–253.
- SULLIVAN M.D., HASZELDINE R.S., BOYCE A.J., ROGERS G., FALLICK A.E., 1994 — Late anhydrite cements mark basin inversion: isotopic and formation evidence, Rotliegend sandstone, North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, **11**, 1: 46–54.
- RODO J., 1996 — Minerale ilaste w procesach diagenety. *Prz. Geol.*, **44**, 6: 604–607.
- TADEUSIEWICZ R., KOHORODA P., 1997 — Komputerowa analiza i przetwarzanie obrazów. WFPT, Kraków.
- TANG Z., PARNELL J., LONGSTAFFE F.J., 1997 — Diagenesis and reservoir potential of Permian–Triassic fluvial/lacustrine sandstones in the southern Junggar basin, northwestern China. *AAPG Bull.*, **81**, 11: 1843–1865.
- TUCKER M.E., 1990 — Dolomites and dolomitization models. *In: Carbonate Sedimentology* (eds. M.E. Tucker, V.P. Wright): 365–400. Blackwell Sc. Publ., Oxford.
- VEIZER J., FRITZ P., JONES B., 1986 — Geochemistry of brachiopods: oxygen and carbon isotopic records of Paleozoic oceans. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**: 1679–1696.
- WAGNER R., 1997 — Perm górný (cechsztyň). W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 63–82.
- WALKER T.R., 1967 — Formation of red beds in modern and ancient deserts. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **78**: 353–368.
- WELTON J.E., 1984 — SEM Petrology Atlas. AAPG Publ., Tulsa.
- WENTWORTH C.K., 1922 — A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Jour. Geology*, **30**: 377–392.



- WICHROWSKA M., 1980 — Egzoskopia ziarn kwarcu z osadów czerwonego spłowca rejonu Poznania w elektronowym mikroskopie skaningowym. *Kwart. Geol.*, **24**, 2: 233–260.
- WICHROWSKA M., 1981 — Elektron microscopy applied to quartz grains from the Lower Rotliegendes sediments of Poznań region. Proceed. Intern. Symp. Central European Permian, Jabłonna, 1978: 229–238. Abstracts. Warszawa.
- WILSON M.J., 1987 — X-ray powder diffraction methods. *In: A handbook of determinative methods in clay mineralogy* (ed. M.J. Wilson): 26–98. Blackie, New York.
- WILSON M.D., PITTMAN E.D., 1977 — Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *Jour. of. Sedim. Petrol.*, **47**, 1: 3–31.

## SUMMARY

### INTRODUCTION

The Rotliegend of the Szczecinek–Bydgoszcz zone is represented mostly by Upper Rotliegend deposits previously assigned by Pokorski (1981) to the Drawa and Note Formations, recently to the Drawa and Note subgroups (Hoffmann *et al.*, 1997; Pokorski, Wagner, 2001). The Lower Rotliegend is represented by siliciclastic deposits and volcanic rocks (rhyodacites), and was encountered only in the Czaplina IG 2 borehole (Kiersnowski, 1998).

The present study deals with Rotliegend sedimentary rocks investigated in 22 boreholes in order to identify both diagenetic processes in Rotliegend deposits in the southeastern part of West Pomerania and the effect of these processes on reservoir qualities of these deposits. The study shows the results of petrological and petrophysical investigations conducted by the author since 1994. The inferred conclusions were the base to prepare the doctor's thesis.

A wide range of analytical methods was employed, including among other studies in the cathodoluminescence (CL), scanning electron microscope (SEM) and energy dispersive spectrometer (EDS ISIS), as well as investigations of fluid inclusions, X-ray diffraction, stable isotopes of light chemical elements and petrophysical properties of rocks.

The study area is located in the Szczecinek–Bydgoszcz zone (West Pomerania), in the marginal part of the Polish Permian Basin. This basin was situated in the subtropical zone and represented a typical continental basin isolated on all sides by elevated areas (Kiersnowski, 1998). This area is dominated by lacustrine deposits (playa) with a considerable contribution of fluvial and locally aeolian deposits (Kiersnowski, 1998, 1999b).

### ROCKS DESCRIPTION

Rotliegend deposits range in thickness from 2.0 m in the Olszanowo 1 borehole up to 1530.0 m in the Czaplina IG 2 borehole and represent mostly the Upper Rotliegend. They rest on Carboniferous or Devonian rocks and are overlain by mudstones and shales with strong pyrite mineralisation (due to the occurrence of Copper Slate), or by a dark grey fine-crystalline limestone.

The following lithofacies have been identified in the Upper Rotliegend: breccias, conglomerates, sandstones, mudstones and claystones.

The breccia lithofacies is represented according to Maliszewska (1978, 1997a) by basal deposits of the Upper Rotliegend in the Debrzno IG 1 borehole, and is referred to as the tuffite breccia. Carbonate breccias were encountered in the Unisław IG 2 borehole (Maliszewska, 1986).

Conglomerate lithofacies is much more widespread than breccias. Conglomerates occur as interbeds and packets of different thickness, mainly within sandstones. These deposits are represented by para- and orthoconglomerates which contain >15 or <15% of sand-mud-clay matrix, respectively.

The gravel fraction is dominated in the Unisław–Sokole zone by fragments of sedimentary rocks which belong to the microlithofacies of oligomictic ortho- and paraconglomerates. The gravel fraction in the Czaplinek IG 2 and Szubin IG 1 boreholes is represented largely by fragments of volcanic rocks originating from the Wielkopolska Volcanogenic Formation (Pokorski, 1981).

Polymictic varieties, well-known from the Czaplinek IG 1, IG 2, Debrzno IG 1, Sokole 1, Szubin IG 1 and Wilcze IG 1 boreholes, are characterised by a variable lithoclast composition. The sandstone lithofacies is the most common amongst all of the lithofacies represented in the studied Rotliegend sections.

To determine microlithofacies, the Dott's classification (1964), modified by Pettijohn *et al.* (1972), was applied. Classification of sandstones was additionally enlarged by the present author to with subarkosic and sublithic wackes and arenites.

The mudstone lithofacies is also very widespread, particularly in the centre of the Rotliegend Basin. Along with the claystone lithofacies, this is the dominant lithofacies variety of playa deposits.

The most common component of the grain framework of Rotliegend deposits is quartz. Feldspars, clasts of sedimentary and volcanic (with subordinate metamorphic and plutonic) rocks, as well as micas and accessory minerals occur in minor proportions.

The main components of cements in Upper Rotliegend deposits are represented by iron oxides and hydroxides, allo- and authigenic clay minerals (illite, kaolinite/dickite, chlorites, I/S mixed-layer minerals), carbonates (calcite, dolomite, ankerite), sulphates (anhydrite, gypsum), quartz, authigenic feldspars and sporadic sulphides.

#### PETROPHYSICAL PROPERTIES OF ROCKS

Porosity studies were performed on 72 sandstone and conglomerate samples. For 8 samples, porosity values were measured using the method of computer analysis of microscopic images in preparations made of rocks impregnated with blue resin. The porosity ratio values, determined in the laboratory, range from 0.06 to 19.74%. The porosity, measured in thin sections with the use of the planimetric method, varies between 0 and approximately 23% vol. Studies in the polarizing and electron microscopes allowed to identify the nature of pore spaces and their origin. Relics of primary porosity are very rare in Rotliegend sandstones.

Secondary porosity which developed due to dissolution and alteration processes is more common. These processes resulted in the formation of intergranular, intragranular as well as inter- and intracrystalline porosity. Secondary porosity is of essential significance in the analysed deposits. Most frequently it is observed in sandstones (subarkosic arenites), particularly fluvial in origin.

Most of the investigated rocks show no permeability. The reason why the permeability is generally low is the occurrence of clay minerals and clay-mud detritus in cements, as well as strongly developed cementation.

#### DIAGENETIC PROCESSES

The main diagenetic processes identified in the studied deposits are represented by mechanical and chemical compaction, cementation with accretion processes, replacement, dissolution and alteration of unstable mineral components. Mutual relationships between these processes and the intensity of activity variably influenced physical properties of the investigated deposits.

Mechanical compaction is the process which operates for the longest time after deposition. It results in the higher grain packing density and increase in specific gravity of rocks. Mechanical compaction also causes reduction in porosity. The average reduction in primary porosity for the analysed Rotliegend rocks is 13.2%, thus the compaction process reduced the primary porosity from 40 to 26.8%, on the average.

Chemical compaction is the process which, due to a high pressure, leads to dissolution of mineral grains at grain–grain contacts. As a result, concavo–convex grain contacts or much rarer sutured contacts are occasionally observed. Stylolite-like structures, observed in conglomerates from the Wilcze IG 1 and Sokole 1 boreholes, are also the characteristic feature of these rocks.

Chemical compaction in Rotliegend deposits of the study area was more limited and less widespread than mechanical compaction.

Accretion is a special case of the broadly comprehended term of cementation. Accretion is one of the earliest diagenetic processes which can lead to the development of clay, ferroan clay, carbonate or quartz overgrowths. In many cases these overgrowths can be an inhibiting factor for the continuing process of mechanical or chemical compaction.

Apart from overgrowth and contact cements, the analysed sandstones and conglomerates also contain pore and base cements. Carbonates, represented by pure calcite, Mn-calcite, Fe-calcite, dolomite, Fe-dolomite and ankerite, are the most common type of the cement in Rotliegend deposits. Pure calcite and Mn-calcite are the dominant components.

