

Karbonatyty tarczy Hoggaru (Algieria)

Andrzej Stachowiak*



W połowie lutego 1986 r. rozpoczęły się polsko-algierskie prace kartograficzno-poszukiwawcze, których celem było odkrycie na tarczy Hoggaru wystąpień karbonatytów z mineralizacją ziem rzadkich. Wtedy z inicjatywy prof. Waclawa Ryki znalazłem się w Algierze, w Entreprise Nationale de Recherche Miniere (EREM), skąd po około trzech tygodniach, po wstępnym zapoznaniu się z materiałami archiwalnymi, trafiłem do bazy EREM-u w centrum administracyjnym Hoggaru — Tamanrasset. Stąd, już razem z prof. W. Ryką, doc. S. Kubickim oraz kilkunastoosobową grupą współpracowników algierskich, wyruszyliśmy na misję rekonesansową do miejsc, które na podstawie analizy materiałów archiwalnych zostały wytypowane jako perspektywiczne.



Ryc. 1. Profesor Waclaw Ryka podczas prac rekonesansowych na Hoggarze (kwiecień 1988)

Prace penetracyjne przeprowadzono w trzech następujących rejonach:

- Telerteba-Achkal — w środkowej części Hoggaru;
- In Rabir (Ihohaouene) — w północnej części bloku In Ouzzal (w zachodniej części Hoggaru);
- Tirek — w południowej części bloku In Ouzzal (w zachodniej części Hoggaru).

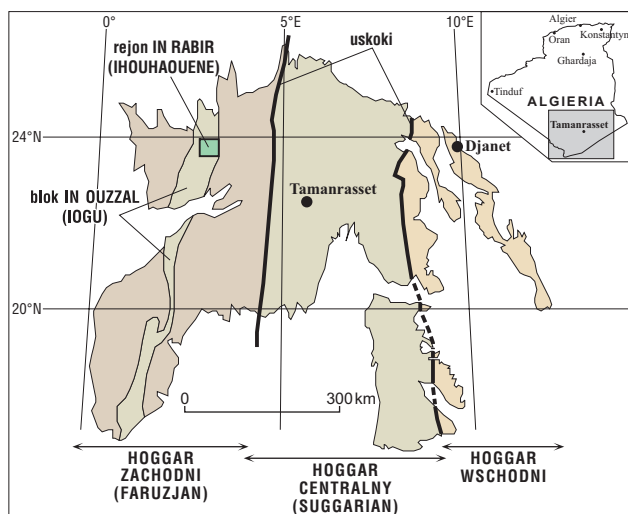
Przedmiotem zainteresowania był także jeden rejon poza Hoggarem. Był to masyw Eglab w NW części Algierii, gdzie wzmiankowano występowanie karbonatytów na podstawie badań prowadzonych kilka lat wcześniej przez polsko-algierską grupę kierowaną przez M. Niecia. W rezultacie tych wstępnych prac za najbardziej interesujący uznano rejon In Rabir (Ihohaouene).

Po zakończeniu misji rekonesansowej oraz przygotowaniu i zatwierdzeniu projektu prac, w połowie sierpnia

1986 r. rozpoczęły się prace terenowe, które trwały dwa kolejne sezony polowe (w warunkach saharyjskich oznacza to okres od września do kwietnia). W skład grupy terenowej oprócz autora i S. Cwojdzńskiego wchodziło 20–25 współpracowników algierskich. W badaniach terenowych profesor W. Ryka (ryc. 1) uczestniczył osobiście tylko na etapie prac rekonesansowych, jednak jego rola jako opiekuna naukowego grupy i wkład w końcowe rezultaty prac były nieocenione.

Budowa geologiczna rejonu

Badany obszar należy do krystalicznego bloku In Ouzzal, zbudowanego ze skał metamorficznych i magmowych archaiku i proterozoiku. Blok In Ouzzal (terran — Black i in., 1994), w literaturze zwany *In Ouzzal Granulitic Unit* — IOGU (np. Caby, 1996), jest południkowo wydłużonym, dolnoprekambryjskim (suggariańskim) blokiem wewnątrz proterozoicznego (faruzjańskiego) pasa w obrębie tarczy Hoggaru — tarczy tuareskiej (ryc. 2). Wiek obu głównych faz metamorfizmu: mezoarchaicznej (3,1–3,4 Ga) i paleoproterozoicznej (ebourneńskiej, 2,0–2,1 Ga) jest dobrze udokumentowany metodami Rb-Sr (Ferrara & Gravelle, 1966; Allegre & Caby, 1972) i Sm-Nd (Ben Othman i in., 1984).



