

Sardynia — raj dla geologów

Mirosław Słowakiewicz¹, Rie Motonaga², Francesco Fidolini³



M. Słowakiewicz



R. Motonaga



F. Fidolini

Sardynia (z gr. but) to druga co do wielkości (po Sycylii) włoska wyspa o powierzchni 24 090 km², położona w zachodniej części Morza Śródziemnego (ryc. 1). Od północy graniczy poprzez Cieśninę Św. Bonifacego z francuską Korsyką, od południa i zachodu otacza ją Morze Śródziemne, a od wschodu oddziela ją od Włoch Morze Tyrreńskie. Linia brzegowa Sardynii ma długość 1849 km; charakteryzuje się wysokimi i skalistymi klifami, dużymi, głębokimi zatokami oraz przesmykami otoczonymi małymi wysepkami. Wyspa jest znakomitym celem dla nurków i turystów, którzy mogą tu korzystać z czystych wód oraz plaż, zwłaszcza w rejonie wyspy Asinara oraz archipelagu La Maddalena, znajdujących się w północnej części Sardynii (ryc. 2). Jest również znana z produkcji lokalnych win, biżuterii (czerwonych koralii) oraz słodyczy. Pierwsza obecność człowieka na wyspie sięga paleolitu, a pierwsze stałe osady ludzkie zostały założone znacznie później, bo w neolicie, jakieś 6000 lat temu (Casula, 2006). Pierwsi osadnicy przybyli na wyspę prawdopodobnie z Półwyspu Apenińskiego, a w szczególności z Etrurii, i osiedlili się w północnej części Sardynii oraz w regionie Gallura (północno-wschodnia Sardynia). Pozostałe regiony wyspy zostały zasiedlone przez ludy przybyłe z Półwyspu Iberyjskiego (centralna część wyspy), z Afryki (południowa część wyspy) oraz z Anatolii i Morza Egejskiego.

Skały budujące Sardynię można podzielić na trzy główne kompleksy (ryc. 2; Oggiano & di Pisa, 2001):

- ❑ kompleks paleozoiczny obejmujący podłoże krystaliczne, skały osadowe (kambr–dolny karbon) oraz osadowo-wulkaniczne (górny karbon–perm);
- ❑ mezozoiczna sekwencja węglanowa reprezentowana przez stabilne szelfy, które przylegały do krawędzi południowej Europy;
- ❑ kenozoiczna wulkaniczno-osadowa pokrywa zbudowana z kontynentalnych zlepieńców, płytkowodnych skał węglanowych oraz skał wulkanicznych: sukcesji wapniowo-alkalicznych i bazaltów.



