

Warsztaty geomorfologiczne Grecja 26.04-06.05.2007



**Wydział Geografii i Studiów Regionalnych
Uniwersytet Warszawski**

Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich

**Wydział Geologii i Geośrodowiska
Narodowy Uniwersytet Ateński**

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych
Uniwersytet Warszawski

Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich

Wydział Geologii i Geośrodowiska
Narodowy Uniwersytet Ateński

Naturalne i antropogeniczne procesy rzeźbotwórcze w warunkach śródziemnomorskich

**Warsztaty Geomorfologiczne
Grecja 26.04-06.05. 2007r.**



Εθνικό και Καποδιστριακό
Πανεπιστήμιο Αθηνών
National and Kapodistrian
University of Athens



Komitety Honorowy Warsztatów

Prof. Andrzej Richling – Uniwersytet Warszawski, Warszawa
Prof. Andrzej Kostrzewski – Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań
Prof. Kalliopi Gaki-Papanastassiou – Narodowy Uniwersytet Ateński, Ateny
Prof. Hampik Maroukian – Narodowy Uniwersytet Ateński, Ateny

Komitety Organizacyjny Warsztatów

Dr Maciej Dłużewski
Dr Irena Tsermegas
Prof. Kazimierz Krzemień

Redakcja tomu

Irena Tsermegas

Spis treści

Hampik Maroukian, Kalliopi Gaki-Papanastassiou, Irena Tsermegas, Efthymios Karymbalis Wpływ antropopresji i parametrów morfometrycznych sieci rzecznej na występowanie katastrofalnych powodzi w dolnym biegu Kifisosu (Ateny).....	9
Irena Tsermegas Rzeźba wyspy Nisiros – jednego z dwóch aktywnych greckich wulkanów.....	20
Irena Tsermegas Rzeźba wysp Kos i Kalimnos, jako zapis procesów wewnętrznych i zewnętrznych	24
Teresa Brzezińska-Wójcik, Irena Tsermegas Wpływ geodynamiki płyt litosfery na rozmieszczenie i cechy geomorfologiczne wysp Morza Egejskiego.....	31
Irena Tsermegas Znaczenie procesów naturalnych i antropogenicznych dla współczesnych przemian rzeźby Ikarii.....	52
Maciej Dłużewski, Lidia Dubis, Kazimierz Krzemień, Irena Tsermegas Intensywność współczesnych procesów rzeźbotwórczych w zlewni Megala Pefka (Attyka – Grecja).....	64
Kalliopi Gaki-Papanastassiou, Dimitris Papanastassiou, Hampik Maroukian Młode ruchy wznoszące na Półwyspie Perachora (wschodnie wybrzeża Zatoki Korynckiej).....	73

Przedmowa

Po raz czwarty pracownicy Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego organizują Warsztaty Geomorfologiczne w szeroko pojętej strefie śródziemnomorskiej. Po Egipcie, Tunezji i Maroku przyszedł czas na Grecję. Jak zawsze, Warsztaty organizowane są pod auspicjami Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich.

Prezentowane zagadnienia są pióra autorów reprezentujących trzy polskie uczelnie oraz Narodowy Uniwersytet Ateński, Uniwersytet Harokopio i Instytut Geodynamiczny w Atenach, a także Uniwersytet im. Iwana Franka we Lwowie.

Kolejność zamieszczonych tekstów jest zgodna z programem Warsztatów. Tom otwiera artykuł poświęcony katastrofalnym powodziom w Atenach. Jest plonem współpracy I. Tsermegas z Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego z zespołem H. Maroukiana z Uniwersytetu Ateńskiego.

Dalsze doniesienia, autorstwa I. Tsermegas i T. Brzezińskiej-Wójcik, zwracające uwagę przede wszystkim na endogeniczne procesy rzeźbotwórcze, dotyczą krajobrazów wulkanicznych na wyspach Kos i Nisiros, wpływu budowy geologicznej na rzeźbę wyspy Kalimnos oraz ogólnie dynamiki płyt litosfery w regionie egejskim.

