

MAREK MUSZYŃSKI, WANDA RYDZEWSKA

Biuro Geologiczne – Geonafta, Warszawa

**ZMIANY DIAGENETYCZNE W OSADACH SAKSONU  
ŚRODKOWEJ CZĘŚCI MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ  
I ICH WPLYW NA WŁASNOŚCI ZBIORNIKOWE**

UKD 551.736.1:553.98.061.4(438 – 14)

Badania petrograficzne przeprowadzone w osadach saksonu miały za zadanie prześledzenie zmian diagenetycznych i wpływu ich na własności zbiornikowe. Badany obszar jest ograniczony otworami Gołuchów–Antonin na wschodzie i otworem Wilków-1 na zachodzie. Północną granicę stanowi południowo-wschodnia część wyniesienia wolsztyńskiego, południową zaś – blok przedsudecki.

Osady saksonu są reprezentowane przez różnoziarniste piaszkowce z przewarstwieniami zlepieńców oraz wkładkami mułowców i ilowców. Piaszkowce, według klasyfikacji R.L. Dotta (2), należą głównie do wak litycznych, rzadziej do wak arkozowych i subarkoz oraz arenitów sublitycznych i litycznych. W skład mineralny piaszkowców wchodzi głównie kwarc, a w podrzędnych ilościach – okruchy skał (wulkanicznych, osadowych, metamorficznych),

skalenie, a sporadycznie glaukonit, łyszczyki i minerały ciężkie. Masę cementującą stanowi spoiwo ilaste, ilasto-żelaziste i węglanowe. Mniejszy udział ma spoiwo kwarcowe i siarczanowe. W postaci cienkich otoczek na ziarnach detrytu występują tlenki żelaza. Analizy rentgenostrukturalne wykazały ponadto obecność halitu i sylwinu w spoiwie. W wakach obserwuje się spoiwo porowe, a miejscami bazalne. Natomiast w arenitach przeważa spoiwo typu kontaktowego i kontaktowo-porowego. Szczegółowy opis petrograficzny osadów czerwonego spągowca znajduje się w opracowaniach archiwalnych BG Geonafta (6).

Zastosowanie kompleksowej analizy petrograficznej do badania osadów saksonu przyczyniło się nie tylko do poznania składu mineralnego, struktury, wzajemnych stosunków i form przeobrażeń zachodzących między ziarnami,

nami detrytycznymi a spoiwem, ale również do identyfikacji i genezy minerałów ilastych.

Na podstawie przeprowadzonych badań petrograficznych dokonano podziału saksonu na dwie części różniące się między sobą wykształceniem litologicznym, ilością i rodzajem spoiwa oraz składem mineralnym. Część dolna (ryc. 1) obejmuje kompleksy petrograficzne B i C, a górna (ryc. 2) składa się z kompleksów petrograficznych D i E<sub>2</sub> (1).

W osadach zaliczonych do dolnej części saksonu (kompleksy B i C) procesy diagenetyczne zachodziły z większą intensywnością niż w części górnej (kompleksy D i E<sub>2</sub>).