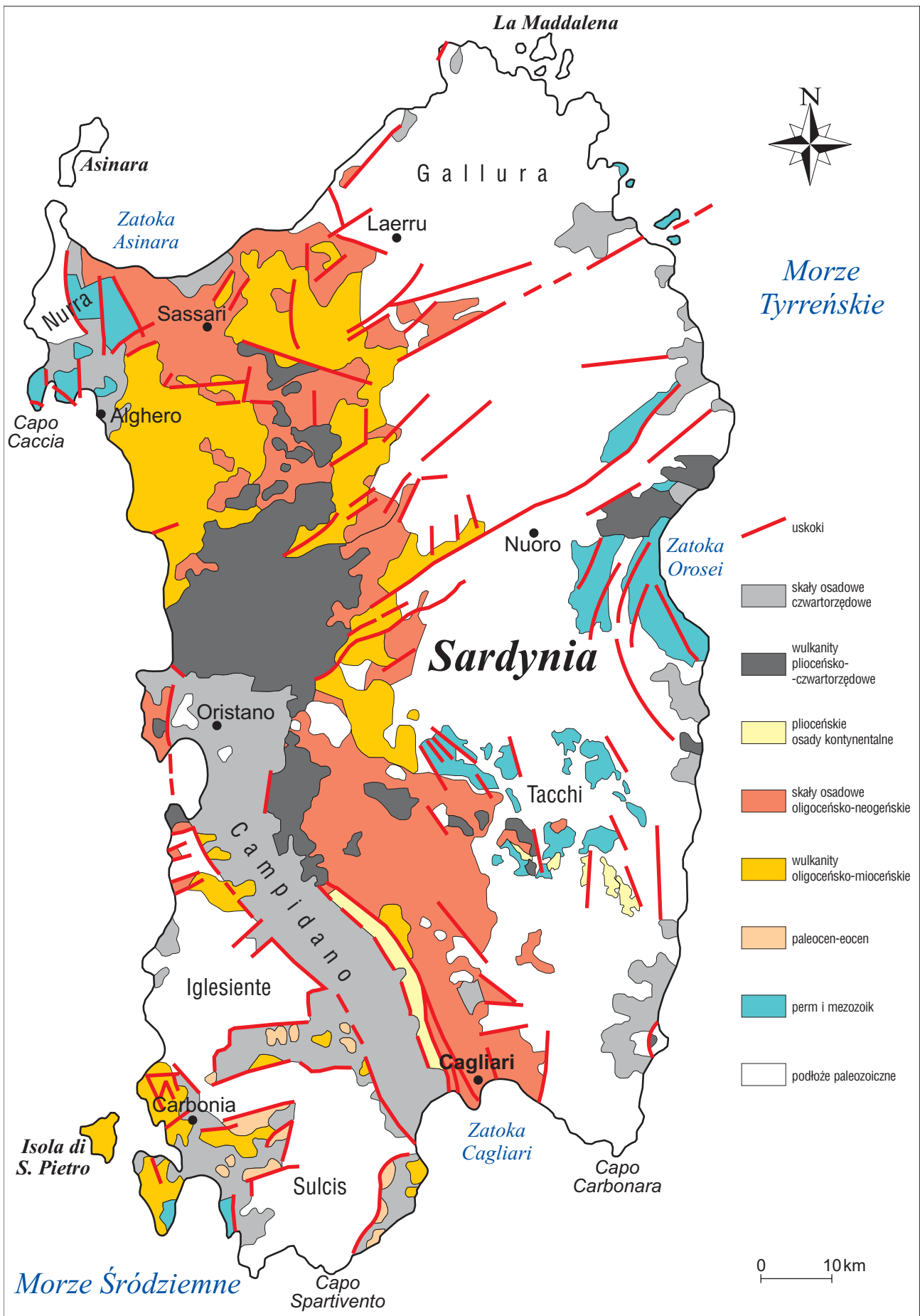
Ryc. 1. Lokalizacja Sardynii

Podłoże krystaliczne (zieleńce, amfibolity z migmatytami) zostało zdeformowane i zmetamorfizowane podczas orogenezy warwyscyjskiej, a następnie przebite podczas orogenezy alpejskiej intruzjami wapniowo-alkalicznymi. Granitoidy budujące pasmo górskie Gallura wraz z jego najwyższym szczytem Limbara (1362 m n.p.m.) — tzw. batolit Sardynii i Korsyki — są do dzisiaj eksploatowane w kamieniołomach w północno-wschodniej części wyspy. Z aktywnością batolitu powiązanych jest wiele epigenetycznych hydrotermalnych złóż metali występujących w słabo zmetamorfizowanych formacjach wapiennych dolnego kambru i wydobywanych w rejonie Sulcis i Iglesias (ryc. 2; Munoz i in., 1992; Boni i in., 2000). Obszary te należą do jednych z najstarszych obszarów górniczych na świecie, w których wydobycie srebra, ołowiu i miedzi zostało zainicjowane przez Fenicjan (1000 r. p.n.e.) i Rzymian (238 r. p.n.e.), a następnie przez obywateli Republiki Pizy, przybyłych tutaj w 1258 r. W pierwszej połowie XX w. na Sardynii działało ponad 50 kopalni eksploatujących rudy cynku i ołowiu, baru, palladu i fluorytu, a rejon Carbonii był jednym z najważniejszych obszarów górniczych w Europie (ryc. 2; Boni i in., 1988; Boni i in., 2009). Obecnie wszystkie kopalnie są nieczynne.