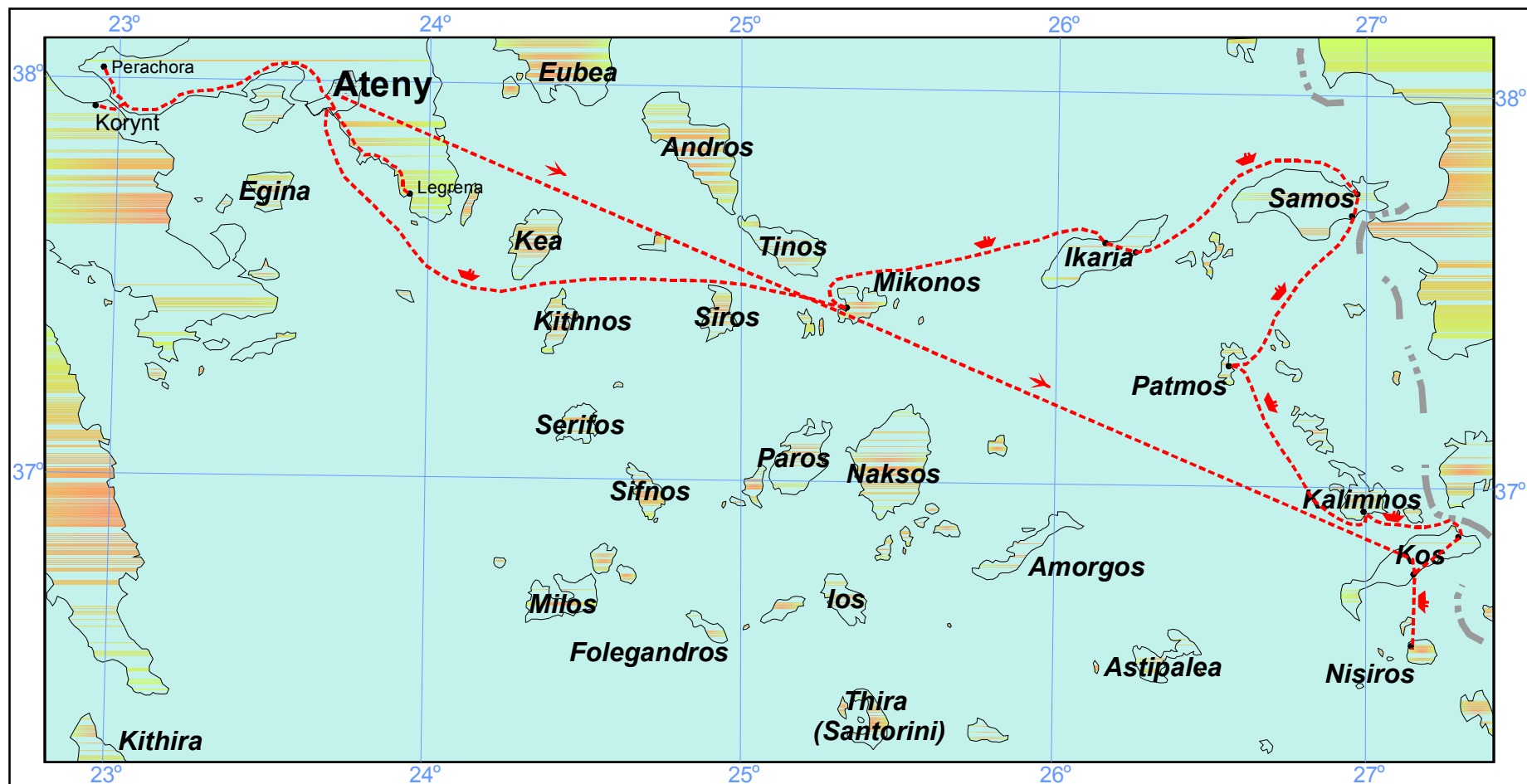
Kolejne dwa artykuły poświęcone są współczesnym procesom rzeźbotwórczym, zarówno naturalnym, jak i antropogenicznym, na położonej na wschodzie Morza Egejskiego wyspie Ikarii oraz w jednej ze zlewni południowo-wschodniej Attyki. Przedstawiono w nich wyniki szczegółowych badań terenowych, które przeprowadzili: I. Tsermegas, M. Dłużewski, L. Dubis i K. Krzemień.

