

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.

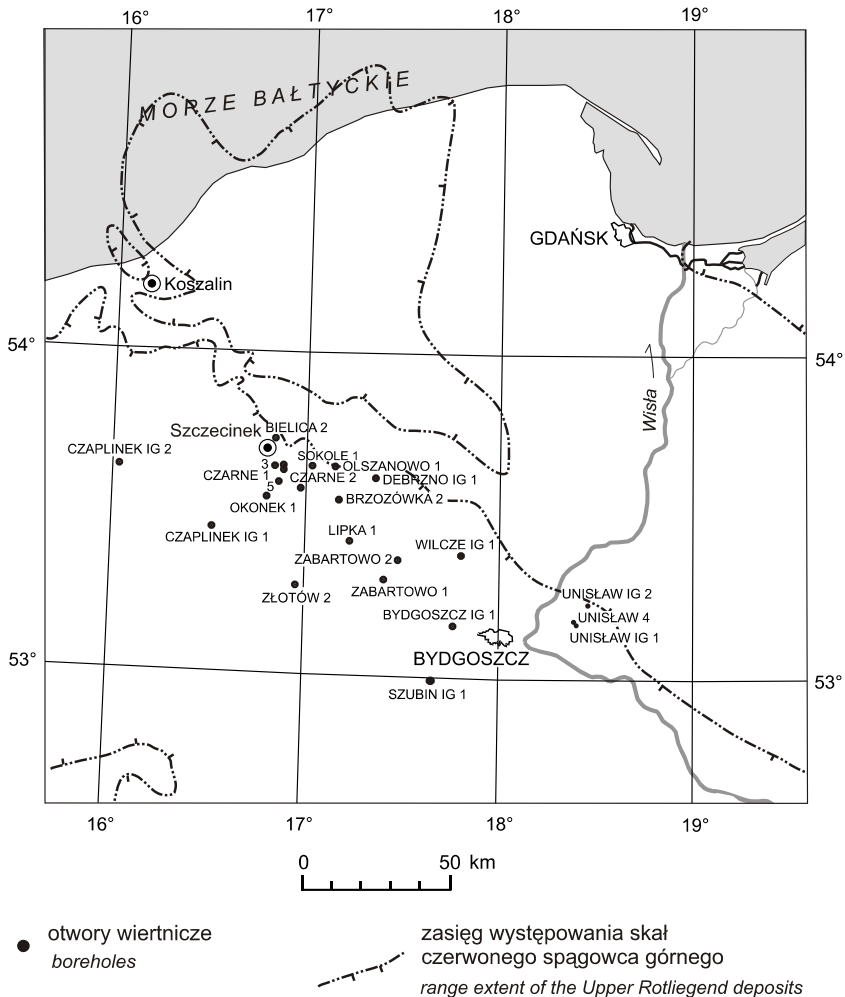
*Abstrakt.* Praca przedstawia kompleksowe wyniki badań głównie skał czerwonego spłowca górnego z 22 otworów wiertniczych strefy Szczecinek–Bydgoszcz, uzyskane za pomocą różnorodnych metod analitycznych (CL, SEM, EDS ISIS, XRD, inkluzje fluidalne, oznaczenia stabilnych izotopów pierwiastków lekkich) oraz 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 różnorodnie 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 piestrego 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 na osad 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 litostratygrafię 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 glaukowych, Kuberska (1999a, b, c) wyróżniła co najmniej dwa główne etapy cementacji w glaukowej w osadach czerwonego sp gowca kujawsko-pomorskiego segmentu strefy T–T<sub>1</sub>, należące 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 rozwijającym się problemie 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 Dotta (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 glaukowych.

**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 przestrzeni porowych. Wyrońcono tu porowatość pierwotną i wtórną, a w ich obrębie: porowatość miąższości i różdziarnową oraz miąższości i różdziarnową. 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 odśladkowaniu. 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 predyspozycjami tektonicznymi 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 rodzaje skały wylewne i piroklastyczne (Pokorski, 1981, 1997). W strefie Bydgoszcz–Szczecinek nie stwierdzono, jak dotychczas, występowania skał wulkanicznych (najbliżej dostrzeżono 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 stożków 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 — ce grubookruchowe (orto- i parazlepki — ce) 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 cechsztynu nastąpiło silne ugięcie dna zbiornika, które umożliwiło szybkie wtargnięcie od zachodu morza cechsztyńskiego (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 cechsztynu — mułowcami i łupkami z silną mineralizacją pirytów (z poziomu łupka miedziano-nego — T1) lub ciemnoszarym wapieniem drobnokrystalicznym (wapień cechsztyński — Ca1).

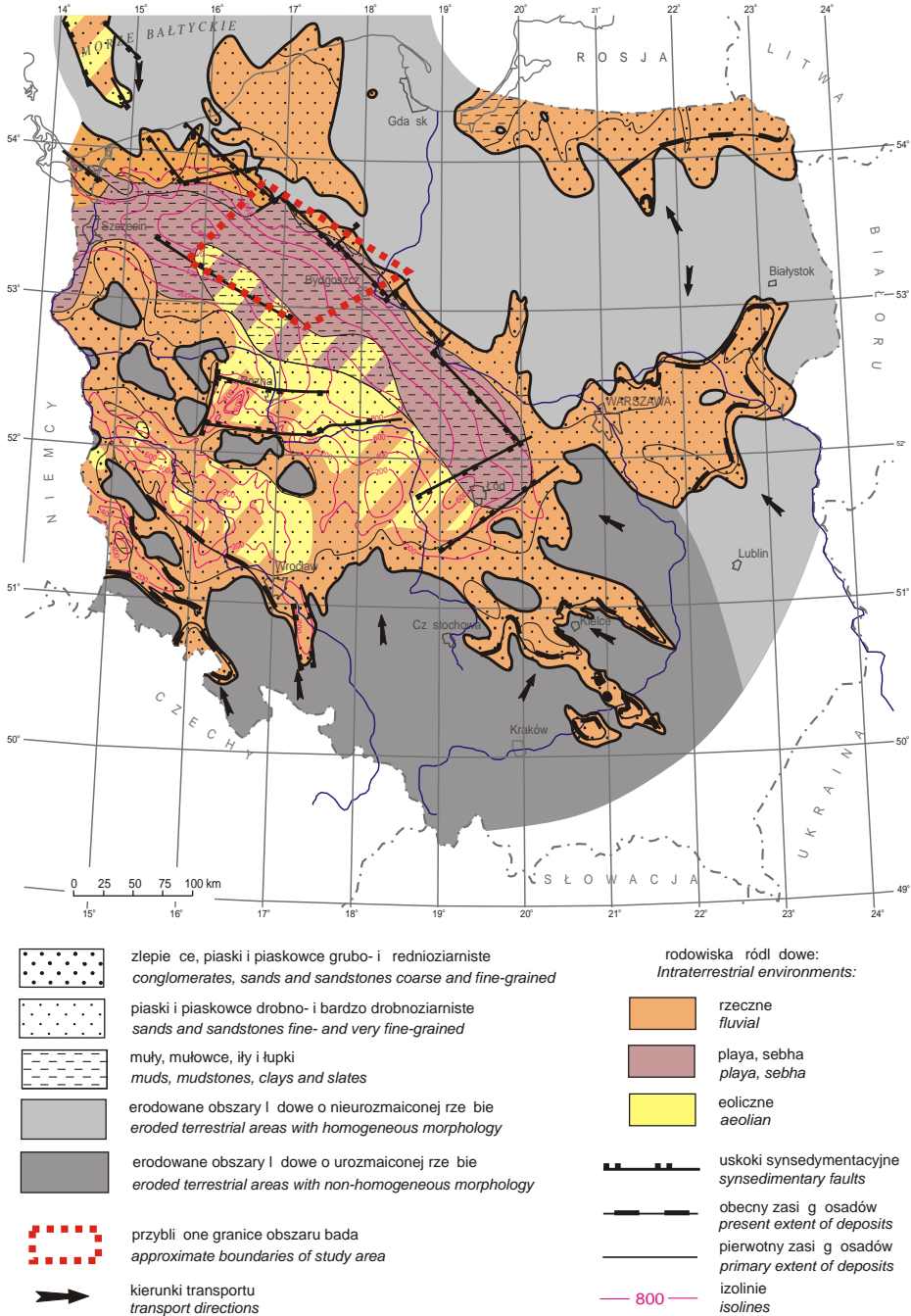
Maksymalny zasięg utworów górnego czerwonego sp gowca w odniesieniu do podgrupy noteckiej wraz z wydzielonymi facjami przedstawia figura 2 (według Pokorskiego, 2001).

W czerwonym sp gowcu górnym wyróżniono następujące litofacje: brekcjow, zlepki — cowa, piaskowcow, mułowcow i iłowcow.

**Litofacja brekcjow** opisała Maliszewska (1978, 1997a), zaliczając do niej przyspawane 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 zlepki — cowa** jest znacznie szerzej rozprzestrzeniona niż facja brekcjowa. Zlepki — ce tworzą tu wkładki i pakiety o różnej mocy, głównie wśród 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.

Wśród osadów zlepki — cowych 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 — ce należą do odmian litycznych, głównie polimiktycznych, rzadziej oligomiktycznych. Pokorski (1988) i Kiersnowski (1995, 1997b) uznali zlepki — ce głównie



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

Palaeogeographic map of the Rotliegendes 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 najczęściej 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. mo. e – 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 si. klasyfikacji Dotta (1964), zmodyfikowanej przez Pettijohna i in. (1972), wyodrębniającej 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 najczęściej 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 w szczególności, 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 wi. ksz. ci. 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. domieszk. 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 cowych.

