GEOLOGIA • 2008 • Tom 34 • Zeszyt 3/1 • 123–127

SKAŁY CIESZYNITOWE

Jacek GRABOWSKI[1], Leszek KRZEMIŃSKI[1], Piotr NESCIERUK[2] & Andrzej SZYDŁO[2]

[1]Państwowy Instytut Geologiczny;
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;
e-mail: jacek.grabowski@pgi.gov.pl

[2]Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Karpacki;
ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków;
e-mail: piotr.Nescieruk@pgi.gov.pl, Andrzej.Szydlo@pgi.gov.pl

BADANIA RADIOMETRYCZNE SKAŁ CIESZYNITOWYCH

Skały cieszynitowe są jednymi z nielicznych skał magmowych, występujących w Karpatach zewnętrznych. Są to zróżnicowane skały zasadowe typu lamprofirów, limburgitów, diabazów, sjenitów lub cieszynitów s.s. (zob. Wieser 1971, 1985, Smulikowski 1980). Występują one wyłącznie w zachodniej części jednostki śląskiej, w polskim i morawskim segmencie Karpat zewnętrznych. Odsłonięcia skał cieszynitowych występują głównie w pasie od Nowego Jičina na zachodzie po Bielsko-Białą na wschodzie (Fig. 1), wyłącznie w jednym elemencie tektonicznym, zwanym płaszczowiną cieszyńską. Pierwsze datowania radiometryczne tych skał, przeprowadzone metodą $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Lucińska-Anczkiewicz *et al.* 2002), wykazały wiek 122÷120 mln lat (barrem–dolny apt). Autorzy ci zbadali cztery koncentraty amfiboli pochodzące z typowej odmiany cieszynitów (cieszynity *s.s.*) w Rudowie i Boguszowicach oraz z nieco młodszej, intruzji sjenitu w Puńcowie. Nowsze wyniki datowań różnych odmian skał cieszynitowych, przeprowadzonych metodą K-Ar (Grabowski *et al.* 2003), potwierdziły wczesnokredowy wiek badanych skał. Stosunkowo duży rozrzut dat (od 148.6 do 63.6 mln lat) wynika najprawdopodobniej z wtórnych przeobrażeń (chlorytyzacja, zeolityzacja). Wieki uzyskane na ziarnach biotytu oraz próbkach „całej skały" z pikrytu z Międzyrzecza (133.4 ±0.9, 136.5 ±1.0, 133.1 ±0.9 mln lat), oraz na ziarnach biotytu z lamprofiru z Puńcowa (137.9 ±1.0, 134.9 ±1.5 mln lat) są najbardziej wiarygodne i mogą być uznane za wiek stygnięcia intruzji (walanżyn). Nie można wykluczyć, że skały cieszynitowe z Żywca są jeszcze starsze (148.6 ±1.8 – 143.5 ±1.0 mln lat – tyton–berias), jednak data ta może być obarczona większym błędem, ze względu na bardzo silne przeobrażenia hydrotermalne tej intruzji.

Dane radiometryczne wskazują więc, że magmatyzm cieszynitowy mógł trwać prawie 20 mln lat, od tytonu/beriasu do barremu/aptu, przy czym „typowe", krystaliczne odmiany cieszynitów byłyby najmłodsze. Należy jednak podkreślić, że metoda K-Ar nie jest metodą optymalną do datowania tych skał i szersze zastosowanie innych metod (np. Ar-Ar) byłoby wskazane dla lepszego udokumentowania starszych faz magmatyzmu cieszynitowego.

BADANIA PALEOMAGNETYCZNE SKAŁ CIESZYNITOWYCH

Paleomagnetyzm skał cieszynitowych został zbadany w odsłonięciach w Świętoszówce, Żywcu, Rudowie, Cieszynie – Boguszowicach i Puńcowie (Fig. 1). Skały cieszynitowe są silnie magnetyczne i wykazują dobrze zdefiniowane kierunki namagnesowania (Grabowski *et al.* 2006). Namagnesowanie skał cieszynitowych jest przedfałdowe, zostało więc utrwalone nie później niż we wczesnym miocenie. Jego interpretacja nie jest jednak zupełnie jednoznaczna. Pozytywne rezultaty testów fałdowych (lepsza zbieżność kierunków paleomagnetycznych po korekcji tektonicznej na upad warstw) oraz kontaktowych (to samo namagnesowanie intruzji i skał osadowych z nią kontaktujących), mieszana (normalna i odwrotna) polarność kierunku namagnesowania, są przesłankami na pierwotny charakter pozostałości, utrwalonej podczas stygnięcia intruzji we wczesnej kredzie. Jednak bardzo wysokie inklinacje (56÷69°), odpowiadające paleoszerokościom geograficznym 37°N (±5°) do 52°N (±10°) uważa się za diagnostyczne raczej dla późnej kredy i trzeciorzędu płyty europejskiej. Nie można więc wykluczyć, że skały cieszynitowe, wraz z kontaktującymi z nimi warstwami cieszyńskimi, uległy przemagnesowaniu. Pomimo pewnych wątpliwości dotyczących wieku namagnesowania, badania paleomagnetyczne dostarczyły ciekawych wniosków o charakterze tektonicznym. Okazuje się, że wschodnia część płaszczowiny cieszyńskiej nie uległa większym rotacjom – paleodeklinacje kierunków ze skał cieszynitowych Żywca i Świętoszówki są zbliżone do 0°. Jednak na zachód od południka 19°E obserwuje się rotacje 14÷70° w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara (Fig. 1).

