

# GÓRNY PŁASZCZ ZIEMI POD SW POLSKĄ: ŹRÓDŁO KENOZOICZNEGO WULKANIZMU ALKALICZNEGO

## *Upper Earth's mantle beneath SW Poland: a source of Cenozoic alkaline volcanism*

Jacek Puziewicz<sup>1</sup>, Magdalena Matusiak-Malek<sup>1</sup>, Theodoros Ntaflou<sup>2</sup>, Michel Grégoire<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław

<sup>2</sup> Universität Wien, Department für Lithosphärenforschung, Althanstrasse 14, 1090 Wien

<sup>3</sup> CNRS & Université Paul Sabatier, Observatoire Midi-Pyrénées, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse

**Słowa kluczowe:** płaszcz Ziemi, wulkanizm, Dolny Śląsk

**Keywords:** *Earth's mantle, volcanism, Lower Silesia*

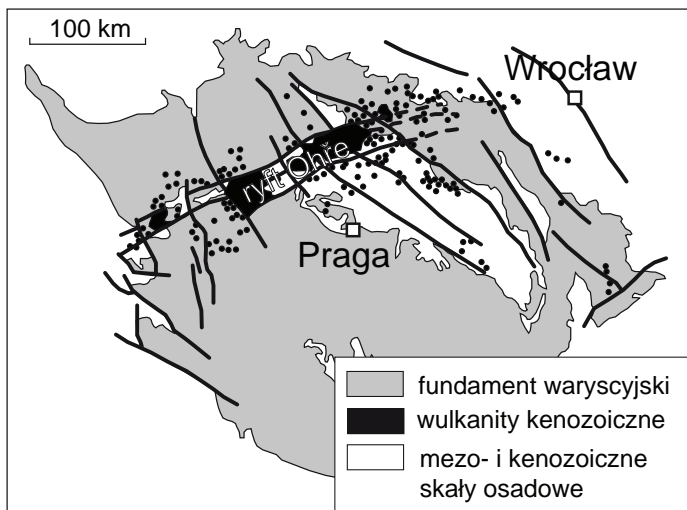
**Streszczenie** Bazanity, nefelinyty i bazalty alkaliczne są najczęstszymi produktami kenozoicznego wulkanizmu alkalicznego na Dolnym Śląsku (wschodnia część środkowoeuropejskiej prowincji wulkanicznej). Lawy te wyniosły na powierzchnię Ziemi perydotytowe i piroksenitowe ksenolity płaszczki litosferycznej. Ksenolity pokazują, że płaszczki litosferyczny w polskiej części ryftu Ohře (Egeru) uległ odmłodzeniu termicznemu w czasie wulkanizmu, natomiast partie płaszczki położone na SE od ryftu zostały w znacznie mniejszym stopniu dotknięte przez kenozoiczne odmłodzenie.

**Abstract** Basanites, nephelinites and alkali basalts are most common among the products of Cenozoic alkaline volcanism in Lower Silesia (eastern part of the Central European Volcanic Province). Peridotitic and pyroxenitic xenoliths have been brought to the Earth's surface by the lavas. Xenoliths show that the lithospheric mantle in Polish part of the Ohře (Eger) rift was thermally rejuvenated during volcanism, whereas the mantle located to SE was significantly less affected by rejuvenation.

## WSTĘP

Kenozoiczne alkaliczne skały wulkaniczne występujące na Dolnym Śląsku tworzą wschodni segment rozciągającej się od Francji, przez Niemcy do Polski i Czech „środkowoeuropejskiej prowincji wulkanicznej” (*Central European Volcanic Province*, Wimmenauer 1974). W jej obręb włączane są skały wulkaniczne występujące w Masywie Centralnym, w środkowej części Niemiec (Eifel, Vogelsberg) oraz w masywie czeskim i jego północno-wschodnim obrzeżeniu (Ulrych *et al.* 2011). Ich występowanie jest związane z systemem rowów tektonicznych (ECRIS, *European Cenozoic Rift System*), które powstały na przedpolu orogenu Alp.