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 wzorzec 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 ( $M_{\max Q}/M_{f Q}$ ), 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 cowych 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 często mają 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 skał potasowy, mikropertyt mikroklinowy i albit szachownicowy, a podziennie — oligoklaz. Miejscami obserwuje się częściowo zalbityzowane ziarna skałeni potasowych, lecz sam proces albityzacji zachodził prawdopodobnie w skał macierzystej. Odmiany piaskowców szczególnie wzbogacone w skalenie sodu 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-skałeniowe. 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 czerwonobrunatn 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 utleniającym, w warunkach klimatu gor ce go, 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. Wąki 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).

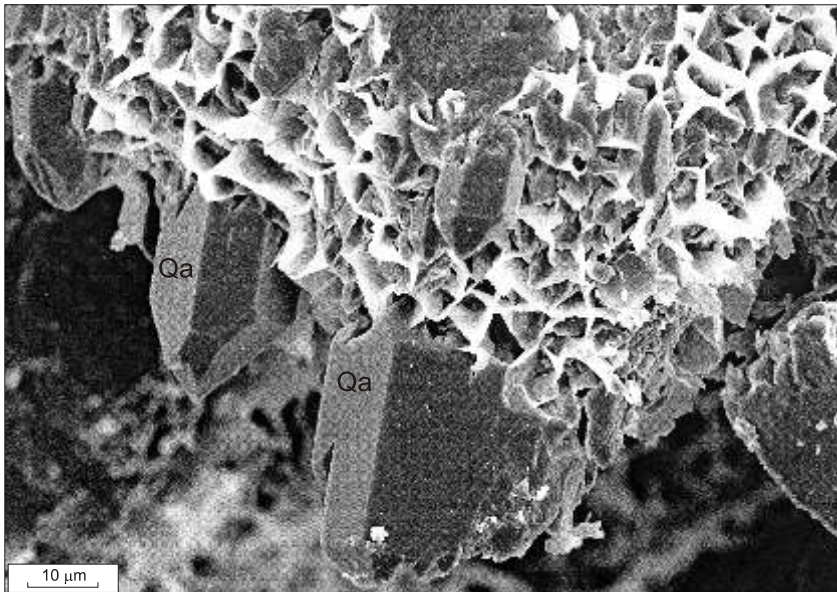
Na podstawie badań piaskowców i zlepów w mikroskopie polaryzacyjnym autorka zaliczyła cząstki spoiw ilastych do utworów autigenicznych. Pogląd ten potwierdziły analizy elektrograficzne, poparte analizami rentgenostrukturalnymi. Wyróżniono tu chloryty, kaolinit i illit. Obok nich sporadycznie pojawiają 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 diagenез 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 diagenезy. 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

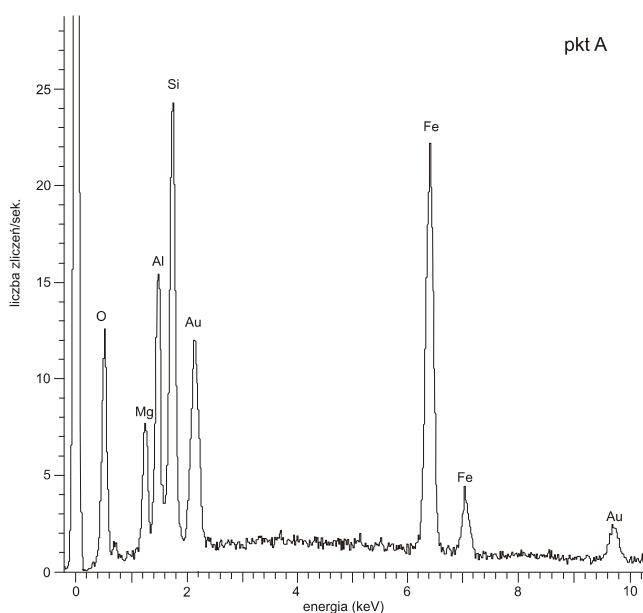
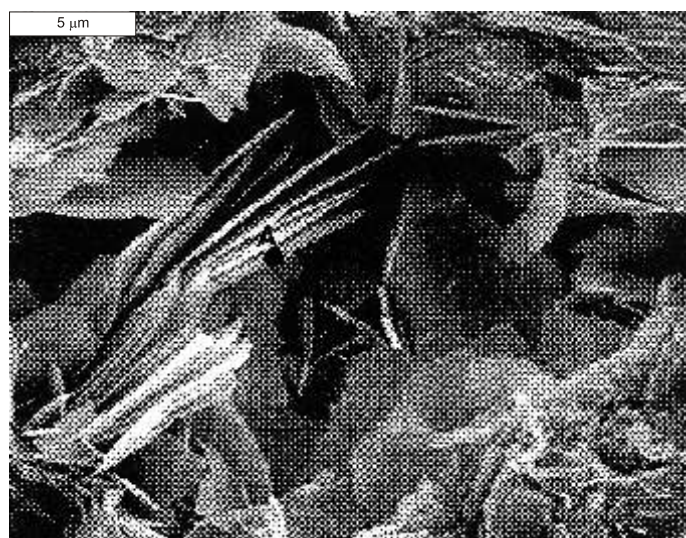
Electron microscope image (SEI); Wilcze IG 1 borehole, depth 4670.8 m

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



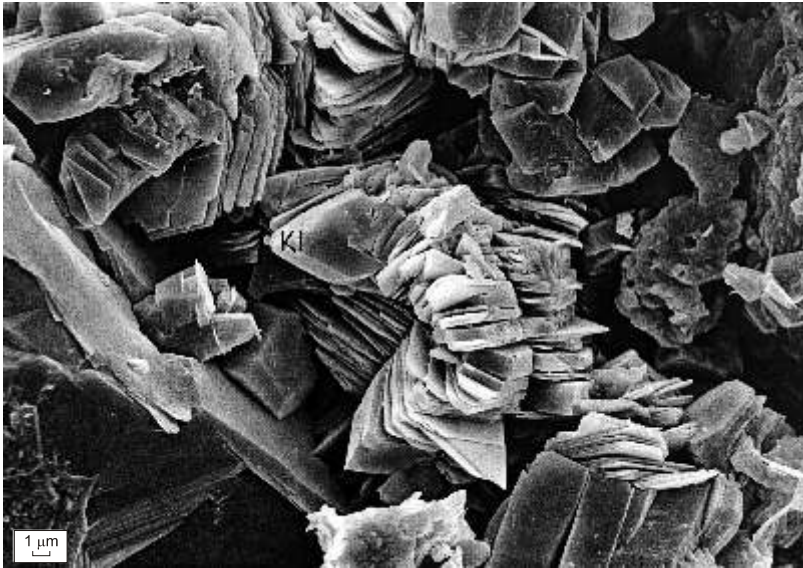


**Fig. 4. Wachlarzowe skupienie blaszek Fe/Mg-chlorytu w przestrzeni porowej arenitu sublitycznego**

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 μm i 2–10 μm w dwóch próbkach, pobranych z głębi do 4000 m. Jest to kaolinit 1Md, tj. słabo uporządkowany. Dobrze wykrystalizowany kaolinit zauważono w próbce z otworu wiertniczego Sokole 1, z głębi do 3974,6 m, w obrębie frakcji 2–10 μm. W badanych czterech próbkach frakcji ilastej wyseparowanej z piaskowców czerwonego stopnia nie zauważono różnic w składzie mineralnym między dwiema frakcjami: <2 i 2–10 μm, natomiast w zależności od głębi występowania badanych piaskowców zaznacza się pewne różnice ilościowe. W próbkach pobranych z głębi do 4000 m dominuje w obydwu frakcjach kaolinit słabo uporządkowany, natomiast głębiej — dickit (2M<sub>1</sub>). Potwierdza to wielokrotnie opisywane z rejonu Morza Północnego zjawisko transformacji kaolinitu w dickit wraz z głębią (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 głębi 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 także Ca. Jednym z wymienianych rodzajów tych pierwiastków, a szczególnie potasu, mogą być zdaniem Gluyasa i Leonarda (1995) ewaporaty cechsztynu.

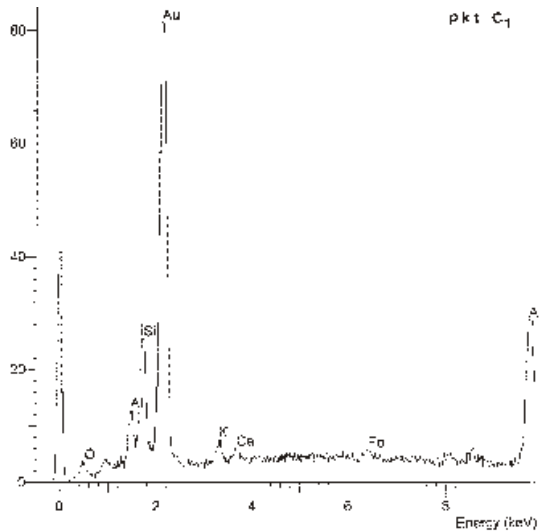
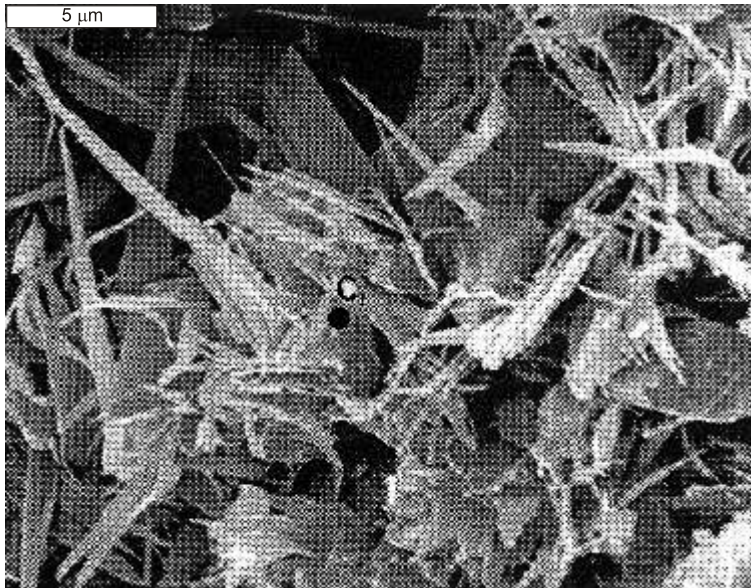
Jedną z tych form występowania illitu są drobne łuseczki skupione w obwódkach wokół ziarn detrytycznych. Bardzo często illit współwystępuje ze zwiastkami elaza. Podobnie jak Hancock (1978) w piaskowcach z obszaru Niemiec, autorka wyróżniła w rodz. obwódek: tangencjalne — układające się stycznie do powierzchni 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 przestrzenie porów, 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 oznaczenia  $^{18}\text{O}$  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 mieszanopakietowe** 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 mieszanopakietowych I/S o zawartości illitu powyżej 90%. Również wskaźnik uporządkowania struktury minerałów I/S, odzwierciedlający wpływ temperatury na procentowy udział zawartości smektytu w minerałach mieszanopakietowych (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 mieszanopakietowe 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 mieszanopakietowych 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 oznaczeń 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 mikroskopy 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 węglik (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 duża możliwość 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 liwczym**