Ryc. 2. Szkic strukturalny tarczy Hoggaru (na podstawie Carpena i in., 1988)

Blok In Ouzzal jest przykładem archaicznej skorupy, remobilizowanej podczas wysokotemperaturowego metamorfizmu związanego z orogenezą ebourneńską (ok. 2 Ga). Składa się on z dwóch archaicznych jednostek, dolnoskorupowej jednostki zbudowanej głównie z enderbitów i czarnokitów i suprakrustalnej (górnoskorupowej) zbudowanej z kwarcytów przewarstwianych formacjami żelazistymi, wapieniami oraz Al-Mg i Al-Fe granulitami, zwykle związanymi z soczewkami mafitów i ultramafitów (Ouzegane i in., 2003).

W granicach terenu badań, o powierzchni ponad 500 km², wydzielono kilka różnowiekowych kompleksów skalnych o zróżnicowanej litologii. Kompleksy te odpowiadają róż-

*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław; andrzej.stachowiak@pgi.gov.pl

nym etapom ewolucji geologicznej IOGU. Są to (od najstarszego):

- kompleks granulitowo-enderbitowy;
- kompleks granitognejsowo-granitowy;
- kompleks syenitowo (fenitowo)-karbonatytowy;
- granitoidy pretektoniczne;
- kompleks dajek mikrogranitów i ryolitów;
- kompleks pregranitowych dajek zasadowych;
- granitoidy syntektoniczne;
- kompleks dajek zasadowych i obojętnych;
- granitoidy posttektoniczne i związane z nimi skały żyłowe.

Pierwsze dwa kompleksy są zaliczane do archaiku, kompleks syenitowo-karbonatytowy — do dolnego i środkowego proterozoiku, natomiast pozostałe reprezentują młodsze ogniwa prekambriu. W niniejszym artykule omówiono, z konieczności w dużym skrócie, jedynie paleoproterozoiczne skały kompleksu syenitowo (fenitowo)-karbonatytowego.

Kompleks syenitowo (fenitowo)-karbonatytowy

W skład tego kompleksu wchodzi dwie główne grupy skał: grupa syenitów (fenitów) oraz grupa karbonatytów. Obie grupy skalne są związane ze sobą przestrzennie, co sugeruje także ich związek genetyczny, jednakże karbonatyty są zawsze młodsze od syenitów. Syenity tworzą ciała geologiczne o dość nieregularnych zarysach intersekcyjnych, o wymiarach od kilkudziesięciu metrów do maksymalnie $1,0 \times 1,5$ km. Występują w otoczeniu skał kompleksu granulitowo-enderbitowego, zwłaszcza gnejsów piroksenowych, oraz kompleksu granitognejsowo-granitowego. Szczególnie często kontaktują one ostro z kwarcytami, natomiast na kontakcie syenitów z granitognejsami lub gnejsami piroksenowymi obserwuje się skały przejściowe, typu granitów alkalicznoskaleniowych i kwarcowych syenitów alkalicznoskaleniowych. Ciałom syenitowym (fenitom) towarzyszą też czasem strefy mniej wyraźnej fenityzacji (Ryka & Maliszewska, 1982) otaczających granitognejsów, objawiającej się metasomatycznym wzbogaceniem tych skał w skalenie potasowe (mikroklin).

W grupie syenitów wydzielono następujące ogniwa litologiczne:

- syenity wollastonitowe;
- metasyenity melanokratyczne;
- metasyenity laminowane i masywne;
- metasyenity kwarcowe;
- pegmatyty syenitowe.

Karbonatyty zawsze są przestrzennie związane ze syenitami. Tworzą w nich soczewy, wtrącenia, żyły i ciała nieregularne o różnych wymiarach, przeważnie zgodne, a jedynie czasem niezgodne w stosunku do laminacji w syenitach. Wydzielono 3 generacje i kilka odmian litologicznych karbonatytów, przy czym najstarsza z nich przeszła fazę przeobrażeń metamorficznych i jest obecnie reprezentowana przez skały wollastonitowe.

Grupa syenitów

Metasyenity wollastonitowe występują w postaci wkładek w metasyenitach. Są to skały o barwie białej, jasnoszarej lub białozielonej, średnio lub gruboziarniste, regularnie laminowane, miejscami o teksturze pasmo-wo-wstęgowej. Laminy ciemne (zbudowane z piroksenów), o grubości od 1 do 3 cm, występują w skale co 5–30 cm i są rozdzielone przez jasne, regularnie laminowane partie ska-

leniowe, skaleniowo-piroksenowe i skaleniowo-wollastonitowe. Wollastonit jest skupiony w laminach skaleniowych. Jego udział w skale jest zmienny i waha się w granicach 5–15% obj. Chemizm syenitów wollastonitowych jest zdecydowanie odmienny od chemizmu metasyenitów. W stosunku do pozostałych syenitów o podobnej zawartości potasu syenity wollastonitowe są wybitnie zubożone w krzemionkę.