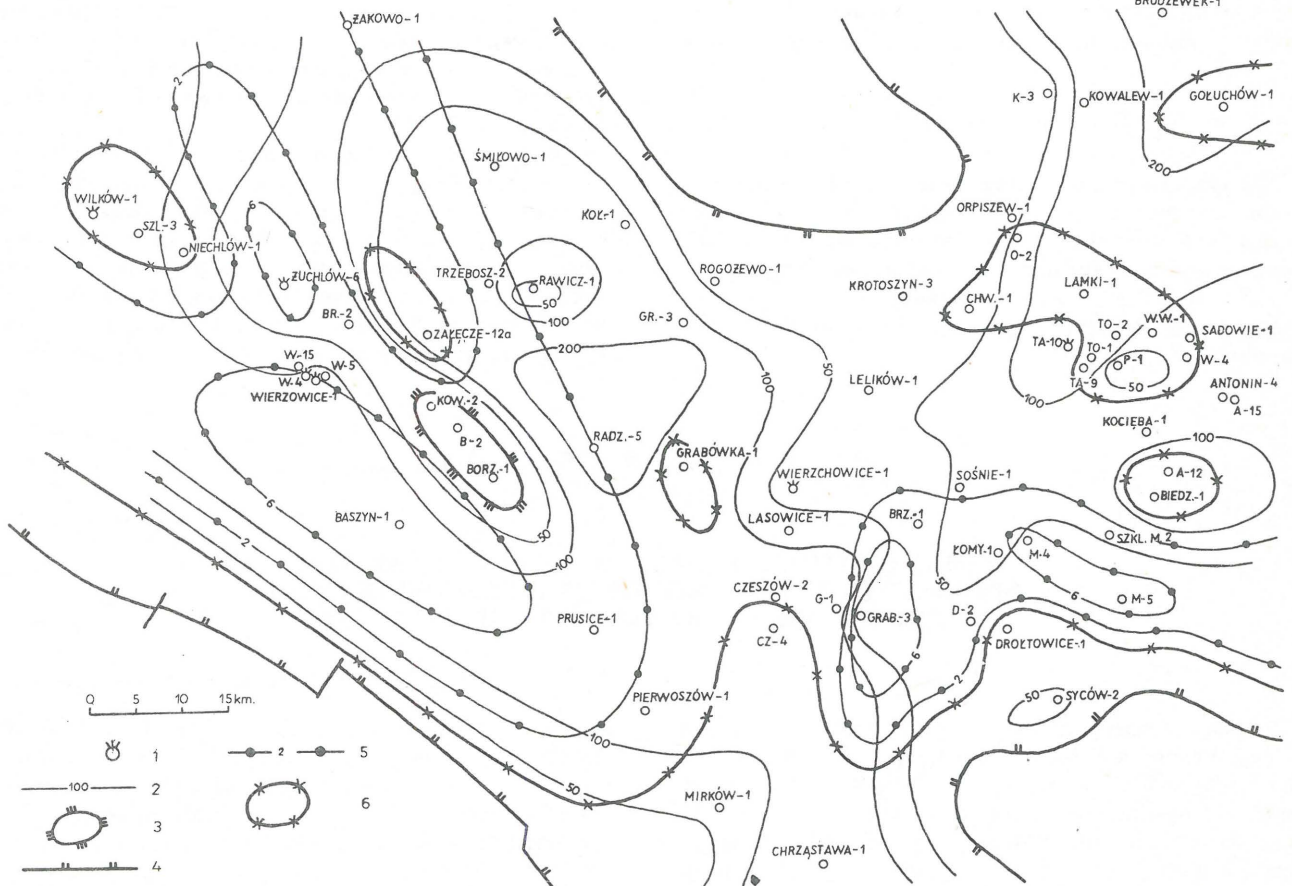
Procesy przeobrażeń zachodziły zarówno w stadium gromadzenia się osadów, jak i później w skonsolidowanym już osadzie. Wśród składników detrytycznych procesom tym najwcześniej ulegają skalenie (ryc. 3.1). Można tu wyróżnić dwa kierunki przeobrażeń. Jeden prowadzi do bezpośredniej transformacji w kaolinit lub inne minerały wtórne, drugi związany jest z rozpuszczeniem i uwolnieniem składników oraz tworzy bazę do powstania minerałów autogenicznych krystalizujących z roztworów porowych. W obydwu tych wypadkach następuje znaczne zwiększenie porowatości.

Mało odporne na zmiany diagenetyczne są okruchy skał tufogenicznych, szkliva wulkanicznego, łuszczyków.

Produkty ich rozkładu stanowią podstawę dla krystalizacji krzemianów warstwowych wchodzących w skład spoiwa ilastego.