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. Jej eli zaznacza się taka zmienność, jest ona z reguły słabo widoczna lub ma niewielkie rozprzestrzenienie.

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

Niekiedy kalcyt zawiera także domieszkę elaza  $Fe^{2+}$ . Zawartość Fe w strukturze kalcytu, a właściwie 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 czy 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 ciemno-brunatnych, w zależności od domieszki elaza dwuwartościowego, tłumiącego luminescencję. W związku z czym obserwowano koncentrację elaza przykrawdziach kryształów, również luminescencja w dolomicie nie jest jednorodna i ma charakter pasowy lub strefowy.

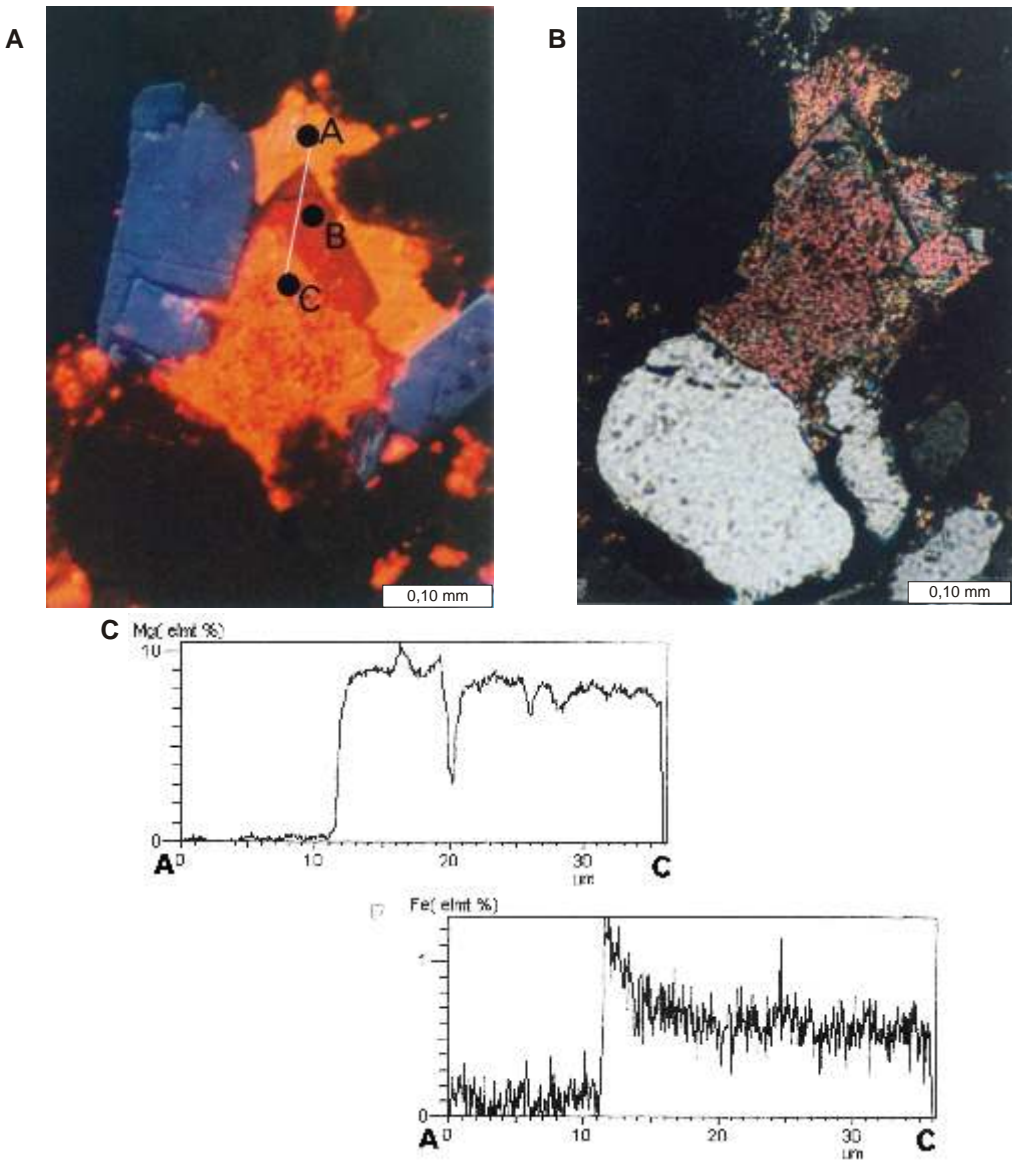
Jak wynika z obserwacji mikroskopowych dolomit, podobnie jak kalcyt, czy sto tworzy pseudomorfozy po ziarnach detrytycznych, szczególnie skaleni.

**Ankeryt**, podobnie jak dolomit, należy do grupy podwójnych węglańców bezwodnych, a miejsce magnezu zajmuje cząstowo  $Fe^{2+}$  (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 głównie, nie kalcyt i dolomit.

## 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 anhydrytu nie przekracza 20% wag. Minerale siarczanowe są powszechnym składnikiem cementów skał czerwonego sp. gowca, szczególnie tworzących się w środowisku playi. Tam też czy sto tworzą owalne, gniazdowe skupienia określone jako nodule. Najpospolitszym siarczanem jest anhydryt, sporadycznie występuje gips.



**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 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 części przypadków, brak domieszek innych pierwiastków. W jednej próbce (otwór wiertniczy Czarne 3, głęb. 3973,8 m) zanotowano w anhydrylicie 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 też postawienie granicy między ziarnem detrytycznym a jego kwarcowymi obwódkami, nastręczało czasami wiele trudności. 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 brązowe, 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 też być 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 związane z przystropowymi osadami czerwonego spongowca. 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 uznawane 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. Pomiarów 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 tej 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	anhydryt	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 wypełniającej przestrzeń porów mają regularnie wykształcone 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 anhydrytowym 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 gęstości fluidu niewiele przewyższając gęstość wody. 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 niezwykle 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 spągowca 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 spągowca 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 spągowca strefy Szczecinek-Bydgoszcz.

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

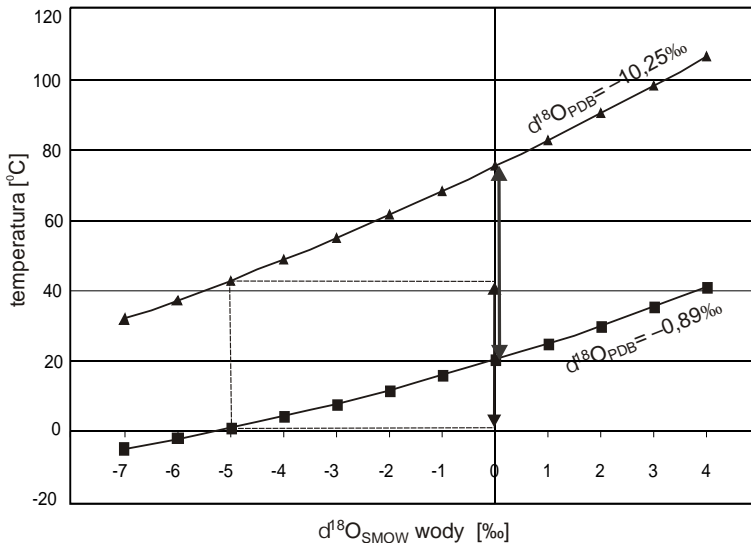
Szczegółowe badania petrograficzne wykazały, że w skałach piaskowców i zlepków cementowana jest w glau, głównie kalcym i dolomit. Ważną rolę odgrywa również cement siarczanowy, niemal zawsze anhidrytowy. W cemente w glauowym oznaczono stosunki izotopowe  $^{18}O$  i  $^{13}C$ , zaś w anhidrycie  $^{18}O$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