Crystallisation of pure calcite from meteoric waters ( $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = -5\%$ ) may have theoretically occurred at the temperatures ranging from 2 to 30°C, as evidenced by determinations of stable oxygen and carbon isotopes. Mn-calcite probably crystallised from mixed waters ( $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 0\%$ ) at the temperatures of about 20 to 75°C. Crystallisation of dolomite cement presumably also occurred by stages. The crystallisation temperature of fluid inclusions in dolomite crystals from the Bydgoszcz IG 1 borehole was of approximately 80°C, as indicated by determinations of homogenisation temperatures. It suggests the occurrence of pore waters with value of  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = +1\%$ . Therefore, taking into account these different  $^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  values for dolomites, their crystallisation temperatures can be estimated at 60–100°C.

The significant component of cements is ankerite whose occurrence is associated, at least in part, with descending waters of the Zechstein sea, as larger ankerite concentrations are observed at topmost portions of the Rotliegend sections. Determinations of isotopic relationships for sulphur seem to confirm such an origin of ankerite.

Quartz cements occur basically as overgrowths on detrital grains. Locally, where the free pore space developed, the rims grew and filled the voids. Some of sandstones and conglomerates are cemented with authigenic clay minerals, predominantly chlorite and kaolinite. They commonly form coarse crystalline aggregates which fill the pore spaces.

Clay cements are represented by allo- and authigenic constituents. Allogenic clay cement is associated mostly with fine-grained playa deposits, but it also occurs in coarse-grained sandstones and conglomerates of fluvial origin. The amount of Mg/Fe- and Fe/Mg-chlorites increases in the Szczecinek–Bydgoszcz zone towards the marginal (eastern) part of the Rotliegend basin. Mg/Fe-chlorites formed earlier than Fe/Mg-chlorites. Kaolinite is observed mainly in subarkosic arenite sandstones, and its formation is associated with intense dissolution and alteration of feldspars due to the activity of meteoric waters. Dickite, identified in the Wilcze IG 1 borehole with the use of the X-ray diffraction method, formed most probably as a result of transformation of kaolinite at the temperatures over 100°C at the Late Jurassic/Early Cretaceous transition (as suggested from the hypothetical burial history of Rotliegend deposits, reconstructed for the Wilcze IG 1 borehole). Illites form variable structures in Rotliegend deposits, occurring as tangential rims and plates that grew perpendicular to surfaces of detrital grains. They also form cellular structures, laths and fibres.

The cementation process caused the reduction in porosity from 40 to 29.9%, and even to 8.2%. The average reduction in porosity for the analysed samples was 20.5%.

Diagenetic replacement is closely related to cementation, and results in the formation of partial or complete pseudomorphs after detrital grains. For identification of almost completely carbonatised or anhydritised grains, it was necessary to employ the cathodoluminescence analysis. In some of pseudomorphs, the identification of the nature of grains, which were replaced by a carbonate, was impossible.

Effects of dissolution are closely related to the original composition of deposits as well as to the temperature of pore waters, and thus also to the burial depth. The analysed Rotliegend arkosic and sublithic sandstones show distinct effects of intense dissolution.

Alteration refers mainly to feldspars and fragments of volcanic rocks which were altered to clay minerals: kaolinite, illite and chlorite. The effects of alterations are therefore best visible in lithic and arkosic sandstones.

#### DIAGENETIC STAGES

The main diagenetic stages of the burial history, identified on the basis of investigations performed on Rotliegend deposits of the Szczecinek–Bydgoszcz zone, include eodiagenesis, mesodiagenesis and telodiagenesis.

Eodiagenetic processes in lacustrine and fluvial deposits occurred in the continental environment, under an arid and semi-arid climate, low temperatures and low pressures. Pore fluids were represented by well oxygenated meteoric waters at that time. Their composition was changing, being dependent on the degree of evaporation and types of dissolved and precipitated mineral phases.

Processes that commenced during the early diagenetic stages subsequently continued at greater burial depths. As the temperature and pressure increased, dissolution and alteration of feldspars and fragments of rocks became distinctly intensified. It seems that influx of waters originating from the overlying Zechstein series highly influenced development of mesodiagenetic processes. Solutions, from which Mn-calcite, late anhydrite and partly dolomite precipitated, were probably represented by mixed waters. The temperatures in which Mn-calcite and dolomite crystallised might have reached over 70 and even 80°C. Results of investigations of fluid inclusions in carbonate cements of Rotliegend deposits from West Pomerania and the Polish Lowlands indicate that the temperatures exceeded 90°C (Jarmolowicz-Szulc, 1999b).

Anhydrite, observed in Rotliegend deposits, could have originated from remobilisation of anhydrite from the overlying Zechstein series where the original gypsum deposits were being dehydrated. As the pore fluid pressure increased, released Zechstein brines migrated towards Rotliegend strata and precipitated anhydrite. Widespread dissolution of grains and elements of cement, particularly in fluvial deposits of the Rotliegend basin margins, favoured development of secondary porosity.

Telodiagenetic processes developed after Late Cretaceous/Tertiary inversion of the Mid-Polish Trough. The most probable effect of these processes is dissolution of potassium feldspar grains. Also part of kaolinite was probably formed at that time.

Diagenetic processes, observed in the investigated deposits, include the following:

- processes which maintain porosity: development of overgrowth cement on detrital grains,
- processes which destroy primary porosity: mainly early diagenetic calcite, anhydrite and authigenic quartz cementation,
- processes that create secondary porosity, associated mostly with dissolution whose effects are observed primarily in arkosic and subarkosic sandstones.

These observations enabled the identification of regions which are characterised by the occurrence of better reservoir quality deposits, and are located in the Sokole–Czarne zone and in the Unisław region.

It seems that the essential differences in the development of post-sedimentary processes in various depositional environments accentuated during eodiagenesis. As the burial depth increased, the differences in the activity of various diagenetic processes in playa, fluvial and aeolian deposits vanished. This may have been a result of a reduction of pore space by both the development of authigenic clay cements and crystallisation of carbonate, anhydrite and quartz cements. These differences manifested themselves again by the development of dissolution in feldspars and crystallisation of kaolinite, when the area of open systems expanded during telodiagenesis.

#### TABLICA I

- Fig. 1. Obwódki chlorytowe otaczające ziarna detrytyczne; widoczna porowatość międzykrystaliczna (niebieska barwa); próbka impregnowana niebiesko zabarwionym żywicą; otwór wiert. Bydgoszcz IG 1, głęb. 4253,7 m; bez analizatora
- Chlorite rims on detrital grains; intercrystalline porosity (blue) is visible; sample impregnated with blue resin; Bydgoszcz IG 1 borehole, depth 4253.7 m; without analyser
- Fig. 2. Grubokrystaliczny kaolinit (KI) w przestrzeni porowej arenitu sublitycznego; widoczne relikty skalenia (Sk) oraz porowatość międzykrystaliczna (niebieska barwa); próbka impregnowana niebiesko zabarwionym żywicą; otwór wiert. Czarne 2, głęb. 3808,5 m; bez analizatora
- Coarse crystalline kaolinite (KI) in the pore space of sublithic arenite; feldspar relics (Sk) and intercrystalline porosity (blue) are visible; sample impregnated with blue resin; Czarne 2 borehole, depth 3808.5 m; without analyser
- Fig. 3. Dickit (Di) wypełniający przestrzeń porową w piaskowcu; otwór wiert. Wilcze IG 1, głęb. 4758,2 m; nikole skrzyżowane
- Dickite (Di) filling the pore space in sandstone; Wilcze IG 1 borehole, depth 4758.2 m; crossed nicols
- Fig. 4. Widoczne obwódki illitu narastające na ziarnach detrytycznych (strzałki); otwór wiert. Czaplinek IG 2, głęb. 4280,8 m; nikole skrzyżowane
- Illite rims growing on detrital grains (arrows); Czaplinek IG 2 borehole, depth 4280.8 m; crossed nicols



## TABLICA II

- Fig. 1. Spoiwo kalcytowe w zlepiecu; otwór wiert. Czaplinek IG 1, gł. b. 4616,9 m; nikole skrzyżowane  
Calcite cement in conglomerate; Czaplinek IG 1 borehole, depth 4616.9 m; crossed nicols
- Fig. 2. Obraz w CL fragmentu zlepieca z figury 1; Ka — czysty kalcyt, MnKa — Mn-kalcyt  
CL image of a fragment of the conglomerate shown in Figure 1; Ka — pure calcite, MnKa — Mn-calcite
- Fig. 3. Cement w glinowy w arenicie litycznym; otwór wiert. Sokole 1, gł. b. 3995,1 m; nikole skrzyżowane  
Carbonate cement in lithic arenite; Sokole 1 borehole, depth 3995.1 m; crossed nicols
- Fig. 4. Obraz w CL fragmentu piaskowca z figury 3; Ka — czysty kalcyt, MnKa — Mn-kalcyt  
CL image of a fragment of the sandstone shown in Figure 3; Ka — pure calcite, MnKa — Mn-calcite





### TABLICA III

- Fig. 1. Fragment arenitu sublitycznego; obraz w CL; widoczny romboedr dolomitu (Do) w obrębie spoiwa kalcytowego (MnKa); otwór wiert. Unisław 4, gł b. 4659,8 m  
Fragment of sublithic arenite; CL image; rhombohedral dolomite crystal (Do) is visible in calcite cement (MnKa); Unisław 4 borehole, depth 4659.8 m
- Fig. 2. Spoiwo kalcytowe i dolomitowe w arenicie kwarcowym; romboedr dolomitu (nie barwi się) ma brzeźne partie o składzie ankerytu zabarwione na niebiesko, kalcyt zaś zabarwił się na czerwono; płytka cienka barwiona płynem Evamy'ego; otwór wiert. Brzozówka 2, gł b. 3921,2 m; bez analizatora  
Calcite and dolomite cement in quartz arenite; rhombohedral dolomite crystal (unstained) with blue-stained margins which have a composition of ankerite; calcite is red; thin section stained with the Evamy's solution; Brzozówka 2 borehole, depth 3921.2 m; without analyser
- Fig. 3. Relikty skalenia (Sk) widoczne w cemencie anhydrytowym arenitu subarkozowego; otwór wiert. Debrzno IG 1, gł b. 4160,0 m; nikole skrzyżowane  
Feldspar relics (Sk) in anhydrite cement of subarkosic arenite; Debrzno IG 1 borehole, depth 4160.0 m; crossed nicols
- Fig. 4. Drobnokrystaliczne, wachlarzowe skupienie anhydrytu w arenicie kwarcowym; otwór wiert. Bydgoszcz IG 1, gł b. 4632,9 m; nikole skrzyżowane  
Fine fan-like crystalline concentration of anhydrite in quartz arenite. Bydgoszcz IG 1 borehole, depth 4632.9 m; crossed nicols