Całość zamyka opracowanie greckich autorów – K. Gaki-Papanastassiou, D. Papanastassiou i H. Maroukiana – poświęcone młodym ruchom wznoszącym na wschodnich wybrzeżach Zatoki Korynckiej. Artykuł ten łączy wyniki obserwacji archeologicznych, danych sejsmicznych i szczegółowego kartowania geomorfologicznego.

Chciałbym wyrazić nadzieję, że uczestnicy tegorocznych Warsztatów prowadzonych szczególną trasą będą czynić również obserwacje wykraczające poza zagadnienia przyrodnicze. Należy jednak pamiętać, że sposób postępowania mieszkańców tych terenów był w znacznym stopniu zdominowany przez charakter podłoża geologicznego i rzeźbę terenu stanowiące podstawowe składowe systemu przyrodniczego.

Andrzej Richling

Trasa Warsztatów Geomorfologicznych - Grecja 26.04-06.05. 2007



Przebieg trasy: Warszawa - Ateny - Kos - Nisiros - Kos - Kalimnos - Patmos - Samos -
Ikaria - Mikonos - Ateny - Perachora/Korynt - Ateny - Legrena - Ateny - Warszawa

Wpływ antropopresji i parametrów morfometrycznych sieci rzecznej na występowanie katastrofalnych powodzi w dolnym biegu Kifisosu (Ateny)

Hampik Maroukian

Wydział Geologii i Geośrodowiska, Narodowy Uniwersytet Ateński, Panepistimioupoli, 157.84 Ateny, Grecja
e-mail: maroukian@geol.uoa.gr

Kalliopi Gaki-Papanastassiou

Wydział Geologii i Geośrodowiska, Narodowy Uniwersytet Ateński, Panepistimioupoli, 157.84 Ateny, Grecja
e-mail: gaki@geol.uoa.gr

Irena Tsermegas

Zakład Geomorfologii, Instytut Geografii Fizycznej, Uniwersytet Warszawski
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa, e-mail: argiro@uw.edu.pl

Efthymios Karymbalis

Wydział Geografii, Uniwersytet Harokopio, E.Venizelou 70, 176.71 Ateny, e-mail: karymbalis@hua.gr

Wstęp

Miasta strefy śródziemnomorskiej należą do rejonów szczególnie często nawiedzanych przez gwałtowne, jesienne powodzie (Sala 2003). Prawidłowość ta dotyczy również zurbanizowanych obszarów Grecji, w której w miastach mieszka ponad 60% ludności. Dla Attyki wskaźnik urbanizacji przekracza 93%, a dla regionu salonickiego wynosi blisko 80% (Statistical Yearbook... 1999).

Z przyczyn klimatycznych cała Grecja narażona jest na występowanie katastrofalnych, głównie jesiennych i zimowych powodzi, bowiem opady, choć ograniczają się przede wszystkim do półrocza chłodnego, mają tam zwykle charakter nawałny.

Naturalne wezbrania stają się poważnym zagrożeniem w sytuacji, gdy miasta (szczególnie te największe) zlokalizowane są w dolinach rzek i potoków okresowych, których koryta, wraz z postępem procesów urbanizacyjnych, zostały bardzo silnie przekształcone, a często po prostu uległy likwidacji. W Grecji zjawisko to dotyczy zwłaszcza aglomeracji ateńskiej i Salonik. W innych miastach większość rzek pozostaje odkryta, ale najczęściej również uległa znacznemu zwężeniu. Ostatnio (pod koniec września 2006 r.) skutki opadów nawałnych odczuło m.in. Wolos. Jak twierdzą jego mieszkańcy, koryta dwóch głównych rzek odwadniających miasto w ciągu ubiegłych kilkunastu lat prowadziły wodę jedynie sporadycznie i nigdy się nią nie wypełniały. Tym razem jednak, ich przekrój okazał się niewystarczający. Podobne problemy pojawiły się jesienią 2006 r. także w rejonie Salonik.

