

Anorogeniczne piaskowce karbonu z północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

Leszek Krzemiński*

Rozpoznano płytkomorski charakter piaskowców wulkanoklastycznych i ich przynależność do domeny epikontynentalnych basenów perykratonicznych platformy wschodnioeuropejskiej. Analiza petrofacjalna oparta na modelu Dickinsona niewłaściwie identyfikuje środowisko tektoniczne ich obszaru źródłowego jako łuk magmowy. Diagramy geochemiczne oparte na pierwiastkach niemobilnych (Al, Ti, Zr, Nb) wskazują, że głównymi skałami źródłowymi były trachity i alkaliczne ryolity o bardzo wyraźnym pokrewieństwie z peralkalicznymi seriami wulkanicznymi typowymi dla środowiska ryftów kontynentalnych. Badane piaskowce są petrograficznie bardzo podobne do turnejskich piaskowców arkozowych strefy Koszalin–Chojnice na Pomorzu Zachodnim. Zupełnie inny charakter mają osady karbonu w pobliskich otworach Radwanów IG 1 i Budziszewice IG 1, reprezentujące głębokomorską asocjację fliszową eksternidów waryscyjskich. Z tego względu front deformacji waryscyjskich w sąsiedztwie Gór Świętokrzyskich należałoby lokalizować pomiędzy Radwanowem i Budziszewicami a Studzianną i Opoczmem.

Słowa kluczowe: płytkomorskie piaskowce wulkanoklastyczne, pochodzenie detrytus, geochemia, paleośrodowisko tektoniczne, ryft kontynentalny, front waryscyjski

Leszek Krzemiński — **Anorogenic Carboniferous sandstones from the northwestern border of the Holy Cross Mountains, Central Poland.** Prz. Geol., 47: 978–986.

Summary. *Shallow-marine nature of the volcanoclastic sandstones have been recognized. This category of sandstones is exception to the relationship between provenance types and framework mode parameters in the model of Dickinson. The interpretation of an "arc" tectonic setting for the source area, based on the QFL diagram, clearly is in error. Chemically immobile elements (Al, Ti, Zr, Nb) have been used to identify the geochemical characteristic of the volcanic source rocks. Geochemical diagrams indicate that a peralkaline extrusive suite, typical for continental rift environment, with predominant trachytes and rhyolites was the major source. This suggests sediment derivation from local source area situated at the margin of the East European Craton. Studied sandstones are petrographically very similar to the Tournaisian arkosic sandstones representing clastic shelf in the Koszalin–Chojnice Zone (Western Pomerania). They have completely different character to flysch sandstones of Variscan externides from the Wielkopolska region and Moravo-Silesian Zone. Variscan front lies between Radwanów and Studzianna in the northwestern proximity of the Holy Cross Mts.*

Key words: *shallow-marine volcanoclastic sandstones, sedimentary provenance, geochemistry, tectonic setting, continental rift, Variscan front*

W usytuowanych w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich profilach wiertniczych Studzianna IG 2, Opoczno PIG 2 i Ostałów PIG 2 (ryc. 1) pod utworami permu i mezozoiku występuje nie przewiercony osadowy kompleks karboński zbudowany głównie z piaskowców, którym towarzyszą przewarstwienia mułowców i ilowców, wkładki zlepieńcowate i lokalnie cienkie wkładki wapieni biointramikrytowych. Osad jest wyraźnie zaburzony tektonicznie z upadami warstw w przedziale od 20–30° do 50–90° (Jurkiewicz, 1988; Migaszewski, 1993, 1995a, b, 1998). Badania bardzo ubogiej i źle zachowanej makroflory i spor prowizorycznie datują utwory z profilów Opoczno PIG 2 i Ostałów PIG 2 na westfal (Żakowa, 1993; Kmiecik zob. Fijałkowska & Żakowa, 1993; Migaszewski & Żakowa, 1995). Dotychczas dyskusyjna jest pozycja paleotektoniczna sekwencji karbońskiej. Pożaryski & Karnkowski (1992) włączają ją do młodszego piętra fliszowego eksternidów waryscyjskich, natomiast Dadlez i in. (1994) podając w wątpliwość fliszowy charakter osadu, sytuują profile daleko poza zasięgiem orogenu waryscyjskiego (ryc. 1), w strefie dewońsko-karbońskich basenów perykratonicznych rozwiniętych na łagodnie nachylonej krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej (por. Dadlez, 1997).

Celem opracowania było rozpoznanie proveniencji materiału okrucowego piaskowców, określenie paleośrodowiska tektonicznego ich obszarów źródłowych oraz próba ustalenia na tej podstawie, czy utwory te mają naturę

fliszową, czy też należą do domeny epikontynentalnych basenów związanych z krawędzią platformy prekambryjskiej.

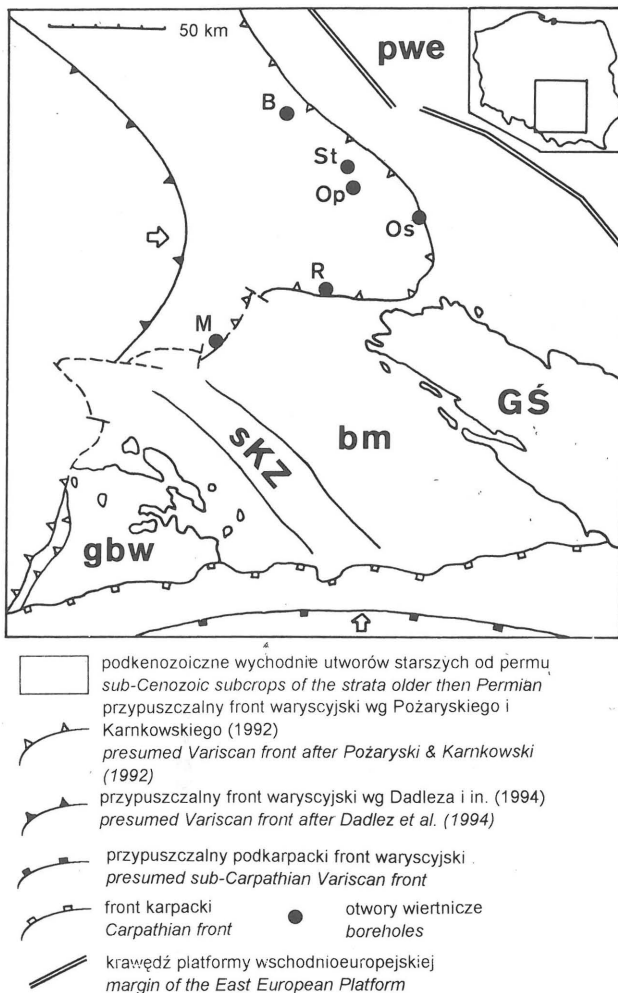
Materiał i metody badań

W wyniku równomiernego opróbowania piaskowców w trzech profilach wiertniczych zebrano kolekcję 102 próbek, z których wykonano płytki cienkie do badań mikroskopowych w świetle przechodzącym. Metodą zliczania punktów wykonano 55 analiz składu modalnego przy użyciu stolika James Swift z licznikiem elektronicznym Prior G. W każdej płytce cienkiej liczono 300–750 punktów, stosując metodę Gazzi'ego-Dickinsona, która redukuje wpływ wielkości ziarna na pierwotny skład szkieletu ziarnowego (Dickinson, 1970; Ingersoll i in., 1984). Składy modalne przeliczono na parametry ziarnowe QFL oraz podano ich wartości średnie i odchylenia standardowe dla poszczególnych otworów wiertniczych. Posłużyły one do wykreślenia wieloboków statystycznych na trójkątnym diagramie dyskryminacyjnym.

Analizę katodoluminescencyjną wykonano przy pomocy aparatury z zimną katodą CCL 8200 mk 3 na mikroskopie polaryzacyjnym. Stosowano napięcie przyspieszające 18–18,5 kV i prąd wiązki 490–650 μ A, a dokumentację fotograficzną wykonano na błonie o czułości 1600 ASA.

Skład chemiczny ciasta skalnego okruców skał wulkanicznych o strukturze szklistej lub mikrolitowej oznaczono w Zakładzie Petrologii PIG za pomocą spektrometru EDS (system Link ISIS) współpracującego z mikroskopem elektronowym Jeol JSM-35: napięcie przyspieszające 20 kV, prąd wiązki 2 nA, wiązka o średnicy ok. 1 μ m analizująca powierzchnię o średnicy 20–40 μ m. Przy takiej wielkości skanowanej powierzchni wulkanoklastów uzyskuje się najlepsze wyniki analityczne (por. Dabard i in., 1994). Wyniki mikroanaliz korygowano metodą ZAF.