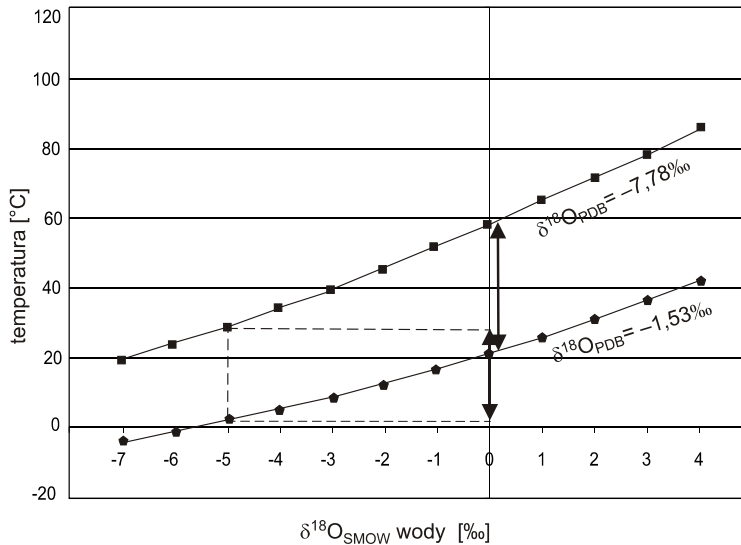
wody. Możliwa minimalna wartość  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  dla wody meteorycznej w warunkach środowiska kontynentalnego suchego i półsuchego przeciętnie wynosi  $-5\text{‰}$  SMOW (Harwood, Coleman, 1983). Dla wczesnych roztworów meteorycznych przyjmowane są również wartości z przedziału od  $-10$  do  $-2\text{‰}$  SMOW (Platt, 1991 *vide* Gaupp i in., 1993). Jak wynika z wykresu dla wartości  $-5\text{‰}$  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 spongiu 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  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 0\text{‰}$ , 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 metodami kalcytów wynoszą od  $-7,78$  do  $-1,18\text{‰}$  (najczęściej od  $-2,34$  do  $-3,88\text{‰}$ ), zaś  $^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  od  $-2,32$  do  $2,51\text{‰}$ .

Uzyskane wartości temperatury (fig. 10) wahają się od około 3 do  $30^\circ\text{C}$ , dla  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = -5\text{‰}$ . Dla  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 0\text{‰}$  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  $^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -7,78\text{‰}$  (próbka z otworu wiert. Okonek 1) i  $^{18}\text{O}_{\text{PDB}} =$



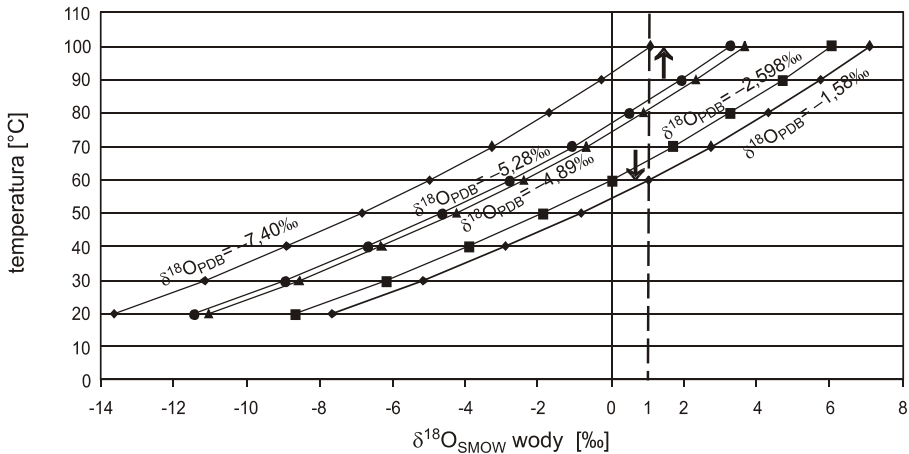
**Fig. 10. Temperatura krystalizacji czystych kalcytów w zale no ci od warto ci  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody porowej**

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 (Burrows, 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 równa 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 udzia  $\text{CO}_2$  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 ajcej cz ci stanowił dolomit, podobnie jak w kalcytach, oznaczono warto ci izotopów w gla i tleny.

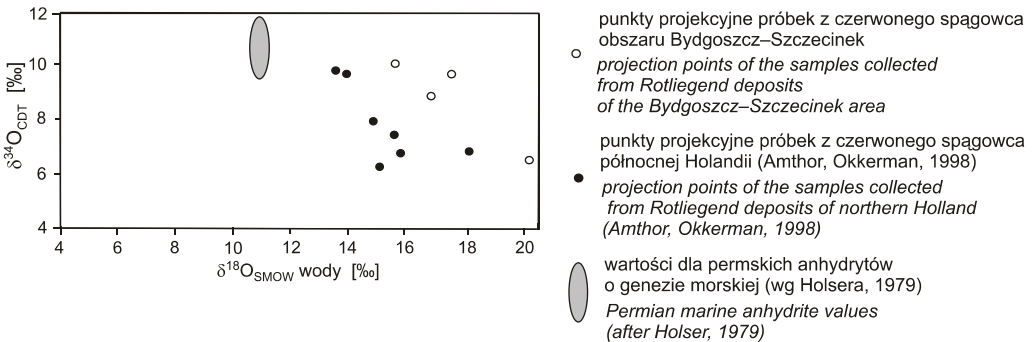
Warto ci  $^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  wahaj si tu od  $-5,28$  do  $-1,58$ ‰.

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  $+1$ ‰. Przyjmuj c tak warto  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  dla wody porowej, temperatura krystalizacji dolomitu, przy danych warto ciach  $^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ , wynosiaby od  $60$  do oko o  $100^\circ\text{C}$  (fig. 11). Zakładaj c jednak minimaln , prawdopodobn warto  $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = -5$ ‰ dla wody meteorycznej, w warunkach odpowiadaj cych klimatowi panuj cem u w czasie czerwonego sp gowca górnego (Harwood, Coleman, 1983), warto ci stosunków izotopowych tlenu wskazuj , e dolomit mógł wytr ca si w temperaturach od oko o  $32$  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 pólnocnych Niemczech (Platt, 1994) i na wyspach Morza Pólnocnego na pólnoc od Holandii (Amthor, Okkerman, 1998) wytr ca 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 pólnocnych Niemiec i na obszarze obj tym badaniami oraz zbli one warto ci  $^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  takie ró dło 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  $-1,41$ ‰ 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 ródło 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 ródło do jego powstania uznano ewaporaty cechsztynu. Platt (*vide* Gaupp i in., 1993) i Gaupp i in. (1993) uważają roztwory ewaporatowe playi za ródłowe 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 ( $v_w = -5\%$ ), 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%; Debrzno 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 ciąż filtracyjnych analizowanych piaskowców i zlepów. Usytuowanie względem siebie krzywych uzyskanych dla mniejszych i rosnących ciśnieniadźwięczy o wielkości odstępowania realnej przestrzeni porowej od modelu walcowego. Liczbowo wartości oddalenia krzywych od siebie jest wartością efektu histerezy. Dużo różnic tych wartości (10–70%) wskazują na chaotyczne wykształcenie przestrzeni porowej. Pewno regularnie obserwuje się tylko w próbkach z niektórych otworów wiertniczych (Czarne 3, Sokole 1). Wszystkie badane próbki wykazują mikroporowy charakter przestrzeni porowej. Wiadczą 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% obj. 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 miążdziwna, różdziwna oraz miążdziwno-ródkrystaliczna. 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, Stefańska, 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 (dewońskich lub karbońskich) do utworów czerwonego spągowca, prawdopodobnie przez system dyslokacji.

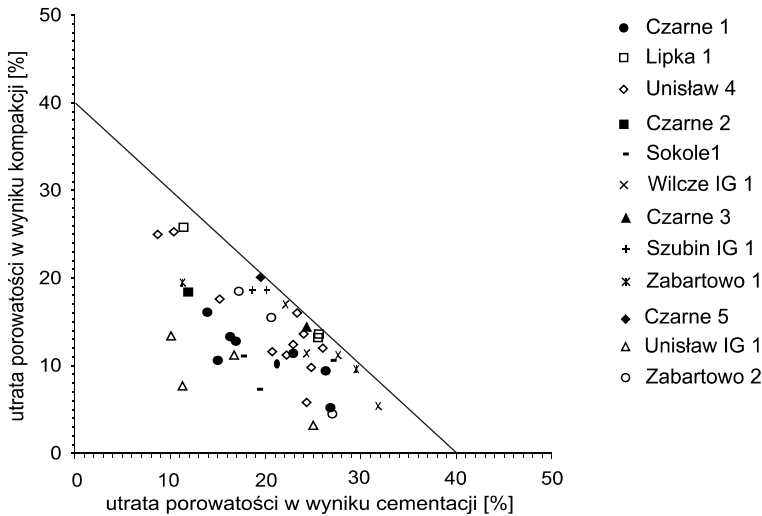
Ogólnie niska przepuszczalność osadów jest spowodowana występowaniem w ich spoiwie minerałów ilastych, detrytu ilasto-mułkowego oraz silnie rozwiniętą cementacją. Nie stwierdzono związku między przepuszczalnością a naturą cementu ortochemicznego w skale (Maliszewska, Kuberska, 1996a, b). Również autigeniczne 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 wewnątrz skały, ograniczenie jej porowatości. Wielu autorów, którzy zbadali 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. Tworz 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-skalenii 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 zaliczają 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 kilkuetapową 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 kilkuetapowo. 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 mogłyby występować 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 zastępującymi 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 ściśle 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 węgla, głównie przez Mn-kalcyt, a także przez dolomit. Do powszechny jest także proces anhydryzacji skaleni. Obserwowano również efekty zastępowania okruszków skalnych przez węgla 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 węgla 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 węglowych (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 działalnościstpujących wód meteorycznych. Ziarna kwarcu mogły by trawione przez alkaliczne roztwory solankowe. Osobniki w glaukowe podlegały działaniu roztworów kwa nych, by mo e pochodzących z osadów karbo skich. W badanych osadach czerwonego sp gowca obserwuje się wzmo one efekty rozpuszczania diagenetycznego obejmuj ce odmiany arkozowe i sublityczne piaskowców, które doprowadziło do powstania wtórnej porowato ci ródziarnowej. Powstawanie wtórnej porowato ci ma dla osadów czerwonego sp gowca ogromne znaczenie.