W Attyce powodzie szczególnie często notowane są w samej stolicy, ale występują również w innych miastach, m.in. w Elefsinie, Megarze, Rafinie, Anawisos oraz na terenie osiedli położonych bezpośrednio na przedmieściach Aten. Z dostępnych danych wynika, że w ciągu 6 lat, w okresie 1998-2003, zanotowano w Grecji co najmniej 60 powodzi (wartość uzyskana na podstawie analizy materiałów prasowych). Aż 40% spośród nich wystąpiło na terenie Attyki, której udział w ogólnej powierzchni kraju wynosi niespełna 3%. Szczególnie często (12-krotnie) wezbrania zagroziły w tym czasie aglomeracji ateńskiej.

Zespół miejski Aten, liczący obecnie ponad 3 500 000 mieszkańców, a wraz z nim cała Kotlina Attycka, to obszar, którego środowisko uległo w ostatnich dziesięcioleciach ogromnym przemianom pod wpływem działalności człowieka. W XX wieku procesy urbanizacyjne przebiegały tam niezwykle szybko. Gdy w roku 1834, po odzyskaniu przez Grecję niepodległości, Ateny stały się stolicą kraju, na ich terenie mieszkało zaledwie około

10 tysięcy osób (Sarigiannis 2000), a ludność ta skupiała się u stóp Akropolu, na terenie dzisiejszej gminy ateńskiej, na obszarze mniejszym niż 1 km² (Pyrgiotis 1989). Większość obecnej powierzchni miasta zajmowały pola uprawne i gaje oliwne, wśród których ulokowane były niewielkie osiedla wiejskie, a stoki górskie wokół kotliny porastały gęste, śródziemnomorskie lasy sosnowe.

Tak silne antropogeniczne przemiany w zlewni nie mogły pozostać bez wpływu na jej funkcjonowanie. Przypuszcza się, że obok opadów nawaalnych, są one główną przyczyną występujących na terenie Aten katastrofalnych powodzi (Maroukian i in. 1994, Mimikou i Koutsoyiannis 1995). W okresie ostatnich 120 lat zanotowano ich w mieście co najmniej 40. Przyniosły ogromne straty materialne i pochłonęły ponad 180 ofiar. Jest to wartość porównywalna z liczbą zabitych tam w tym samym czasie w wyniku trzęsień ziemi.

Cel, zakres i metody pracy

Celem poniższych rozważań jest zebranie możliwie najpełniejszej informacji na temat powodzi, które w ciągu ostatnich 120 lat wystąpiły na terenie Aten i próba wskazania zarówno naturalnych, jak i antropogenicznych przyczyn tych zjawisk.

W ramach realizacji tak postawionego zadania sporządzono (w oparciu o literaturę i archiwalne publikacje prasowe) zestawienie (tab. 1) zawierające daty wystąpienia powodzi oraz informacje dotyczące tego, które fragmenty miasta ucierpiały w ich wyniku i ile ofiar spowodowały poszczególne katastrofy. Informacje te uzupełniono o dane meteorologiczne – dobowe sumy opadów dla jednego bądź dwóch dni poprzedzających wystąpienie powodzi. Brak niestety danych dla okresu sprzed 1961 roku, a do roku 1999 dostępne są tylko dane z dwóch stacji (Nea Filadelfia i Tatoi).