Żywiec

Intensywnie pofałdowany fragment płaszczowiny cieszyńskiej odsłania się przy wschodniej krawędzi żywieckego okna tektonicznego, przy kontakcie z jednostkami przedmagurską i magurską (Ślączka & Kaminski 1998). Występujące w profilu, wśród wapieni cieszyńskich, sille ciemnych skał magmowych nie są „typowymi" cieszynitami.

Są to skały zmetasomatyzowane o reliktowej strukturze magmowej. Pierwotny charakter skały magmowej jest trudny do ustalenia: być może należała do grupy monchikitów. Skała zbudowana jest głównie z chlorytu, bladozielonych agregatów minerału z grupy smektytu i węglanów. Krzemiany warstwowe, wykształcone w postaci różnej wielkości blaszek lub drobnokrystalicznych agregatów oraz ziemistych skupień kryptokrystalicznych, grają rolę tła lub tworzą pseudomorfozy po pierwotnych minerałach ciemnych. Wraz z węglanami wypełniają także spękania. Charakterystyczne są węglanowe i węglanowo-chlorytowe, z rozproszonymi tlenkami tytanu, pseudomorfozy po augicie o silnie wydłużonym pokroju pręcikowym lub słupkowym. Ponadto występują skalenie reprezentowane przez albit, kwarc i reliktowy bladobrunatny biotyt. W większości próbek biotyt jest rzadki, ale czasem występuje w więk-