Ze zmienną intensywnością w różnych etapach diagenety zachodziły w spoiwie procesy illityzacji, chloryzacji, kaolinityzacji, sylifikacji i karbonatyzacji, mające dość istotny wpływ na własności zbiornikowe osadów saksonu. Najbardziej rozpowszechniony jest tu proces illityzacji, który przebiegał w dwóch kierunkach. W jednym następowała illityzacja materiału detrytycznego, w drugim w spoiwie powstawał illit autogeniczny.

Badania w skaningowym mikroskopie elektronowym wykazały obecność dwóch odmian illitu różniących się zasadniczo morfologią. Jedna to illit allogeniczny tworzący zwykle blaszki o izometrycznych kształtach i nieregularnych krawędziach, które plastycznie zdeformowane szczerlnie wypełniają przestrzeń porową. Drugą formę stanowi autogeniczny illit neomorficzny wykształcony w postaci cienkich kłaczkatych włókienek, które czasami tworzą połączenia między składnikami mineralnymi (ryc. 3.3) lub w znacznym stopniu wypełniają przestrzeń międzyziarnową. W końcowym etapie procesu diagenety powstają komórkowe struktury utworzone z dużych ząbających się blaszek illitu (7). Osady, w których spotykany jest taki typ spoiwa wykazują znikomą przepuszczalność.



Ryc. 1. Mapa miąższości i zawartości spoiwa kaolinitowego kompleksów petrograficznych B+C w osadach saksonu środkowej części monokliny przedsudeckiej

1 – otwory z przemysłowym przyływem gazu ziemnego, 2 – izopachyty kompleksów petrograficznych B+C, 3 – obszar braku kompleksów petrograficznych B+C, 4 – zasięg występowania osadów saksonu, 5 – izoliny procentowej zawartości spoiwa kaolinitowego, 6 – obszar braku spoiwa

Fig. 1. Map of thickness and content of kaolinite cement for petrographic complexes B+C (Saxonian) in central part of the Fore-Sudetic Monocline

1 – boreholes with commercial outflow of gas, 2 – isopachs of petrographic complexes B+C, 3 – area of the lack of petrographic complexes B+C, 4 – extent of Saxonian, 5 – isolines of content of kaolinite cement (in per cent), 6 – area where the cement is missing

Istnienie kilku form illitu różniących się między sobą morfologią i składem chemicznym potwierdziły również badania w transmisyjnym mikroskopie elektronowym. Najczęściej spotykane są blaszki o niezbyt regularnych izometrycznych kształtach, na obrzeżeniach których występują niekiedy obwódki kolomorfiniczne świadczące o przekształceniu illitu w minerały mieszano-pakietowe z grupy smektytu. Obecność minerałów typu illit/smektyt stwierdzono badaniami rentgenostrukturalnymi. Inną rzadziej obserwowaną odmianę stanowią wydłużone formy mogące być odpowiednikiem włóknistego illitu obserwowanego w mikroskopie skaningowym.