TABLICA IV

- Fig. 1. Dwie generacje autigenicznego spoiwa kwarcowego ( $Q_{aI}$ ,  $Q_{aII}$ ) w arenicie subarkozowym; otwór wiert. Wilcze IG 1, gł b. 4676,2 m; nikole skrzyżowane  
Two generations of authigenic quartz cement ( $Q_{aI}$ ,  $Q_{aII}$ ) in subarkosic arenite; Wilcze IG 1 borehole, depth 4676.2 m; crossed nicols
- Fig. 2. Spoiwo kwarcowe i anhydrytowe w arenicie subarkozowym; otwór wiert. Szubin IG 1, gł b. 4741,5 m; nikole skrzyżowane  
Quartz and anhydrite cements in subarkosic arenite; Szubin IG 1 borehole, depth 4741.5 m; crossed nicols
- Fig. 3. Relikty autigenicznej obwódki skaleniowej na ziarnie skalenia detrytycznego (strzałka); otwór wiert. Lipka 1, gł b. 3849,1 m; nikole skrzyżowane  
Authigenic feldspar rim relics on a detrital feldspar grain (arrow); Lipka 1 borehole, depth 3849.1 m; crossed nicols
- Fig. 4. Obwódka skalenia autigenicznego na ziarnie skalenia detrytycznego w arenicie sublitycznym; otwór wiert. Lipka 1, gł b. 3778,8 m; nikole skrzyżowane  
Authigenic feldspar rim on a detrital feldspar grain in sublithic arenite; Lipka 1 borehole, depth 3778.8 m; crossed nicols



#### TABLICA V

- Fig. 1. Cement kalcytowy spajający ziarna detrytyczne w arenicie sublitycznym; otwór wiert. Wilcze IG 1, głęb. 4744,2 m; nikole skrzyżowane  
Calcite cement binding detrital grains in sublithic arenite; Wilcze IG 1 borehole, depth 4744.2 m; crossed nicols
- Fig. 2. Obraz w CL fragmentu piaskowca z figury 1; widoczne relikty skażenia potasowego (niebieska barwa luminescencji) w obrębie Mn-kalcytu (żółta barwa luminescencji)  
CL image of a fragment of the sandstone shown in Figure 1; potassium feldspar relics (blue-luminescent) in Mn-calcite (yellow-luminescent)
- Fig. 3. Spoiwo w glinowe cementujące ziarna detrytyczne w arenicie subarkozowym; otwór wiert. Unisław 4, głęb. 4687,4 m; nikole skrzyżowane  
Carbonate cement binding detrital grains in subarkosic arenite; Unisław 4 borehole, depth 4687.4 m; crossed nicols
- Fig. 4. Obraz w CL fragmentu piaskowca z figury 5; widoczny tylko w CL okruch skały dolomitowej ( $L_{Do}$ ), wykazujący wiecienie w barwie czerwono-pomarańczowej  
CL image of a fragment of the sandstone shown in Figure 5; red and orange-luminescent dolomite clast ( $L_{Do}$ ) is visible only in CL image



#### TABLICA VI

- Fig. 1. Relikty częściowo rozpuszczonego skałenia potasowego (Sk); obraz w CL; otwór wiert. Czarne 3, gł b. 3980,5 m  
Relics of partly dissolved potassium feldspar (Sk); CL image; Czarne 3 borehole, depth 3980.5 m
- Fig. 2. Ziarno kwarcu detrytycznego z widocznymi ładami rozpuszczania (strzałki); otwór wiert. Wilcze IG 1, gł b. 4703,7 m; nikole skrzyżowane  
Detrital quartz grain showing signs of dissolution (arrows); Wilcze IG 1 borehole, depth 4703.7 m; crossed nicols
- Fig. 3. Częściowo rozpuszczona obwódka kwarcu autigenicznego (strzałki); otwór wiert. Szubin IG 1, gł b. 4327,2 m; nikole skrzyżowane  
Partly dissolved authigenic quartz overgrowth (arrows); Szubin IG 1 borehole, depth 4327.2 m; crossed nicols
- Fig. 4. Efekty częściowego rozpuszczania kryształów dolomitu (strzałki); otwór wiert. Bydgoszcz IG 1, gł b. 4300,0 m; nikole skrzyżowane  
The effects of partial dissolution of dolomite crystals (arrows); Bydgoszcz IG 1 borehole, depth 4300.0 m; crossed nicols





#### TABLICA VII

- Fig. 1. Efekt częściowego przeobrażenia ziarna skalenia (Sk) i okrucha skały wulkanicznej ( $L_w$ ); otwór wiert. Czaplonek IG 2, głęb. 4005,5 m; nikole skrzyżowane
- The effect of partial alteration of feldspar grain (Sk) and volcanic rock clast ( $L_w$ ); Czaplonek IG 2 borehole, depth 4005.5 m; crossed nicols
- Fig. 2. Relikty skalenia (Sk) i kaolinit (Kl) z zachowaną porowatością mikrokryształiczną (niebieska barwa) widoczne w przestrzeni porowej; próbka impregnowana niebiesko zabarwionym żywicą; otwór wiert. Czarne 2, głęb. 3808,5 m; bez analizatora
- Feldspar relict (Sk) and kaolinite (Kl) with preserved intercrystalline porosity (blue) visible in the pore space; sample impregnated with blue resin; Czarne 2 borehole, depth 3808.5 m; without analyser
- Fig. 3. Zargilityzowane ziarno skalenia w arenicie sublitycznym; otwór wiert. Szubin IG 1, głęb. 4814,9 m; nikole skrzyżowane
- Argilitised feldspar grain in sublithic arenite; Szubin IG 1 borehole, depth 4814.9 m; crossed nicols
- Fig. 4. Wypełnienia przestrzeni porowej przez illit i chloryt, w centrum zdjęcia słabo widoczne relikty skalenia (Sk); otwór wiert. Szubin IG 1, głęb. 4814,9 m; nikole skrzyżowane
- Illite- and chlorite-filled pore space; poorly visible feldspar relics (Sk) in the centre; Szubin IG 1 borehole, depth 4814.9 m; crossed nicols



## SPIS RZECZY

Aleksandra Kozłowska

Diogeneza piaskowców karbonu górnego występujących na pograniczu rowu lubelskiego i bloku warszawskiego . . . . .	5
Diagenesis of the Upper Carboniferous sandstones occurring at the border of the Lublin Trough and the Warsaw Block. Summary . . . . .	70

Marta Kuberska

Diogeneza osadów czerwonego spongoczu w strefie Szczecinek–Bydgoszcz (Pomorze Zachodnie) . . . . .	87
Diagenesis of the Rotliegend rocks in the Szczecinek–Bydgoszcz area (Western Pomerania). Summary . . . . .	150

Otwór wiertniczy	Gł boko [m]	Rodzaj cementu	Temperatura		
			T <sub>h</sub>	T <sub>e</sub>	T <sub>m</sub>
Czarne 3	399,2	dolomit	+95,0	-22,5	4,5
Czarne 3	3978,4	dolomit	+175,0	-35,0	5,5
Czarne 5	3789,4	kalcyt	+101,0	n.o.	4,0
Bydgoszcz IG 1	4253,7	dolomit	+80,5	-30,0	24,5
Bydgoszcz IG 1	4253,7	dolomit	+83,4	n.o.	25,0
Bydgoszcz IG 1	4253,7	dolomit	+85,0	-35,0	n.o.
Wilcze IG 1	4651,2	anhydryt	jednofazowe <1μm		

## TABLICA I

Fig. 1. Arenit subarkozowy, drobnoziarnisty, spojony cementem kwarcowym i kalcytowym. Otwór wiert. Maciejowice IG 1, gł b. 3214,0 m; nikole skrzy owane

Fine-grained subarkosic arenite with quartz and calcite cement. Maciejowice IG 1 borehole, depth 3214.0 m; crossed nicols

Fig. 2. Arenit z figury 1, obraz CL

Kwarc autigeniczny (strzałki) — nie wieci lub wieci w barwie ciemnobr zowej, kalcyt (Ka) — wieci w barwie ółtopomara czowej; widoczne ziarna skaleni potasowych (barwa niebieska) i plagioklazów (barwa zielona) oraz albityzacja plagioklazów (Ab)

Arenite shown in Figure 1, CL image

Authigenic quartz (arrowed) — non-luminescent or dark brown, calcite (Ka) — yellow-orange luminescence; potassium feldspar grains (blue) and plagioclases (green) as well as albitization of plagioclases (Ab) are visible