¹Państwowy Instytut Geologiczny — Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, e-mail: mslo@pgi.gov.pl;

²Higashiyamata 1-2-15, Tsuzuki-ku, 224-0023 Jokohama, Japonia, e-mail: rie.motonaga@gmail.com;

³University of Firenze, Dipartimento di Scienze della Terra, Via La Pira 4, 50121 Florencja, Włochy, e-mail: francesco.fidolini@unifi.it.



Ryc. 2. Budowa geologiczna Sardynii (Casula i in., 2001; Oggiano & di Pisa, 2001)

W epoce brązu (ok. 3500 lat temu) granitoidy te były wykorzystywane do budowy imponujących megalitycznych wież obserwacyjnych, mających kształt ściętego stożka, u podnóża których wznoszone były wioski przez tajemniczą kulturę nuorską. Przedstawiciele tej kultury pojawili się na wyspie około 1500 r. p.n.e. Budowali oni swoje wieże bez użycia zaprawy z ociosanych bloków, a liczba budowli megalitycznych na wyspie wynosi ok. 7000 (Casula, 2006). Są one najbardziej rozpoznawalnym symbolem Sardynii (ryc. 3).

Na obszarze występowania granitoidów znajduje się jedna z największych turystycznych atrakcji wyspy — Wybrzeże Szmaragdowe z pięknymi plażami oraz archipelagiem La Maddalena, wchodzącym w skład Parku Narodowego Archipelagu Magdaleny.

W permie i wczesnym triasie zaznaczył się alkaliczny wulkaniczno-subwulkaniczny magmatyzm związany z depozycją kontynentalną oraz płytkomorską (ryc. 4–6; Cassinis & Ronchi, 2002; Cassinis i in., 2002; Ghinassi i in., 2009; Wiszniewska, 2009). Są one związane z globalną reorganizacją płyt tektonicznych w późnym triasie, która doprowadziła do ryftingu Neo-Tetydy (Cortesogno i in., 1998).

W permo-mezozoiku i paleocenie Sardynia i Korsyka tworzyły integralną część (mikroblok) południowej krawędzi płyty europejskiej. W tym czasie zaznaczyła się ekstensyjna faza tektoniczna, dzięki której powstały rowy, horsty oraz pochylone bloki (Carmignani i in., 1989). Ekstensja sprzyjała transgresji morza triasowego i jurajskiego, która

rozpoczęła się w części zachodniej (osady wapienia muszlowego w rejonie Nurra i Sulcis), a następnie w części wschodniej (utwory doggeru w zatoce Orosei) (Jadoul i in., 2009). W centralnej części wyspy, w rejonie Tacchi, pokrywa jurajska leży horizontalnie na speneplenizowanym podłożu paleozoicznym (ryc. 2). Wapienie jurajskie można obserwować również w rejonie Alghero (ryc. 7–8). Warta odwiedzenia jest północna część Tacchi, gdzie występuje roślinność typu makia. Są to wiecznie zielone zarośla składające się ze skarłałych drzew (np. dąb ciernisty i ostrolistny) oraz drobnolistnych krzewów i krzewinek, charakterystycznych dla klimatu śródziemnomorskiego.

We wczesnej kredzie osadziły się wapień rafowe widoczne jako strome klify przyładka Capo Caccia ze słynną grota Neptuna (jaskinia krasowa) w południowo-zachodniej części Nurry (ryc. 9–11¹; Kozłowska & Kuberska, 2010). Kraina ta jest znana z krystalicznie czystych wód, idealnie nadających się do nurkowania, pięknych śnieżnobiałych plaż oraz bliskości Parku Narodowego Asinara, który obejmuje swoim obszarem całą wyspę Asinarę.

W późnej kredzie nastąpiło stopniowe wynurzenie wyspy (Cherchi & Schroeder, 1995). Wówczas w północno-zachodniej części Sardynii powstały złoża boksytów (górnicy cenoman). Na przełomie kredy i paleocenu, podczas fazy laramijskiej, wyspa została całkowicie wynurzona.