Pozostałe odmiany metasyenitów obejmują ciągły szereg petrogenetyczny, w skład którego wchodzi kolejno: metapiroksenity \Rightarrow metasyenity melanokratyczne \Rightarrow metasyenity laminowane \Rightarrow metasyenity masywne \Rightarrow pegmatyty syenitowe (metasyenity pegmatytowe).

Ewolucja tego szeregu polega na zwiększaniu udziału skalenia potasowego względem klino- i ortopiroksenów oraz na rekrystalizacji skały i zacieraniu jej kierunkowej tekstury (laminacji piroksenowej).

Metasyenity melanokratyczne tworzą wkładki i wtrącenia w obrębie metasyenitów laminowanych i masywnych. Występują w ścisłej asocjacji z metapiroksenitami, z którymi mają kontakty nieostre. Są to skały średnioziarniste, o barwie różowozielonej, wyraźnie i regularnie laminowane. Laminy ciemne, piroksenowe, o grubości od 2 do 25 mm są zbudowane z agregatów augitu, pigeonitów oraz ortopiroksenów reprezentowanych przez hipersten lub enstatyt. Laminy jasne są złożone z mikroklinu ksenomorficznego, pertytowego, korodującego pirokseny.

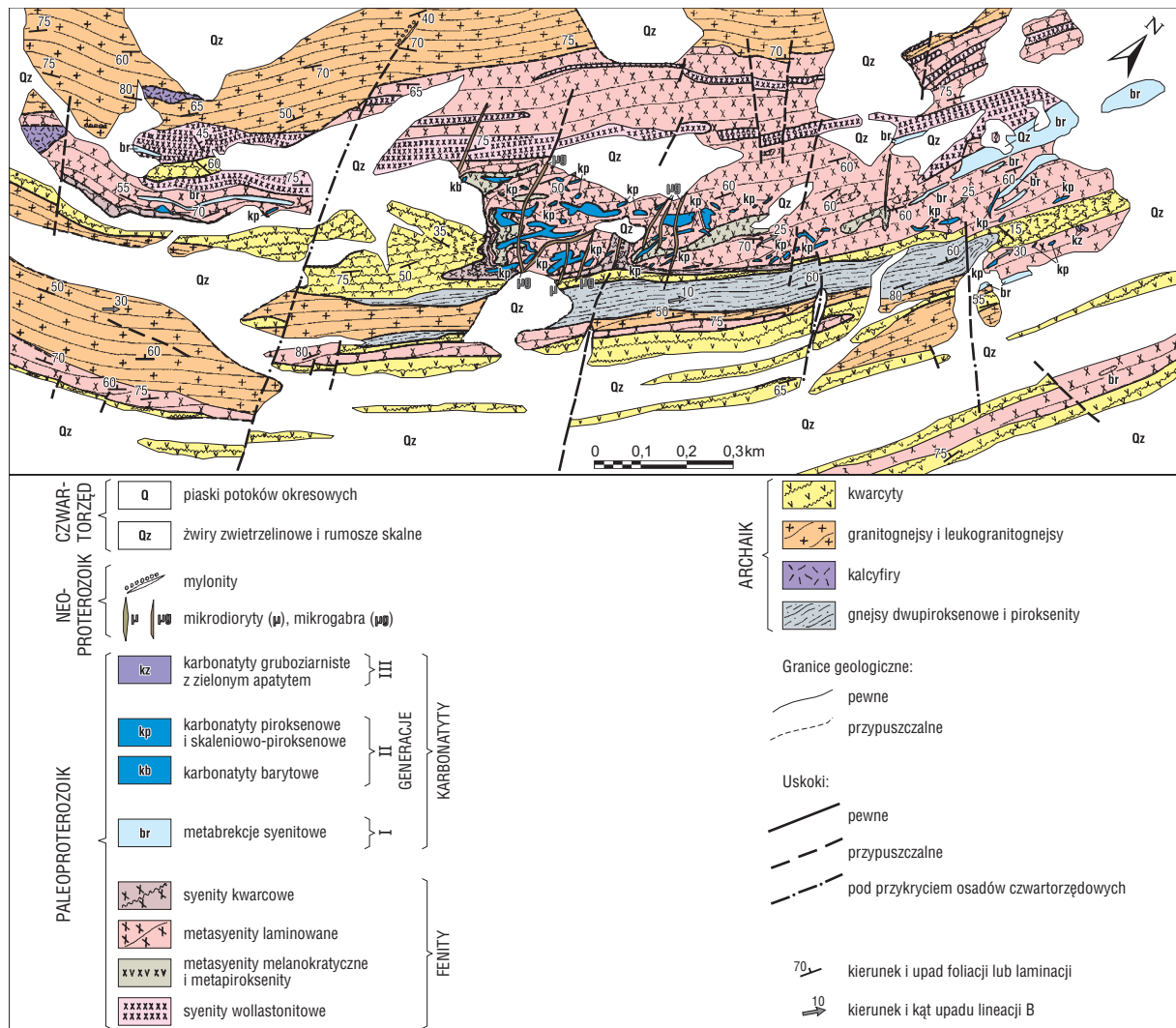
Metasyenity laminowane i masywne budują zasadniczą część ciał syenitowych. Są to skały średnio i gruboziarniste, różowoszare o teksturze laminowanej, słabo ukierunkowanej aż do zupełnie bezładnej. Odmiany laminowane są przeważnie bogatsze w minerały ciemne, udział piroksenów zmienia się od 7 do 18% obj., a skalenia potasowego od 55 do 85% obj. Występują wśród nich także odmiany amfibolowe. Odmiany masywne metasyenitów odróżniają się od odmian ukierunkowanych brakiem laminacji wyznaczonej przez agregaty piroksenowe, przeważnie gruboziarnistą strukturą oraz większym udziałem mikroklinu (80–92% obj.).