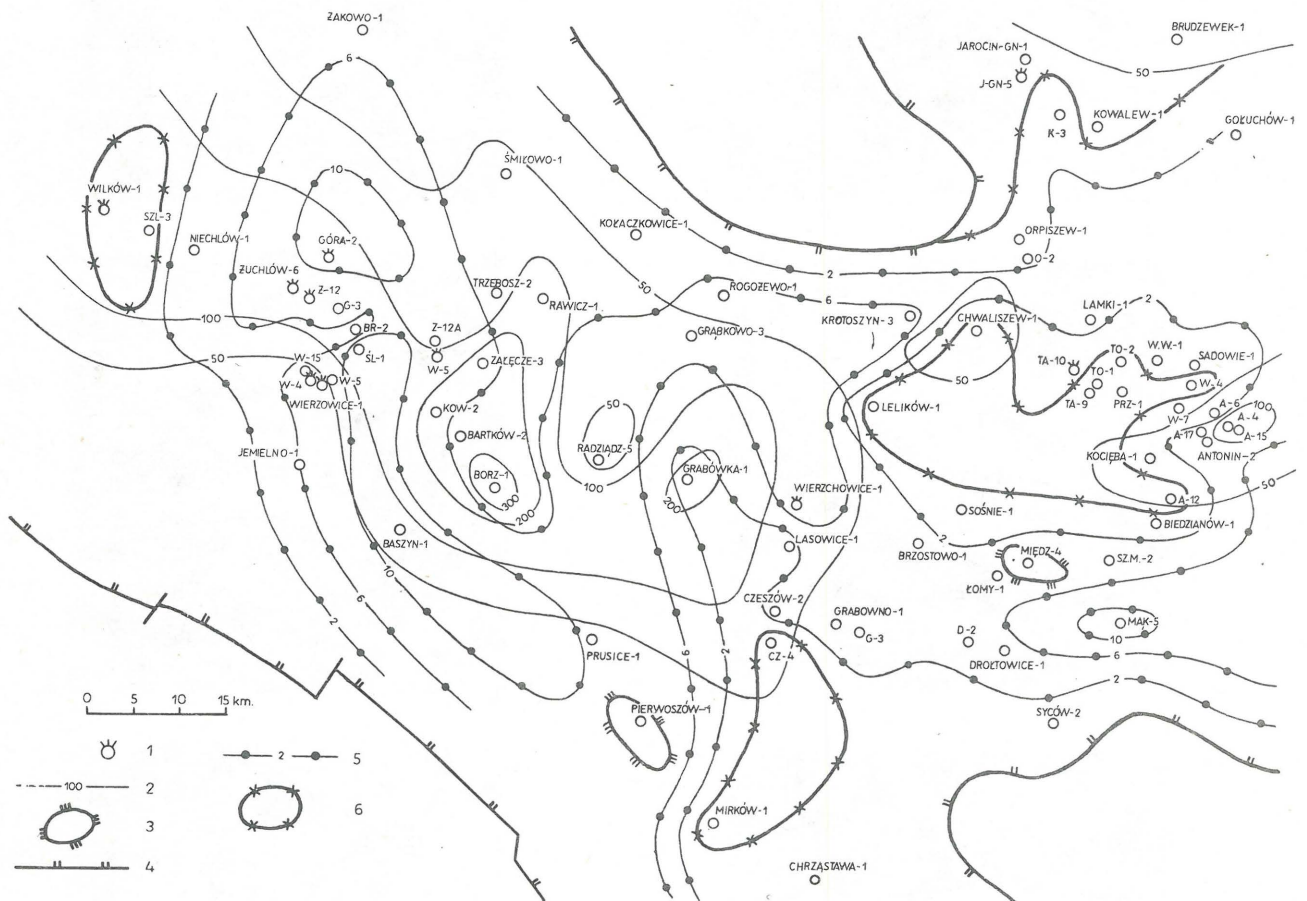
Czasami z illitem współwystępują chloryty tworzące na ziarnach otoczki zbudowane z blaszek prostopadle zorientowanych do ziarn detrytu lub wchodzące w skład spoiwa porowego. Współwystępowanie chlorytu i illitu wskazuje na ich niekiedy równoczesną krystalizację (3).

Chloryty w przeciwieństwie do illitu mają pozytywny wpływ na własności zbiornikowe, ponieważ chlorytyzacja jest procesem wstępnym do procesu kaolinizacji, który przyczynia się do zwiększenia porowatości skał (4).