W paleocenie i wczesnym eocenie (ilerd) Sardynia ponownie została zalana. Osadziły się wtedy wapień, których klasty z fauną znajdowane są w zlepieńcach pale-



Ryc. 3. Przykład kamiennej wieży nuraghi Orolo z okolic Nuoro. Fot. F. Fidolini

¹Ryc. 10 i 11 znajdują się na str. 368



Ryc. 4. Fluwialne kanały meandrujące (formacja Cala del Vino, górny perm–dolny trias), zatoka Torre del Porticciolo



Ryc. 5. Panorama zatoki Cala Viola. Widoczne rzeczne zlepieńce (biało-różowe) i leżące na nich fluwialno-eoliczne piaskowce (czerwone) (górny perm–dolny trias). Obie fot. F. Fidolini



Ryc. 6. Przykład wydmy z ryc. 5. Fot. F. Fidolini



Ryc. 7. Środkowojurajskie wapienie ze zjawiskami krasowymi w rejonie Alghero. Fot. R. Motonaga



Ryc. 8. Nachylone warstwy wapieni środkowej jury w rejonie Alghero. Fot. R. Motonaga



Ryc. 9. Panorama wyspy La Foradada, Capo Caccia (północno-zachodnia Sardynia). Widok na dolnokredowe wapienie rafowe. Fot. L. Bittau

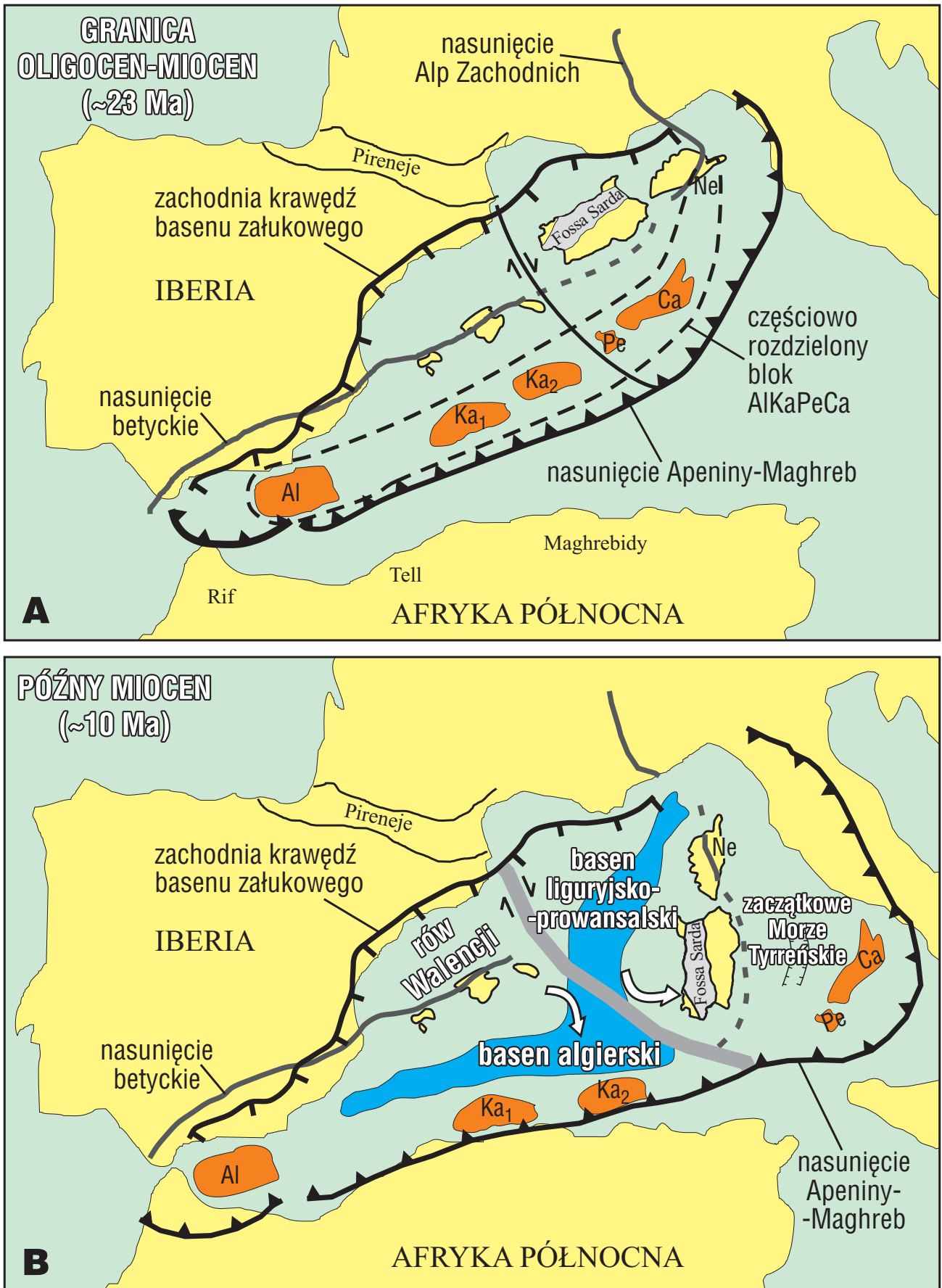
Wiek w mln lat	System/ Oddział	Piętro	WULKANIZM	ROTACJA	JEDNOSTKI	
1,8	Q				Panchina	
		gelaz			formacja Samassi	
piacenz						
5,3	pliocen	zankl				kryzys messyński
		messyn			wapienie S. Marco	
23,0	miocen	torton				piaskowce Pirri
		serrawal				
		lang				margle Fangario
		burdygał				margle Gesturi
		akwitan				formacja Marmilla margle Ales
33,9	oligocen	szat		formacja Ussana		
		rupel		?		
55,8	eocen	priabon		formacja Cixerri		
		barton				
		lutet				
		kujz			formacja Produttivo	
		ilerd			formacja Miliolitico formacja Cardiga	