Fig. 3. Błazka muskowitu (Mu) wygi ta w wyniku kompaktacji mechanicznej

Otwór wiert. Mszczonów IG 2, gł b. 4412,3 m; nikole skrzy owane

Muscovite flake (Mu) bent as a result of mechanical compaction

Mszczonów IG 2 borehole, depth 4412.3 m; crossed nicols

Fig. 4. Kontakt wkl sło-wypukły (strzałka) mi dzy ziarnami kwarcu detrytycznego

Widoczna obwódka kwarcu autigenicznego (Qa — barwa ciemnobr zowa) na ziarnie kwarcu detrytycznego (Qd); otwór wiert. Wilga IG 1, gł b. 2832,3 m; obraz w CL

Concavo-convex contact (arrowed) between detrital quartz grains

Authigenic quartz overgrowth (Qa — dark brown) on detrital quartz grain (Qd); Wilga IG 1 borehole, depth 2832.3 m; CL image

## TABLICA II

Fig. 1. Obwódki kwarcu autigenicznego (Qa) na ziarnach kwarcu detrytycznego (Qd)

Granica mi dzy nimi podkre lona przez inkluzje (strzałka); próbka impregnowana niebiesk ywic ; otwór wiert. Magnuszew IG 1, gł. 2279,3 m; bez analizatora

Authigenic quartz overgrowth (Qa) on detrital quartz grains (Qd)

Contact between them is accentuated by inclusions (arrowed); sample impregnated with blue resin; Magnuszew IG 1 borehole, depth 2279.3 m; without analyser

Fig. 2. Piaskowiec z figury 1, obraz CL

Widoczne dwie generacje kwarcu autigenicznego: **I** — wykazuje wiecienie w barwie ciemnobr zowej, **II** — brak luminescencji; miejscami silna korozja obwódek kwarcu autigenicznego (strzałki); widoczne silnie sp kane ziarno detrytyczne kwarcu zabli nione cementem kwarcowym (nie wykazuje wiecienia)

Sandstone illustrated in Figure 1, CL image

Two generations of authigenic quartz are observed: **I** — dark brown luminescent, **II** — non-luminescent; note local strong corrosion of authigenic quartz overgrowth (arrowed); strongly fractured detrital quartz grain healed with quartz cement is seen (non-luminescent)

Fig. 3. Fragment piaskowca z widoczną granicą między kwarcem detrytycznym (Qd) a cementem kwarcu autigenicznego (Qa), podkreślony przez obecność wczesnego syderytu (strzałka)  
 Otwór wiert. Mszczonów IG 2, gł. 4671,5 m; nikole skrzyżowane  
 Sandstone with a boundary between detrital quartz (Qd) and authigenic quartz cement (Qa) accentuated by the presence of early siderite (arrowed)  
 Mszczonów IG 2 borehole, depth 4671,5 m; crossed nicols

Fig. 4. Piaskowiec z figury 3, obraz w CL  
 Kwarc autigeniczny (Qa) nie świeci lub wykazuje świecenie w barwie ciemnobrązowej; widoczna budowa pasowa (strzałka)  
 Sandstone shown in Figure 3, CL image  
 Non-luminescent or dark brown authigenic quartz (Qa); note a zonal structure (arrow)

### TABLICA III

Fig. 1. Kaolinit robakowaty (Kl) w arenicie kwarcowym  
 Otwór wiert. Nadarzyn IG 1, gł. b. 3476,0 m; nikole skrzyżowane  
 Vermiform kaolinite (Kl) in quartz arenite  
 Nadarzyn IG 1 borehole, depth 3476.0 m; crossed nicols

Fig. 2. Kaolinit blokowy (Kl) w arenicie subarkozowym  
 Otwór wiert. Korabiewice PIG 1, gł. b. 4585,2 m; nikole skrzyżowane  
 Blocky kaolinite (Kl) in subarkosic arenite  
 Korabiewice PIG 1 borehole, depth 4585.2 m; crossed nicols

Fig. 3. Wczesny syderyt w formie obwódek na ziarnach detrytycznych (strzałki) w arenicie sublitycznym  
 Otwór wiert. Stężyca 2, gł. b. 2599,6 m; nikole skrzyżowane  
 Early siderite rims on detrital grains (arrowed) in sublithic arenite  
 Stężyca 2 borehole, depth 2599.6 m; crossed nicols

Fig. 4. Sferolity syderytowe (Sy) w arenicie kwarcowym  
 Otwór wiert. Mszczonów IG 2, gł. b. 4970,3 m; nikole skrzyżowane  
 Siderite spherulites (Sy) in quartz arenite  
 Mszczonów IG 2 borehole, depth 4970.3 m; crossed nicols

### TABLICA IV

Fig. 1. Duże romboedry późnego syderytu (Sy) w przestrzeni porowej arenitu kwarcowego  
 Próbkę impregnowaną niebieskim żywikiem; otwór wiert. Magnuszew IG 1, gł. b. 2852,4 m; bez analizatora  
 Large rhombohedrons of late siderite (Sy) in pore space (blue) of quartz arenite  
 Sample impregnated with blue resin; Magnuszew IG 1 borehole, depth 2852.4 m; without analyser

Fig. 2. Włókna późnego syderytu (Sy) w arenicie sublitycznym  
 Otwór wiert. Mszczonów IG 2, gł. b. 4966,4 m; nikole skrzyżowane

Late siderite veinlet (Sy) in sublithic arenite  
Mszczonów IG 2 borehole, depth 4966.4 m; crossed nicols

Fig. 3. Cement w glanowy złożony z Fe-dolomitu (Do) wieciego na czerwono i ankerytu (Ak) nie wieciego

Otwór wiert. Maciejowice IG 1, gł b. 1868,0 m; obraz w CL

Carbonate cement composed of red-luminescent Fe-dolomite (Do) and non-luminescent ankerite (Ak)

Maciejowice IG 1 borehole, depth 1868.0 m; CL image

Fig. 4. Ankeryt (Ak) siodłowy (?) w przestrzeni porowej arenitu kwarcowego

Otwór wiert. Stycza 2, gł b. 2350,1 m; nikole skrzyżowane

Saddle (?) ankerite (Ak) in pore space of quartz arenite

Stycza 2 borehole, depth 2350.1 m; crossed nicols

#### TABLICA V

Fig. 1. Ankeryt (Ak) wypierany przez anhydryt (Ah)

Otwór wiert. Korabiewice PIG 1, gł b. 4584,4 m; nikole skrzyżowane

Ankerite (Ak) being replaced by anhydrite (Ah)

Korabiewice PIG 1 borehole, depth 4584.4 m; crossed nicols

Fig. 2. Cement Fe-kalcytowy (Ka) wypełniający przestrze porow w arenicie sublitycznym

Widoczny również cement złożony z wczesnego syderytu (Sy); otwór wiert. Stycza 2, gł b. 2599,6 m; nikole skrzyżowane

Fe-calcite cement (Ka) filling pore space in sublithic arenite

Also note early siderite cement (Sy); Stycza 2 borehole, depth 2599.6 m; crossed nicols

Fig. 3. Fe-kalcyt (Ka) zastępujący ziarna detrytyczne skaleni (Sk)

Otwór wiert. Maciejowice IG 1, gł b. 3214,0 m; nikole skrzyżowane

Fe-calcite (Ka) replacing detrital feldspar grains (Sk)

Maciejowice IG 1 borehole, depth 3214.0 m; crossed nicols

Fig. 4. Piaskowiec z figury 3, obraz CL. Fe-kalcyt (Ka) wiecie w barwie pomarańczowo-czerwonej, natomiast ziarno skalenia wiecie niebiesko

Sandstone shown in Figure 3, CL image

Orange-red Fe-calcite (Ka) and blue feldspar grain

#### TABLICA VI

Fig. 1. Porowatość (barwa niebieska) pierwotna (Pp) i wtórna po rozpuszczanym cemencie kwarcowym (strzałka) w arenicie subarkozowym, drobnoziarnistym

Próbka impregnowana niebieskim żywikiem; otwór wiert. Wilga IG 1, gł b. 2471,4 m; bez analizatora

Primary porosity (Pp — blue) and secondary porosity after dissolved quartz cement (arrowed) in fine-grained subarkosic arenite

Sample impregnated with blue resin; Wilga IG 1 borehole, depth 2471.4 m; without analyser

Fig. 2. Porowato wtórna (niebieska barwa) w arenicie subarkozowym, rednioziarnistym powstała w wyniku rozpuszczania ziarn skaleni potasowych (Sk)

Próbka impregnowana niebiesk ywic ; otwór wiert. Wilga IG 1, gł b. 2485,9 m; bez analizatora

Secondary porosity (blue) in medium-grained subarkosic arenite, created due to dissolution of potassium feldspar grains (Sk)

Sample impregnated with blue resin; Wilga IG 1 borehole, depth 2485.9 m; without analyser

Fig. 3. Porowato wtórna (Pw) w cemencie ankerytowym (Ak)

Próbka impregnowana niebiesk ywic ; otwór wiert. Czachówek 1, gł b. 3442,4 m; nikole skrzy owane

Secondary porosity (Pw) in ankerite cement (Ak)

Sample impregnated with blue resin; Czachówek 1 borehole, depth 3442.4 m; crossed nicols

Fig. 4. Widoczna porowato wtórna (Pw) w rozpuszczanym cemencie anhydrytowym (Ah)

Otwór wiert. Korabiewice PIG 1, gł b. 4383,3 m; nikole skrzy owane

Secondary porosity (Pw) in anhydrite cement undergoing dissolution (Ah)

Korabiewice PIG 1 borehole, depth 4383.3 m; crossed nicols

## OPISY DO FIGUR

### EXPLANATIONS TO FIGURES

Fig. 1. Mapa strukturalno-geologiczna basenu lubelskiego bez utworów młodszych od karbonu (wg elichowski, Porzycki, 1983; Po aryski, Dembowski, 1983; nieco zmienione)