Kenozoiczna oraz górnokredowa aktywność wulkaniczna w masywie czeskim jest związana z ryftem Ohře (Egeru). Jest on zdefiniowany przez zespół uskokuw przebiegających na przestrzeni 280 km w kierunku SW – NE, wzdłuż którego koncentrują się wschodnie skały wulkaniczne. Jego częścią jest wyraźnie zaznaczony rów (graben) Ohře, o długości ok. 180 km i szerokości dochodzącej do 30 km (Ulrych *et al.* 2011). Mniej intensywne przejawy wulkanizmu są związane z systemem uskokuw Łaby i Odry. W południowo-zachodniej Polsce występują skały wulkaniczne zlokalizowane na północno-wschodnim odcinku ryftu Ohře (okolice Bogatyni i Lubania) oraz związane z uskokiem Odry (środkowa i wschodnia część Dolnego Śląska).



**Fig. 1. Występowanie kenozyocznego skał wulkanicznych w masywie czeskim** (wg Ulrycha *et al.* 2011, zmienione).

*Fig. 1. The occurrences of Cenozoic volcanic rocks in the Bohemian Massif (modified after Ulrych *et al.* 2011).*

i Śląsk Opolski; **Fig. 1**). Wulkanizm rozpoczął się w późnej kredzie (79 Ma) i trwał do czasów niemal współczesnych – najmłodsze wylewy law są datowane na 260 tys. lat (Ulrych *et al.* 2011).

Skały wulkaniczne Dolnego Śląska zostały starannie scharakteryzowane geologicznie i petrograficznie (np. Białowska 1980, Wierchołowski 1993), liczne są także oznaczenia ich wieku metodą K-Ar (m. in. Birkenmajer *et al.*, 1970, 2002a,b, 2004, 2007; Birkenmajer i Pécskay, 2001). Birkenmajer *et al.* (2004) wyróżnili w SW Polsce trzy cykle wulkanizmu: (1) 30 – 26 Ma (oligocenoński), (2) 26 – 18 Ma (górnooligocenońsko-dolnomiocenoński), z kulminacją ok. 20 Ma, oraz (3) 5,5 – 3,8 Ma. W Polsce skały pierwszych dwóch cykli występują na całym obszarze Dolnego Śląska, natomiast skały najmłodszego cyklu pojawiają się tylko w okolicach Łądka Zdroju. Większe ilości skał wulkanicznych o wieku nie przekraczającym 5,5 Ma są znane z południowej części Sudetów (0,8 – 3,7 Ma - Nížký Jeseník, 4,0 Ma - Kozákov (Šibrava i Havlíček 1980, Foltýnová 2003; Ackerman *et al.* 2007).

Wśród alkalicznych skał wulkanicznych Dolnego Śląska najczęstsze są bazanity, w nieco mniejszych ilościach występują bazalty i nefelinity (Ladenberger *et al.*, 2006). W ostatnich latach wykonano nowe badania geochemiczne tych skał, które pozwoliły lepiej poznać ich genezę. Wykazały one, że ich magmy powstały w astenosferze i/lub litosferze wskutek zaczątkowego topnienia perydotytów granatowych i perydotytów spine-

lowych oraz mieszania się powstałych stopów w różnych proporcjach (Ladenberger *et al.*, 2006). Charakterystyka geochemiczna tych perydotytów jest pośrednia między DMM, HIMU i EM<sup>1</sup> (Blusztajn i Hart, 1989; Ladenberger *et al.*, 2006). Alternatywnym wyjaśnieniem obserwowanego zróżnicowania law alkalicznych Dolnego Śląska jest ich wytopienie w strefie przejściowej między facją granatową i facją spinelową perydotytów płaszcz (Ladenberger *et al.*, 2006).

W niektórych wystąpieniach alkalicznych skał wulkanicznych Dolnego Śląska obecne są ksenolity perydotytów i piroksenitów, pochodzących z górnej części płaszcz Ziemi. Były one przedmiotem szczegółowych badań od lat 70-tych XX wieku (m. in. Białowska 1980, 1993, Bakun-Czubarow i Białowska 2005 i szereg innych prac). W ostatnich latach podjęto intensywne badania tych ksenolitów (np. Matusiak-Małek *et al.* 2010, Matusiak-Małek 2010, Puziewicz *et al.* 2011). Ich wyniki pozwalają na szczegółowe scharakteryzowanie litologii oraz historii geologicznej płaszcz litosferycznego pod SW Polską.