#### PRZEOBR ANIE I NEOMORFIZM

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

Powstawanie cementu kaolinitowego zwi zane jest zwykle z subarkozowymi odmianami piaskowców. Najliczniej wyst puje on 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 rozlu nienie, a krystalizacja agregatów kaolinitowych jest przyczyn utworzenia się licznych mikroporów mi dzykrystalicznych.

Na skutek przeobra ania łyszczyków i okruchów skał wulkanicznych tworzą się chloryty, z reguły zawieraj ce elazo. Pó nodiagenetyczne spoiwo chlorytowe autorka opisała wcze niej w piaskowcach czerwonego sp gowca z rejonu Budziszewic (Kuberska, 1997, 1999a), zaliczaj c je do epi- i pseudomatriksu w uj ciu Dickinsona (1970).

Illity bywaj ko cowym produktem przeobra ania okruchów skalnych, skałeni, łyszczyków, czy te innych minerałów ilastych (Bjørlykke i in., 1989).

Skupienia autigenicznych minerałów ilastych wykazuj mi dzykrystaliczn mikroporowato , lecz działaj destruktywnie na zdolno ci filtracyjne skał.

Poj cie neomorfizmu obejmuje zespół procesów rekrytalizacji minerałów oraz ich przemian polimorficznych (Folk, 1959). W zależności od kierunku przemian wyró nia się neomorfizm agradacyjny, gdy rekrytalizacji osobników mineralnych towarzyszy ich wzrost oraz degradacyjny, gdy rozmiary osobników maleją (*op. cit.*).

Przykładem neomorfizmu agradacyjnego jest rekrytalizacja cienkich kwarcowych cementów obwódkowych, która prowadziła miejscami do utworzenia kwarcowych cementów porowych. Kolejnym efektem neomorfizmu agradacyjnego mo e by grubokrystaliczny spar kalcytowy, zanotowany w próbkach z otworów wiertniczych Lipka 1, Okonek 1, Sokole 1, Wilcze IG 1 i Zabartowo 1, powstały by mo e na skutek rekrytalizacji mikrytu lub mikrosparu.

Przykładem przemiany polimorficznej jest zidentyfikowany i opisany dzi ki analizie rentgenostrukturalnej dickit, który powstał z transformacji kaolinitu wskutek wzrostu temperatury, zwi zanej mi dzy innymi z post pującym 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%.

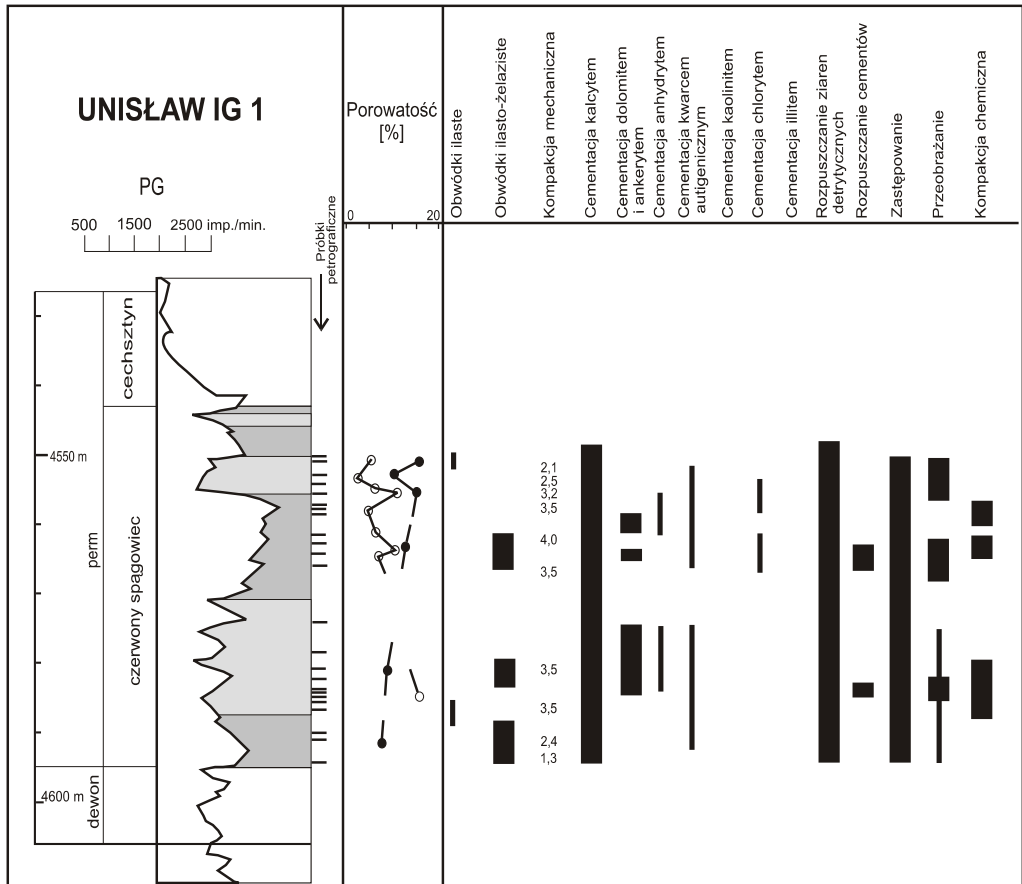
Piaskowce sublityczne zawierające okruchy skał wulkanicznych również nie są potencjalnie dobrymi kolektorami. Ziarna niestabilne, zwłaszcza tufów, na drodze procesów diagenetycznych ulegają zgnieceniu i roztrąciu, tworząc pseudomatriks. W procesie przeobrażenia składników litoklastów uwalniane są jony, które z kolei wchodzi w skład autigenicznych minerałów ilastych, wytrącających się w przestrzeniach porowych. W większości przypadków piaskowce wykazują wtedy porowatość nie więcej niż kilku procent. Wyjątek stanowi takie odmiany lityczne, w których nadzwyczaj twarde okruchy (np. skał w gładkich 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 gęstym 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

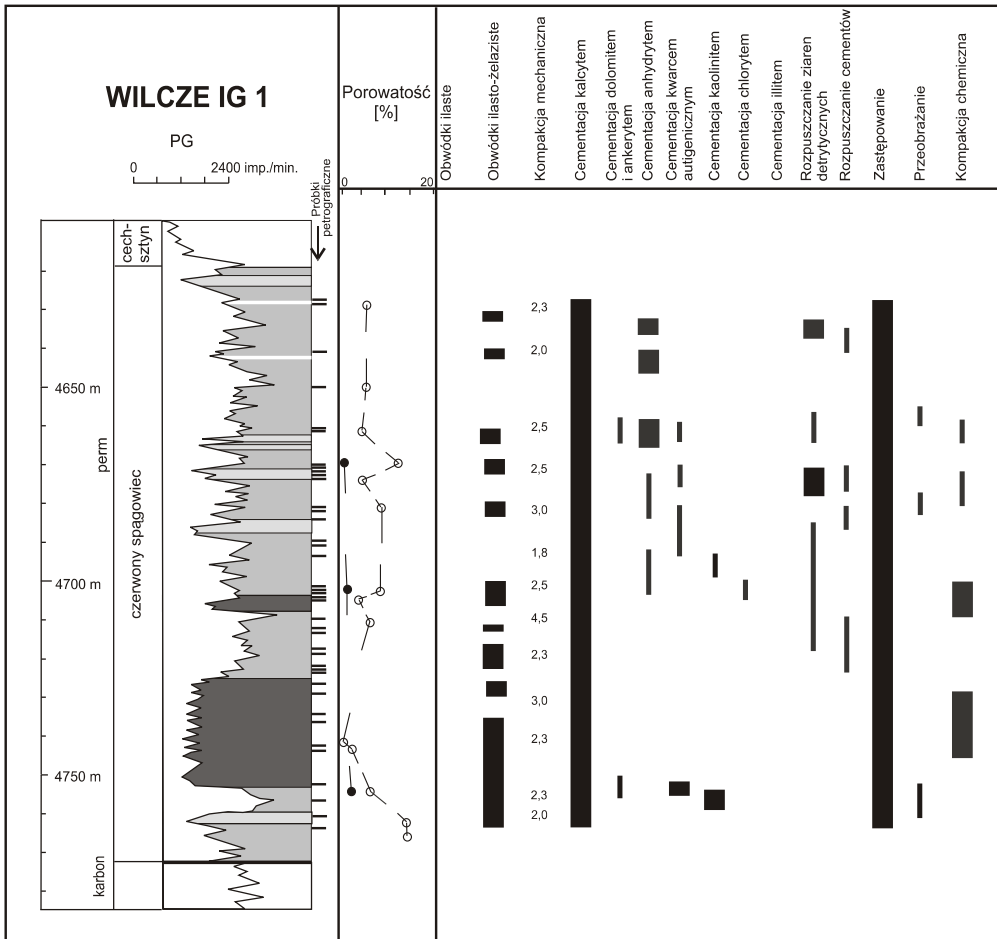




- piaskowce fluwialne: osady korytowe  
*fluvial sandstones: channel deposits*
- osady fluwialne w facjach pozakorytowych i play  
*fluvial deposits in overbank and playa facies*
- intensywne efekty procesów diagenetycznych zaobserwowane w płytkach cienkich  
*intense effects of diagenetic processes 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*