Metasyenity kwarcowe tworzą zgodne z laminacją wkładki w metasyenitach innych odmian. Grubość takich wkładek waha się w granicach 0,5–20 m. Występują także w brzeżnych partiach ciał syenitowych, często wzdłuż ich kontaktów z kwarcytami. Pod względem składu mineralnego od innych syenitów różni je zawartość kwarcu, która sięga 25% obj. skały.

Pegmatyty syenitowe występują w postaci wkładek lub żył w metasyenitach laminowanych i masywnych. Ich grubość rzadko przekracza 3 m, a kontakty są nieostre. Są to skały bardzo gruboziarniste, szaroróżowe, o teksturze bezładnej. Zbudowane są prawie wyłącznie z mikroklinu, którego ziarna są skatakazowane i infiltrowane przez tlenki Fe.

Pozycja tektoniczna syenitów (fenitów)

Łańcuch wystąpień syenitów w N części bloku In Ouzzal ciągnie się na długości ponad 50 km w kierunku NE-SW w obrębie kompleksów archaicznych. Kompleksy te, stanowiące tło strukturalne dla syenitów, uległy wielofazowym procesom tektonicznym i metamorficznym. Najstarsze



Ryc. 3. Mapa geologiczna jednej ze stref wychodni kompleksu syenitowo-karbonatowego (wg Stachowiaka i Cwojdzńskiego)

struktury fałdowe stwierdzone w skałach kompleksów archaicznych są reprezentowane przez mezofałdy złożone, izoklinalne lub wąskopromienne, o osiach stromo zapadających (60–70°) ku N i NNW. Są one rezultatem nałożonych na siebie dwóch koaksjalnych faz deformacji synmetamorficznej F1 i F2. Omawiane struktury F1 i F2 są też reprezentowane przez złożone makrostruktury fałdowe zbudowane z piroksenitów, kalcyfirów, kwarcytów żelazistych i kwarcytów. Najstarsze fałdy F1 i F2 uległy prze-fałdowaniu w czasie trzeciej fazy deformacji — F3, w której powstały liczne makrofałdy otwarte, asymetryczne i symetryczne, o osiach przebiegających od NE-SW do N-S. Wspomniane deformacje F1, F2 i F3 doprowadziły do superpozycji makrofałdów w kompleksach archaicznych i do powstania złożonych struktur fałdowych. Dalsza komplikacja ich tektoniki była związana z rozwojem lokalnych kopuł granitognejsowych fazy F4. Doprowadziła ona do zakłóceń w przebiegu starszych fałdów oraz do powstania skomplikowanego obrazu intersekcyjnego granic między kompleksem granulitowo-enderbitowym a granitognejsowo-granitowym. Deformacja F4 odbywała się w warunkach facji amfibolitowej i doprowadziła do procesów diaforycznych w kompleksie granulitowo-enderbitowym. Wszystkie późniejsze deformacje bloku In Ouzzal (F5) były deformacjami sztywnymi.