W tym rozdziale *Przewodnika Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego* przedstawimy aktualny stan wiedzy o górnym płaszczu Ziemi

<sup>1</sup> DMM – Depleted MORB Mantle, płaszcz, z którego pod ryftami oceanicznymi zostały wytopione znaczne ilości magmy bazaltowej; HIMU – High  $\mu$ , płaszcz wzbogacony w pierwiastki koncentrujące się w osadowej części subdukowanej płyty oceanicznej; EM – Enriched Mantle – płaszcz wzbogacony w składniki magm bazaltowych

i przedstawimy wyniki nowych badań płaszczu pod SW Polską. W czasie wycieczki pokażemy kilka najbardziej interesujących geologicznie law alkalicznych zawierających fragmenty skał przyniesione z górnego płaszczu Ziemi.

## CO AKTUALNIE WIEMY O GÓRNYM PŁASZCZU ZIEMI?

W klasycznym ujęciu tektoniki płyt terminem *litosfera* określa się zewnętrzną, sztywną część globu, złożoną z przemieszczających się płyt. W geofizyce tak zdefiniowaną litosferę definiuje się jako mechaniczną warstwę graniczną (ang. *mechanical boundary layer*). Jej grubość jest proporcjonalna do grubości termicznej warstwy granicznej (ang. *thermal boundary layer*), tj. zewnętrznej części globu w której ciepło przemieszcza się w wyniku przewodnictwa (Artemieva 2009 i przytoczone tam cytowania). Granicę litosfera – astenosfera można wyznaczyć tylko metodami geofizycznymi – najczęściej robi się to w oparciu o analizę danych sejsmicznych lub analizę strumienia ciepła. Wyniki otrzymane różnymi metodami różnią się od siebie, co powoduje, że często stosuje się określenia *litosfera sejsmiczna* i *litosfera termiczna*, precyzujące z jaką koncepcją litosfery i z jakimi metodami wyznaczania jej grubości mamy do czynienia (Artemieva 2009 i przytoczone tam cytowania).

Płyty litosfery składają się zatem z części skorupowej i płaszczowej. Ta ostatnia jest określana jako *płaszcz litosferyczny*. Grubość płaszczu litosferycznego na obszarach kontynentalnych jest zmienna i zależy od wieku skorupy. Na obszarach tarcz archaicznych spąg płyt litosfery sięga 250 km, podczas gdy na obszarach fanerozoicznych płyty te są znacznie cieńsze i mają ok. 100 km grubości. Niżejleżą astenosfera jest definiowana jako część globu, w której ciepło przemieszcza się wskutek konwekcji. Granica płaszczu litosferycznego i astenosfery jest to strefa, w której prędkość ruchu plastycznych skał astenosfery stopniowo zmniejsza się ku górze, by w litosferze ustać. Miąższość tej strefy może dochodzić do kilkunastu kilometrów. W jej górnej (litosferycznej) części występują perydotyty, które są silnie zdeformowane w wyniku naprężeń spowodowanych ruchem materiału astenosfery.

Dominującymi składnikami płaszczu litosferycznego są oliwin  $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ , ortopiroksen  $(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$  i klinopiroksen  $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$ . Minerale te są roztworami stałymi ogniwi magnezowych i żelazistych. Minerale zawierające glin zazwyczaj występują w płaszczu litosferycznym w niewielkich ilościach. Są one wrażliwe na zmiany ciśnienia, co powoduje, że w niskich ciśnieniach fazą glinową jest plagioklaz, który w miarę wzrostu ciśnienia jest zastępowany najpierw przez spinel, a następnie przez granat (Fig. 2).