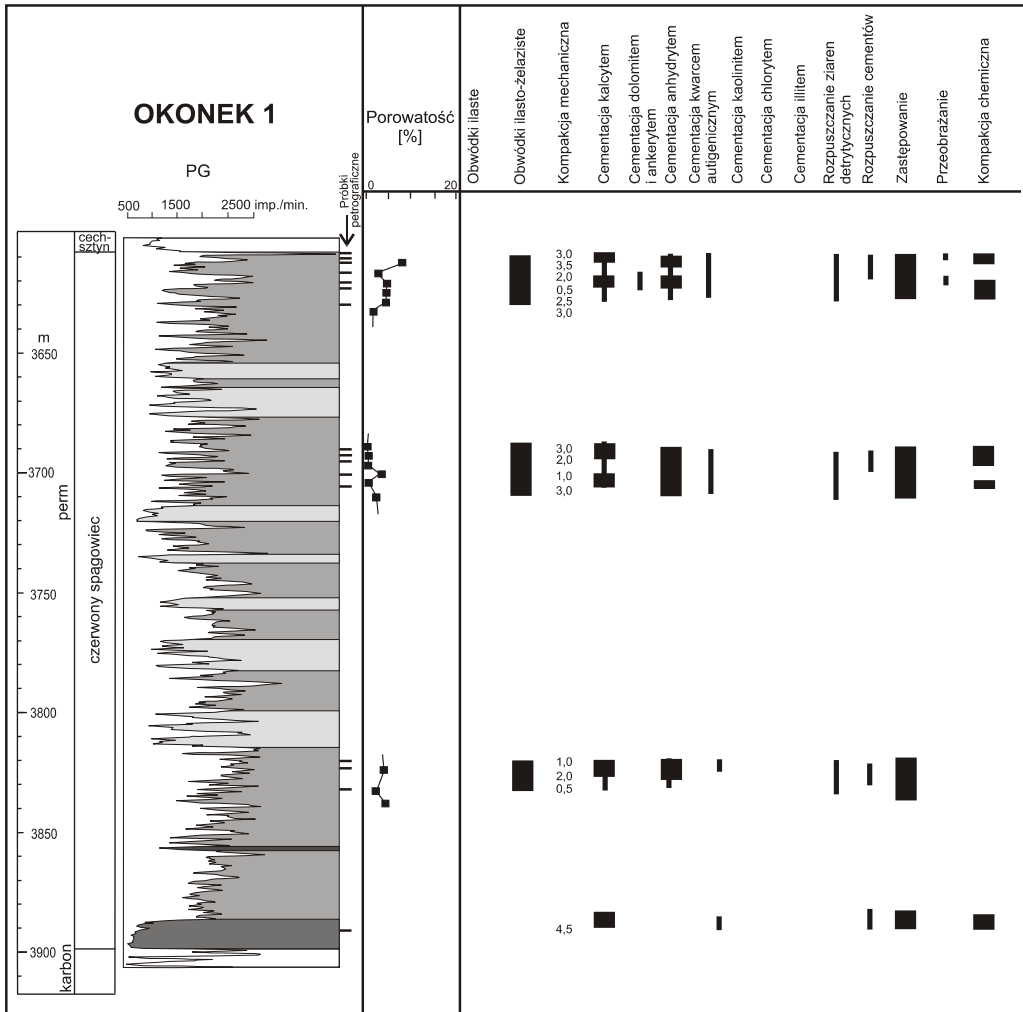
**Fig. 16. Zasięg procesów diagenetycznych oraz wartości porowatości w profilu skał czerwonego spągowca z otworu wiertniczego Wilcze IG 1**

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 siedymentacji (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 spongowca (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 spongowca najdłużej trwającym i jednym z głównych procesów diagenetycznych, również wpłynęła destruktywnie na porowatość wspomnianych utworów. Nieco słabszy wpływ miała kompaktacja chemiczna, której efektem działania jest obecność kontaktów wklęsło-wypukłych i zazębionych, obserwowana w skałach tylko miejscami.

Przeobrażenie niestabilnych składników mineralnych ma z reguły korzystny wpływ na tworzenie się wtórnej mikroporowatości różnorodnej oraz mikrodziurzystej 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 mikrodziurzystych 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 przestrzenie 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 utworzy 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 często 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 wytrącanych faz mineralnych.

Wody kontynentalne o znikomym zasoleniu wraz z wodami opadowymi infiltrującymi w osadzie niosły ze sobą, między innymi, zawieszony w nich stek 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 porowatość i przepuszczalność

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 dolomitami i ankeritem	—————	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 — porowatość, Pp — przepuszczalność, ± — dodatni/ujemny wpływ na porowatość i przepuszczalność 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 spłowca występują również obwódki zbudowane z blaszek Mg/Fe-chlorytu, narastają one prostopadle do powierzchni ziarn detrytycznych. Blaszkę tę rzadko tworzyły cięgie powłoki i, w związku z tym, nie stanowiły przeszkody w wytrącaniu się narostów kwarcu autigenicznego. Magnez i elazony wchodziły w skład wczesnych chlorytów, mogły one pochodzić z kontynentalnych roztworów ewaporatowych play, interpretowanych obecnie jako roztwory kompakcyjne wynieszone na obrzeża 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 środowisku

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).

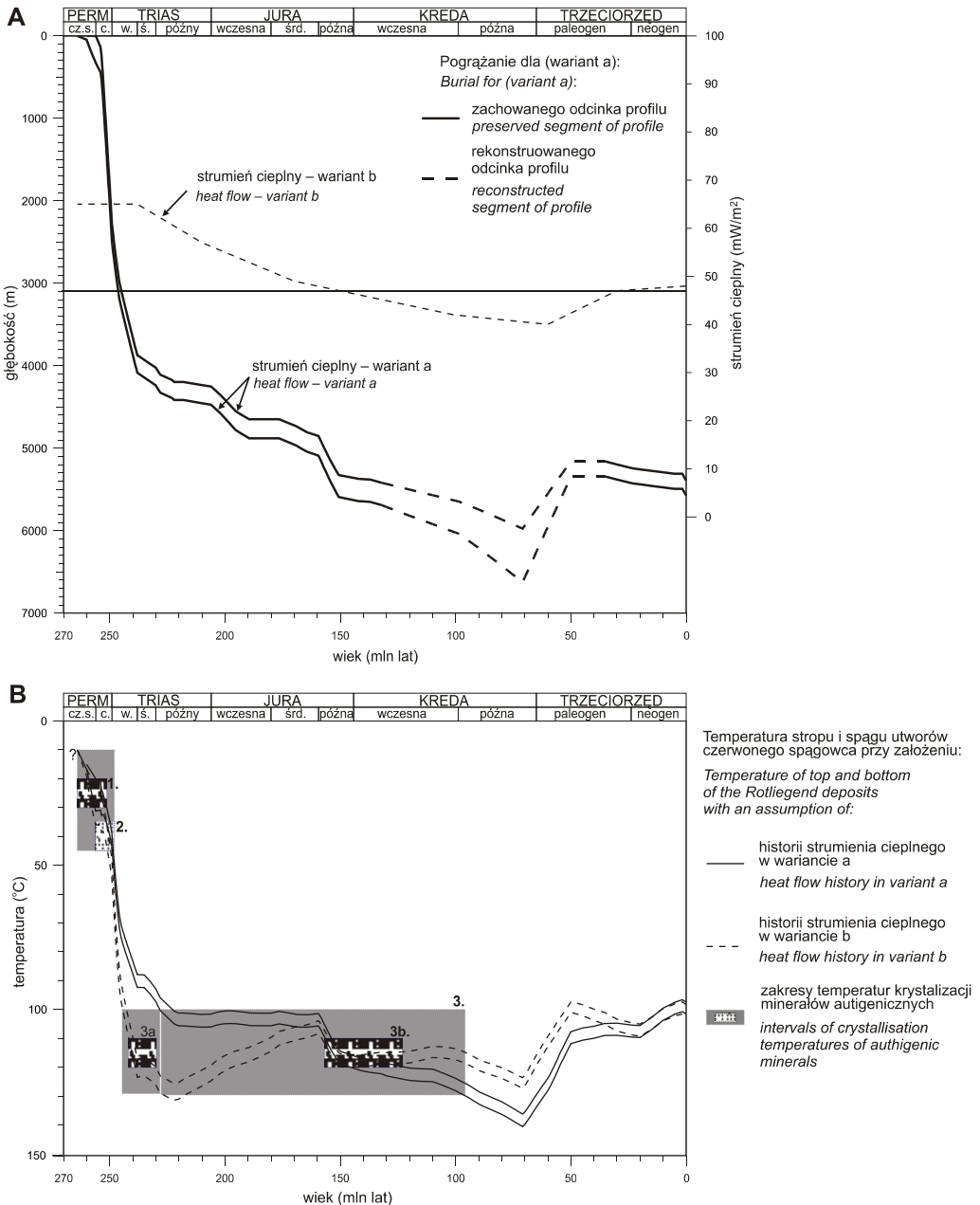
Wody gruntowe w środowisku kontynentalnym mogły zawierać do 25 ppm rozpuszczonej krzemionki (Krystinik, 1990 *vide* Amthor, Okkerman, 1998). Wystarczy to, według wspomnianego autora, do zainicjowania wytrącania kwarcu autigenicznego w postaci obwódek na ziarnach lub w przestrzeniach porowych. Zatem i 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 glinie i tlenie w cementie kalcytowym i dolomitowym oraz siarki i tlenie w cementie 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 tlenku i węgla. 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 glinowych 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 eodiagenizie, 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 eodiagenozy. Zdaniem Gauppa (2000) dla osadów czerwonego sp gowca Niemiec znamieną jest właśnie wczesna cementacja.

**Procesy mezodiagenetyczne** zapoczątkowane w pierwszych etapach trwania diagenozy 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 zmniejszania się składu wód porowych.

Etap zakończenia mezodiagenozy 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, głównym produktem przeobrażenia niektórych ziarn detrytycznych, lub innych minerałów ilastych jest illit (Bjørlykke i in., 1989). Temperatura, w jakiej mogło dojść do krystalizacji wczesnodiaagenetycznego 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 Maliszewską (1997b, 1999) oraz przez Kuberską i Maliszewską (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 karbonatowe, zalegające miejscami bezpośrednio pod osadami czerwonego sp gowca.