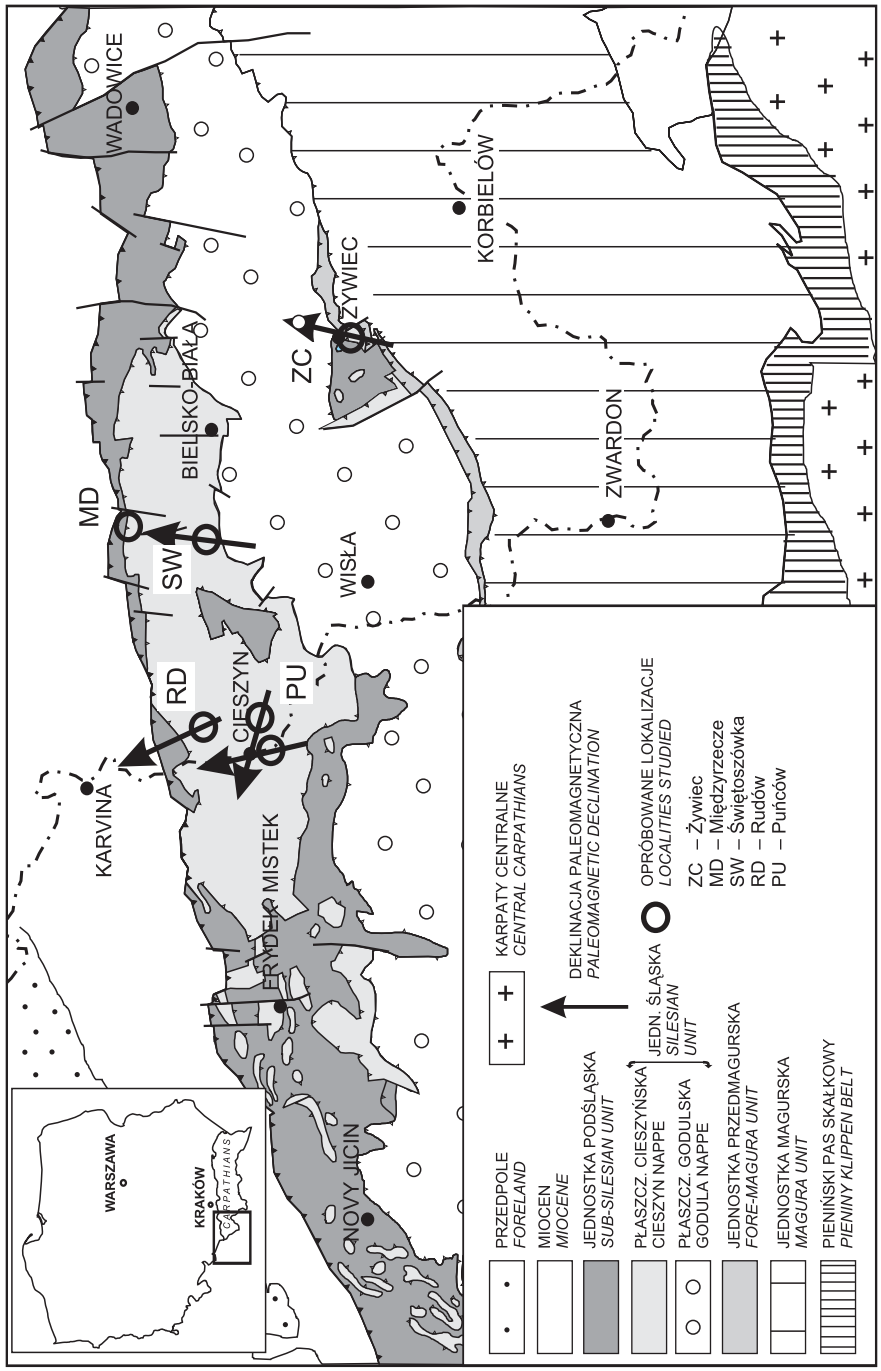

Fig. 1. Szkic tektoniczny zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych z lokalizacjami skał cieszynitowych, omówionymi w tekście

Fig. 1. Tectonic sketch of western part of the Polish Outer Carpathians with location of teschenitic rocks mentioned in text

szych nagromadzeniach. Bardzo obfity jest apatyt w postaci przeważnie silnie wydłużonych słupków (do 2.5 mm). Pospolite są przeźroczyste tlenki tytanu (anataz, brookit), leukoksen oraz tlenki żelaza. Chlorytyzacja i karbonatyzacja pierwotnej skały magmowej zachodziła prawdopodobnie w fazie hydrotermalnej metasomatozy przy udziale roztworów doprowadzających z zewnątrz węglan wapnia (Smulikowski 1929).

Nowak (1970) określił na podstawie kalpionellidów, że wapienie cieszyńskie z profilu w Żywcu należą do beriasu. Daty uzyskane metodą K-Ar (148.6 ±1.8 ÷ 143.5 ±1.0 mln lat) reprezentują wiek biotytu. Są one bliskie wieku skał otaczających intruzję i reprezentują młodszy tyton-berias według skali Gradsteina *et al.* (2004). Daty te można, pod pewnymi zastrzeżeniami, uznać za bliskie wieku krystalizacji. Zastrzeżenia te wynikają z silnego przeobrażenia metasomatycznego i/lub hydrotermalnego intruzji w Żywcu, co mogło wiązać się z dostarczeniem „dodatkowego argonu" i starszym od rzeczywistego, wiekiem radiometrycznym intruzji.

Rudów

Stanowisko cieszynitowe w Rudowie ma specyficzny charakter w stosunku do pozostałych wystąpień tych skał na terenie polskiego odcinka Karpat fliszowych. Jest to najlepiej obecnie odsłonięty profil kilku intruzji występujących w pobliżu siebie na małym obszarze (potok Piotrówka wraz z dopływem, kamieniołom z kapliczką – zob. Włodyka 2004). Jednocześnie stanowią one jedne z najbardziej miąższych (maks. około 22 m) i zróżnicowanych strukturalnie żył cieszynitowych. Intruzje występują tu w obrębie górnych łupków cieszyńskich datowanych na walanżyn–hoteryw (Szydło & Jugowiec 1999, Szydło 2005) (*Buccicrenata condensa* Dulub, *Bigenerina jurassica* (Haeusler), *B. clavellata* Loeblich & Tappan, *Saccammina placenta* (Grzybowski), *Pseudoreophax cisovnicensis* Geroch, *Ammobaculoides carpathicus* Geroch, *Trochammina quinqueloba* Geroch, *T. vocontina* Moullade, *Buccicrenata condensa* Dulub, *Pseudonodosaria humilis* (Roemer), *P. mutabilis* (Reuss), *Uvigerinammina* sp.). Inną szczególną cechą tego stanowiska jest geometria ciał cieszynitowych, które po dokładnym okonturowaniu i skartowaniu geologicznym uwidaczniają się w formach dajek. Świadczą o tym również odsłonięcia w potoku Piotrówka i jego dopływie, gdzie widoczne są niezgodności pomiędzy intruzjami a skałami otaczającymi.