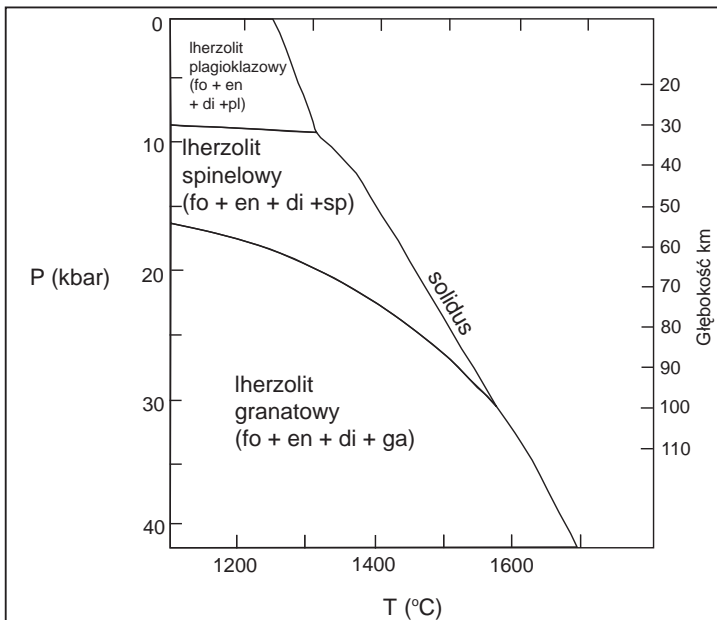


Fig. 2. Zakres trwałości mineralów w Iherzolicie w układzie  $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ . Wg Presnalla (1999), kompilacja wyników badań różnych autorów.

Fig. 2. Phase relationships in Iherzolite in the system  $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ . After Presnall (1999), compilation of results of various authors.

Płaszcz litosferyczny pod kratonami archaicznymi jest bogatszy w magnez w porównaniu z płaszczem pod obszarami o młodszym wieku. Powoduje to mniejszą gęstość płaszczu pod obszarami archaicznymi. Jednocześnie jest on chłodniejszy, a zatem bardziej sztywny w porównaniu z płaszczem pod obszarami młodszymi. Powoduje to, że archaiczne części płyt litosfery mają tendencję do unoszenia się na niższejleżącej astenosferze, i są odporniejsze na procesy erozji termicznej i mechanicznej zachodzące na kontakcie z przemieszczającą się w wyniku konwekcji astenosferą.

Płaszcz litosferyczny ukształtował się w wyniku wytopienia łatwo topliwej frakcji – magm o składzie bazaltu. Określiły go często terminem „płaszcz zubożony” (ang. *depleted mantle*). Pierwotny skład płaszczu przed wytopieniem bazaltu można otrzymać dodając do składu płaszczu zubożonego skład bazaltu – otrzymujemy wtedy „pirolit”, hipotetyczną skałę, tworzącą pierwotny płaszcz Ziemi (ang. *primitive mantle*). Współczesne modele geochemiczne pozwalają na precyzyjne odtworzenie składu pierwotnego płaszczu (McDonough i Sun 1995). Obecnie skład bliski płaszczowi pierwotnemu ma astenosfera, która jednak podlega ewolucji w wyniku dodawania materii przez subdukujące płyty i przez wędrujące z granicy płaszcz/jądro „pióropusze”.

Źródłem wiedzy o skałach płaszczu ukrytych pod kontynentami są „perydotyty alpejskie” oraz ksenolity skał płaszczu w kimberlitach i lawach alkalicznych. Perydotyty alpejskie są to wyniesione tektonicznie na powierzchnię Ziemi fragmenty płaszczu. Europa jest uprzywilejowana jeśli chodzi o ich występowanie. Najbardziej znane to perydotyty strefy Ivrea w Alpach (masyw Finero i Balmuccia), masyw Ronda (Góry Betyckie w Hiszpanii) i masyw Lherz w Pirenejach. Szczegółowe badania tych masywów na przestrzeni ostatnich kilkunastu lat, możliwe dzięki rozwojowi nowych technik badawczych, dokonały zasadniczego postępu w naszej wiedzy na temat płaszczu litosferycznego i niższejleżącej części astenosfery. Do wielkich osiągnięć na tym polu należą np. udokumentowanie procesów modyfikacji składu płaszczu zubożonego przez migrujące przez niego lawy alkaliczne (masyw Lherz) i odczytanie zapisu erozji termicznej na kontakcie litosfera-astenosfera (masyw Ronda). Informacji o płaszczu podścielającym oceany dostarczają bezpośrednie obserwacje na skarpach uskoku transformujących w obszarach ryftów wolnospreedingowych oraz

ultrazasadowych ogniw zespołów ofiolitowych. Globalne zróżnicowanie górnego płaszczu poznajemy dzięki ksenolitom wyniesionym na powierzchnię przez skały wulkaniczne. Informacja zapisana w ksenolitach jest fragmentaryczna ze względu na rozmiar i przypadkowość „próbowania” płaszczu przez intrudujące lawy, jednak ogromna ilość ich wystąpień w połączeniu z litologicznym obrazem płaszczu uzyskanym z perydotytów alpejskich pozwala na uzyskanie spójnego globalnego obrazu płaszczu litosferycznego.