Ciała syenitowe w bloku In Ouzzal odznaczają się zgodnością z fałdowo-kopułową tektoniką kompleksów archaicznych (ryc. 3). Kształt poszczególnych ciał syenitowych jest zgodny z fałdowym planem strukturalnym otoczenia i podkreśla makrofałdy F3. Masywy syenitowe mają charakterystyczny, esowaty kształt intersekcyjny, podkreślony także przez przebieg foliacji w skałach osłony. Wydaje się, że wykorzystują tu one częściowo starsze makrostruktury fałdowe F1 i F2. Kształt masywów syenitowych może być efektem synintruzyjnych przesunięć wzdłuż lokalnych rozłamów o przebiegu NE-SW. Można przyjąć, że rozmieszczenie ciał syenitowych było kontrolowane przez hipotetyczny rozłam NE-SW, na którego obecność wskazują badania geofizyczne (VLF i magnetyczne), wykonane w trakcie prowadzonych badań. Reasumując, ciała syenitowe wykorzystały istniejące już struktury fałdowe F1 i F2 i powstały bądź jako ciała syntektoniczne w stosunku do fazy F3, bądź też w okresie między deformacjami F2 i F3.

Grupa karbonatytów

Na podstawie składu mineralnego, cech strukturalno-teksturalnych, wzajemnych relacji przestrzennych oraz położenia w stosunku do skał osłony wydzielono trzy generacje karbonatytów. Generacja I, najstarsza, jest reprezen-

towana przez skały wapienno-krzemianowe (metakarbonatyty), a generacje II i III przez skały węglanowe (karbonatyty kalcytowe).

Badania składu izotopowego sześciu próbek karbonatytów (tab. 1) wykazały, że wartości $\delta^{13}\text{C}$ mieszczą się w zakresie typowym dla karbonatytów magmowych, natomiast wartości $\delta^{18}\text{O}$ wskazują raczej na niższą temperaturę krystalizacji i sugerowaną przez Fourcade'a i in. (1996) kontaminację ze skałami skorupowymi. Warto podkreślić, iż zdaniem niektórych autorów (Kopecky i in., 1987), typowo magmowe, nie zmienione karbonatyty są niezmiernie rzadkie.

Tab. 1. Oznaczenia izotopów $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ w karbonatytach

$\delta^{18}\text{O}$ (‰ SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)
20,14	- 9,15
19,26	- 8,14
20,96	- 8,29
20,15	- 7,93
20,36	- 7,85
19,38	- 5,48

Metabrekcje syenitowe (metakarbonatyty I generacji)

Są to skały o nie wyjaśnionej genezie tektoniczno-iniekccyjnej. Są one starsze od typowych karbonatytów II generacji. Wkładki i pakiety metabrekcji syenitowych przebiegają zgodnie z laminacją syenitów, na ogół wzdłuż kontaktów syenitów wollastonitowych z metasyenitami, ale także w obrębie metasyenitów. Grubość pakietów metabrekcji syenitowych waha się od 0,5 do 35 m; często wyklinowują się one w obrębie metasyenitów. Metabrekcje syenitowe są skałami o barwie szarej, złożone są z fragmentów bloków i okruchów syenitów (różnych odmian) i piroksenitów, ułożonych chaotycznie w masie cementującej (ryc. 4). Wymiary bloków w brekcji wahają się od 1 do 100 cm i są zwykle ostrokrawędziste lub subangulane. Masa cementująca, wypełniająco-penetrująca otaczające syenity, o barwie popielatoszarej z odcieniem zielonym jest afanitowa, bardzo twarda o teksturze masywnej. Tkwią w niej chaotycznie rozrzucone liczne fragmenty ziaren



Ryc. 4. Metabrekcje syenitowe — metakarbonatyty I generacji

piroksenów, skaleni (o wymiarach 0,3–1,5 cm) i drobne okruchy syenitów. Zbudowana jest ona ze skały wollastonitowo-granatowo-syllimanitowej lub tremolitowo-syllimanitowo-granatowej. Omawiane metabrekcje zostały uznane za I generację karbonatytów w rejonie In Rabir (Ihohaouene). Po powstaniu brekcji o spoiwie węglanowym, przypuszczalnie karbonatytowym, w wyniku metamorfizmu wysokotemperaturowego nastąpiło ich przeobrażenie w metabrekcje syenitowe z cementem metakarbonatytowym. O pierwotnie karbonatytowym spoiwie brekcji świadczy podwyższona zawartość La i Ce w skałach wollastonitowo-syllimanitowo-granatowych i wollastonitowych.