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa



Ryc. 1. Szkic tektoniczny obszaru pomiędzy zewnętrzną strefą orogenu waryscyjskiego a platformą wschodnioeuropejską w rejonie Gór Świętokrzyskich (wg Dadlez et al., 1994; uproszczone). St — Studzianna IG 2; Op — Opoczno PIG 2; Os — Ostałów PIG 2; R — Radwanów IG 1; M — Milianów IG 1; B — Budziszewice IG 1; GŚ — Góry Świętokrzyskie; bm — blok małopolski; sKZ — strefa Kraków-Zawiercie; gbw — górnośląski basen węglowy; pwe — platforma wschodnioeuropejska

Fig. 1. Tectonic sketch map of the area between external zone of the Variscan orogen and the East European Platform in the Holy Cross Mts. region (after Dadlez et al., 1994; simplified). St — Studzianna IG 2; Op — Opoczno PIG 2; Os — Ostałów PIG 2; R — Radwanów IG 1; M — Milianów IG 1; B — Budziszewice IG 1; GŚ — Holy Cross Mts.; bm — Małopolska Block; sKZ — Kraków-Zawiercie tectonic zone; gbw — Upper Silesian Coal Basin; pwe — East European Platform

Skład chemiczny 15 próbek piaskowców oznaczono w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG. Pierwiastki główne i większość pierwiastków śladowych analizowano w prasowanych preparatach proszkowych metodą fluorescencji rentgenowskiej (XRF), natomiast zawartość skandu oznaczono w roztworze metodą spektrometrii emisyjnej ze wzbudzeniem plazmowym (ICP-AES).

Petrografia piaskowców

Piaskowce o składzie wak i arenitów arkozowych, przeważnie średnioziarniste i słabo wysortowane lub niewysortowane, reprezentują osad wulkanoklastyczny. Zaznacza się wyraźna przewaga skałeni nad pozostałymi składnikami szkieletu ziarnowego (tab. 1). Głównie jest to albit nie zbliżony lub z wtórnymi zbliżeniami szachownicowy-

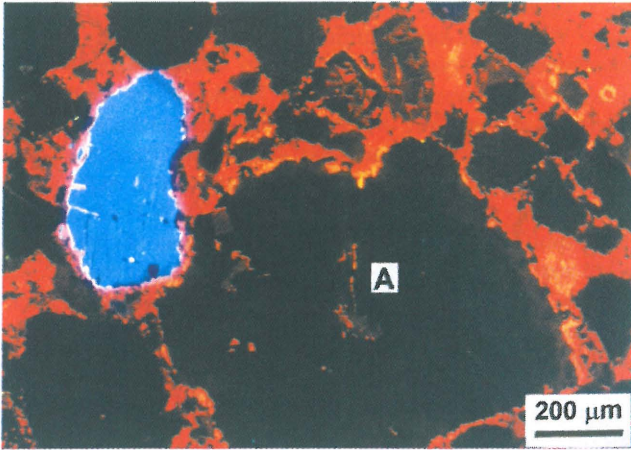
mi i charakterystycznym obfitym pigmentem hematytowym. W analizie katodoluminescencyjnej nigdy nie wykazuje świecenia (ryc. 2), co dowodzi wtórnej natury jego składu chemicznego (albityzacja). Wulkaniczna geneza tej odmiany skałeni nie budzi wątpliwości: niektóre ziarna zawierają wrostki zmienionego szkliwa wulkanicznego, a fenokryształy w okruchach skał wulkanicznych mają identyczne cechy jak ziarna detrytyczne (ryc. 3). W bardzo małej ilości spotyka się czyste, nie zawierające pigmentu hematytowego ziarna mikroklinu o pochodzeniu granitoidowym (ryc. 4), które w obrazie katodoluminescencyjnym świecą w barwach jasnoniebieskich (ryc. 2). Wśród okruchów skał zdecydowanie dominują fragmenty kwaśnych i pośrednich skał wulkanicznych reprezentujących ryolity z fenokryształami kwarcu i albitu (ryc. 5) oraz trachity z mikrolitowym, szklistym lub holokrystalicznym ciastem skalnym (ryc. 6), z przejściami do hipabisalnych mikrosyenitów. Rzadkie są maficzne odmiany trachitów z hyalopilitowym, wtórnie zhematytowanym ciastem skalnym (ryc. 3). Sporadycznie spotyka się okruchy zasadowych i pośrednich skał, ze schlorytowanym ciastem skalnym bogatym w plagioklaz, świecący na zielono w obrazie katodoluminescencyjnym.

Mikroskopową identyfikację typów skał wulkanicznych tworzących okruchy w piaskowcach potwierdziły analizy mikrosondowe składu chemicznego ich ciasta skalnego. Na standardowym diagramie klasyfikacyjnym TAS punkty projekcyjne analiz tworzą dwie populacje: (1) odpowiadającą składowi trachitu/trachyandezytu oraz (2) wtórnie zsylikowanych ryolitów lokujących się poza zakresem składu skał magmowych (ryc. 7). Nawet wyraźnie maficzne fragmenty o mikrolitowej strukturze listewkowej nie mają składu zasadowego, charakteryzując się względnym ubóstwem żelaza (maksymalnie 6,69% wag. FeO) i magnezu (maksymalnie 1,06% wag. MgO).

Fragmenty drobno- i średnioziarnistych granitoidów, obecne w niewielkiej ilości w otworach Studzianna IG 2 i Ostałów PIG 2 (ryc. 3), zupełnie nie występują w profilu Opoczno PIG 2, gdzie brak również ziarn mikroklinu. Bardzo rzadkie są okruchy arenitów kwarcowych i ciemnych ilowców, natomiast spopolite są fragmenty sparytowych i mikrytowych skał węglanowych, często w znacznym stopniu zsylikowane i sfeldspatyzowane, oraz związane z nimi węglanowo-hematytowe szczątki szkarłupni. Zwraca uwagę brak okruchów skał metamorficznych typu tektonitów kwarcowo-fylokrzemianowych oraz osadowych skał krzemionkowych.

Prawdopodobnie zdecydowana większość ziarn kwarcu, podobnie jak skałeni, ma pochodzenie wulkaniczne. Charakteryzują się one spokojnym wygaszaniem światła, ciemnognatową barwą w obrazie katodoluminescencyjnym oraz obecnością zatok korozyjnych i inkluzji szkliwa. Bardzo nieliczne są detrytyczne krzemiany warstwowe w postaci jasnego łyszczyku, odbarwionego biotytu i chlorytu. Minerale ciężkie są skąpo reprezentowane przez cyrkon, apatyty, turmalin, ilmenit przechodzący w leukoksen oraz rutyl. W profilu Ostałów PIG 2 zanotowano także pojedyncze ziarna spinelu chromowego. Bardzo spopolite anataz oraz lokalnie obfity piryty mają naturę minerałów diagenetycznych, podobnie jak agregatowy glaukonit i spotykany w otworze Studzianna IG 2 sfaleryt.

Charakterystycznym, choć ilościowo podrzędnym, składnikiem piaskowców są pierwotnie węglanowe i węglanowo-szamozytowe ooidy, które w znacznym stopniu uległy przemianom diagenetycznym. Oprócz dolomityzacji najpospolitsza była sylikifikacja, która niejednokrotnie doprowadziła do niemal całkowitego zastąpienia węglanów przez agregat



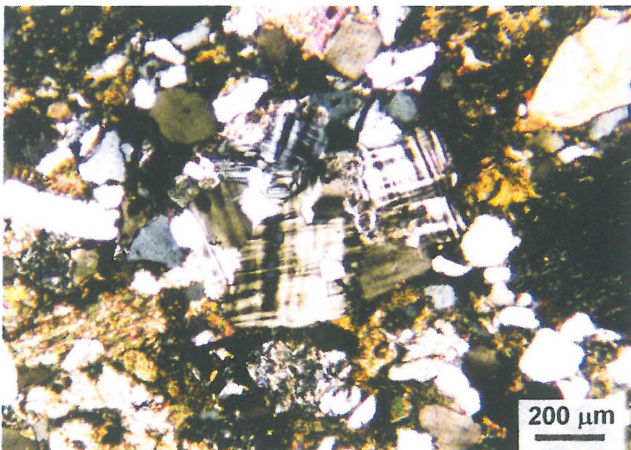
Ryc. 2. Ziarno mikroklinu o pochodzeniu granitoidowym (niebieska barwa CL) obok dużego, nie świecącego ziarna albitu (A) o proveniencji wulkanicznej. Ostałów FIG 2, próbka 628 (2719,6 m). Mikrofotografia katodoluminescencyjna

Fig. 2. Microcline grain derived from granitoid rock (blue luminescence) and nonluminescent large albite grain (A) representing volcanic detritus. Ostałów FIG 2, sample 628 (2719.6 m). CL photomicrograph