## PŁASZCZ LITOSFERYCZNY POD MASYWEM CZESKIM

Wielkoskalowe eksperymenty sejsmiczne wykonane w minionym 15-leciu (POLONAISE'97, CELEBRATION2000, SUDETES2003) dostarczyły szeregu informacji o zróżnicowaniu dolnej skorupy Ziemi i położeniu Moho pod masywem czeskim (np. Hrubcová *et al.* 2005). Grubość skorupy Ziemi jest największa pod moldanubską częścią masywu czeskiego – sięga tu 39 km, podczas gdy pod okalającą ją strefą sakso-turyngską i Sudetami Moho jest zlokalizowane na głębokości 32-35 km (Hrubcová *et al.* 2005, Majdański *et al.* 2006). Dolna skorupa Ziemi pod ryftem Ohře (strefa sakso-turyngska) jest silnie warstwowana. Pod zlokalizowaną na wchodzie masywu czeskiego strefą morawsko-śląską wzrost prędkości fal sejsmicznych w dolnej skorupie Ziemi jest gradacyjny i nie pozwala na precyzyjne określenie położenia Moho.

Granica między płaszczem litosferycznym a astenosferycznym na obszarach kontynentalnego kenozyicznego wulkanizmu bazaltowego jest najczęściej zlokalizowana na głębokości 90 – 100 km (O'Reilly i Griffin 1996). Dostępne obecnie dane wskazują, że podobnie jest także pod SW Polską. Taką głębokość granicy litosfera – astenosfera (LAB, *Lithosphere Astensphere Boundary*) wykazują, w oparciu o szczegółową analizę strumienia ciepła Ziemi w rejonie masywu Niedźwiedzia (wschodnia część bloku przedsudeckiego), Puziewicz *et al.* (w druku), Babuška i Plomerová (2006) oraz Babuška *et al.* (2010) w oparciu o dane sejsmiczne dowodzą, że pod Sudetami granica litosfera – astenosfera jest położona na głębokości ok. 100 km, pod moldanubskim jądrem masywu czeskiego na głębokości 140 km, pod strefą sakso-turyngską na głębokości 80 – 100 km, i spłyca się do ok. 80 km pod rowem Ohře.

Obecnie funkcjonują dwa wzajemnie wykluczające się modele płaszczu litosferycznego pod masywem czeskim. Pierwszy z nich oparty jest na odmiennej anizotropii sejsmicznej skał płaszczu pod poszczególne strefami orogenu waryscyjskiego (Babuška i Plomerová 2006). Model ten zakłada, że po zestawieniu orogenu w płaszczowej części płyt litosferycznych zachował się zapis ich waryscyjskiej i przedwaryscyjskiej ewolucji. Alternatywny model oparty jest na obserwacjach ewolucji geologicznej orogenu waryscyjskiego i zakłada, że w etapie późnoorogenicznym doszło do pograżenia (delaminacji) jego korzeniowych stref w niższej astenosferze (Massone 2005; Ziegler i Dèzes 2005). Pograżone miały zostać nie tylko płaszczowe części płyt litosfery, ale także spągowe części orogenu usytuowane powyżej Moho. W tym modelu płaszcz litosferyczny pod masywem czeskim ukształtował się w wyniku wypełniania przez astenosferę miejsc po pograżonych fragmentach starej litosfery.

## LITOLOGIA I HISTORIA GEOLOGICZNA PŁASZCZA LITOSFERYCZNEGO POD SW POLSKĄ

Mimo że na Dolnym Śląsku występuje ponad 300 wychodni kenozoicznych law alkalicznych, tylko kilkanaście z nich zawiera ksenolity skał płaszczu. Są to najczęściej perydotyty mające skład harzburgitu (tzn. zawierają głównie oliwin i mniejsze ilości ortopiroksenu, zawartość klinopiroksenu nie przekracza 5 % obj. skały). Skały te są bogate w magnez: zawartość forsterytu w oliwinie zawiera się najczęściej w przedziale 88 – 91 %, podobna jest też liczba magnezowa ( $mg\# = Mg/(Mg+Fe)$  w atomach na jednostkowy wzór strukturalny) orto- i klinopiroksenu. Tylko w dwóch miejscach (Wilcza Góra k. Złotoryi, Góra Wolek k. Świerzawy) pojawiają się nieliczne ziarna amfibolu (Matusiak-Małek 2010, Napieralska i Muszyński 2006). Lokalnie perydotytom towarzyszą piroksenity i megakryształy klinopiroksenu o rozmiarach dochodzących do kilkunastu centymetrów.