Równocześnie, na podstawie map topograficznych w skali 1:50 000 wykreślono sieć hydrograficzną badanego terenu, dokonano jej klasyfikacji zgodnie z systemem zaproponowanym przez Strahlera (1957) i obliczono wybrane wskaźniki morfometryczne (Horton 1945). Porównując mapy z różnych okresów, podjęto również próbę oceny wpływu człowieka na przebieg cieków i oszacowano przyrost powierzchni zabudowanej. W tym celu wykorzystano mapy topograficzne Attyki w skali 1:25 000 z drugiej połowy XIX w. (Curtius i Kaupert 1878-1994) i współczesne (Attica... 2004) oraz plany miasta (Athens 2004, Athina... 1995), a także przeprowadzono terenowe kartowanie koryt rzecznych, dzięki czemu możliwe było określenie stopnia antropogenicznego przekształcenia sieci hydrograficznej Aten.

Powyższą analizę przeprowadzono korzystając z oprogramowania MapInfo. Ograniczono ją głównie do zlewni rzeki Kifisos, ponieważ to w niej notowano najwięcej epizodów powodziowych (ryc. 1), tym bardziej, że druga co do wielkości rzeka Aten – Ilisos, dawny dopływ Kifisosu – płynie obecnie niemal na całej długości podziemnym kanałem i sztucznym korytem uchodzi bezpośrednio do Zatoki Saronijskiej. Powódzie z obszaru odwadnianego przez Ilisos uwzględniono jedynie na mapie (ryc. 1), po to aby nie znającemu topografii Aten czytelnikowi umożliwić szersze spojrzenie na przedstawiony problem.

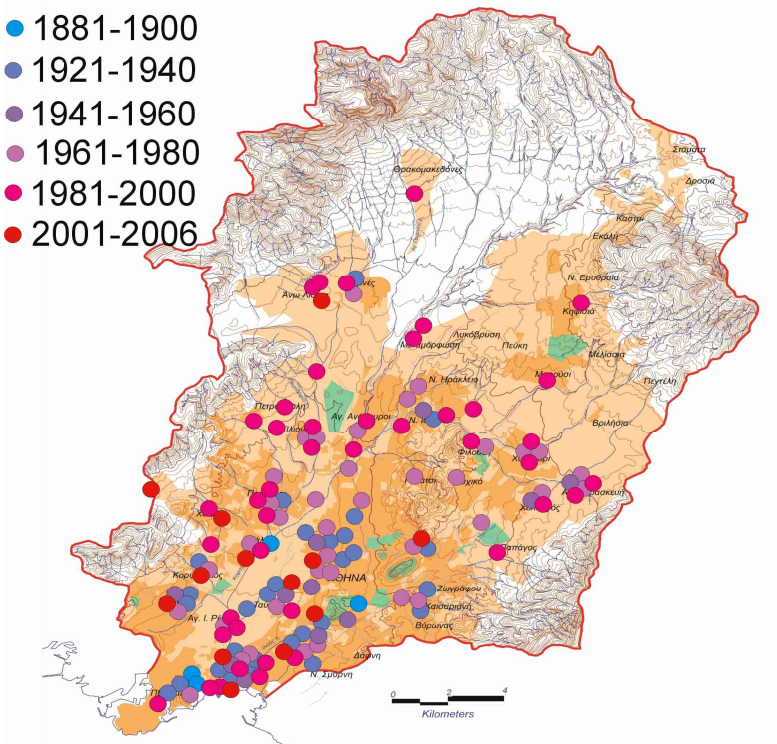
Charakterystyka terenu badań

Ateny położone są w rozległej kotlinie otwartej jedynie od południa, w kierunku Zatoki Saronijskiej. Miasto od zachodu ograniczone jest wzgórzami Egaleo (468 m n.p.m.) i Pikilo (452 m n.p.m.), od północy – Parnithą (1413 m), od północnego wschodu – Pendeli (1109 m) i od wschodu – Imittosem (1026 m). Główną rzeką odwadniającą kotlinę jest Kifisos (ryc. 2),