Główna faza rozpuszczania diagenetycznego ziarn detrytycznych dostarczyła także jonów e-laza, 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 paragenezy, w których występują. Zazwyczaj towarzyszy im Fe-dolomit lub ankeryt, uważane za cementy późnodiaagenetyczne, 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

czciowe 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 więc 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 zmięszonymi 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 o 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 przemienne, 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 skaleni głównym składnikiem zarówno frakcji psefitowej, jak i psamitowej. Poza głównymi opisanymi składnikami detrytycznymi, w osadach czerwonego sp gowca występują także fenyksytyki i minerały akcesoryczne (miedziane cyrkon, turmalin i rutil).

Spoiva skał czerwonego sp gowca są grupami bardzo urozmaicono mineralogicznie. Do najważniejszych składników spoiw zaliczono tlenki i wodorotlenki elaza, allo- i autogeniczne minerały ilaste, w gliny, siarczany, autogeniczny kwarc, a podrodzajnie wyróżniono autogeniczny skaleni i piryt. Tlenki i wodorotlenki elaza w głównej mierze odpowiadają za charakterystyczny dla osadów czerwonego sp gowca czerwobrunatny kolor. Ich wytrącanie na powierzchni ziarn 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, podrodzajnie minerały mieszanopakietowe 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 skał 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 pstry 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 głąb, 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. 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 cechsztyn/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 wczesny etap eodiagenety oraz początkowy i pośredni etap mezodiagenety.

Spoivo anhydrytowe, składające się z  $^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ , powstawało z ciekawo z ewaporatowych roztworów playi, z ciekawo z roztworów mieszanymi kontynentalno-morskimi. 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 pstry 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 dickit — 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, powodując 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 większość 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 różnych środowisk depozycyjnych 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 częściowo wskutek 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 zbieżny. 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.

**Podzi kowania.** Autorka składa szczególne podzi kowania prof. dr hab. Annie Maliszewskiej za opiek merytoryczn , mo liwo dyskusji oraz wszechstronn pomoc, prof. dr hab. Annie Ku niarowej za uwagi natury merytorycznej i redakcyjnej, doc. dr hab. Katarzynie Jarmołowicz-Szule i doc. dr hab. Magdalenie Sikorskiej za pomoc i dyskusj podczas wykonywania specjalistycznych bada petrologicznych, dr. J. drzejowi Pokorskiemu, mgr. Hubertowi Kiersnowskiemu, mgr. Pawłowi Poprawie i dr. Markowi Jasionowskiemu za pomoc w konstruowaniu wniosków i udost pnienie swoich prac. Prof. dr. hab. Stanisławowi Hałasowi i współpracownikom autorka składa wyrazy wdzi czno ci za wykonanie oznacze stosunków izotopowych w spoiwach skalnych, a dr. Piotrowi Suchowi, dr. Andrzejowi Rochewiczowi, mgr. Grzegorzowi Le niakowi i mgr. Ryszardowi Kopczy skiemu za wykonanie bada petrofizycznych.

Autorka serdecznie dzi kuje wszystkim Kole ankom 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 no ci utworów 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 Rotliegendes 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 — środowiska depozycyjne, 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 Sedymetologów — ekologiczne aspekty sedymetologii, 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 Czaplnek IG 2. W: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Czaplnek 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 gło-*

- dorów. Analiza dynamiki przeobrażeń systemów depozycyjnych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KIERSNOWSKI H., MALISZEWSKA A., 1985 — Grubookruchowe osady czerwonego sp gowca w rejonie siewiersko-olkuskim w świetle nowych badań. *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. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUBERSKA M., 1993 — Petrografia osadów czerwonego sp gowca w „zatoce” Bieunia (rejon Płocka). *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **49**: 99–100.
- KUBERSKA M., 1994 — Opracowanie petrograficzne osadów czerwonego sp gowca w strefie Koszalin–Chojnice. Centr. Arch. Geol. Państw. 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 diagenetyczne 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 własności kolektorskie osadów czerwonego sp gowca w kujawsko-pomorskim segmencie strefy T–T (Budziszewice–Szczecinek). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KUBERSKA M., 1999a — Główne procesy diagenetyczne w osadach czerwonego sp gowca rejonu Budziszewice–Szczecinka oraz ich wpływ na własności petrofizyczne. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **55**, 7: 38–39.
- KUBERSKA M., 1999b — Spoiwa w glaukonalnych skałach 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, Karlovy Vary.
- KUBERSKA M., 2001 — Spoiwa ilaste piaskowców czerwonego sp gowca w kujawsko-pomorskim segmencie bruzdy łódzkiej. *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., PYŁKAPITA 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 permokarbonem 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 przed-sudeckiej. 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 south-western 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.
- RADLICZ 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:

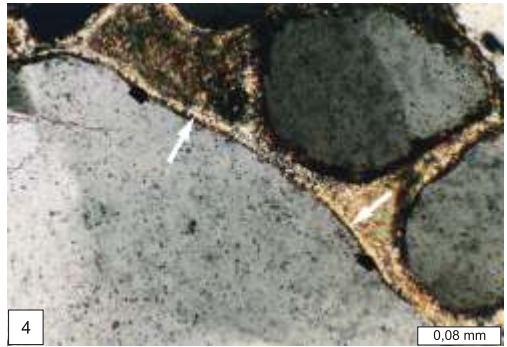
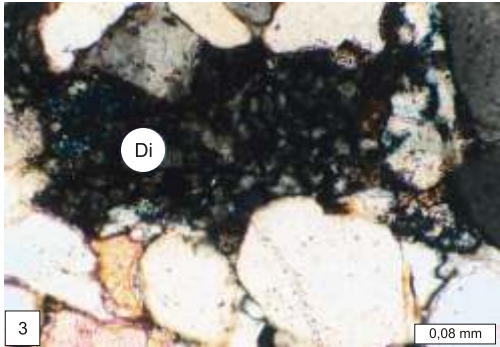
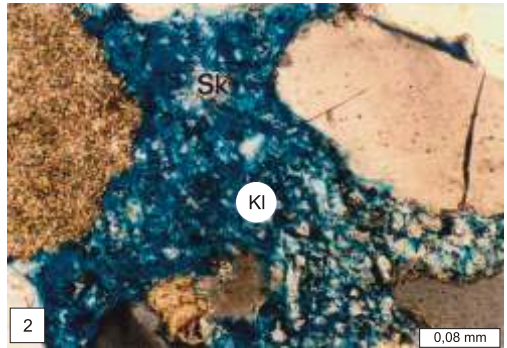
- processes which maintain porosity: development of overgrowth cement on detrital grains,
- processes which destroy primary porosity: mainly early diagenetic calcite, anhydrite and authigenic quartz cementation,
- processes that create secondary porosity, associated mostly with dissolution whose effects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

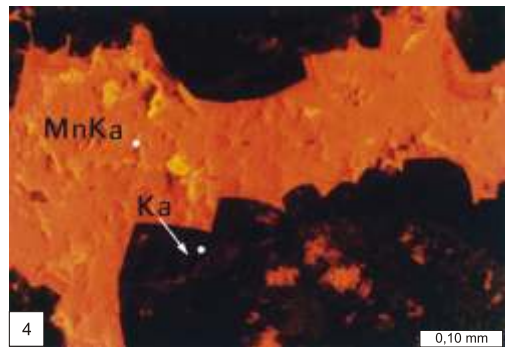
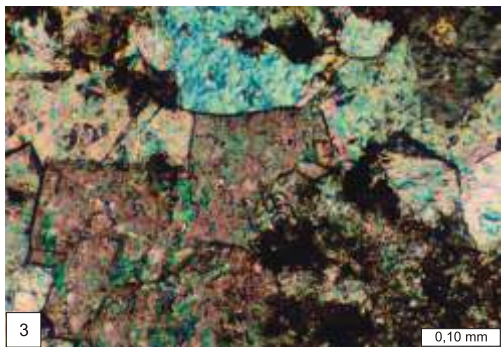
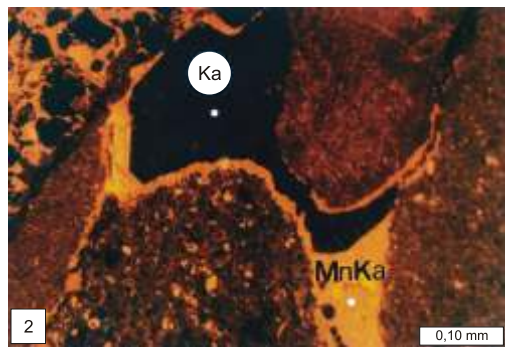
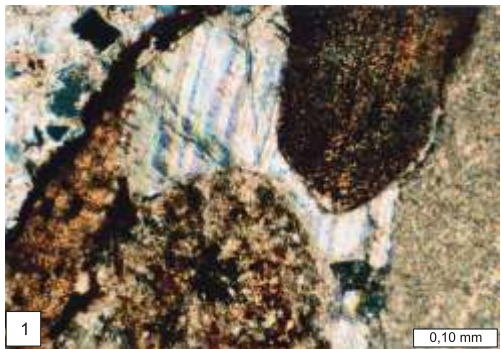
#### TABLICA I

- Fig. 1. Obwódki chlorytowe otaczające ziarna detrytyczne; widoczna porowatość międzykrystaliczna (niebieska barwa); próbka impregnowana niebiesko zabarwionym żywicy; 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 żywicy; 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 porów 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