Ryc. 12. Stratygrafia kenozoiku Sardynii (wg Casula i in., 2001)

ogenu i neogenu we wschodniej części wyspy. Przebieg sedymentacji kenozoicznej przedstawiono na ryc. 12. Osady eoceńskie przykrywają paleozoiczne utwory podłoża na

zachód od ryftu Sardynii (rejon Campidano), który stanowi najbardziej na wschód oddalone odgałęzienie skomplikowanego systemu oligoceńsko-miocenijskich ryftów w zachodniej części Morza Śródziemnego (Cherchi i Montadert, 1982). Ryft sardyński przecina wyspę południkowo i kontynuuje się w kierunku zatoki Asinara na północy i zatoki Cagliari na południu (ryc. 2). Regresja morza nastąpiła w eocenie (późnym ilderdzie) i zaznaczyła się występowaniem supralitoralnych wapieni z miliolidami. Osady te następnie zostały przykryte przez facje paraliczne z miąższymi pokładami węgla (środkowy eocen). Na sekwencji paralicznej osadziły się utwory kontynentalne formacji Cixerri (środkowy eocen–dolny oligocen), która niezgodnie przykrywa osady paleozoiczne, mezozoiczne i dolnoeocenijskie. Formacja ta odślania się w południowej części Sardynii i jest ważna z punktu widzenia regionalnej paleogeografii, ponieważ reprezentuje późne wynurzenie wyspy, poprzedzające otwarcie się basenu prowansalskiego. Obecność zlepieńców formacji Cixerri, zawierających klasty kredowe z gatunkami endemicznymi, oraz kierunki ich transportu wskazują na bezpośredni związek tektonicznego bloku Sardynii i Korsyki z kontynentem europejskim w eocenie.