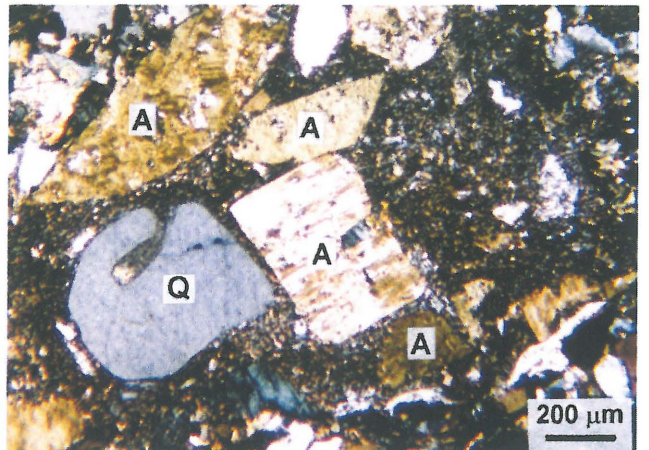
Ryc. 3. Okruch ciemnego trachitu z dużym fenokryształem skałenia (F) zawierającym wrostek częściowo zdewitryfikowanego szkliwa wulkanicznego (strzałka). Studzianna IG 2, próbka 835/2 (3998,1 m). Bez analizatora

Fig. 3. Volcanic lithic fragment of dark trachyte containing large phenocryst of feldspar (F) with an inclusion of the partially devitrified glassy groundmass (arrow). Studzianna IG 2, sample 835/2 (3998.1 m). Plane-polarized light



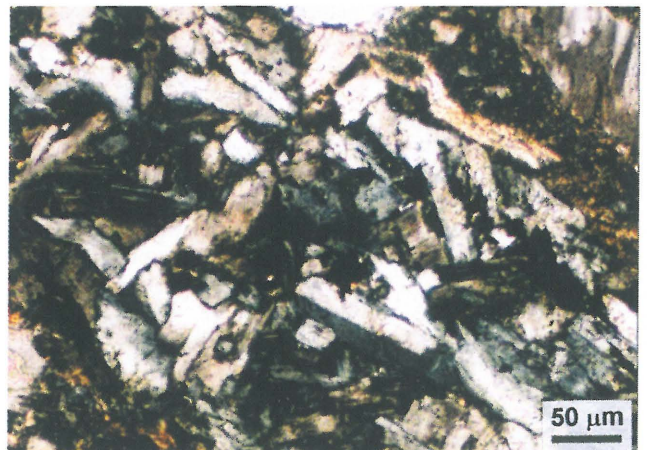
kwarcowy (ryc. 8). Częściej obserwuje się izolowane ksenomorficzne lub idiomorficzne kryształy autigenicznego kwarcu w węglanowym tle oidu (ryc. 9). Sylifykacji często towarzyszy feldspetyzacja oidów polegająca na wypieraniu węglanów przez albit, niekiedy w zgodnej orientacji optycznej z przylegającymi do powierzchni oidu skaleniami detrytycznymi (ryc. 8). Wnętrze oidów węglanowych niekiedy przepełnione jest koncentrycznie rozmieszczonymi drobnymi listewkami autigenicznego albitu (ryc. 10).

W piaskowcach przeważa oliwkowobrunatne spoiwo fyllokrzemianowe, w którym dominuje chloryt, oraz spoiwo węglanowe, szczególnie obfite w niektórych partiach profilu



Ryc. 5. Oktuch ryolitu z licznymi fenokryształami albitu (A) i kwarcu (Q) w felsytowym cieście skalnym. Studzianna I G2, próbka 836 (3999,5 m). Nikole skrzyżowane

Fig. 5. Rhyolite lithic fragment containing abundant albite (A) and quartz (Q) phenocrysts set in a felsitic groundmass. Studzianna IG 2, sample 836 (3999.5 m). Crossed polars



Ryc. 6. Fragment okrucha trachitu z holokrystalicznym, drobnoziarnistym ciastem skalnym. Ostałów FIG 2, próbka 574 (2548,8 m). Nikole skrzyżowane

Fig. 6. Piece of the trachytic clast with a holocrystalline fine-grained texture of the groundmass. Ostałów FIG 2, sample 574 (2548.8 m). Crossed polars

←

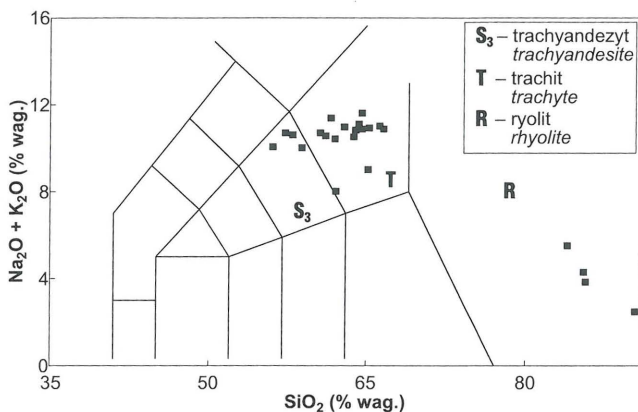
Ryc. 4. Okruch drobnoziarnistej skały granitoidowej zbudowanej głównie z mikroklinu i podrzędnie z kwarcu i plagioklazem. Ostałów FIG 2, próbka 633 (2745,5 m). Nikole skrzyżowane

Fig. 4. Granitoid rock fragment with a fine-grained texture, composed of microcline and minor quartz and plagioclase. Ostałów FIG 2, sample 633 (2745.5 m). Crossed polars

Ostałów, gdzie piaskowce przechodzą w wapień piaszczyste. Miejscami spoiwo to zastępowane jest przez hematyt lub piryt tworzący rodzaj konkrecji. Powszechnie spotyka się autogeniczny cement kwarcowy w postaci syntaksjalnych narostów na detrytycznych powierzchniach ziarn kwarcu oraz regeneracyjne obwódki skaleniowe na detrytycznym albicie.

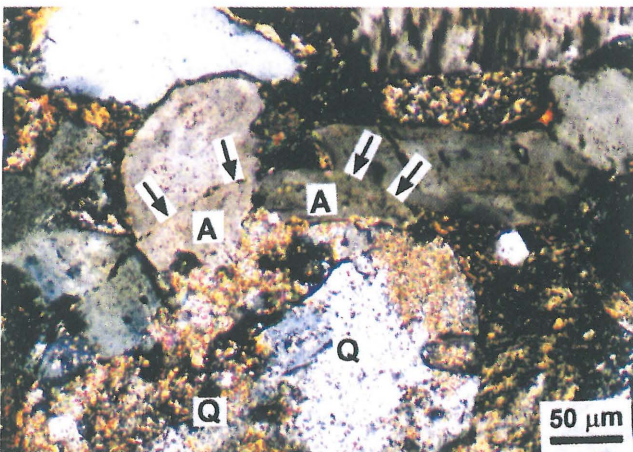
Petrofajalna analiza pochodzenia materiału okrucowego

W analizie pochodzenia detrytusów piaskowców wykorzystano diagram dyskryminacyjny QFL z wyróżnionymi przez Dickinsona & Suczka (1979) trzema podstawowymi typami obszarów źródłowych: (1) blokiem kontynentalnym, (2) łukiem magmowym w postaci aktywnego orogenu łuku wysp lub aktywnej krawędzi kontynentalnej i (3) przerabianym orogenu (ang. *recycled orogenic*). Później Dickinson (1985) rozbudował ten model m.in. poprzez



Ryc. 7. Skład ciasta skalnego w okrucach skał wulkanicznych z piaskowców karbonu na diagramie suma alkaliów — krzemionka. Pola klasyfikacyjne wg Le Basa i in. (1986)

Fig. 7. Total alkali versus silica diagram showing the compositions of the groundmass of the volcanic rock fragments present in Carboniferous sandstones. Classification fields after Le Bas et al. (1986)

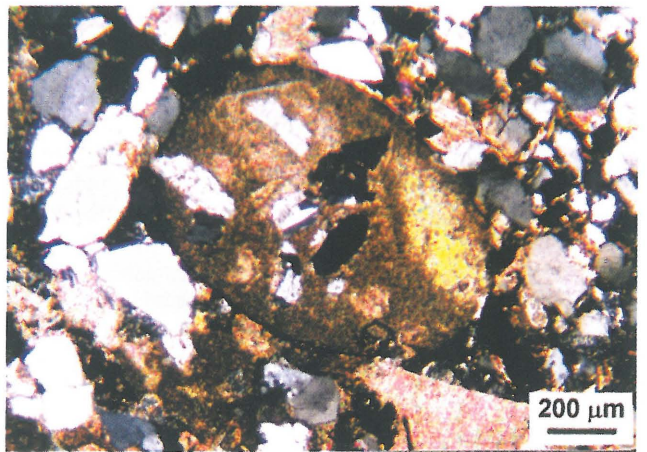


Ryc. 8. Fragment pierwotnie węglanowego ooidu (dolna część zdjęcia), prawie całkowicie zsylikowanego (Q), ulegającego od brzegów albityzacji (A). Autigeniczne kryształy albitu wnętrza ooidu mają taką samą orientację optyczną jak skalenie detrytyczne kontaktujące się z nimi wzdłuż powierzchni ooidu (strzałki). Ostałów FIG 2, próbka 645 (2787,2 m). Nikole skrzyżowane