Structural geological map of the Lublin Basin, without deposits younger than Carboniferous (after elichowski, Porzycki, 1983; Po aryski, Dembowski, 1983; slightly modified)

Fig. 2. Schematyczne profile litologiczno-stratygraficzne badanych otworów wiertniczych  
Schematic lithology-stratigraphical profiles of study boreholes

Fig. 3. Historia pogr ania oraz historia termiczna utworów westfalu, nawierconych w otworze Korabiewice PIG 1

Burial and thermal history of Westphalian deposits drilled in the Korabiewice PIG 1 borehole

Fig. 4. Historia pogr ania oraz historia termiczna utworów karbonu, nawierconych w otworze Maciejowice IG 1

Burial and thermal history of Carboniferous deposits drilled in the Maciejowice IG 1 borehole

Fig. 5. Piaskowce karbonu górnego na tle trójk tów klasyfikacyjnych Pettijohna i in. (1972)

Upper Carboniferous sandstones classified according to classification triangles of Pettijohn *et al.* (1972)



Fig. 6. Ziarno skalenia potasowego ze ładami rozpuszczenia (strzałka)

**A** — obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; **B** — widmo rentgenowskie (EDS) składu chemicznego skalenia w punkcie C; otwór wiert. Magnuszew IG 1, gł b. 2358,0 m

Potassium feldspar grain with dissolution traces (arrowed)

**A** — SEM image; **B** — X-ray spectrum (EDS) of chemical composition of feldspar at point C; Magnuszew IG 1 borehole, depth 2358.0 m

Fig. 7. Rozkład temperatury homogenizacji inkluzji fluidalnych w cemencie kwarcowym  
Distribution of homogenisation temperature of fluid inclusions in quartz cement

Fig. 8. Kaolinit robakowaty

Obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; otwór wiert. Nadarzyn IG 1, gł b. 3463,4 m

Vermiform kaolinite

SEM image; Nadarzyn IG 1 borehole, depth 3463.4 m

Fig. 9. Kaolinit blokowy

Obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; otwór wiert. Czachówek 1, gł b. 3442,4 m

Blocky kaolinite

SEM image; Czachówek 1 borehole, depth 3442.4 m

Fig. 10. Kaolinit przeobra any w illit

**A** — obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; **B** — Widma rentgenowskie (EDS) składu chemicznego kaolinitu w pkt C i illitu w punkcie D; otwór wiert. Maciejowice IG 1, gł b. 2934,5 m

Kaolinite becoming altered to illite

**A** — SEM image; **B** — X-ray spectra (EDS) of chemical composition of kaolinite at point C, and of illite at point D; Maciejowice IG 1 borehole, depth 2934.5 m

Fig. 11. Fragment obwódki chlorytu (Chl) na ziarnie kwarcu, obrastanej kwarcem autigenicznym (Qa)

Obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; otwór wiert. St yca 2, gł b. 2088,4 m

Fragment of chlorite rim (Chl) on quartz grain, overgrown by authigenic quartz (Qa)

SEM image; St yca 2 borehole, depth 2088.4 m

Fig. 12. Kaolinit (Kl) przeobra any w chloryt (Chl)

Obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; otwór wiert. Korabiewice PIG 1, gł b. 4585,2 m

Kaolinite (Kl) altered to chlorite (Chl)

SEM image; Korabiewice PIG 1 borehole, depth 4585.2 m

Fig. 13. Wykres trójk tny składu chemicznego cementów w glanowych w % mol. wyliczonych z pomiarów w spektrometrze EDS ISIS

A triangle plot of chemical composition of carbonate cements in mole percentage calculated from EDS ISIS measurements

Fig. 14. Romboedry pónego syderytu w przestrzeni porowej piaskowca

W punktach C, D, E i F widoczne ró ne odcienie szaro ci zwi zane z ró n zawarto ma-  
gnezu i elaza w syderycie; obraz (BEI) z mikroskopu elektronowego; otwór wiert. Czachówek 1,  
gł b. 3281,0 m

Rhombohedral spherulites of late siderite (Sy) in pore space of sandstone

Various shades of grey caused by different Mg and Fe contents in siderite are observed at points  
C, D, E and F; BEI image; Czachówek 1 borehole, depth 3281.0 m

Fig. 15. Ziarna skalenia potasowego (Sk) zast powane przez ankeryt (Ak)

**A** — obraz z mikroskopu polaryzacyjnego ze skrzy owanymi nikolami; **B** — piaskowiec z fi-  
gury 15A, obraz w CL; skale potasowy (Sk) wykazuje luminescencj w kolorze niebieskim, an-  
keryt (Ak) nie wieci; **C** — mapa rozkładu pierwiastków: sodu, magnezu, glinu, potasu, wapnia,  
manganu i elaza w obszarze zast powania skalenia potasowego przez cement ankerytowy; otwór  
wiert. Potycz 1, gł b. 2617,3 m

Potassium feldspar grains (Sk) being replaced by ankerite (Ak)

**A** — polarizing microscope image with crossed polars; **B** — sandstone shown in Figure 15A;  
CL image; blue luminescent potassium feldspar (Sk), and non-luminescent ankerite (Ak); **C** — di-  
stribution map of sodium, magnesium, aluminium, potassium, calcium, manganese and iron in the  
area of where potassium feldspar is being replaced by ankerite cement; Potycz 1 borehole, depth  
2617.3 m

Fig. 16. Rozkład temperatury homogenizacji inkluzji fluidalnych w cemencie Fe-dolomito-  
wym i ankerytowym

Distribution of homogenisation temperature of fluid inclusions in Fe-dolomite and ankerite ce-  
ment

Fig. 17. Ziarno detrytyczne skalenia potasowego (Sk) zast powane przez anhydryt (Ah)

**A** — obraz z mikroskopu polaryzacyjnego ze skrzy owanymi nikolami; **B** — piaskowiec z fi-  
gury 17A; obraz w CL; skalenie potasowe wykazuj luminescencj w kolorach niebieskich, an-  
hydryt nie wieci (pkt D — analiza ilo ciowa anhydrytu); **C** — mapa rozkładu pierwiastków:  
sodu, glinu, krzemu, siarki, potasu i wapnia w obszarze zast powania skalenia potasowego przez  
anhydryt; otwór wiert. Korabiewice PIG 1, gł b. 4516,4 m

Detrital potassium feldspar grain (Sk) being replaced by anhydrite (Ah)

**A** — polarizing microscope image with crossed polars; **B** — sandstone shown in Figure 17A;  
CL image; potassium feldspars display blue luminescence, anhydrite is nonluminescent (point D  
— quantitative analysis of anhydrite); **C** — distribution map of sodium, aluminium, silicon, sul-  
phur, potassium and calcium where potassium feldspar is being replaced by anhydrite; Korabiewice  
PIG 1 borehole, depth 4516.4 m

Fig. 18. Cement barytowy w rednioziarnistym arenicie subarkozowym

Pkt A — analiza ilo ciowa barytu; obraz z mikroskopu polaryzacyjnego ze skrzy owanymi ni-  
kolami; otwór wiert. Maciejowice IG 1, gł b. 2939,6 m

Barite cement in medium-grained subarkosic arenite

Point A — quantitative analysis of barite; polarizing microscope image with crossed polars;  
Maciejowice IG 1 borehole, depth 2939.6 m

Fig. 19. Piryt framboidalny (Pi), obok romboedry syderytu (Sy)

Obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; otwór wiert. Wilga IG 1, gł b. 2463,6 m

Framboidal pyrite (Pi), nearby siderite rhombohedrons (Sy)  
SEM image; Wilga IG 1 borehole, depth 2463.6 m

Fig. 20. Kryształy hematytu w otoczeniu kwarcu autigenicznego (Qa)

**A** — obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego; **B** — widmo rentgenowskie (EDS) składu chemicznego hematytu w pkt C; otwór wiert. Mszczonów IG 2, gł b. 4339,4 m

Hematite crystals surrounded by authigenic quartz (Qa)

**A** — SEM image; **B** — X-ray spectrum (EDS) of chemical composition of hematite at point C; Mszczonów IG 2 borehole, depth 4339.4 m

Fig. 21. Zale no porowato ci pierwotnej i wtórnej pomierzonych w płytkach cienkich od gł boko ci wybranych próbek piaskowców karbonu górnego

Measured primary and secondary porosity versus depth in thin sections of selected samples of the Upper Carboniferous sandstones

Fig. 22. Zmienno wska nika refleksyjno ci witynitru ( $R_{o,r}$  %) w utworach karbonu górnego  
Obja nienia na figurze 21

Variability of reflectivity index ( $R_{o,r}$  %) in the Upper Carboniferous deposits

For explanations see Figure 21

Fig. 23. Diagram Houseknechta (1987) obrazuj cy wpływ kompaktacji i cementacji na porowato pierwotn piaskowców karbonu górnego

Obja nienia na figurze 21

Diagram of Houseknecht (1987) showing the effect of compaction and cementation on primary porosity of Upper Carboniferous sandstones

For explanations see Figure 21

Fig. 24. Ewolucja  $^{18}\text{O}$  wody porowej w skałach karbonu górnego wraz ze wzrostem temperatury (na podstawie wyników analiz izotopowych i inkluzji fluidalnych)

Evolution of  $^{18}\text{O}$  isotope in pore water from Upper Carboniferous rocks related to the increase in temperature (based on results of isotopic and fluid inclusion analyses)

Tabela 1 Sekwencja diagenetyczna osadów karbonu górnego

The diagenetic sequence of the Upper Carboniferous deposits

## Opisy do figur

Fig. 1. Lokalizacja badanych otworów wiertniczych

1 - otwory wiertnicze; 2 - zasięg występowania skał górnego czerwonego spągowca

Location of studied boreholes

1 – boreholes; 2 - range extent of the Rotliegend deposits

Fig. 2. Mapa paleogeograficzna podgrupy Noteci czerwonego spągowca wg J. Pokorskiego (1998)