W zachodniej części Dolnego Śląska w ksenolity obfituje mioceński nefelinit z Księginiek, występujący w obrębie polskiej części ryftu Ohře. Występujące tu ksenolity tworzą dwa zespoły: perydotytowy i piroksenitowy (Kozłowska-Koch 1981, Puziewicz et al. 2011). Ksenolity występujące w Księginkach pochodzą z głębokości 35 – 50 km. Fragment płaszczu, który reprezentują,

został całkowicie odmłodzony przez infiltrującą go magmę nefelinitową przed i w czasie aktywności wulkanicznej na powierzchni. W wyniku tego odmłodzenia w perydotytach zapisały się temperatury 1060 – 1120 ° i zmieniła się zawartość pierwiastków śladowych (szczególnie lekkich ziem rzadkich) w klinopiroksenie. Magma nefelinitowa tworzyła miejscami żyły i niewielkie zbiorniki, w których w drodze osadzania się kryształów dochodziło do powstawania kumulatów klinopiroksenitowych i websterytowych, a lokalnie możliwa była krystalizacja dużych pojedynczych kryształów klinopiroksenu. W niektórych partiach płaszczu pod Księginkami migracja magmy nefelinitowej polegała na jej przemieszczaniu się między ziarnami skały. Lokalnie przepływ magmy nefelinitowej spowodował tzw. *metasomatyzm żelazisty*, polegający na obniżeniu o kilka procent zawartości forsterytu w oliwinie (Puziewicz et al. 2011).

Płaszcz litosferyczny w okolicach Złotoryi (Krzeniów, Wilcza Góra) i Jawora jest zbliżony litologicznie do płaszczu spod Księginiek. W tym regionie nie doszło jednak do penetratywnego, obejmującego duże partie płaszczu odmłodzenia termicznego w czasie wulkanizmu. Prawdopodobnie na kontakcie płaszcz-skorupa występują tu warstwowane intruzje skał zasadowych/ultrazasadowych, których niewielkie ksenolity występują w okolicach Męcinki k. Jawora. Obecność amfibolu w ksenolitach perydotytowych w Wilczej Górze i Wołka, nietypowa dla masywu czeskiego, wskazuje, że lokalnie w płaszczu litosferycznym migrowały niewielkie ilości uwodnionych stopów. Stopy te miały prawdopodobnie charakter pośredni między bogatymi w wapń i lekkie ziemie rzadkie karbonatytami a alkalicznymi stopami krzemianowymi. Również w tej części płaszczu litosferycznego występują obszary dotknięte przez metasomatyzm żelazisty.

Występujące w bazanitach koło Łądku Zdroju ksenolity harzburgitów zostały wyniesione na powierzchnię Ziemi znacznie później (ok. 4,0 – 5,5 Ma) niż większość dolnośląskich ksenolitów płaszczu. Płaszcz pod Łądkiem jest niemal niedotknięty przez zmiany spowodowane przez zmierną ku powierzchni Ziemi lawę – są one ograniczone do sąsiedztwa szczelin, którymi się ona przemieszczała. W wyniesionych przez nią ksenolitach zapisane są procesy, które go dotyczyły: doklejenie fragmentów astenosfery do litosfery i ich schłodzenie do temperatur rzędu 960 – 1000 °C (zapisane jako przejście z facji granatowej do facji spinelowej

perydotytów płaszczu), następnie infiltracja przez alkaliczne stopy krzemianowe bogate w dwutlenek węgla (zapisana w składzie i proporcjach pierwiastków ziem rzadkich w klinopiroksenach; Matusiak-Małek *et al.* 2010). Wykonane ostatnio badania (Matusiak-Małek *et al.* 2010) zaprzeczyły tezie o obecności stopów karbonatytowych w płaszczu litosferycznym, przedstawionej przez Blusztajna i Shimizu (1994).