Fig. 8. Fragment of the originally carbonate ooid (lower part of photo), almost completely silicified (Q). Ooid is partially replaced by authigenic albite (A) at the rim. Detrital feldspars and their authigenic continuations in ooid interior (arrows) have the same optical orientation. Ostałów FIG 2, sample 645 (2787.2 m). Crossed polars

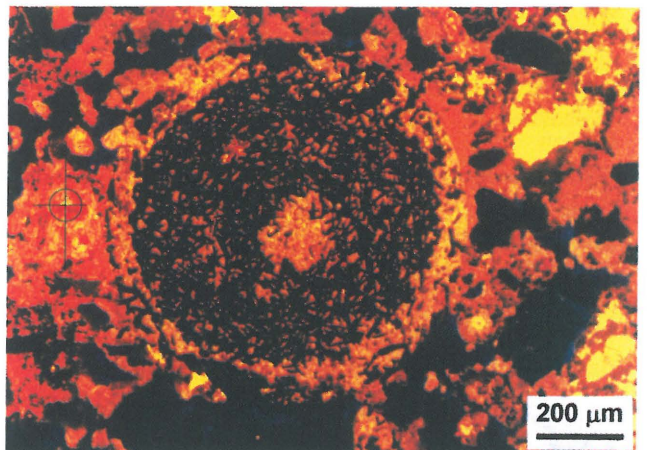
wyróżnienie w sektorze łuku magmowego: łuku rozciętego, pośredniego i nie rozciętego (ryc. 11).

Punkty projekcyjne piaskowców z profilów Studzianna IG 2, Opczno FIG 2 i Ostałów FIG 2 w większości lokują się w polach rozciętego łuku magmowego i łuku przejściowego. Tylko niektóre skaleniowo-kwarcowe składy piaskowców z profilu Ostałów FIG 2 projektują się w sektorze przerabianego orogenu. Zdecydowana dominacja materiału wulkanicznego w badanych piaskowcach powinna je sytuować w polu nie rozciętego łuku, jednakże duża zawartość ziarn skaleni, a podrzędnie także kwarcu, powoduje przesunięcie punktów projekcyjnych do pola rozciętego łuku i w pobliżu granicy rozcięty łuk/przejściowy łuk. W modelu Dickinsona piaski o takich proporcjach QFL interpretowane są jako osady o plutonicznej proveniencji, dla których źródłem materiału okrucowego były odsłonięte przez erozję plutoniczne korzenie łuków magmowych. Takie wyjaśnienie pochodzenia detrytusów badanych piaskowców jest jednak sprzeczne z wulkaniczną proveniencją większości ziarn skaleni i kwarcu. Również



Ryc. 9. Ooid węglanowy zawierający kryształy autigenicznego kwarcu i albitu. Ostałów FIG 2, próbka 631 (2722,4 m). Nikole skrzyżowane

Fig. 9. Carbonate ooid containing crystals of authigenic quartz and albite. Ostałów FIG 2, sample 631 (2722.4 m). Crossed polar



Ryc. 10. Częściowo zalbityzowany ooid węglanowy przepełniony drobnymi listewkami autigenicznego albitu. Pierwotny korteks węglanowy wykazuje jasną luminescencję w barwach żółto-pomarańczowych; kryształy albitu nie wykazują luminescencji. Ostałów FIG 2, próbka 609 (2642,8 m). Mikrofotografia katodoluminescencyjna

Fig. 10. Partially albitized carbonate ooid enclosing abundant fine laths of authigenic albite. Primary carbonate cortex is yellow-orange bright luminescent and albite crystals are nonluminescent. Ostałów FIG 2, sample 609 (2642.8 m). CL photomicrograph

pewne osobliwości składu chemicznego piaskowców (omówione poniżej) jasno pokazują nieadekwatność zastosowanego modelu petrofacjalnego dla wulkanoklastycznych piaskowców z północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

Geochemiczne określenie środowiska tektonicznego obszarów źródłowych

W celu określenia środowiska tektonicznego obszarów źródłowych badanych piaskowców użyteczne jest porównanie ich składu chemicznego ze średnim składem szarowak będących produktem erozji aktywnych krawędzi kontynentalnych (zob. Wedepohl, 1995). Skład takich szarowak powszechnie uważany jest za dobry wskaźnik składu ich obszarów źródłowych. Przeważnie mniejsza ilość krzemionki i duże zróżnicowanie jej zawartości w piaskowcach wulkanoklastycznych (tab. 2) są związane z obfitością węglanów i ich rozcieńczającym wpływem na składniki silikoklastyczne oraz różnym natężeniem diagenetycznej sylikfikacji okruchów skał węglanowych. Dodatkowo potwierdzają to duże straty prażenia i znaczne zawartości CaO. Zwykle nieco mniejsze niż w średniej szarowace koncentracje K₂O i wyższe zawartości Na₂O wynikają z ubóstwa litycznych i znacznej ilości zalbityzowanych skałeni, natomiast duża zmienność zawartości żelaza i magnezu związana jest z lokalnym wzbogaceniem w diagenetyczny piryt oraz dolomit. Te raczej drugorzędne różnice zawartości głównych pierwiastków tylko w niewielkim

stopniu wynikają z różnego składu materiału terygenicznego. Z tego względu niemożliwe jest określenie środowiska tektonicznego obszarów źródłowych badanych piaskowców przy pomocy diagramów dyskryminacyjnych Bhatii (1983), opartych na zawartości niektórych pierwiastków głównych i ich stosunkach. Czynniki diagenetyczne rządzące koncentracją pierwiastków-dyskryminatorów, przede wszystkim żelaza, magnezu i sodu, są odpowiedzialne za silne rozproszenie punktów projekcyjnych, bez wyraźnego związku z wyróżnionymi na diagramach środowiskami tektonicznymi (Krzemiński, 1998). Znacznie bardziej diagnostyczne pod tym względem są niektóre pierwiastki śladowe.

Piaskowce z północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich różnią się od średniej szarowaki kilkakrotnie wyższymi koncentracjami pierwiastków niedopasowanych (z wyjątkiem toru): lantanu i niobu, większymi ilościami cyrkonu, przy kilkakrotnie niższych zawartościach pierwiastków dopasowanych: chromu, skandu i niklu (tab. 2). Zwraca uwagę szczególnie duża ilość niobu w zakresie 68–142 ppm, pierwiastka o wysokim stosunku ładunku jonu do długości promienia (ang. HFSE = *high field strength element*). Z wysokimi zawartościami tego pierwiastka wiąże się wielokrotnie mniejsze niż w średniej szarowace stosunki Ti/Nb i Zr/Nb. Pierwiastki HFS (m.in. niob i cyrkon) wraz z tytanem i glinem należą do pierwiastków najmniej ruchliwych podczas wietrzenia, transportu i diagenety. Przenieszone głównie w stanie stałym i w nie

Tab. 1. Skład modalny i przeliczone parametry ziarnowe piaskowców z NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (wartości średnie i odchylenia standardowe; % obj.)

	Stuzianna IG 2 (n=18)	Ostałów PIG 2 (n=23)	Opczno PIG 2 (n=14)
Kwarc monokrystaliczny	23,2 (4,9)	18,8 (9,8)	15,2 (2,7)
Kwarc polikrystaliczny	0,1 (0,1)	0,0 (0,1)	0,0
Skałenie	34,3 (4,6)	28,7 (9,3)	30,6 (5,4)
Okruchy lityczne:			
Skały wulkaniczne	14,5 (5,0)	9,7 (4,8)	16,7 (4,2)
Skały metamorficzne	0	0,1 (0,1)	0
Skały osadowe (bez węglanowych)	0,2 (0,3)	0,3 (0,4)	0,7 (1,1)
Nieokreślone litoklasty	2,8 (1,2)	2,6 (1,6)	3,0 (1,3)
Skały węglanowe	*	4,6 (3,8)	4,7 (1,6)
Ooidy	*	2,3 (2,4)	0,7 (0,7)
Fylokrzemiany detrytyczne	0,4 (0,3)	1,1 (0,8)	0,8 (0,7)
Minerały ciężkie	0,1 (0,1)	0,2 (0,2)	0,2 (0,2)
Alteryty	0,3 (0,3)	1,0 (0,8)	0,8 (0,6)
Węglany	4,7 (3,5)	9,4 (7,8)	6,3 (3,8)
Anataz diagenetyczny	0,4 (0,3)	0,2 (0,2)	0,1 (0,1)
Piryt diagenetyczny	0	0,1 (0,2)	0,1 (0,2)
Spoivo krzemianowe	18,8 (7,6)	20,8 (8,3)	20,0 (6,3)
QFL % Q	31 (5)	31 (16)	23 (4)
QFL % F	46 (6)	48 (14)	46 (5)
QFL % L	23 (6)	21 (8)	31 (4)