Karbonatyty II generacji

Reprezentują one główną fazę powstawania ciał karbonatytowych i stanowią większość wystąpień tych skał na omawianym obszarze. Wszystkie karbonatyty II generacji występują w obrębie syenitowych fenitów (prawie wyłącznie wśród metasyenitów), w formie nieregularnych żył i soczew wydłużonych zgodnie z laminacją w skałach otaczających (ryc. 5). Tworzą więc przeważnie ciała pokładowe. Nieregularne zarysy intersekcyjne ciał karbonatytowych są efektem ich zalegania zgodnie z zafałdowanymi powierzchniami laminacji metasyenitów. Obserwowane w skali odkrywki kontakty karbonatytów ze skałami osłony są na ogół ostre, choć nieregularne. Grubość ciał karbonatytowych jest bardzo zmienna — od 20 cm do kilkunastu metrów. Karbonatyty II generacji są zróżnicowane litologicznie, zarówno pod względem barwy, cech strukturalno-teksturalnych, jak i składu mineralnego. Zawsze jednak są to sövity, czyli gruboziarniste karbonatyty kalcytowe, z szarym, zielonkawym lub różowym matrix, w którym tkwią izolowane ziarna lub agregaty mineralne piroksenu, skalenia potasowego i apatyty. Na tej podstawie wydzielono 5 następujących odmian karbonatytów:

- wollastonitowo-kalcytowe;
- piroksenowo-kalcytowe;
- piroksenowo-dolomitowe;
- skaleniowo-piroksenowo-kalcytowe;
- barytowo-kalcytowe.

Wszystkie wymienione odmiany karbonatytów, wydzielone na podstawie głównych, pozawęglanowych składników mineralnych, są podobne pod względem form występowania i stosunków ze skałami otaczającymi. Karbonatyty II generacji są skałami o strukturach średnio- lub gruboziarnistych, równo- lub nierównoziarnistych, czasem porfirowatych, o teksturze przeważnie masywnej, choć lokalnie ukierunkowanej. Są one zbudowane z szarego, różowego lub zielonoszarego tła węglanowego, w którym tkwią agregaty i pojedyncze ziarna piroksenów, skaleni potasowych oraz apatyty.

Tło skalne jest zbudowane z kalcytu, oprócz którego występuje także dolomit, niekiedy jako dominujący składnik węglanowy skały. W skład karbonatytów wchodzi także inne minerały: granaty, epidot, plagioklasy, kwarc, hornblenda, flogopit, chloryty, aktynolit oraz tytanit, tlenki Fe, brookit i cyrkon.

Karbonatyty tarczy Hoggaru są skałami niejednorodnymi. W ich obrębie występują liczne enklawy skał obcych, o wymiarach od kilku do 100 cm. Enklawy są reprezentowane głównie przez piroksenity, rzadziej przez metasyenity



Ryc. 5. Żyły karbonatów II generacji w metasyenitach, z enklawami metasyenitów i piroksenitów

różnych odmian. Niekiedy karbonatyty noszą ślady mylonizacji lub silnej kataklazy. Pod względem składu mineralnego karbonatyty zmylonizowane nie różnią się od wydzielonych odmian mineralnych karbonatów II generacji.

Karbonatyty wollastonitowo-kalcytowe są to karbonatyty o barwie białej, średnio lub drobnoziarniste, kalcytowe. Kalcyt buduje około 80–85% obj. skały, tworząc mozaikę ziaren o średnicach 0,8–1,5 mm. Obok kalcytu występuje w nich augit, skałki potasowy — ortoklaz, wollastonit, kwarc, granaty, cyrkon, tytanit i apatyt.

Karbonatyty piroksenowo-kalcytowe to dominująca odmiana karbonatów. Są to skały średnioziarniste, czasem gruboziarniste, masywne, dość równoziarniste. Na węglanowym tle, o różowym, zielonym lub szarym zabarwieniu występują bezładnie rozrzucone, zaokrąglone ziarna piroksenów oraz wydłużone kryształy różowego lub bladobrunatnego apatyty. Zawartość kalcytu w skale waha się w granicach 80–90% obj.

Karbonatyty piroksenowo-dolomitowe są specyficzną (dolomitową) odmianą wyżej omawianych karbonatów piroksenowo-kalcytowych, którą stwierdzono w pojedynczym wystąpieniu w pobliżu północnej granicy obszaru badań. Kalcyt występuje w nich podrzędnie, natomiast inne cechy skały są podobne do cech karbonatów piroksenowo-kalcytowych.

Karbonatyty skaleniowo-piroksenowo-kalcytowe są to skały średnio i nierównoziarniste, masywne, miejscami o strukturze brekcjowatej. Przejścia między karbonatami piroksenowymi a skaleniowo-piroksenowymi są stopniowe. Karbonatyty skaleniowo-piroksenowe są natomiast wyraźnie uboższe w apatyt (do 1%). Skalenie potasowe, które ilościowo przeważają nad

klinopiroksenami, są reprezentowane przez mikroklin lub ortoklaz (sanidyn?).