W badanych osadach stwierdzono występowanie chlorytów żelazowych i żelazowo-magnezowych różniących się między sobą kształtem. Chloryty silnie żelazowe, tworzące

blaszki o zarysach prostokątnych, są typowe dla osadów o niezbyt wysokim przeobrażeniu (8). Bardziej rozpozszechnione w osadach saksonu są autogeniczne blaszki chlorytów żelazowo-magnezowych o zarysach sześciobocznych. Chloryty w spoiwie mogą się układać w różny sposób i w zależności od ich ułożenia mamy do czynienia albo z otoczkowym typem spoiwa, gdy blaszki układają się stycznie do ziarn, albo porowym, gdy tworzą się agregaty o różnie zorientowanych blaszkach. Ten ostatni typ spoiwa powstaje wskutek zaawansowania procesu chlorytyzacji. Tak specyficzne ułożenie blaszek w przestrzeniach porowych pozwala na migrację ewentualnych mediów złożowych (6).

Kaolinit w przestrzeniach porowych tworzy charakterystyczne zrosty „robaczkowe” lekko wydłużonych skupień, zbudowanych z książeczkowo ułożonych i dobrze wykształconych pseudoheksagonalnych blaszek (ryc. 3.4). Obok dużych, dobrze uformowanych blaszek o wysokim stopniu krystaliczności, spotyka się gorzej wykształcone drobnoblaszkowe agregaty. Można przypuszczać, że są to dwie generacje kaolinitu (ryc. 3.5). Agregaty prawidłowo wykształconych blaszek powstały prawdopodobnie z roztworów porowych w czasie, gdy w osadzie było jeszcze dosyć miejsca na utworzenie się większych blaszek kaolinitu



Ryc. 2. Mapa miąższości i zawartości spoiwa kaolinitowego kompleksów petrograficznych  $D+E_2$  w osadach saksonu środkowej części monokliny przedsudeckiej

1 – otwory z przemysłowym przypiływem gazu ziemnego, 2 – izopachyty kompleksów petrograficznych  $D+E_2$ , 3 – obszar braku kompleksów petrograficznych  $D+E_2$ , 4 – zasięg występowania osadów saksonu, 5 – izolinie procentowej zawartości spoiwa kaolinitowego, 6 – obszar braku spoiwa kaolinitowego

Fig. 2. Map of thickness and content of kaolinite cement for petrographic complexes  $D+E_2$  (Saxonian) in central part of the Fore-Sudetic Monocline

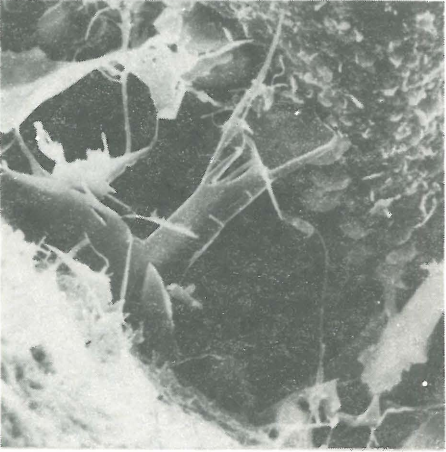
1 – boreholes with commercial outflow of gas, 2 – isopachs of petrographic complexes  $D+E_2$ , 3 – area of the lack of petrographic complexes  $D+E_2$ , 4 – extent of Saxonian, 5 – isolines of content of kaolinite cement (in per cent), 6 – area where the cement is missing



1



2



3



4



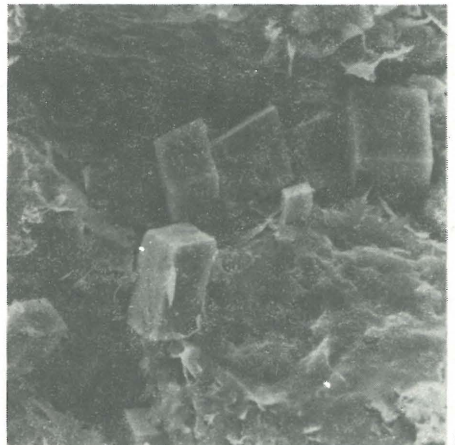
5



6



7



8

nit. Druga drobniejsza, gorzej wykształcona odmiana tworzyła się w mniej sprzyjających warunkach, wypełniając znacznie później pozostałe wolne przestrzenie międzyziarnowe (8).