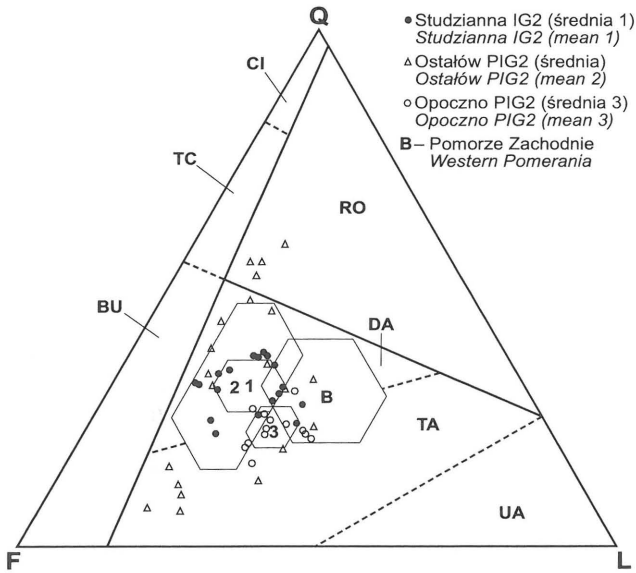
* okrucy skał węglanowych i ooidy wchodzą w skład kategorii „węglany”; Q — kwarc sumaryczny; F — skałenie; L — okrucy skał drobnoziarnistych niestabilnych, n — liczba próbek

zmienionych proporcjach z obszarów źródłowych do osadu stanowią szczególnie czułe wskaźniki pochodzenia materiału detrytycznego (np. Taylor & McLennan, 1985; Wronkiewicz & Condie, 1987; Fralick & Kronberg, 1997). Zdecydowana dominacja materiału wulkanicznego w piaskowcach z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich pozwala na bezpośrednie zastosowanie diagramów dyskryminacyjnych skonstruowanych dla skał wulkanicznych w oparciu o zawartości wyżej wymienionych pierwiastków.

Na wulkanity anorogeniczne jako źródło detrytu badanych piaskowców wskazuje projekcja na wykresie SiO₂–Ti/Nb (ryc. 12) wykorzystującym dużą ilość danych z obszarów z wulkanizmem kenozoicznym i współczesnym (Bonjour & Dabard, 1991). Przy zawartościach krzemionki powyżej 55 % wag. diagram wyraźnie odróżnia śródpłytkowe skały wulkaniczne z anomalnie niskim stosunkiem Ti/Nb, który dla omawianych piaskowców ma średnią wartość 43 (por. tab. 2). Dokładniejsze określenie natury skał źródłowych umożliwia diagram TiO₂/Zr–Zr/Al₂O₃ (ryc. 13). Obszar zajmowany przez punkty projekcyjne piaskowców w większej części pokrywa się z polem trachitów i alkalicznych ryolitów występujących w ryftach wschodnioafrykańskich (Weaver i in., 1972; Barberi i in., 1975; Baker i in., 1977; Macdonald, 1987) i z polem alkalicznych wulkanitów Góry Kenia (Price i in.,

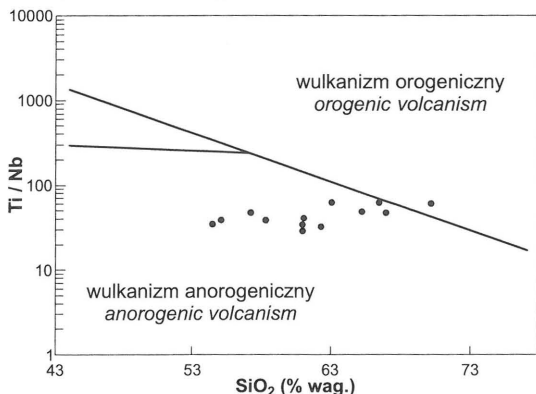
1985). Asocjacja trachitów i alkalicznych ryolitów zdecydowanie dominujących nad bazaltami jest charakterystyczna dla magmatyzmu ryftów kontynentalnych, a w ryfcie kenijskim występują największe znane nagromadzenia peralkalicznych law salicznych, które w innych środowiskach tektonicznych są reprezentowane jedynie w znikomych ilościach (por. Wilson, 1989).

Liniowa korelacja między niobem a cyrkonem w piaskowcach obrzeżenia Gór Świętokrzyskich sugeruje, że pierwiastki te obecne są w osadzie w ilościach bliskich



Ryc. 11. Diagram QFL z projekcją składu szkieletu ziarnowego wulkanoklastycznych piaskowców karbonu z północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Dla porównania pokazano średni skład podobnych skał z okolic Bobolic na Pomorzu Zachodnim (dane wg Muszyńskiego, 1976; n=14). Wieloboki reprezentują jedno odchylenie standardowe z każdej strony średnich wartości zaznaczonych liczbami 1–3. Sektory pochodzenia materiału okrucowego wg Dickinsona (1985): RO — przerabiany orogen, DA — rozcięty łuk magmowy, TA — łuk pośredni, UA — łuk nierozcięty, CI — wnętrze kratonu, TC — kontynentalne pośrednie, BU — wydzwignięty fundament, Q — kwarc sumarycznie, F — skalenie, L — okruchy skał drobnoziernistych niestabilnych

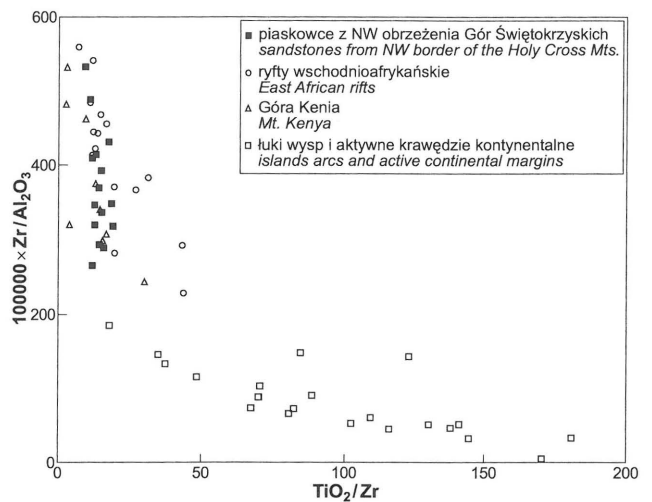
Fig. 11. QFL diagram showing framework modes of the Carboniferous volcanoclastic sandstones from the northwestern border of the Holy Cross Mts. Compositional field for similar rocks from Pomerania (Bobolice vicinity; data from Muszyński, 1976; n=14) is shown for comparison. Polygons are one standard deviation on either side of the mean indicated by numbers 1–3. Provenance fields are from Dickinson (1985): RO — recycled orogen, DA — dissected magmatic arc, TA — transitional arc, UA — undissected arc, CI — craton interior, TC — transitional continental, BU — basement uplift, Q — total quartzose grains, F — total feldspar grains, L — unstable aphanitic lithic fragments



koncentracjom magmowym (ryc. 14). Mając niskie stosunki Zr/Nb (tab. 2), piaskowce lokują się na wykresie Nb–Zr w pobliżu linii trendu serii peralkalicznych związanych z ryftami kontynentalnymi ($Zr/Nb < 10$). Nie wykazują natomiast związku z peralkalicznymi wulkanitami towarzyszącymi strefom subdukcji ($Zr/Nb > 10$) i z wyraźnie uboższymi w niob seriami subalkalicznymi. Szczególnie bliska jest korelacja ze względnie ubogimi w niob i cyrkon członami peralkalicznej serii wyspy Pantelleria położonej w ryfcie biegnącym wzdłuż Cieśniny Sycylijskiej w strefie ścienienia skorupy typu kontynentalnego. Wyspa zbudowana jest z czwartorzędowej asocjacji bimodalnej bazalt–trachit/ryolit o zdecydowanie podrzędnym znaczeniu skał bazaltowych (Civetta i in., 1984).