Występują tutaj typowe cieszynity o składzie analcymowego monzonitu. Są to skały grubo- i średnioziarniste, których główne składniki stanowią: augit tytanowy (słupki do 5.5 mm długości), alkaliczne skalenie, plagioklazy oraz analcym. Dość pospolitym składnikiem podrzędnym jest amfibol, często obrastający klinopiroksen. Zawiera on wrostki augitu i apatytu i towarzyszą mu krzemiany warstwowe z grupy smektytu. Skład chemiczny amfiboli wskazuje na bogaty w tytan kersutyt lub ferrokersutyt o zawartości potasu typowej dla tej grupy amfiboli i porównywalnej z zawartością tego pierwiastka w datowanych koncentratach amfibolowych. Plagioklaz występuje najczęściej w postaci dużych kryształów tabliczkowych, podczas gdy skalenie alkaliczne i analcym wypełniają przestrzenie międzyziarnowe. Analcym jest częściowo pierwotny, ale zastępuje także skalenie. Minerały jasne na ogół obfitują w nieprzeźroczyste wrostki i inkluzje fluidalne. Minerały akcesoryczne to: apatyt, tytanit oraz tytanomagnetyt. Pospolitymi minerałami wtórnymi są chloryty, węglany oraz produkty przemian skaleni: prehnit wraz z włóknistymi skupieniami tomsonitu.

Wiek intruzji, uzyskany metodą Ar-Ar określono na 122.3 ±1.6 mln lat (Lucińska-Anczkiewicz *et al.* 2002).

LITERATURA

Grabowski J., Krzemiński L., Nescieruk P. & Starnawska E., 2006. Paleomagnetism of the teschenitic rocks (Lower Cretaceous) in the Outer Western Carpathians of Poland: constraints for the tectonic rotations in the Silesian unit. *Geophysical Journal International*, 166, 1077–1094.

Grabowski J., Krzemiński L., Nescieruk P., Szydło A., Paszkowski M., Pecskay Z. & Wójtowicz A., 2003. Geochronology of the teschenitic intrusions in the Outer Western Carpathians of Poland – constraints from $^{40}K/^{40}Ar$ ages and biostratigraphy. *Geologica Carpathica*, 54, 385–393.

Gradstein F., Ogg J. & Smith A., 2004. *A Geologic Time Scale 2004.* Cambridge University Press, 589.

Lucińska-Anczkiewicz A., Villa I.M., Anczkiewicz R. & Ślączka A., 2002. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 53, 45–52.

Nowak W., 1970. Zagadnienia litologicznej i stratygraficznej korelacji wapieni cieszyńskich na obszarze Kotliny Żywieckiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 14, 4, 916–917.

Smulikowski K., 1929. Materiały do znajomości skał magmowych Śląska Cieszyńskiego. *Archiwum Naukowe we Lwowie*, III, 5, 1, 1–122.

Smulikowski K., 1980. Comments on the Cieszyn magmatic province (West Carpathian Flysch). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 50, 1, 41–54.

Szydło A., 2005. Otwornice warstw cieszyńskich z obszaru Pogórza Cieszyńskiego (Karpaty zewnętrzne). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 415, 59–95.

Szydło A. & Jugowiec M., 1999. Foraminifera and calcareous nannoplankton assemblages from ?Tithonian–Neocomian „Cieszyn Beds" (Silesian Unit), Polish Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 50, 2, 203–211.

Ślączka A. & Kaminski M.A., 1998. *A guidebook to excursions in the Polish Flysch Carpathians.* Grzybowski Foundation Spec. Publ., 6, 171.

Wieser T., 1971. Przeobrażenia egzo- i endokontaktowe związane z cieszynitami Karpat fliszowych Polski. *Kwartalnik Geologiczny*, 15, 4, 901–922.

Wieser T., 1985. The teschenite formation and other evidences of magmatic activity in the Polish Flysch Carpathians and their geotectonic and stratigraphic significance.W: Wieser T. (Ed.), Fundamental researches in the western part of the Polish Carpathians. *Guide to excursion 1. CBGA XIII Congres*, *Cracow 1985*, 23–36.

Włodyka R., 2004. Stop 1. W: Karwowski Ł. & Ciesielczuk J. (eds), *Hypabyssal magmatism and petrology of the flysch in the Western Carpathians*, *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne*, 24, Field Trip, 424–425.