Inną odmianę stanowi kaolinit transformacyjny, tworzący wieloelementowe skupienia zbudowane ze zwartych i zazębiających się ze sobą agregatów, które bardzo wyraźnie wyodrębniają się z otaczającego tła skalnego. Można przypuszczać, że materiałem wyjściowym dla tego typu kaolinitu były łyszczki lub skalenie (5, 7).

Wskutek braku stabilności środowiska w głębszych partiach osadów wokół „książeczkowych” skupień kaolinitu pojawiają się drobne płatki i piórka illitu zapoczątkowujące proces przeobrażenia kaolinitu w illit. Zarówno przy powstawaniu zeolitów kosztem szkliwa wulkanicznego, transformacji kaolinit-illit, czy transformacji skalenie-kaolinit, jak również w wyniku rozpuszczania ziarn detrytycznych, w warunkach podwyższonego ciśnienia i temperatury, uwolniona zostaje pewna ilość krzemionki. Obecna w osadzie krzemionka nie związana w strukturach nowo powstałych minerałów krystalizowała w postaci różnych form. Do najwcześniejszej powstałych form należą kryształy kwarcu budujące szkielet kwarcowy w osadzie, który w późniejszych etapach diagenetyki ulegał rozpuszczaniu, korodowaniu, a także regeneracji. W miarę nasilania się procesów diagenetycznych następowała dalsza krystalizacja kwarcu w formie przerostów kwarcowych i obwódek regeneracyjnych.

Największą przeszkodą w powstawaniu przerostów i obwódek regeneracyjnych jest obecność pierwotnego spoiwa typu matrix oraz występowanie otoczek ilastych i ilasto-żelazistych na ziarnach detrytu. W takich wypadkach następuje zahamowanie bądź fragmentaryczny rozwój przerostów kwarcowych, a krystalizacja kwarcu odbywa się w kierunku wolnych przestrzeni porowych (ryc. 3.6), niekiedy aż do całkowitego ich wypełnienia. W osadach tych proces wczesnej sylikfikacji doprowadził do znacznej redukcji porowatości i przepuszczalności. Ostatnią formą wykształcenia kwarcu są pojedyncze automorficzne kryształy, których występowanie należy wiązać z lokalnymi czynnikami, bądź – jak to sugeruje A. Rochewicz (7, 8) – z początkowymi etapami migracji węglowodorów.

Proces sylikfikacji w badanych osadach przebiegał wieloetapowo, czego dowodem jest współwystępowanie różnych generacji kwarcu. Proces rekrystalizacji kwarcu prowadzi do zmniejszenia porowatości i częściowej redukcji przepuszczalności. Wpływ tego procesu zależy od stopnia jego zaawansowania i składu mineralnego osadu. Z przeprowadzonych obserwacji na skaningowym mikroskopie elektronowym można sądzić, że regeneracja kwarcu zachodziła przed wykrystalizowaniem autogenicznego kaolinitu, czego dowodem są ślady korozji na powierzchni przerostów kwarcowych, spowodowane wzrostem blaszek kaolinitu.

Proces karbonatyzacji w osadach saksonu zachodził z różną intensywnością. Węglany, jak wiadomo, powstają we wszystkich stadiach litogenezy, a więc trudno niekiedy określić ich pochodzenie (4). Występują one tu w kilku formach i są reprezentowane głównie przez kalcyt i dolomit, a niewielkie ilości syderytu i ankerytu stwierdzono badaniami rentgenostrukturalnymi. Najczęściej spotykana zwarta sparytowa masa kalcytu szczelnie wypełnia przestrzeń porową powodując (ryc. 3.7) znaczną, a niekiedy całkowitą redukcję porowatości i przepuszczalności skał. Inną formą węglanów są duże automorficzne kryształy wypełniające środkowe części por lub zabudowujące połączenia między porami. Najpóźniejszą generację węglanów stanowią drobne automorficzne kryształy (ryc. 3.8) kalcytu czy dolomitu o pokroju romboedrycznym, luźno rozrzucone w obrębie spoiwa i na powierzchni ziarn detrytycznych. Obecność tego typu węglanów nie ma większego wpływu na własności zbiornikowe.