Litofacie: 1- zlepiące, piaski i piaskowce grubo- i średnioziarniste; 2 – piaski i piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste; 3 – muły, mułowce, ropy i łupki; Obszary lądowe: 4 – erodowane obszary lądowe o nieurozmaiconej rzeźbie; 5 – erodowane obszary lądowe o urozmaiconej rzeźbie; środowiska różelądowe: 6 – rzeczne; 7 – playa, sebhá; 8 – eoliczne. 9 – uskoki synsedymenacyjne; 10 – zasięg obecny osadów; 11 – zasięg pierwotny osadów; 12 – izolinie; 13 – kierunki transportu; 14 – przybliżone granice obszaru badań

Fig. 2. Mapa paleogeograficzna podgrupy Noteci czerwonego spągowca wg J. Pokorskiego (1998)

Palaeogeographic map of the Rotliegend Note subgroup after J. Pokorski (1998)

Lithofacies: 1 – conglomerates, sands and sandstones coarse and fine-grained; 2 – sands and sandstones fine- and very fine-grained; 3 – muds, mudstones, clays and slates; Terrestrial areas: 4 – eroded terrestrial areas with homogeneous morphology; 5 – eroded terrestrial areas with non-homogeneous morphology; Intraterrestrial environments: 6 – fluvial; 7 – playa, sebhá; 8 – aeolian. 9 – synsedimentary faults; 10 – present extent of deposits; 11 – isolines; 12 – transport directions; 13 – approximate boundaries of study area

Fig. 3. Widoczne słupki autigenicznego kwarcu (Qa) współwystępujące z chlorytami obrastającymi ziarna detrytyczne w arenicie subarkozowym. Obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego. Otwór wiertniczy Wilcze IG1, głęb. 4670,8 m

Authigenic quartz rods (Qa) co-occurring with chlorites which grow on detrital grains in subarkosic arenite. Electron microscope image (SEI). Wilcze IG1 borehole, depth 4670.8 m

Fig. 4. Wachlarzowe skupienie blaszek Fe/Mg chlorytu w przestrzeni porowej arenitu sublitycznego. Obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego oraz widmo rentgenowskie (EDS) składu chemicznego chlorytu (pkt A). Otwór wiertniczy Unisław IG1, głęb. 4554,5 m

Fan-like concentration of Fe/Mg chlorite plates in the pore space of sublithic arenite. Electron microscope image (SEI) and X-ray spectrum (EDS) of chemical composition of chlorite (point A). Unisław IG1 borehole, depth 4554.5 m

Fig. 5. Skupienie kaolinitu robakowatego (KI) w spoiwie arenitu subarkozowego. Obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego. Otwór wiertniczy Olszanowo 1, głęb. 3657,2 m

Concentration of worm-like kaolinite (KI) in the cement of subarkosic arenite. Electron microscope image (SEI). Olszanowo 1 borehole, depth 3657.2 m

Fig. 6. Włókniste formy illitu w spoiwie waki sublitycznej. Obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego oraz widmo rentgenowskie (EDS) składu chemicznego illitu (pkt C<sub>1</sub>). Otwór wiertniczy Wilcze IG1, głęb. 4761,8 m

Fibrous illite in the cement of sublithic wacke. Electron microscope image (SEI) and X-ray spectrum (EDS) of chemical composition of illite (point C<sub>1</sub>). Wilcze IG1 borehole, depth 4761.8 m

Fig. 7. Spoiwo kalcytowe w parazlepie cu litycznym; pkt E – czysty kalcyt, pkt F – Mn-kalcyt ( $\text{Ca}_{0,963}\text{Mn}_{0,037}\text{CO}_3$ ). Mikrofotografie wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym przy nikolach skrzy owanych i w CL oraz wykresy składu chemicznego (EDS) w punktach E i F. Otwór wiertniczy Okonek 1, gł b. 3893,4 m

Calcite cement in lithic paraconglomerate; point E – pure calcite, point F – Mn-calcite ( $\text{Ca}_{0,963}\text{Mn}_{0,037}\text{CO}_3$ ). Polarizing microscopic (with crossed polars) and CL photomicrographs, and graphs of chemical compositions (EDS) at points E and F. Okonek 1 borehole, depth 3893.4 m

Fig. 8. Spoiwo dolomitowe i kalcytowe w arenicie subarkozowym;

pkt A – Mn-kalcyt ( $\text{Ca}_{0,991}\text{Mn}_{0,009}\text{CO}_3$ ), pkt B – dolomit ( $\text{Ca}_{0,594}\text{Mg}_{0,365}\text{Mn}_{0,022}\text{Fe}_{0,019}(\text{CO}_3)_2$ ), pkt C – dolomit ( $\text{Ca}_{0,585}\text{Mg}_{0,378}\text{Fe}_{0,019}\text{Mn}_{0,018}(\text{CO}_3)_2$ ). Mikrofotografie wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym przy nikolach skrzy owanych i w CL oraz wykresy zmienno ci wyst powania magnezu i elaza wzdłu linii A – C. Otwór wiertniczy Unisław 4, gł b. 4695,2 m

Dolomite and calcite cement in subarkosic arenite;

point A – Mn-calcite ( $\text{Ca}_{0,991}\text{Mn}_{0,009}\text{CO}_3$ ), point B – dolomite ( $\text{Ca}_{0,594}\text{Mg}_{0,365}\text{Mn}_{0,022}\text{Fe}_{0,019}(\text{CO}_3)_2$ ), point C – dolomite ( $\text{Ca}_{0,585}\text{Mg}_{0,378}\text{Fe}_{0,019}\text{Mn}_{0,018}(\text{CO}_3)_2$ ). Polarizing microscopic (with crossed polars) and CL photomicrographs, and graphs of Mg and Fe content variations along line A – C. Unisław 4 borehole, depth 4695.2 m

Fig. 9. Temperatury krystalizacji Mn-kalcytów w zale no ci od warto ci  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody porowej

Crystallization temperatures of Mn-calcite versus the  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  value of pore water

Fig. 10. Temperatury krystalizacji czystych kalcytów w zale no ci od warto ci  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody porowej

Crystallisation temperatures of pure calcite versus the  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  value of pore water

Fig. 11. Temperatury krystalizacji dolomitu w zale no ci od warto ci  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody porowej

Crystallisation temperatures of dolomite versus the  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  value of pore water

Fig. 12. Zale no warto ci  $^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  od  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  w cementach anhydrytowych.

punkty projekcyjne próbek z czerwonego sp gowca obszaru Bydgoszcz – Szczecinek

punkty projekcyjne próbek z czerwonego sp gowca północnej Holandii (Amthor, Okkerman, 1998)

The  $^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  versus  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  values in anhydrite cements

Projection points of the samples collected from Rotliegend deposits of the Bydgoszcz – Szczecinek area

Projection points of the samples collected from Rotliegend deposits of northern Holland (Amthor, Okkerman, 1998)

Fig. 13. Zale no utraty porowato ci w piaskowcach czerwonego sp gowca od kompaktacji i cementacji (Lundegard, 1992, zmieniony)

Porosity loss in Rotliegend sandstones due to compaction and cementation (Lundegard, 1992, modified)

Fig. 14. Widoczne relikty skalenia potasowego pozostałe po jego rozpuszczeniu w arenicie kwarcowym. Obraz (SEI) z mikroskopu elektronowego. Otwór wiertniczy Czarne 1, gł b. 3805,9 m

Potassium feldspar relicts formed due to its dissolution, visible in quartz arenite. Electron microscope image (SEI). Czarne 1 borehole, depth 3805.9 m

Fig. 15. Etapy rozwoju procesów diagenetycznych oraz ich wpływ na porowato i przepuszczalno

Po – porowato , Pp – przepuszczalno , +/- - dodatni/ujemny wpływ na porowato i przepuszczalno osadu

Stages of diagenesis and the effect of diagenetic processes on porosity and permeability

Po – porosity, Pp – permeability, +/- - positive/negative influence on development of porosity and permeability

Fig. 16. A – Krzywe hipotetycznej historii pogrzebienia utworów czerwonego sp gowca, nawierconych w otworze Wilcze IG1

B – Permsko-mezozoiczno-kenozoiczna historia termiczna w utworach czerwonego sp gowca, nawierconych w otworze Wilcze IG1. Wyliczenia w procedurze 1-D modelowa termicznych w dwóch skrajnych wariantach a i b

A – Hypothetical burial history curves for Rotliegend deposits from the Wilcze IG1 borehole

B – Permian-Mesozoic-Cenozoic thermal history for Rotliegend deposits from the Wilcze IG1 borehole. 1-D thermal modelling performed for two extreme variants: a and b

Fig. 17. Zasi g procesów diagenetycznych oraz warto ci porowato ci w profilu skał czerwonego sp gowca z otworu wiertniczego Unisław IG1