Dyskusja

Piaskowce z profilów Opoczno PIG 2 i Ostałów PIG 2 były przedmiotem badań petrograficznych Migaszewskie-



Ryc. 13. Porównanie piaskowców wulkanoklastycznych ze skałami wulkanicznymi ryftów kontynentalnych i konwergentnych krawędzi płyt na diagramie stosunków zawartości pierwiastków Al_2O_3 – TiO_2 –Zr (wg Fralicka & Kronberga, 1997). Źródła danych: trachyty i alkaliczne ryolity ryftów wschodnioafrykańskich: ryft Afar, Etiopia (Barberi i in., 1975); ryft Gregory'ego, Kenia (Baker i in., 1977; Weaver i in., 1972; Macdonald, 1987); trachyty i fonolity Góry Kenia (Price i in., 1985); skały wulkaniczne łuków wysp i aktywnych krawędzi kontynentalnych reprezentujące serię toleitytową i wapniowo-alkaliczną (Wilson, 1989)

Fig. 13. Comparison of volcanoclastic sandstones with volcanic rocks from continental rift and convergent plate margin settings on the Al_2O_3 – TiO_2 –Zr ratio diagram (after Fralick & Kronberg, 1997). Data sources: trachytes and alkaline rhyolites from the East African rift system: Afar Rift, Ethiopia (Barberi et al., 1975); Gregory Rift, Kenya (Baker et al., 1977; Weaver et al., 1972; Macdonald, 1987); trachytes and phonolites of Mt. Kenya (Price et al., 1985); island-arc and active continental margin volcanic rocks of the tholeiite and calc-alkaline series (Wilson, 1989)



Ryc. 12. Projekcja wulkanoklastycznych piaskowców karbonu z północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich na diagramie Ti/Nb– SiO_2 dla trzeciorzędowych i współczesnych skał wulkanicznych ze środowisk anorogenicznych i orogenicznych (wg Bonjour & Dabarda, 1991)

Fig. 12. Carboniferous volcanoclastic sandstones from the northwestern border of the Holy Cross Mts. plotted on the Ti/Nb versus SiO_2 diagram for Tertiary and present-day volcanic rocks from anorogenic and orogenic settings (after Bonjour & Dabard, 1991)

go (1993, 1995a, b, 1998). Autor ten sugeruje udział prądów zawieszonych w ich depozycji, a przewartwiania łupków ilastych uważa za osad dość głębokiego basenu. Na taką interpretację pośredni wpływ mogła mieć niewłaściwa identyfikacja diagenetycznie zsylikowanych ooidów węglanowych jako dobrze obtoczonych okruchów skał krzemionkowych i ilasto-krzemionkowych pochodzących z oddalonego obszaru alimentacji. Faktycznie piaskowce są pozbawione nawet śladowych ilości okruchów czertów. Powszechnie spotykane ooidy węglanowe i węglanowo-szamozytowe wraz z obecnością agregatów glaukonitu oraz ścisła asocjacja osadu silikoklastycznego z wapieniami ooidowymi w profilu Ostałów, jednoznacznie wskazują na płytkomorskie środowisko sedimentacji. Diagenetyczne zastępowanie pierwotnie węglanowych allochemów przez krzemionkę opisywane było wielokrotnie w utworach różnego wieku (zob. Brand, 1994). W skrajnych przypadkach sylikacja wapiennych oolitów prowadzi do utworzenia krzemieni ooidowych (Dapples, 1967). Nie mniej pospolite w skałach węglanowych są autigeniczne skalenie alkaliczne zastępujące pellety, skamieniałości i ooidy (Fairbridge, 1967; Kastner, 1971). Poważne wątpliwości budzą określone przez Migaszewskiego (1998) proporcje ilościowe składników detrytycznych: wyraźnie są zanizone zawartości skalenia i okruchów skał magmowych w profilu Opoczno PIG 2 oraz ziarn kwarcu w otworze Ostałów PIG 2. Zdaniem tego autora potencjalnym źródłem skalenia były masywy granitoidowe. W rzeczywistości przytłaczająca większość ziarn detrytycznych ma proveniencję wulkaniczną, a mikroklin granitoidowy o niebieskiej bar-

wie katodoluminescencyjnej jest rzadki. Z przytoczonych względów, jak również z uwagi na pozorną tylko bimodalność obtoczenia składników, mało wiarygodne są rozważania Migaszewskiego (1998) na temat lokalizacji obszarów źródłowych.

Wyraźne pokrewieństwo geochemiczne badanych piaskowców ze śródpłytowymi wulkanitami ryftów kontynentalnych (ryc. 12–14) i brak związku z wulkanitami łuków wysp i aktywnych krawędzi kontynentalnych nie zgadza się z identyfikacją typu obszaru źródłowego na diagramie QFL (łuk wysp; ryc. 11). Nieprzydatność analizy petrofajalnej jest spowodowana nieuwzględnieniem w modelu Dickinsona (1985) piaskowców wulkanoklastycznych zawierających materiał o proveniencji kontynentalnej, które na diagramie dyskryminacyjnym powinny projektować się w polu bloku kontynentalnego. Wybitna przewaga fragmentów wulkanicznych nad innymi okruchami litycznymi znamionuje w tym modelu tylko osady głębokomorskie związane ze strefami subdukcji, których obszarami źródłowymi były śródoceaniczne łuki wysp i łuki resztkowe (Marsaglia & Ingersoll, 1992), bądź kompleks subdukcyjny, jak w przypadku niektórych osadów Grupy Torlesse w Nowej Zelandii o proporcjach QFL podobnych do piaskowców obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Dickinson, 1982).

Piaskowce z NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wykazują ścisłe pokrewieństwo petrograficzne z wulkanoklastycznymi piaskowcami arkozowymi z dolnego karbonu strefy Koszalin–Chojnice (Pomorze Zachodnie) sąsiadującej ze strefą Teisseyre'a-Tornquista (por. Muszy-

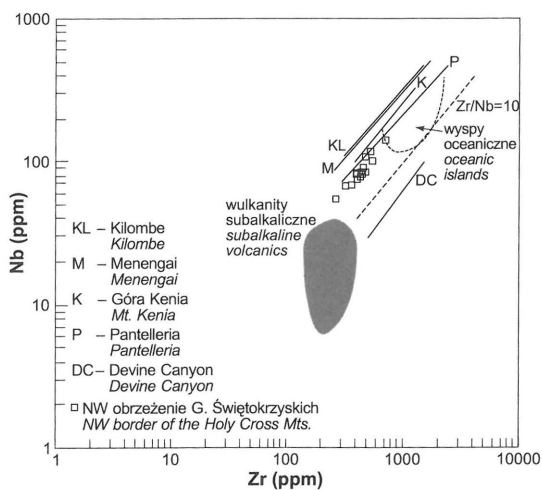
Tab. 2. Reprezentatywne analizy chemiczne piaskowców oraz średni skład szarowak związanych z aktywnymi krawędziami kontynentów

Otw. wiert.	Stuzianna IG 2			Ostałów PIG2			Opoczno PIG 2		średnia szarowaka
Próbka	St - 821	St - 869	St - 898	Os - 587	Os - 652	Os - 666	Op - 801	Op - 815	
Głęb. (m)	3986,2	4029,3	4058,0	2561,8	2826,6	2884,0	3014,2	3028,0	
SiO ₂ (%wag.)	67,02	65,28	70,21	60,99	58,31	61,07	60,97	62,32	69,1
TiO ₂	0,63	0,81	0,84	0,67	0,58	0,46	0,38	0,62	0,72
Al ₂ O ₃	13,81	13,77	11,05	13,27	14,16	10,46	12,12	12,76	13,5
Fe ₂ O ₃ *	3,11	5,44	2,09	6,12	2,65	2,48	3,09	4,66	5,9
MnO	0,049	0,066	0,063	0,102	0,095	0,13	0,237	0,179	0,10
MgO	0,72	0,94	0,43	1,14	3,69	4,07	0,63	0,91	2,3
CaO	4,79	4,24	4,37	5,46	5,31	6,25	8,59	6,92	2,6
Na ₂ O	4,36	4,32	4,80	4,41	4,49	3,10	5,30	3,24	3,0
K ₂ O	1,81	1,37	0,88	1,39	2,96	1,59	0,67	1,61	2,0
P ₂ O ₅	0,118	0,104	0,090	0,099	0,052	0,042	0,071	0,072	0,13
str. praż.	5,38	5,03	4,58	6,77	9,24	10,09	8,43	7,61	*
La (ppm)	68	106	86	147	94	95	101	140	34
Y	22	27	20	52	26	21	21	33	26
Th	<5	6	<5	10	5	<5	<5	7	9,0
Zr	399	541	477	707	453	363	321	523	302
Nb	82	102	85	142	92	69	68	118	8,4
Sc	no	4,2	no	3,4	3,5	no	no	2,9	16
Ni	9	12	8	12	6	8	10	16	24
Cr	9	12	16	8	5	7	6	11	88
Ti/Nb	46,1	47,6	59,2	28,3	37,8	40,0	33,5	31,5	514
Ti/Zr	9,8	9,3	11,1	6,1	8,3	8,5	7,7	7,6	14,3

Fe₂O₃* — żelazo całkowite jako Fe₂O₃; no — nie oznaczono; średnia szarowaka wg Wedepohla (1995)

ński, 1976; Muszyński i in., 1996; Połomska, 1996). Obserwowane w piaskowcach z Pomorza większe zawartości okruszków litycznych przy mniejszej ilości skaleni (ryc. 11) wynikają najprawdopodobniej z zastosowanej tradycyjnej techniki zliczania punktów, która w porównaniu z metodą Gazzi'ego-Dickinsona daje większe wartości parametru L w skałach gruboziarnistych. W przypadku skał bogatych we fragmenty wulkaniczne z dużymi fenokryształami skaleni odbywa się to kosztem zmniejszenia parametru F. W turnieju istniał na Pomorzu Zachodnim epikontynentalny zbiornik z klastycznym szelfem, reprezentowanym przez formację piaskowców arkozowych z Gozdu, oraz genetycznie z nim związaną platformą węglanową z oolitami (Lipiec & Matyja, 1998). Wymieszanie osadu silikoklastycznego z płytkowodnymi składnikami węglanowymi (ooidy, fragmenty skał węglanowych) w piaskowcach z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wskazuje na podobne środowisko sedymentacji.