Obecne w spoiwie siarczany, głównie anhydryt, rzadziej baryt i gips, spotykane są w całym profilu saksonu w niewielkich niekiedy śladowych ilościach. W partiach stropowych profilów występują one w postaci krystalicznej masy lub w formie tabliczek. W spągowych partiach saksonu wypełniają one szczeliny i pory, a niekiedy tworzą punktowe skupienia. Sposób występowania siarczanów świadczy o wytrącaniu się ich razem z węglanami z zasolonych roztworów infiltrujących z nadległych poziomów cechsztynu.

Minerały solne wykształcone w postaci automorficznych kryształów zabudowują pozostałe przestrzenie międzyziarnowe, kończąc jak gdyby proces wypełniania wolnych por minerałami epigenetycznymi. Ze względu na łatwość rozpuszczania soli może lokalnie dojść do powstania wtórnej porowatości.

Sumując należy stwierdzić, że charakter procesów diagenetycznych w osadach saksonu zależy od ich pierwotnego składu mineralnego, a szczególnie od ilości i rodzaju spoiwa. Zawartość całkowitej ilości spoiwa oraz ilości spoiwa ilastego i ilasto-żelazistego wzrasta ku południowemu brzegowi basenu permskiego, jak też na północ w stronę wyniesienia wolsztyńskiego. W tych samych kierunkach następuje również nasilenie procesów diage-

Ryc. 3

1. Drołtówice 2 głęb. 1712,5–1718,5, sk. II, pow. 480 ×. Skałek ulegający procesowi rozpuszczania.
2. Żuchłów 12 głęb. 1437–1454, sk. I, pow. 400 ×. Illit tworzący otoczki na ziarnach detrytu.
3. Łomy 1 głęb. 1645–1651, sk. V, pow. 1500 ×. Illit tworzący pomosty między ziarnami detrytycznymi.
4. Żuchłów 12 głęb. 1437–1454, sk. I, pow. 1600 ×. Kaolinit postaci dobrze wykształconych pseudoheksagonalnych blaszek.
5. Wierzowice 3 głęb. 1500–1506, sk. V, pow. 600 ×. Dwie generacje kaolinitu: duże dobrze wykształcone blaszki oraz agregaty drobnoblaszkowe.
6. Wierzowice 1 głęb. 1309–1327, sk. XV, pow. 860 ×. Kryształy autogenicznego kwarcu wzrastające w kierunku wolnych przestrzeni porowych.
7. Wierzowice 1 głęb. 1291–1309, sk. XVI, pow. 440 ×. Sparytowe węglany szczelnie wypełniające przestrzeń porową.
8. Wierzowice 1 głęb. 1273–1291, sk. III, pow. 660 ×. Drobne automorficzne kryształy węglanów

Fig. 3

1. Borehole Drołtówice 2, depth 1712,5–1718,5, box II, × 480. Feldspar affected by solution processes.
2. Borehole Żuchłów 12, depth 1437–1454, box I, × 400. Detrital grains with coatings formed of illite.
3. Borehole Łomy 1, depth 1645–1651, box V, × 1500. Illite forming bridges between detrital grains.
4. Borehole Żuchłów 12, depth 1437–1454, box I, × 1600. Kaolinite represented by well-developed pseudo-hexagonal plates.
5. Borehole Wierzowice 3, depth 1500–1506 m, box V, × 600. Two generations of kaolinite: large, well-developed plates and aggregates of fine plates.
6. Borehole Wierzowice 1, depth 1309–1327 m, box XV, × 860. Authigenic quartz crystals growing towards free pore spaces.
7. Borehole Wierzowice 1, depth 1291–1309, box XVI, × 440. Sparry carbonates tightly infilling pore space.
8. Borehole Wierzowice 1, depth 1273–1291, box III, × 660. Small automorphic crystals of carbonates

netycznych, co powoduje pogorszenie własności zbiornikowych.