Jednak już w oligocenie rozpoczął się rifting, a do pełnego oddzielenia obu wysp od bloku kontynentalnego doszło we wczesnym miocenie w następstwie spredu basenu prowansalskiego i rotacji bloku Sardynii-Korsyki w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara (ryc. 13; Cherchi i Montadert, 1982; Doglioni i in., 1999; Lustrino i in., 2009). Wynurzenie wyspy w oligocenie spowodowało silną erozję oraz powstanie megabrekcji, brekcji i zlepieńców kontynentalnych formacji Ussana (Oggiano i Mameli, 2001). Te chaotyczne facje, mające charakter osadów zalewowych oraz stokowych, wskazują na to, że inicjalna faza riftingu i depozycji miała miejsce w środowisku subaeralnym. Wówczas Sardynia i Korsyka zostały od siebie oddzielone (wczesny miocen: burdygał). Wśród wymienionych osadów występują również zlepieńce fluwialne i piaski, zawierające brekcje lub bioklastyczne węglany z ostrygami, mszywiolami, krasnorostami i większe otwornice, wskazujące na stopniową transgresję morską. Formacja ta, sięgająca nawet do 500 m miąższości, występuje wzdłuż krawędzi ryftu. Jest ona kolejno przykryta przez naprzemianległe margle i ły (margle Ales i formacja Marmilla) oraz formację margli Gesturi, które reprezentują już fazę postryftową (środkowy burdygał). Formacja margli Gesturi to drobno- i gruboziarniste piaski, margle i zlepieńce o miąższości do 250–300 m. Piaski formacji Gesturi posiadają sporadycznie faunę morską: ostrygi, mszywiolami itd. Sedymentacja morska w basenie trwała do późnego miocenu. Szybka regresja messyńska (najwyższy miocen) spowodowała powstanie facji lagunowych i ewaporatowych (węglany z anhydrytami gruzłowymi) oraz paleogleb. Odślonienia skał miocenijskich są bardzo skąpe ze względu na erozję podczas regresji messyńskiej oraz środkowo-późnopliocenijskiej fazy wypiętrzenia. W pliocenie powstała formacja Samassi zbudowana z kontynentalnych margli i łów oraz redeponowanych utworów miocenijskich, które zostały zdeponowane w rowie Campidano w okresie środkowego pliocenu-plejstocenu. Ponadto podczas ewolucji tego kenozoicznego rowu wystąpiło kilka erupcji wulkanicznych.



Ryc. 13. Ewolucja tektoniczna bloku Sardynia–Korsyka (Lustrino i in., 2009) w (A) późnym oligocenie–wczesnym miocenie i (B) późnym miocenie. Al — blok albozański, Ka₁ — Wielkie Kabylie, Ka₂ — Małe Kabylie, Pe — Góry Peloritani, Ca — Kalabria, Ne — jednostka Nebbio, kolor niebieski — skorupa oceaniczna, kolor żółty — obecny zarys lądów



Ryc. 14. Zerodowane przez abrazję morską eoceńsko-mioceńskie utwory piroklastyczne w rejonie Alghero. Fot. R. Motonaga



Ryc. 15. Czwartorzędowe wydmy przybrzeżne odsłaniające się w pobliżu Alghero. Fot. V. Pascucci

Według Lecca i in. (1997) zidentyfikowano następujące fazy wulkaniczne:

- 28–24 mln lat — faza reprezentowana przez gabro-tonalitywne ciała magmowe lub masywne kopuły;
- 24–18 mln lat — faza reprezentowana przez ignimbryty i andezyty oraz osady piroklastyczne (ryc. 14);
- 18–15 mln lat — faza, która zaznaczyła się tylko w zachodniej części ryftu (głównie ignimbryty); ma tutaj miejsce również wulkanizm podmorski (wcześnie miocen);
- 5,2–0,14 mln lat — faza, która rozpoczęła się w mesynie i zakończyła w czwartorzędzie ok. 0,14 mln lat temu; głównie reprezentowana jest przez wulkanizm bazaltowy związany z ekstensją obszaru Morza Tyrreńskiego.

W czwartorzędzie subsydencja basenu balearskiego, którego wschodnią krawędź stanowił blok Sardynii i Korsyki, spowodowała sedymentację ok. 100-metrowej miąższości płytkomorskich osadów kontynentalnych (Carmignani i in., 1995; Casula i in., 2001). Działalność tektoniczna zakończyła się z początkiem plejstocenu, kiedy to powstały już wspomniane wulkaniczne kompleksy w północnej części Sardynii.

Dzisiaj Sardynia jest poddana umiarkowanej działalności neotektonicznej, lokalnie obniżając się ok. 0,001 mm/rok (Ferranti i in., 2006). Skały plejstocenijskie odsłaniają się na całej wyspie i są reprezentowane przez płytkomorskie piaskowce plażowe i zlepieńce (Andreucci i in., 2006). Są one przykryte lądowymi utworami, do których należą brzegowe piaskowce eoliczne i aluwialne piaszczyste zlepieńce, związane z ostatnią regresją lodowca, która rozpoczęła się ok. 75 tys. lat temu (ryc. 15; Andreucci i in., 2009).