## PODSUMOWANIE

Płaszcz litosferyczny pod Dolnym Śląskiem podlegał intensywnym zmianom podczas kenozoicznego alkalicznego wulkanizmu aktywnego na tym obszarze. W polskiej części ryftu Ohře (Egeru) doszło do odmłodzenia termicznego płaszczu przez infiltrujące go magmy, które jednocześnie zasilają wulkany na powierzchni. Magmy te spowodowały zmiany składu klinopiroksenów występujących w skałach płaszczu, jednak ich zakres był niewielki i nie doszło do powstania nowych minerałów. Lokalnie powstały – na głębokościach nie przekraczających 55 km - kumulaty piroksenitowe. W częściach płaszczu oddalonych od ryftu zakres zmian był mniejszy – odmłodzenie termiczne i zmiany chemiczne są ograniczone, a perydotyty płaszczu zachowują zapis procesów mających miejsce przed wulkanizmem. W okolicach Moho lokalnie występują warstwowe intruzje skał zasadowych i ultrazasadowych, które powstały w okresie kenozoicznego wulkanizmu.

## PODZIĘKOWANIA

Wyniki badań przedstawione w tym eseju używano w ramach projektu MNiSW N N307 100634 *Model geologiczno-geofizyczny dolnej skorupy i górnego płaszczu Ziemi pod Sudetami i blokiem przedsudeckim* realizowanego w latach 2007 – 2011 oraz dwustronnych projektów między zespołami badawczymi Uniwersytetu Wrocławskiego i Uniwersytetu w Wiedniu (w latach 2008-2009 i 2010-2011, w ramach umowy międzyrządowej) i Uniwersytetu w Tuluzie (projekt POLONIUM w latach 2009-2010 w ramach umowy międzyrządowej).

## LITERATURA

- Ackerman, L., Mahlen, N., Jelínek, E., Medaris, G. Jr., Ulrych, J., Strnad, J., Mihajlevič, M., 2007.** Geochemistry and evolution of subcontinental lithospheric mantle in Central Europe: evidence from peridotite xenoliths of the Kozákov volcano, Czech Republic. *Journal of Petrology* 48, 2235-2260.
- Artemieva, I. M., 2009.** Continental lithosphere: Reconciling thermal, seismic, and petrologic data. *Lithos* 109, 23-46.
- Babuška, V., Plomerová, J., 2006.** European mantle lithosphere assembled from rigid microplates with inherited seismic anisotropy. *Physics of Earth and Planetary Interiors* 158: 264-280.
- Babuška, V., Fiala, J., Plomerová, J., 2010.** Bottom to top lithosphere and evolution of western Eger Rift (Central Europe). *International Journal of Earth Sciences*, 99, 891-907.
- Bakun-Czubarow, N., Białowska, A., 2005.** Internal blebs within mantle peridotite enclaves from Lower Silesian Basaltoids – Preliminary results. *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne*, 26, 124-129.
- Białowska, A., 1993.** Enklawy w bazaltoidach wzgórz Łysanka i Trupień (Dolny Śląsk). *Archiwum Mineralogiczne*, 49(2), 145-191.
- Białowska, A., 1980.** Geochemiczna charakterystyka niektórych bazaltoidów Dolnego Śląska i ich ultramafitowych enklaw. *Archiwum Mineralogiczne*, 36(2), 107-163.
- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., Grabowski, J., Lorenc, M.W., Zagożdżon, P.P., 2007.** Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. IV. Further K - Ar and paleomagnetic data from late Oligocene to Early Miocene basaltic rocks of the North Sudetic Depression. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 77,1-16.
- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., Grabowski, J., Lorenc, M.W., Zagożdżon, P.P., 2004.** Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. IV. Further K - Ar and paleomagnetic data from late Oligocene to Early Miocene basaltic rocks of the Fore - Sudetic Block. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74,1-9.
- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., Grabowski, J., Lorenc, M.W., Zagożdżon, P.P., 2002a.** Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. II. K - Ar and paleomagnetic data from Neogene basanites near Łądek Zdrój, Sudetes Mts. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 72,119 –129.
- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., Grabowski, J., Lorenc, M.W., Zagożdżon, P.P., 2002b.** Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. III. K - Ar and paleomagnetic data from early Miocene basaltic rocks near Jawor, Fore - Sudetic Block. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 72, 241 – 253.

- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., 2001.** Radiometric Dating of the Tertiary Volcanics in Lower Silesia, Poland. I. Alkali basaltic rocks of the Opole Region. Bull. Polish Acad. Sci. Earth Sci., 50(1), 31-50.
- Birkenmajer, K., Jerzmański, J., Nairn, A. E. M., 1970.** Paleomagnetic studies of Polish rocks. IV. Cenozoic basalts of Lower Silesia. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 40, 31-61.
- Blusztajn, J., Hart, S. R., 1989.** Sr, Nd and Pb isotopic character of Tertiary basalts from southwest Poland. Geochimica et Cosmochimica Acta, 53, 2689-2696.
- Blusztajn, J., Shimizu, N., 1994.** The trace-element variations in clinopyroxenes from spinel peridotite xenoliths from southwest Poland. Chemical Geology, 111, 227-243.
- Foltýnová, R., 2003.** Geochemicko-petrografická charakteristika neovulkanitů sevnerní Moravy a Slezska. Diplomová práce. Masarykova Univerzita, Přírodovědecká fakulta, Ústav geologických věd.
- Hrubcová, P., Šroda, M., Špičák, A., Guterch, A., Grad, M., Keller, G. R., Brueckl, E., Thybo, H., 2005.** Crustal and uppermost mantle structure of the Bohemian Massif based on CELEBRATION 2000 data. Journal of Geophysical Research, 110, B11305.
- Kozłowska-Koch, M., 1981.** Petrography of ultramafic nodules in the nephelinites from Księginki near Lubań (Lower Silesia). Archiwum Mineralogiczne, 37(1), 33-56.
- Ladenberger, A., Michalik, M., Tomek, C., Peate, D. W., 2006.** Alkaline magmatism in SW Poland – An example of asthenosphere-lithosphere interactions? Mineralogia Polonica Special Papers 29, 40-47.
- Majdański, M., Grad, M., Guterch, A., SUDETES 2003 Working Group, 2006.** 2D seismic tomographic and rey-tracing modelling of the crustal structure across the Sudetes Mountains basing on SUDETES2003 experiment data. Tectonophysics, 413, 249-269.
- Massone, H.-J., 2005.** Involvement of crustal material delamination of the lithosphere after continent-continent collision. International Geology Review, 47, 792-804.
- Matusiak-Malek, M., 2010.** Peridotitic xenoliths from the Cenozoic lavas of the Złatoryja, Jawor and Łądek Zdrój vicinities (Lower Silesia). Rozprawa doktorska, Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, 1-237.
- Matusiak-Malek, M., Puziewicz, J., Ntaflou, T., Grégoire, M., Downes, H., 2010.** Metasomatic effects in the lithospheric mantle beneath the NE Bohemian massif: A case study of Lutynia (SW Poland) peridotite xenoliths. Lithos, 117, 49-60.
- McDonough, W. F., Sun, S.-s., 1995.** The composition of the Earth. Chemical Geology, 120, 223-253.
- Napieralska, M., Muszyński, A., 2006.** Peridotite enclaves in microbasalts from Wolek Hill near Nowy Kościół (SW Poland) — preliminary data. Mineralogia Polonica Special Papers, 29, 63-65.
- O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., 1996.** 4-D lithosphere mapping: methodology and examples. Tectonophysics, 262, 3-18.
- Presnall, D. C., 1999.** Effect of pressure on the fractional crystallization of basaltic magma. W: Fei, Y., Bertka, C. M., Mysen, B. O., (red.) *Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation*. Geochemical Society Special Publication, 6, 209-224.
- Puziewicz, J., Koepke, J., Grégoire, M., Ntaflou, T., Matusiak-Malek, M., (submitted).** Lithospheric mantle modification during Cenozoic rifting in Central Europe: An example of the Księginki nephelinite (SW Poland) xenolith suite. Journal of Petrology.
- Šibrava, V., Havlíček, P., 1980.** Radiometric age of Plio-Pleistocene volcanic rocks of the Bohemian Massif. Věstník Ústředního Ústavu Geologického, 55(3), 129-140.
- Ulrych, J., Dostal, J., Adamovič, J., Jelínek, E., Špaček, P., Hogner, E., Balogh K., 2011.** Recurrent volcanic activity in the Bohemian Massif (Czech Republic). Lithos, 123, 133-144.
- Wierzchołowski, B., 1993.** Stanowisko systematyczne I geneza sudeckich skał wulkanicznych. Archiwum Mineralogiczne, 49, 199-235.
- Wimmenauer, W., 1974.** The alkaline province of central Europe and France. *Sørensen, H. (red.) The alkaline rocks*. Wiley & Sons, London, 286-291.
- Ziegler, P. A., Dèzes, P., 2005.** Evolution of the lithosphere in the area of the Rhine Rift System. International Journal of Geological Sciences, 94, 594-614.