W omawianym obszarze można wydzielić część wschodnią i zachodnią, które różnią się między sobą wykształceniem litologicznym, miąższością osadów oraz procentową zawartością poszczególnych rodzajów spoiwa.

Otwory z przemysłowym przypiływem gazu ziemnego występują w środkowej strefie obszaru ciągnącego się ze wschodu na zachód i zlokalizowane są w górnej części saksonu, gdzie wpływ zmian diagenetycznych nie jest duży.

#### L I T E R A T U R A

1. Bojarska J., Czerwonka A. et al. — Opracowanie wyników badań litologicznych utworów czerwonego spągowca z uwzględnieniem wypływających z nich kryteriów gazonośności w rejonie Poznania. Arch. BG Geonafta 1977.
2. Dott R.L. Jr. — Wacke graywacke and matrix — what approach to immature sandstone classification? J. Sed. Petrol. 1964 vol. 34.
3. Glennie K.W., Mudd G.C., Nagtegaal P.J.C. — Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegendes sandstones in Leman Bank and sole pit areas of the UK Southern North Sea. Jour. Geol. Soc. 1978 vol. 135 part. 1.
4. Lebediew W.A. et al. — Wlijanije epigeneticheskich procesow na parametry kollektorow i pokryszek w mezozojskich otlożenijach Zapadno-Sibirskoj nizmiennosti. Trudy Leningrad 1976 wypusk 361.
5. Łabęcki J. — Badania wpływu diagenety na zmianę własności zbiornikowych utworów karbonu lubelskiego (praca metodyczna). Arch. BG Geonafta 1982.
6. Muszyński M., Rydzewska W. — Zmiany dia- i epigenetyczne oraz ich wpływ na własności zbiornikowe utworów czerwonego spągowca (saksonu) w środkowej części monokliny przedsudeckiej. Ibidem 1985.
7. Rochewicz A. — Sprawozdanie z badań próbek skał karbońskich z otworu Dęblin 10. Ibidem 1981.

8. Rochewicz A., Bakun N. — Minerale wtórne w piaskowcach czerwonego spągowca na obszarze zachodniej Polski. Arch. Miner. 1980 z. 2.

#### S U M M A R Y

Processes of diagenesis of Saxonian rocks took place in several stages. The first of these stages was connected with changes of the least resistant minerals such as feldspars and micas. Illitization, the process most active at that stage, resulted in origin of a few varieties of illites. The mineral is accompanied by iron and iron-magnesium chlorites. The process of kaolinitization was also important, leading to origin of a few varieties of kaolinite. The processes of silification and carbonatization were taking place at all the stages of lithogenesis of Saxonian rocks.

The effects of individual processes on reservoir properties of Saxonian rocks should be treated as a net result of original composition of these rocks, physico-chemical conditions, and advancement of diagenetic changes.

#### Р Е З Ю М Е

Диagenетические процессы в саксонских отложениях происходили многоэтапно. В начальном этапе изменениям подвергались меньше всех устойчивые минералы, такие как полевые шпаты, слюды. Среди происходящих процессов самым частым является процесс иллитизации, в результате которого образуется несколько модификаций иллита. Вместе с иллитом находятся хлориты железа и железо-магниевого хлориты. Большое значение имеет также процесс каолинитизации, которой привёл к образованию нескольких модификаций каолинита. Процессы силификации и карбонитизации происходили в саксонских отложениях во всех стадиях литогенеза.

Влияние отдельных процессов на коллекторские свойства является равнодействующей первичного состава отложений, физико-химических условий, а также степени развития диagenетических изменений.