Karbonatyty barytowo-kalcytowe są to skały o barwie czarnej lub ciemnoszarej, masywne, o strukturze drobno lub średnioziarnistej. Zbudowane są one z kalcytu i dolomitu z domieszką 5 do 10% obj. automorficznych ziaren barytu. Akcesorycznie występują: magnetyt, tytanomagnetyt, cyrkon, piryty i fluoryt. Ciemne zabarwienie skały jest wywołane prawdopodobnie przez rozproszony pigment tlenków żelaza.

Karbonatyty III generacji

Tworzą one niewielkie, nieregularne żyły i gniazda w obrębie karbonatów II generacji lub bezpośrednio w metasyenitach. Reprezentowane przez grubo- i gigantoziarniste skały kalcytowe, o barwie różowej, są bezkierunkowe,



Ryc. 6. Kryształy różowego apatyty z karbonatów III generacji



Ryc. 7. Karbonat III generacji — w kalcytowym matrix widoczne kryształy zielonego apatyty, czarnych piroksenów i ciemnoszarych plagioklazów

z auto- morficznymi kryształami różowego apatyty w wymiarach od 1 do 30 cm. Ich kontakty z karbonatytami II generacji są często nieostre. Występują w dwóch odmianach litologicznych, jako karbonatyty gruboziarniste z różowym apatytem oraz karbonatyty gruboziarniste z zielonym apatytem.

Karbonatyty apatytywo-kalcytowe z różowym apatytem są skałami o barwie białej, gruboziarnistymi, o teksturze bezładnej lub ukierunkowanej. W tym ostatnim przypadku ukierunkowanie wynika z ułożenia wydłużonych megakryształów różowego apatyty. Kryształy te osiągają od 1 do 25 cm długości (ryc. 6). Są one często poprzerastane przez kalcyt albo poobrastane przez tytanit. Obok tych minerałów w omawianych karbonatytach stwierdzono także niewielkie ilości fluorytu, barytu i syderytu.

Karbonatyty apatytywo-kalcytowe z zielonym apatytem tworzą nieregularne soczewy i gniazda w obrębie wychodni piroksenowo-kalcytowych i skaleniuowo-piroksenowo-kalcytowych karbonatytów II generacji. Są to skały o barwie białej, porfiroziarniste, masywne, w których w średnioziarnistej masie kalcytovej tkwią rozrzucone bezładnie, auto- lub subautomorficzne, duże kryształy jasnozielonego apatyty (do 3–5 cm długości), piroksenów (diopsydu), rzadziej plagioklazów oraz wollastonitu (ryc. 7).

Reasumując, karbonatyty III generacji są bardziej gruboziarniste od starszych karbonatytów oraz bardziej jednorodne. Nie zawierają one enklaw piroksenitowych i metasenyitowych. Stanowią prawdopodobnie produkt miejscowej rekrystalizacji karbonatytów II generacji przy udziale roztworów hydrotermalnych.

Mineralizacja ziem rzadkich

W celu określenia nośników ziem rzadkich wykonano mikroanalizy 11 próbek karbonatytów. Nie stwierdzono w nich obecności minerałów własnych ziem rzadkich. Wykryto natomiast inkluzje brytolitu w apatytycie zielonym i monacytu w apatytycie różowym (Ouzegane i in., 1988). Ziemie rzadkie koncentrują się głównie w apatytych, zielonych piroksenach oraz w skaleniach potasowych.

Apatyty jako fenokryształy karbonatytów występują w dwóch odmianach: zielonej i różowobrunatnej. Zielone zabarwienie wywołują domieszki Fe, a różowe Mn lub Cr. Apatyt zielony jest jednorodny i nie występują w nim wyraźne skupienia ziem rzadkich wewnątrz ziaren. Są one natomiast widoczne na kontaktach z kalcytem i podkreślają kontury ziaren. Oprócz Ca i P w mniejszych ilościach występują: F (fluoroapatyty), Al i Fe, a z pierwiastków ziem rzadkich — Nd, Pr, La, Ce i Gd. Apatyt różowy jest niejednorodny. Oprócz podstawowych pierwiastków: Ca, P, Mn i Cr, stwierdzono w nim obecność: Ce, La, Gd, Nd i Pr, zarówno w postaci rozproszonej, jak i skoncentrowanej we wrostkach.