(Kiersnowski, Kuberska)

piaskowce fluwialne: osady korytowe ró nej rangi

osady fluwialne w facjach pozakorytowych i playi

intensywne efekty procesów diagenetycznych

słabo zauwa alne zaobserwowane w płytkach cienkich

kompakcja mechaniczna wyra ona stosunkiem maksymalnej do najcz stszej rednicy ziarna kwarcu

warto ci porowato ci oznaczone laboratoryjnie dla potrzeb niniejszego opracowania

warto ci porowato ci oznaczone mikroskopowo

The extent of diagenetic processes, and porosity values measured in Rotliegend deposits of the Unisław IG1 borehole

fluvial sandstones: channel deposits

fluvial deposits in overbank and playa facies

intense effects of diagenetic processes

weak effects observed in thin sections

mechanical compaction as a maximum/most frequent quartz grain size ratio

porosity values measured in the laboratory

porosity values measured in the microscope

Fig. 18. Zasięg procesów diagenetycznych oraz wartości porowatości w profilu skał czerwonego spągowca z otworu wiertniczego Wilcze IG1  
(Kiersnowski, Kuberska)

piaskowce fluwialne: osady korytowe różnej rangi  
osady fluwialne w facjach pozakorytowych i playi  
wirowce fluwialne: osady korytowe i debryty  
intensywne efekty procesów diagenetycznych  
słabo zauważalne zaobserwowane w płytkach cienkich  
kompakcja mechaniczna wyrażona stosunkiem maksymalnej do najczęstszej średnicy ziarna kwarcu

wartości porowatości oznaczone laboratoryjnie dla potrzeb niniejszego opracowania  
wartości porowatości oznaczone mikroskopowo

The extent of diagenetic processes, and porosity values measured in Rotliegend deposits of the Unisław IG1 borehole

fluvial sandstones: channel deposits  
fluvial deposits in overbank and playa facies  
fluvial gravelstones: river bed deposits and debrites  
intense effects of diagenetic processes  
weak effects observed in thin sections  
mechanical compaction as a maximum/most frequent quartz grain size ratio  
porosity values measured in the laboratory  
porosity values measured in the microscope

Fig. 19. Zasięg procesów diagenetycznych oraz wartości porowatości w profilu skał czerwonego spągowca z otworu wiertniczego Okonek 1  
(Kiersnowski, Kuberska)

piaskowce fluwialne: osady korytowe różnej rangi  
osady fluwialne w facjach pozakorytowych i playi  
wirowce fluwialne: osady korytowe i debryty  
intensywne efekty procesów diagenetycznych  
słabo zauważalne zaobserwowane w płytkach cienkich  
kompakcja mechaniczna wyrażona stosunkiem maksymalnej do najczęstszej średnicy ziarna kwarcu

wartości porowatości zaczerpnięte z dokumentacji wynikowej otworu wiertniczego

The extent of diagenetic processes, and porosity values measured in Rotliegend deposits of the Unisław IG1 borehole

fluvial sandstones: channel deposits  
fluvial deposits in overbank and playa facies

fluvial gravelstones: river bed deposits and debrites  
 intense effects of diagenetic processes  
 weak effects observed in thin sections  
 mechanical compaction as a maximum/most frequent quartz grain size ratio  
 porosity values taken from documentation of borehole

#### Tablica I

Fig. 1. Obwódki ilasto – elaziste w arenicie litycznym. Widoczne liczne punktowe i proste kontakty mi dzyziarnowe. Otwór Sokole 1, gł b. 3978,1 m; bez analizatora

Ferroan clay rims in lithic arenite. Intergranular point and long contacts are visible. Sokole 1 borehole, depth 3978.1 m; without analyser

Fig. 2. Widoczny brak obwódek ilasto – elazystych w miejscach kontaktów ziarn detrytycznych (strzałki). Otwór Okonek 1, gł b. 3698,7 m; bez analizatora

Lack of ferroan clay rims at grain-grain contacts (arrowed). Okonek 1 borehole, depth 3698.7 m; without analyser

Fig. 3. Obwódki chlorytowe otaczaj ce ziarna detrytyczne. Widoczna porowato mi dzykrystaliczna (niebieska barwa). Próbką impregnowana niebiesko zabarwion ywic . Otwór Bydgoszcz IG1, gł b. 4253,7 m; bez analizatora

Chlorite rims on detrital grains. Intercrystalline porosity (blue) is visible. Sample impregnated with blue resin. Bydgoszcz IG1 borehole, depth 4253.7 m; without analyser

Fig. 4. Grubokrystaliczny kaolinit (Kl) w przestrzeni porowej arenitu sublitycznego. Widoczne relikty skalenia (Sk) oraz porowato mi dzykrystaliczna (niebieska barwa). Próbką impregnowana niebiesko zabarwion ywic . Otwór Czarne 2, gł b. 3808,5 m; bez analizatora

Coarsely crystalline kaolinite (Kl) in the pore space of sublithic arenite. Feldspar relicts (Sk) and intercrystalline porosity (blue) are visible. Sample impregnated with blue resin. Czarne 2 borehole, depth 3808.5 m; without analyser

Fig. 5. Dickit (Di) wypełniaj cy przestrze porow w piaskowcu. Otwór Wilcze IG1, gł b. 4758,2 m; nikole skrzy owane

Dickite (Di) filling the pore space in sandstone. Wilcze IG1 borehole, depth 4758.2 m; crossed polars

Fig. 6. Widoczne obwódki illitu narastaj ce na ziarnach detrytycznych (strzałki). Otwór Czaplinek IG2, gł b. 4280,8 m; nikole skrzy owane

Illite rims growing on detrital grains (arrowed). Czaplinek IG2 borehole, depth 4280.8 m; crossed polars



## Tablica II

Fig. 1. Spoiwo kalcytowe w zlepiecu. Otwór Czaplinek IG1, gł b. 4616,9 m; nikole skrzyżowane

Calcite cement in conglomerate. Czaplinek IG1 borehole, depth 4616.9 m; crossed polars

Fig. 2. Obraz fragmentu zlepieca z fig. 1 w CL. Ka – czysty kalcyt, MnKa – Mn-kalcyt

CL image of a fragment of the conglomerate shown in Fig. 1. Ka – pure calcite, MnKa – Mn-calcite

Fig. 3. Cement w glanowy w arenicie litycznym. Otwór Sokole 1, gł b. 3995,1 m; nikole skrzyżowane

Carbonate cement in lithic arenite. Sokole 1 borehole, depth 3995.1 m; crossed polars

Fig. 4. Obraz fragmentu piaskowca z fig. 3 w CL. Ka – czysty kalcyt, MnKa – Mn-kalcyt

CL image of a fragment of the sandstone shown in Fig. 3. Ka – pure calcite, MnKa – Mn-calcite

Fig. 5. Cement w glanowy w zlepiecu polimiktycznym. Widoczne kryształy w glanów narastające na okruchach wapieni. Otwór Lipka 1, gł b. 4071,2 m; nikole skrzyżowane

Carbonate cement in polymictic conglomerate. Carbonate crystals growing on limestone clasts are visible. Lipka 1 borehole, depth 4071.2 m; crossed polars

Fig. 6. Obraz fragmentu zlepieca z fig. 5 w CL. Ka – czysty kalcyt, MnKa – Mn-kalcyt

CL image of a fragment of the conglomerate shown in Fig. 5. Ka – pure calcite, MnKa – Mn-calcite

## Tablica III

Fig. 1. Fragment arenitu sublitycznego; obraz w CL. Widoczny romboedr dolomitu (Do) w obrębie spoiwa kalcytowego (MnKa). Otwór Unisław 4, gł b. 4659,8 m

Fragment of sublithic arenite; CL image. Rhombohedral dolomite crystal (Do) is visible in calcite cement (MnKa). Unisław 4 borehole, depth 4659.8 m

Fig. 2. Spoiwo kalcytowe i dolomitowe w arenicie kwarcowym; obraz w CL. MnKa – Mn-kalcyt, Do – dolomit. Otwór Szubin IG1, gł b. 4897,2 m

Calcite and dolomite cement in quartz arenite; CL image. MnKa – Mn-calcite, Do – dolomite. Szubin IG1 borehole, depth 4897.2 m

Fig. 3. Widoczne spoiwo kalcytowe i dolomitowe w arenicie kwarcowym. Romboedr dolomitu (nie barwi się) ma brzeżne partie o składzie ankerytu zabarwione na niebiesko, kalcyt za zabarwił się na czerwono. Płytkę cienką barwioną płynem Evamy'ego. Otwór Brzozówka 2, gł b. 3921,2 m; bez analizatora

Calcite and dolomite cement in quartz arenite. Rhombohedral dolomite crystal (unstained) with blue-stained margins which have a composition of ankerite. Calcite is red. Thin section stained with the Evamy's solution. Brzozówka 2 borehole, depth 3921.2 m; without analyser

Fig. 4. Spoiwo w glanowe w wace subarkozowej; obraz w CL. Widoczne niewielkie spoiwo ankerytowe (Ak) z przeblaskującymi (óto-pomarańczowo) relikty spoiwa kalcytowego lub dolomitowego. Otwór Czarne 3, gł b. 3980,4 m; nikole skrzyżowane

Carbonate cement in subarkosic wacke; CL image. Non-luminescent ankerite cement (Ak) with luminescent (yellow-orange) relicts of calcite or dolomite cements is visible. Czarne 3 borehole, depth 3980.4 m; crossed polars

Fig. 5. Relikty skalenia (Sk) widoczne w cemencie anhydrytowym arenitu subarkozowego. Otwór Debrzno IG1, gł b. 4160,0 m; nikole skrzyżowane

Feldspar relicts (Sk) in anhydrite cement of subarkosic arenite. Debrzno IG1 borehole, depth 4160.0 m; crossed polars

Fig. 6. Drobnokrystaliczne skupienie anhydrytu w arenicie kwarcowym. Otwór Bydgoszcz IG1, gł b. 4632,9 m; nikole skrzy owane

Finely crystalline concentration of anhydrite in quartz arenite. Bydgoszcz IG1 borehole, depth 4632.9 m; crossed polars