Autorzy dziękują V. Pascucci i M. Lustrino za pomoc w przygotowaniu artykułu.

Literatura

- ANDREUCCI S., PASCUCCI V. & CLEMMENSEN L. 2006 — Upper Pleistocene coastal deposits of West Sardinia: a record of sea-level and climate change. *GeoActa*, 5: 79–96.
- ANDREUCCI S., CLEMMENSEN L., MARTINI I.P. & PASCUCCI V. 2009 — Late Pleistocene coastal systems of northwestern Sardinia (Italy): sandy beaches, coastal dunes and alluvial fans. [In]: Pascucci V., Andreucci S. (eds) Field Trip Guide Book, Field Trip 1, 27th IAS Meeting of Sedimentology, Alghero, September 20–23, 11–35.
- BONI M., IANNACE A. & PIERRE C. 1988 — Stable isotope compositions of Lower Cambrian Pb-Zn-Ba deposits and their host carbonates, Southwestern Sardinia (Italy). *Chem. Geol.*, 72: 267–282.
- BONI M., PARENTE G., BECHSTÄDT T., DE VIVO B. & IANNACE A. 2000 — Hydrothermal dolomites in SW Sardinia (Italy): evidence for a widespread late-Variscan fluid flow event. *Sedimentary Geology*, 131: 181–200.
- BONI M., IANNACE A. & BECHSTÄDT T. 2009 — Late to post-Variscan, large scale „hydrothermal“ dolomitization in the Iglesias area, southwestern Sardinia: geologic/geodynamic setting, fluid flow and porosity evolution. W: Pascucci V., Andreucci S. (eds) Field Trip Guide Book, Field Trip 6, 27th IAS Meeting of Sedimentology, Alghero, September 20–23, 111–128.
- BUSULINI A., DIENI L., MASSARI F., PEJOVIĆ D. & WIEDMAN J. 1984 — Nouvelles données sur le Crétacé supérieur de la Sardaigne orientale. *Cretaceous Research*, 5: 243–258.
- CARMIGNANI L., CHERCHI A. & RICCI C.A. 1989 — Basement structure and Mesozoic-Cenozoic evolution of Sardinia. *Atti della Accademia Nazionale dei Lincei*, 80: 63–92.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & OGGIANO G. 1995 — Relationship between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and Northern Apennines. *Terra Nova*, 7: 128–137.
- CASSINIS G. & RONCHI A. 2002 — The (late-) Post-Variscan continental succession of Sardinia. *Rendiconti della Società Paleontologica Italiana*, 1: 77–92.
- CASSINIS G., DURAND M. & RONCHI A. 2002 — The Permian and Triassic continental framework of Nurra (SW Sardinia). *Rendiconti della Società Paleontologica Italiana*, 1: 297–305.
- CASULA G., CHERCHI A., MONTADERT L., MURRU M. & SARRIA E., 2001 — The Cenozoic graben system of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 863–888.
- CASULA F.C. 2006 — A short history of Sardinia. Carlo Delfino editore, 1–45.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. 1982 — The Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the West Mediterranean Basin. *Nature*, 298: 736–739.
- CHERCHI A. & SCHROEDER R. 1995 — Stratigraphy of the Mesozoic Nurra Region. *Rendiconti del Seminario della Facoltà Scienze Università Cagliari*, 55: 119–133.
- CORTESOGNO L., CASSINIS G., DALLAGIOVANNA G., GAGGERO L., OGGIANO G., RONCHI A., SENO S. & VANOSI M. 1998 — The Post-Variscan volcanism in late Carboniferous- Permian sequences of Ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia. *Lithos*, 45: 305–328.
- CRUCIANI G., FRANCESCHELLI M., LOI M. & ELTER F.M. 2001 — Migmatites, eclogitic and granulitic rocks in NE Sardinia. *Rendiconti Seminario Facoltà Scienze Università Cagliari Supplemento*, 71: 13–33.