Pirokseny tworzą w karbonatytach fenokryształy, zwykle ciemne (prawie czarne) oraz jaśniejsze (zielonkawe). Obecność ziem rzadkich stwierdzono tylko w piroksenach zielonych, bardziej jednorodnych pod względem składu chemicznego od piroksenów ciemnych. Pierwiastki ziem rzadkich koncentrują się w otoczkach ziaren, o grubości do 5 mm. W składzie otoczek dominują składniki piroksenu:

Si, Al, Ca, Fe, Mn i Ti. Oprócz nich w znacznych ilościach występują też: La, Ce, Gd, Nd, Sm i Pr.

Skaleń potasowy występuje w postaci nieregularnych fragmentów ziaren tkwiących w kalcytycie. W peryferycznych częściach ziaren skalenia występują otoczki o grubości do 1 mm, w których koncentrują się: La, Ce, Gd, Pr i Nd. W porównaniu z otoczką wokół ziaren piroksenów zielonych występują tu mniejsze ilości ziem rzadkich.

Wyniki analiz chemicznych potwierdziły, że głównym nośnikiem ziem rzadkich jest apatyt. Najwyższą zawartość $\Sigma\text{TR}_2\text{O}_3$, osiągającą 9,53%, stwierdzono w kryształach apatyty wyseparowanych z karbonatytów III generacji. Wśród ziem rzadkich dominują pierwiastki grupy cerowej (Ce, La, Pr, Nd i Sm), stanowiące powyżej 90% sumy TR_2O_3 .

Karbonatyty są dla geologa jednym z najbardziej fascynujących obiektów badawczych — ze względu na rzadkość występowania, budzącą ciągle sporo pytań górnopłaszczową genezę, interesującą mineralizację rudną itd. dotyczy to także badanych karbonatytów na Hoggarze.

Zawsze pozostaną wdzięczny szczęśliwemu losowi, którego uosobieniem w moim przypadku był profesor Wacław Ryka, że jako jeden z niewielu mogłem tej fascynacji doświadczyć.

Literatura

- ALLEGRE C.J. & CABY R. 1972 — Chronologie absolue du Précambrien de l'Ahaggar occidental. *Comptes Rendus Acad. Sci., Paris, Série D*, 275: 2095–2098.
- BEN OTHMAN D., POLVE M. & ALLEGRE C.J. 1984 — Neodymium-strontium composition of granulites, constraints on the evolution of the lower crust. *Nature*, 307: 510–516.
- BLACK R., LATOUCHE L., LIEGEOIS J.P., CABY R., BERTRAND J.M. 1994 — Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology*, 22: 641–645.
- CABY R. 1996 — A review of the In Ouzal granulitic terrane (Tuareg shield, Algeria): its significance within the Pan-African Trans-Saharan belt. *J. metamorphic Geol.*, 14: 659–666.
- CARPENA J., KIENAST J.R., OUZEGANE K. & JEHANNO C. 1988 — Evidence of the contrasted fission-track clock behavior of the apatites from In Ouzal carbonatites (northwest Hoggar): The low-temperature thermal history of an Archean basement. *Geol. Soc. America Bull.*, 100: 1237–1243.
- FERRARA G. & GRAVELLE M. 1966 — Radiometric ages from western Ahaggar (Sahara) suggesting an eastern limit for the West African Craton. *Earth Planet Sci. Lett.*, 1: 319–324.
- FOURCADE S., KIENAST J.R. & OUZEGANE K. 1996 — Metasomatic effects related to channeled fluid streaming through deep crust: fenites and associated carbonatites (In Ouzal Proterozoic granulites, Hoggar, Algeria). *J. metamorphic Geol.*, 14: 763–781.
- KOPECKY L., SMEJKAL V. & HLADIKOVA J. 1987 — Skład izotopowy karbonatytów w alkaliczno-metasomatycznych i pokrewnych skałach Masywu Czeskiego. [In:] *Proc. 1th seminar on carbonatites and alkaline rocks of the Bohemian Massif and ambient region. Praha.*
- OUZEGANE K. 1987 — Les granulites Al-Mg et les carbonatites dans la série de l'In Ouzal, NW Hoggar, Algérie. *Nature et évolution de la croûte continentale profonde pendant l'Archéen. These Doctorat d'Etat. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris 6*, pp 433, soutenue en septembre 1987.
- OUZEGANE K., FOURCADE S., KIENAST J.R. & JAVOY M. 1988 — New carbonatite complex in the Archean In Ouzal nucleus (Ahaggar, Algeria): mineralogical and geochemical data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98: 277–292.
- OUZEGANE K., KIENAST J.-R., BENDAOU A. & DRARENI A. 2003 — A review of Archean and Paleoproterozoic evolution of the In Ouzal granulitic terrane (Western Hoggar, Algeria). *J. African Earth Sci.*, 37: 207–227.
- RYKA W. & MALISZEWSKA A. 1982 — Słownik petrograficzny. *Wyd. Geol.*