Stwierdzone pokrewieństwo wulkanoklastów z alkalicznymi skałami ryftów kontynentalnych oraz znaczna przewaga materiału wulkanicznego świadcząca o bliskości obszaru źródłowego, nie sprzyjającej jego rozcieńczeniu przez składniki terygeniczne o innej proveniencji, przemawiają za położeniem obszaru źródłowego wulkanoklastyków na krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. Nie są tu jednak znane wystąpienia śródpłytowych law trachitowych i ryolitowych starszych od górnego karbonu, podobnie jak w całej NW części strefy szwu transeuropejskiego



Ryc. 14. Porównanie piaskowców wulkanoklastycznych karbonu z kenozoicznymi trachitami i ryolitami na diagramie Nb–Zr (wg Leata i in., 1986). Odcinki reprezentują następujące serie peralkaliczne: wulkany Kilombe i Menengai w Kenii i wulkan Pantelleria we Włoszech związane z ryftami kontynentalnymi ($Zr/Nb < 10$); wulkan Kenia położony na wschód od ryftu Gregory'ego (wg Price'a i in., 1985); tufy Devine Canyon w Oregonie, Ameryka Północna, związane z subdukcją ($Zr/Nb > 10$). Zaznaczono także pole peralkalicznych wulkanitów wysp oceanicznych oraz pole subalkalicznych wulkanitów serii wapniowo-alkalicznej i wysokopotasowej Fig. 14. Comparison of Carboniferous volcanoclastic sandstones with Cenozoic trachytes and rhyolites on the Nb versus Zr diagram (after Leat et al., 1986). Generalized trends represent peralkaline suites as follows: Kilombe and Menengai volcanoes, Kenya, and Pantelleria volcano, Italy, related to continental rift with $Zr/Nb < 10$; Mt. Kenya located to the east of the Gregory Rift (after Price et al., 1985); Devine Canyon Tuff, Oregon, N America, related to subduction ($Zr/Nb > 10$). The subalkaline field high-K and calc-alkaline and ocean island peralkaline field are also indicated

(por. Kramer, 1995). Sama strefa Teisseyre'a-Tornquista była uważana za przeciwieństwo ryftu intrakontynentalnego, przede wszystkim ze względu na pogrubienie jej skorupy w stosunku do obszarów przyległych (Guterch i in., 1975; Znosko, 1979; Dadlez, 1982). Nowsze głębokie sondowania sejsmiczne w południowo-wschodniej części Polski zdają się natomiast wskazywać, że północne przedpole Gór Świętokrzyskich jest podścielone przez skorupę o grubości podobnej do grubości skorupy sąsiadującej platformy prekambryjskiej, a identyfikacja strefy Teisseyre'a-Tornquista na tym obszarze jest niemożliwa (Dadlez, 1997). Skład piaskowców karbonu w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, świadczący o lokalnym źródle detrytus o proveniencji kontynentalnej, potwierdzałby tę interpretację. Źródłowe wulkanity alkaliczne mogą mieć związek z poprzecznymi do strefy T-T pęknięciami skorupowymi. Jednym z ważniejszych pęknięć poprzecznych jest, zaznaczająca się w postaci bardzo wyraźnego gradientu grawimetrycznego, synsedymantacyjna strefa uskokowa Grójec–Opoczno, aktywna w czasie rozwoju epikontynentalnego basenu dewońsko-karbońskiego (Dadlez, 1997). Być może mamy tu do czynienia z pewną analogią do ryftu Oslo o przebiegu prostopadłym do leżącej w obrębie platformy wschodnioeuropejskiej strefy Sorgenfreia-Tornquista. Jego powstaniu w górnym karbonie i dolnym permie towarzyszył intensywny plutonizm alkaliczny i wylewy law porfirów rombowych (o składzie latytu), trachitów i ryolitów (Neumann i in., 1992).

Płytkomorskie osady karbonu w profilach Ostalów PIG 2, Opoczno PIG 2 i Studzianna IG 2 mają całkiem odmienny charakter petrograficzny i geochemiczny niż karbon w położonych od nich nieco dalej na zachód otworach Radwanów IG 1, Milianów IG 1 i Budziszewice IG 1 (ryc. 1), reprezentujący kompleks fliszowy zewnętrznych stref orogenu warycyjskiego o wykształceniu typowym dla podłoża monokliny przedsudeckiej i eksternidów morawsko-śląskiej gałęzi orogenu (Krzemiński, 1996, 1998). W tym ujęciu front deformacji warycyjskich w sąsiedztwie Gór Świętokrzyskich przebiegałby pomiędzy Radwanowem i Budziszewicami a Studzianną i Opoczno, a więc miałyby położenie pośrednie między koncepcją Pożaryskiego & Karnkowskiego (1992), a lokalizacją postulowaną przez Dadleza i in. (1994). Silne zaangażowanie tektoniczne utworów karbonu na północny zachód od Gór Świętokrzyskich można w takiej sytuacji wy tłumaczyć bardzo bliskim sąsiedztwem czoła warycyjskiego (rzędu 10 km), bez angażowania do tego celu hipotetycznego łuku warycyjskiego o wergencji północnej pod nasunięciem karpaccim (ryc. 1) (por. Znosko, 1992).

Podsumowanie

1. Wulkanoklastyczne piaskowce karbonu w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich mają charakter osadu anorogenicznego tzn. ich materiał okruszowy nie pochodzi z obszaru orogenu warycyjskiego.
2. Głównymi skałami źródłowymi były trachity i alkaliczne ryolity o bardzo wyraźnym pokrewieństwie geochemicznym z peralkalicznymi lawami ryftów intrakontynentalnych. Podrzednym źródłem materiału okruszowego była platforma węglanowa.
3. Bardzo słaby stopień rozcieńczenia kontynentalnego materiału wulkanicznego przez detrytus granitoidowy, pochodzący prawdopodobnie z bardziej odległego obszaru, oznacza bliskie położenie głównego obszaru źródłowego, być może związanego ze strefą uskokową Grójec–Opoczno.
4. Kompleks płytkomorskich osadów karbonu należy do domeny epikontynentalnych basenów perykratonicznych położonych poza zasięgiem orogenu warycyjskiego, mając zupełnie odmienny charakter petrofacjalny i geoche-

miczny niż głębokomorska asocjacja fliszowa eksternidów waryscyjskich z materiałem okrucowym pochodzącym z internidów. Zaznacza się ścisła korelacja petrofajalna piaskowców z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich z datowanymi na turnej szelfowymi piaskowcami wulkanoklastycznymi formacji z Gozdu występującymi w strefie Koszalin–Chojnice (Pomorze Zachodnie).

5. Front waryscyjski w sąsiedztwie Gór Świętokrzyskich przebiega pomiędzy orogenicznymi osadami z profiliw Radwanów IG 1 i Budziszewice IG 1, a osadami anorogenicznymi Studzianna IG 2 i Opoczna PIG 2.

Autor pragnie podziękować Annie Depowskiej z Biura Geologicznego GEONAFTA w Warszawie za zwrócenie mu uwagi na zjawiska diagenetycznej sylifikacji i feldspatyzacji ooidów węglanowych. Praca została wykonana w ramach finansowanej przez Komitet Badań Naukowych działalności statutowej Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie.