- DIENI L. & MASSARI F. 1985 — Mesozoic of eastern Sardinia. [In]: A. Cherchi, 19th European Micropaleontological Colloquium – Sardinia 1/10 October 1985 Cagliari, 66–78.
- DOGLIONI C., FERNANDEZ M., GUEGUEN E. & SA'BAT F. 1999 — On the interference between early Apennines-Maghrebides back arc extension and Alps-Betics orogen in the Neogene Geodynamics of the Western Mediterranean. *Bolletino Società Geologica Italiana*, 118: 75–89.
- FERRANTI L., ANTONIOLI F., MAUZ B., AMOROSI A., DAI PRA G., MASTRONUZZI G., MONACO C., ORRÚ P., PAPPALARDO M., RADTKE U., RENDA P., ROMANCO P., SANSŃ P., VERRUBBI V. 2006 — Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: Tectonic implications. *Quaternary International*, 146: 30–54.
- FRANCESCHELLI M., MEMMI I. & RICCI C.A. 1982 — Zoneografia metamorfica della Sardegna settentrionale. [In]: L. Carmignani, T. Cocozza, C. Ghezzi, P.C. Pertusati & C.A. Ricci (eds) Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo, Società Geologica Italiana. *Guide Geologiche Regionali*, 137–149.
- GHINASSI M., DURAND M., RONCHI A. & STEFANI C. 2009 — Permian-Middle Triassic continental succession on NW Sardinia. [In]: Pascucci V., Andreucci S. (eds) Field Trip Guide Book, Field Trip 3, 27th IAS Meeting of Sedimentology, Alghero, September 20–23, 37–50.
- JADOUL F., LANFRANCHI A. & BERRA F. 2009 — [In]: Pascucci V., Andreucci S. (eds) Field Trip Guide Book, Field Trip 4, 27th IAS Meeting of Sedimentology, Alghero, September 20–23, 51–71.
- KOZŁOWSKA A. & KUBERSKA M. 2010 — 27. Międzynarodowa Konferencja Sedymentologiczna IAS 2009 — Alghero, Włochy, 20–23.09.2009. *Przegl. Geol.*, 58: 194–198.
- LECCA L., LONIS R., LUXORO S., MELIS E., SECCHI F. & BROTTU P. 1997 — Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review. *Periodico Mineralogico*, 66: 7–61.
- LUSTRINO M., MORRA V., FEDELE L. & FRANCIOSI L. 2009 — Beginning of the Apennine subduction system in central western Mediterranean: Constraints from Cenozoic “orogenic” magmatic activity of Sardinia, Italy. *Tectonics*, 28: 1–23.
- MUNOZ M., COURJAUULT-RADČ P. & TOLLON F. 1992 — The massive stibnite veins of the French Palaeozoic basement: a metallogenic marker of Late Variscan brittle extension. *Terra Nova*, 4: 171–177.
- OGGIANO G. & DI PISA A. 2001 — Introduction to the Sardinia geologic evolution. *Rendiconti Seminario Facoltà Scienze Università Cagliari Supplemento*, 71: 5–11.
- WISZNIEWSKA J. 2009 — Permsko-triasowy wulkaniczno-plutoniczny magmatyzm typu A na Korsycku i terenach otaczających IGCP 510 i EUROGRANITES 2008 Korsyka, 1–7.09. 2008. *Prz. Geol.*, 57: 108–113.



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA

przegląd **GEOLOGICZNY**



TOM 58 • NR 4 (KWIECIEŃ) • 2010

Cena 12,00 zł
(w tym 0% VAT)

Indeks 370908
ISSN-0033-2151

Zdjęcie na okładce: Wapenie mioceńskie formacji San Marco w Laerru (północna Sardynia). Fot. V. Pascucci (patrz str. 308)

Cover photo: Miocene limestones of the San Marco Formation at Laerru (N Sardinia). Photo by V. Pascucci (see p. 308)

Sardynia — raj dla geologów (patrz str. 308)



Ryc. 10. Przylądek Capo Caccia zbudowany z dolnokredowych wapieni rafowych



Ryc. 11. Capo Caccia od strony grotty Neptuna, wapień kredowe. Obie fot. R. Motonaga