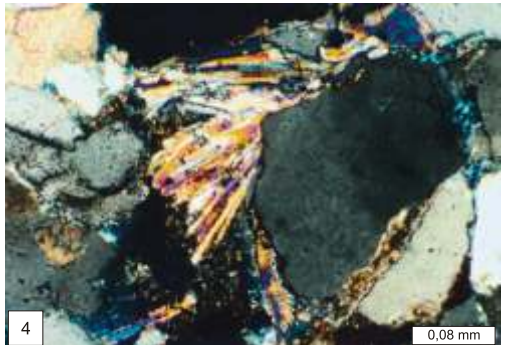
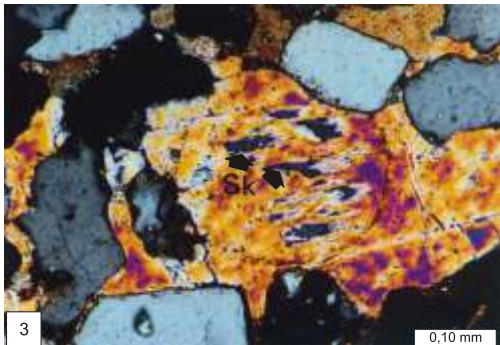
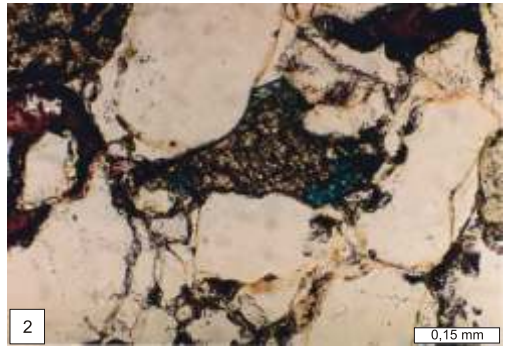
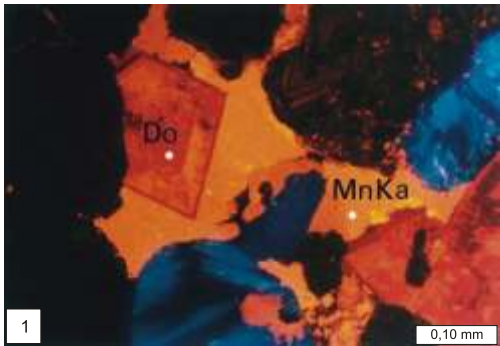
- Fig. 1. Spoiwo kalcytowe w zlepiecu; otwór wiert. Czaplinek IG 1, gł. b. 4616,9 m; nikole skrzyżowane  
Calcite cement in conglomerate; Czaplinek IG 1 borehole, depth 4616.9 m; crossed nicols
- Fig. 2. Obraz w CL fragmentu zlepieca z figury 1; Ka — czysty kalcyt, MnKa — Mn-kalcyt  
CL image of a fragment 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

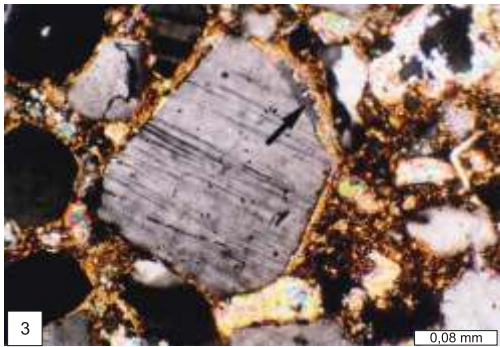
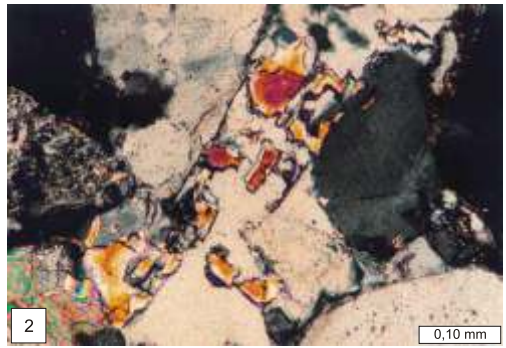
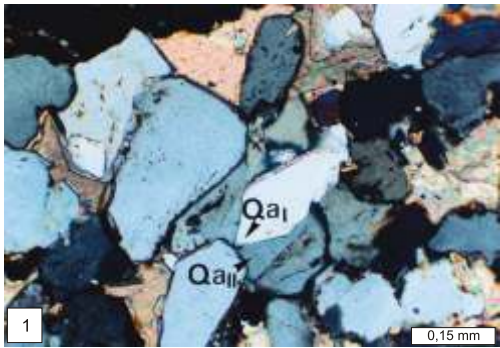
- Fig. 1. Fragment arenitu sublitycznego; obraz w CL; widoczny romboedr dolomitu (Do) w obrębie spoiwa kalcytowego (MnKa); otwór wiert. Unisław 4, gł b. 4659,8 m  
Fragment of sublithic arenite; CL image; rhombohedral dolomite crystal (Do) is visible in calcite cement (MnKa); Unisław 4 borehole, depth 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





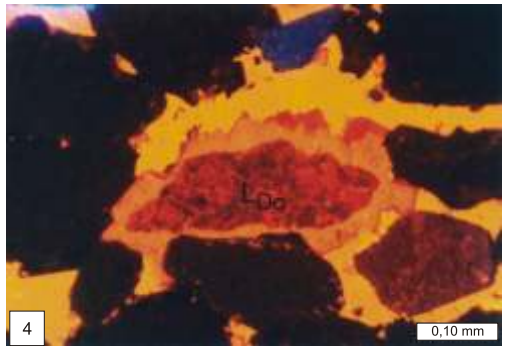
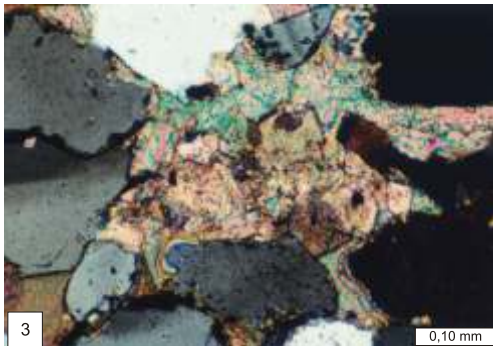
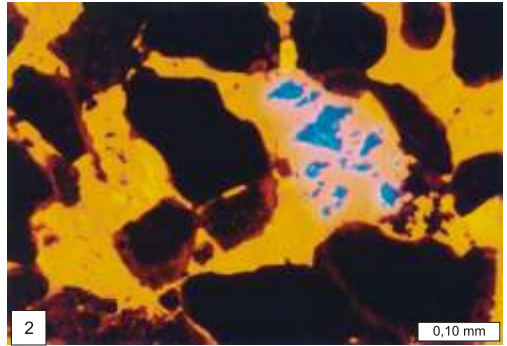
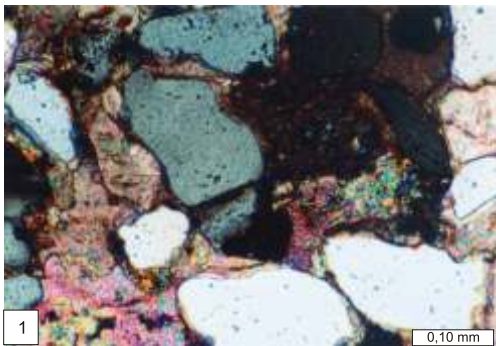
TABLICA IV

- 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



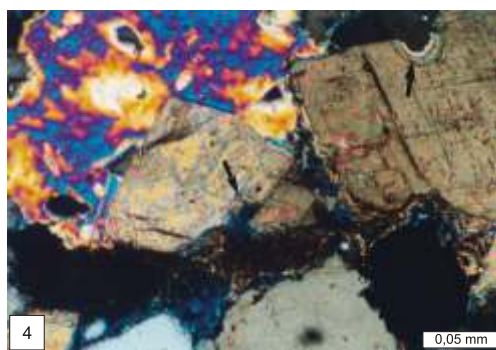
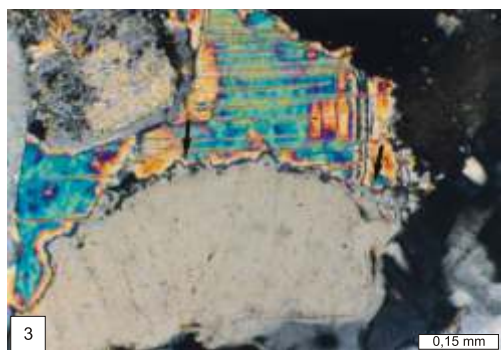
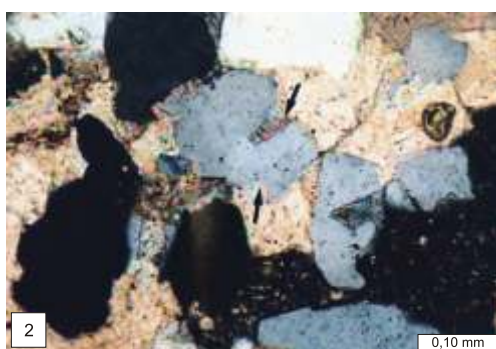
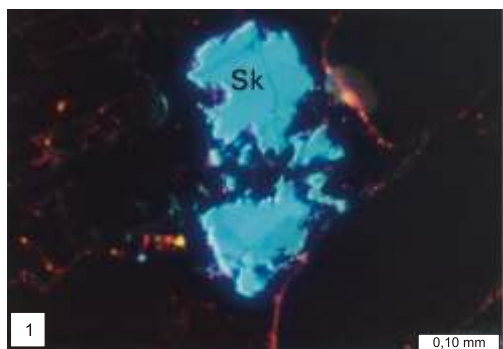
#### TABLICA V

- 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 śladami 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 międzykrystaliczną (niebieska barwa) widoczne w przestrzeni porowej; próbka impregnowana niebiesko zabarwionym żywikiem; 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