Literatura

- BAKER B. H., GOLES G. G., LEEMAN W. P. & LINDSTROM M. M. 1977 — Geochemistry and petrogenesis of a basalt — benmoreite — trachyte suite from the southern part of the Gregory Rift, Kenya. *Contr. Miner. Petrol.*, 64: 303–332.
- BARBERI F., FERRARA G., SANTACROCE R., TREUIL M. & VARET J. 1975 — A transitional basalt — pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, 16: 22–56.
- BHATIA M. R. 1983 — Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Jour. Geol.*, 91: 611–627.
- BONJOUR J.-L. & DABARD M.-P. 1991 — Ti/Nb ratios of clastic terrigenous sediments used as an indicator of provenance. *Chem. Geol.*, 91: 257–267.
- BRAND U. 1994 — Morphochemical and replacement diagenesis of biogenic carbonates, [W:] Wolf K. H. & Chilingarian G. V. (red.) *Diagenesis, IV. Developments in Sedimentology*, 51: 217–282.
- CIVETTA L., CORNETTE Y., CRISCI G., GILLOT P. Y., ORSI G. & REQUEJO C. S. 1984 — Geology, geochronology and chemical evolution of the island of Pantelleria. *Geol. Mag.*, 121: 541–568.
- DABARD M.-P., CHAUVEL J.-J. & LOI A. 1994 — Compositional affinities of volcanic fragments in sedimentary rocks using electron microprobe analysis. *Sediment. Geol.*, 88: 283–299.
- DADLEZ R. 1982 — Tektonika permo-mezozoiku a głębokie rozłamy strefy Teisseyre'a-Tornquista na terenie Polski. *Kwart. Geol.*, 26: 273–284.
- DADLEZ R. 1997 — Epicontinental basins in Poland: Devonian to Cretaceous — relationships between the crystalline basement and sedimentary infill. *Geol. Quart.*, 41: 419–432.
- DADLEZ R., KOWALCZEWSKI Z. & ZNOSKO J. 1994 — Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. *Geol. Quart.*, 38: 169–190.
- DAPPLES E. C. 1967 — Silica as an agent in diagenesis. [W:] Larsen G. & Chilingarian G. V. (red.), *Diagenesis in Sediments. Developments in Sedimentology*, 8: 323–342.
- DICKINSON W. R. 1970 — Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *J. Sediment. Petrol.*, 40: 695–707.
- DICKINSON W. R. 1982 — Compositions of sandstones in circum-Pacific subduction complexes and fore-arc basins. *AAPG Bull.*, 66: 121–137.
- DICKINSON W. R. 1985 — Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, [W:] Zuffa G. G. (red.) *Provenance of Arenites*. D. Reidel. Boston: 333–361.
- DICKINSON W. R. & SUCZEK C. A. 1979 — Plate tectonics and sandstones compositions. *AAPG Bull.*, 63: 2164–2182.
- FARBRIDGE R. W. 1967 — Phases of diagenesis and authigenesis. [W:] Larsen G. & Chilingarian G. V. (red.) *Diagenesis in Sediments. Developments in Sedimentology*, 8: 19–89.
- FIJAŁKOWSKA A. & ŻAKOWA H. 1993 — Badania sporowopyłkowe. [W:] Dokumentacja wynikowa otworu Opoczno PIG 2. CAG Państw. Inst. Geol., 132939.
- FRALICK P. W. & KRONBERG B. I. 1997 — Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock sources. *Sediment. Geol.*, 113: 111–124.
- GUTERCH A., MATERZOK R., PAJCHEL J. & PERCHUĆ E. 1975 — Sejsmiczna struktura skorupy ziemskiej wzdłuż VII profilu międzynarodowego w świetle badań metodą głębokich sondowań sejsmicznych. *Prz. Geol.*, 23: 153–163.
- INGERSOLL R. V., BULLARD T. F., FORD R. L., GRIMM J. P., PICKLE J. D. & SARES S. W. 1984 — The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi Dickinson point-counting method. *J. Sediment. Petrol.*, 54: 103–116.
- JURKIEWICZ H. 1988 — Wyniki badań stratygraficznych i litologicznych. [W:] Profile głębokich otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego. *Zesz. 64. Studzianna IG 2*: 48–49.
- KASTNER M. 1971 — Authigenic feldspars in carbonate rocks. *Amer. Miner.*, 56: 1403–1442.
- KRAMER M. 1995 — Phanerozoic magmatic activity in the northwestern part of the Trans-European Suture Zone. *Studia Geoph. Geodaet.*, 39: 320–329.
- KRZEMIŃSKI L. 1996 — Geochemia piaskowców karbonu w podłożu monokliny przedsudeckiej: materiał źródłowy i implikacje paleotektoniczne. *Pol. Tow. Miner. Pr. Spec.*, 8: 66–68.
- KRZEMIŃSKI L. 1998 — Zastosowanie badań petrograficznych i geochemicznych do rozwiązywania niektórych problemów paleotektoniki zewnętrznej strefy waryscyjskiej. *CAG Państw. Inst. Geol.*, 173/99.
- LEAT P. T., JACKSON S. E., THORPE R. S. & STILLMAN C. J. 1986 — Geochemistry of bimodal basalt — subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the Southern British Caledonides. *J. Geol. Soc., London*, 143: 259–273.
- LIPIEC M. & MATYJA H. 1998 — Architektura depozycyjna basenu dolnokarbońskiego na obszarze pomorskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 101–112.
- MACDONALD R. 1987 — Quaternary peralkaline silicic rocks and caldera volcanoes of Kenya. [W:] Fitton J. G. & Upton B. G. J. (red.) *Alkaline Igneous Rocks*. *Geol. Soc. Spec. Publ. No. 30*: 313–333.
- MARSAGLIA K. M. & INGERSOLL R. V. 1992 — Compositional trends in arc-related, deep-marine sand and sandstone: a reassessment of magmatic-arc provenance. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 104: 1637–1649.
- MIGASZEWSKI Z. 1993 — Wyniki badań petrograficzno-sedymentologicznych i stratygraficznych. Karbon, [W:] Dokumentacja wynikowa otworu Opoczno PIG 2. CAG Państw. Inst. Geol., 132939: 81–83.
- MIGASZEWSKI Z. 1995a — Wyniki badań petrograficzno-sedymentologicznych i stratygraficznych. Karbon, [W:] Dokumentacja wynikowa otworu Ostałów PIG 2. CAG Państw. Inst. Geol., 133644: 82–84.
- MIGASZEWSKI Z. 1995b — Boreholes Opoczno PIG 2 and Ostałów PIG2. [W:] Guide to Excursion A2. XIII Inter. Congress on Carboniferous-Permian, August 28–September 2, 1995, Kraków, Poland: 28–29.
- MIGASZEWSKI Z. 1998 — Wstępne badania petrograficzne szarogłazów paleozoicznych z Gór Świętokrzyskich. *Biul. Państ. Inst. Geol.*, 379: 21–39.
- MIGASZEWSKI Z. & ŻAKOWA H. 1995 — Profil litologiczno-stratygraficzny otworu Ostałów PIG 2. Karbon, [W:] Dokumentacja wynikowa otworu Ostałów PIG 2. CAG Państw. Inst. Geol., 133644: 73–81.
- MUSZYŃSKI A. 1976 — Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna karbońskich skał osadowych niecki pomorskiej (okolice Bobolic). *Pr. Miner., Kom. Nauk Miner., PAN Oddz. w Krakowie*, 48: 7–67.
- MUSZYŃSKI A., BIERNACKA J., LORENC S., PROTAS A., URBANEK Z. & WOJEWODA J. 1996 — Petrologia i środowisko sedimentacji dolnokarbońskich utworów wulkanoklastycznych w rejonie Dygowa i Kłanina (strefa Koszalin–Chojnice). *Geologos*, 1: 93–126.
- NEUMANN E.-R., OLSEN K. H., BALDRIDGE W. S. & SUNDVOLL B. 1992 — The Oslo Rift: a review. *Tectonophysics*, 208: 1–18.
- POŁOŃSKA M. 1996 — Ocena charakteru przeobrażeń diagenetycznych w piaskowcach karbonu Pomorza Zachodniego na podstawie wybranych otworów wiertniczych. CAG Państw. Inst. Geol., 504/97: 1–56.
- POŻARYSKI W. & KARNKOWSKI P. (red.) 1992 — Tectonic map of Poland during the Variscan time. *Państw. Inst. Geol.*
- PRICE R. C., JOHNSON R. W., GRAY C. M. & FREY F. A. 1985 — Geochemistry of phonolites and trachytes from the summit region of Mt. Kenya. *Contr. Miner. Petrol.*, 89: 394–409.
- TAYLOR S. R. & McLENNAN S. M. 1985 — *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell. Oxford.
- WEAVER S. D., SCEAL J. S. C. & GIBSON I. L. 1972 — Trace element data relevant to the origin of trachytic and pantelleritic lavas in the East African Rift system. *Contr. Miner. Petrol.*, 36: 181–194.
- WEDEPOHL K. H. 1995 — The composition of the continental crust. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 59: 1217–1232.
- WILSON M. 1989 — *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman. London.
- WRONKIEWICZ D. J. & CONDIE K. C. 1987 — Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: Source-area weathering and provenance. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 51: 2401–2416.
- ZNOSKO J. 1979 — Teisseyre-Tornquist tectonic zone: some interpretative implications of recent geological and geophysical investigations. *Acta Geol. Pol.*, 29: 365–382.
- ZNOSKO J. 1992 — Outline of post-Variscan geotectonic evolution of Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, 40: 315–320.
- ŻAKOWA H. 1993 — Badania makroflory. [W:] Dokumentacja wynikowa otworu Ostałów PIG 2. CAG Państw. Inst. Geol., 133644.