#### Tablica IV

Fig. 1. Dwie generacje autigenicznego spoiwa kwarcowego ( $Q_{aI}$ ,  $Q_{aII}$ ) w arenicie subarkozowym. Otwór Wilcze IG1, gł b. 4676,2 m; nikole skrzy owane

Two generations of authigenic quartz cement ( $Q_{aI}$ ,  $Q_{aII}$ ) in subarkosic arenite. Wilcze IG1 borehole, depth 4676.2 m; crossed polars

Fig. 2. Spoiwo kwarcowe i anhydrytowe w arenicie subarkozowym. Otwór Szubin IG1, gł b. 4741,5 m; nikole skrzy owane

Quartz and anhydrite cements in subarkosic arenite. Szubin IG1 borehole, depth 4741.5 m; crossed polars

Fig. 3. Relikty obwódki skaleniowej na ziarnie skalenia detrytycznego (strzałka). Otwór Lipka 1, gł b. 3849,1 m; nikole skrzy owane

Feldspar rim relicts on a detrital feldspar grain (arrowed). Lipka 1 borehole, depth 3849.1 m; crossed polars

Fig. 4. Obwódka skalenia autigenicznego na ziarnie skalenia detrytycznego w arenicie sublitycznym. Otwór Lipka 1, gł b. 3778,8 m; nikole skrzy owane

Authigenic feldspar rim on a detrital feldspar grain in sublithic arenite. Lipka 1 borehole, depth 3778.8 m; crossed polars

Fig. 5. Widoczne sp kania (niebieska barwa) w obr bie wypełnienia yłki w arenicie subarkozowym. Próbkę impregnowaną niebiesko zabarwion ywic . Otwór Okonek 1, gł b. 3623,9 m; bez analizatora

Fractures (blue) within a vein-fill material of subarkosic arenite. Sample impregnated with blue resin. Okonek 1 borehole, depth 3623.9 m; without analyser

Fot. 6. Kontakty zaz biaj ce mi dzy ziarnami detrytycznymi (strzałka) w piaskowcu drobnozianistym. Otwór Czaplnek IG2, gł b. 4037,3 m; bez analizatora

Sutured contacts between detrital grains (arrowed) in fine-grained sandstone. Czaplnek IG2 borehole, depth 4037.3 m; without analyser

#### Tablica V

Fig. 1. Cement kalcytowy spajaj cy ziarna detrytyczne w arenicie sublitycznym. Otwór Wilcze IG1, gł b. 4744,2 m; nikole skrzy owane

Calcite cement binding detrital grains in sublithic arenite. Wilcze IG1 borehole, depth 4744.2 m; crossed polars

Fig. 2. Obraz fragmentu piaskowca z fig. 1 w CL. Widoczne relikty skalenia potasowego (niebieska barwa luminescencji) w obr bie Mn-kalcytu ( ółta barwa luminescencji).

CL image of a fragment of the sandstone illustrated in Fig. 1. Potassium feldspar relicts (blue-luminescent) in Mn-calcite (yellow-luminescent).

Fig. 3. Relikty skalenia (Sk) w obrębie cementu kalcytowego w arenicie kwarcowym. Otwór Czaplonek IG1, głęb. 4612,2 m; nikole skrzyżowane

Feldspar relicts (Sk) in calcite cement of quartz arenite. Czaplonek IG1 borehole, depth 4612.2 m; crossed polars

Fig. 4. Widoczny efekt procesu anhydryzacji ziarna skalenia (Sk) w arenicie kwarcowym. Otwór Brzozówka 1, głęb. 3942,2 m; nikole skrzyżowane

The effect of anhydritization of feldspar grain (Sk) in quartz arenite. Brzozówka 1 borehole, depth 3942.2 m; crossed polars

Fig. 5. Spoiwo w glinowe cementujące ziarna detrytyczne w arenicie subarkozowym. Otwór Unisław 4, głęb. 4687,4 m; nikole skrzyżowane

Carbonate cement binding detrital grains in subarkosic arenite. Unisław 4 borehole, depth 4687.4 m; crossed polars

Fig. 6. Obraz fragmentu piaskowca z fig. 5 w CL. Widoczny tylko w CL okruch skały dolomitowej ( $L_{D0}$ ), wykazujący wycienienie w barwie czerwono-pomarańczowej

CL image of a fragment of the sandstone illustrated in Fig. 5. Red and orange-luminescent dolomite clast ( $L_{D0}$ ) is visible only in CL image

#### Tablica VI

Fig. 1. Widoczne relikty częściowo rozpuszczonego skalenia potasowego (Sk). Obraz w CL. Otwór Czarne 3, głęb. 3980,5 m

Relicts of partly dissolved potassium feldspar (Sk). CL image. Czarne 3 borehole, depth 3980.5 m

Fig. 2. Ziarno kwarcu detrytycznego z widocznymi znakami rozpuszczania (strzałki). Otwór Wilcze IG1, głęb. 4703,7 m; nikole skrzyżowane

Detrital quartz grain showing signs of dissolution (arrowed). Wilcze IG1 borehole, depth 4703.7 m; crossed polars

Fig. 3. Widoczna częściowo rozpuszczona obwódka kwarcu autigenicznego (strzałki). Otwór Szubin IG1, głęb. 4327,2 m; nikole skrzyżowane

Partly dissolved authigenic quartz rim (arrowed). Szubin IG1 borehole, depth 4327.2 m; crossed polars

Fig. 4. Efekty częściowego rozpuszczania kryształów dolomitu (strzałki). Otwór Bydgoszcz IG1, głęb. 4300,0 m; nikole skrzyżowane

The effects of partial dissolution of dolomite crystals (arrowed). Bydgoszcz IG1 borehole, depth 4300.0 m; crossed polars

Fig. 5. Efekty częściowego rozpuszczania spoiwa w glinowego (strzałki) w zlepiecu oligomiktycznym. Otwór Wilcze IG1, głęb. 4703,7 m; nikole skrzyżowane

The effects of partial dissolution of carbonate cement (arrowed) in oligomictic conglomerate. Wilcze IG1 borehole, depth 4703.7 m; crossed polars

Fig. 6. Efekty częściowego rozpuszczania (strzałki) cementu anhydrytowego w arenicie kwarcowym. Otwór Czaplonek IG2, głęb. 4668,6 m; nikole skrzyżowane

The effects of partial dissolution of anhydrite cement (arrowed) in quartz arenite. Czaplonek IG2 borehole, depth 4668.6 m; crossed polars

---

 Tablica VII

Fig. 1. Efekt częściowego przeobrażenia ziarna skalenia (Sk) i okrucha skały wulkanicznej (L<sub>w</sub>). Otwór Czaplinek IG2, gł b. 4005,5 m; nikole skrzyżowane

The effects of partial alteration of feldspar grain (Sk) and volcanic rock clast (L<sub>w</sub>). Czaplinek IG2 borehole, depth 4005.5 m; crossed polars

Fig. 2. W przestrzeni porowej widoczne relikty skalenia (Sk) i kaolinit (Kl) z zachowanymi porowatościami dzykrystalicznymi (niebieska barwa). Próbka impregnowana niebiesko zabarwionym żywikiem. Otwór Czarne 2, gł b. 3808,5 m; bez analizatora

Feldspar relict (Sk) and kaolinite (Kl) with preserved intercrystalline porosity (blue) visible in the pore space. Sample impregnated with blue resin. Czarne 2 borehole, depth 3808.5 m; without analyser

Fig. 3. Zargilityzowane ziarno skalenia w arenicie sublitycznym. Otwór Szubin IG1, gł b. 4814,9 m; nikole skrzyżowane

Argilitized feldspar grain in sublithic arenite. Szubin IG1 borehole, depth 4814.9 m; crossed polars

Fig. 4. Częściowo przeobrażone ziarno skalenia (Sk) w wacie subarkozowej. Otwór Sokole 1, gł b. 3949,6 m; nikole skrzyżowane

Partly altered feldspar grain (Sk) in subarkosic wacke. Sokole 1 borehole, depth 3949.6 m; crossed polars

Fig. 5. Wypełnienia przestrzeni porowej przez illit i chloryt, w centrum zdjęcia słabo widoczne relikty skalenia (Sk). Otwór Szubin IG1, gł b. 4814,9 m; nikole skrzyżowane

Illite- and chlorite-filled pore space. Poorly visible feldspar relicts (Sk) in the centre. Szubin IG1 borehole, depth 4814.9 m; crossed polars

Fig. 6. Kaolinitowa pseudomorfoza (Ps) po ziarnie detrytycznym. Otwór Okonek 1, gł b. 3898,9 m; nikole skrzyżowane

Kaolinite pseudomorph (Ps) after a detrital grain. Okonek 1 borehole, depth 3898.9 m; crossed polars

Tabela 2

**Etapy rozwoju procesów diagenetycznych oraz ich wpływ na porowatość i przepuszczalność**  
**Stages of diagenesis and the effect of diagenetic processes on porosity and permeability**

Procesy i składniki diagenetyczne	Diogeneza			Po	Pp
	eo-	mezo-	telo-		
Obwódki ilaste				+	+
Obwódki ilasto- elastyczne				+	+
Kompakcja mechaniczna				-	-
Cementacja kalcytem				-	-
Cementacja dolomitami i ankeritem				-	-
Cementacja anhydrytem				-	-
Cementacja kwarcem				±	±
Cementacja kaolinitem				±	±
Cementacja chlorytem				±	±
Cementacja illitem i I/S				-	-
Rozpuszczanie ziarn detrytycznych				+	+
Rozpuszczanie cementów				+	+
Zastępowanie				-	-
Przeobrażenie				±	±
Kompakcja chemiczna				-	-
Charakter wód porowych	meteoryczne	kontynentalno-morskie	?meteoryczne		

Porowatość ,