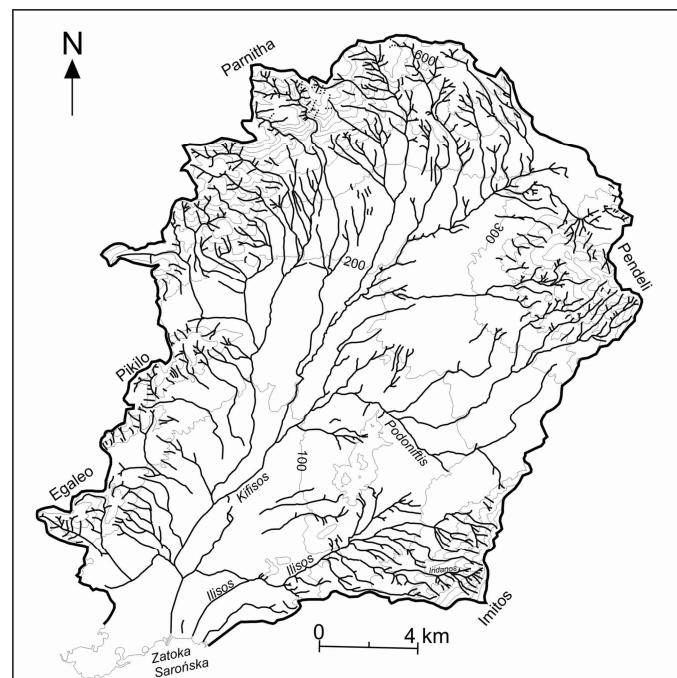
którego zlewnia obejmuje powierzchnię blisko 380 km². Do lat trzydziestych ubiegłego stulecia najważniejszym dopływem Kifisosu był Ilisos, który obecnie, jak już wspomniano, uchodzi bezpośrednio do morza. Zlewnia Ilisosu obejmuje ok. 35 km².

Powodzie w latach:

- 1881-1900
- 1921-1940
- 1941-1960
- 1961-1980
- 1981-2000
- 2001-2006



Ryc. 1. Powodzie w Kotlinie Attyckiej w latach 1881-2006.



Ryc. 2. Sieć hydrograficzna i stosunki hipsometryczne w Kotlinie Attyckiej.

Tab. 1. Katalog największych powodzi zanotowanych w Atenach w okresie 1886-2006.

Data	Zalane rejony miasta	Liczba ofiar
14 XI 1896	Centrum, Kalithea, Faliro, Pireus, Gaj Oliwny, Peristeri	61
23 XI 1925	Centrum, Petralona, Kalithea, Nea Ionia, Kesariani, Pireus	8
26 X 1930	Centrum i dzielnice zachodnie	2
17 X 1933	Pireus i dzielnice u podnóża Imittosu	1
2 XII 1933	Dzielnice zachodnie i południowozachodnie	2
22 XI 1934	Dzielnice południowozachodnie, Menidi	6
6 XI 1936	Dzielnice SW, Kalithea, Nea Smirni, W i N obrzeża centrum	2
18 IX 1949	Podnóże Imittosu, dzielnic zachodnie, południowe i północne	
6 XI 1961	Zachodnia część centrum, Kalithea i obszary dawnego Gaju Oliwnego	47
31 X 1972	Dzielnice centralne	
2 XI 1977	Centrum, dzielnice zachodnie, południowe i wschodnie	29
10 XII 1977	Dzielnice północnówschodnie	6
27 X 1980	Dzielnice północne, północnówschodnie i tereny nadmorskie	
10 XII 1988	Pireus, dolny bieg Kifisosu i Ilisosu	
29 I 1994	Ano Liosia na północy aglomeracji	
21 X 1994	Zlewnia rzeki Podoniftis	10
12 I 1997	Obszary w środkowym i dolnym biegu Kifisosu, Kalithea	
12 VIII 1997	Dzielnice północne i zachodnie	1
19 XI 2000	Dzielnice północne, zachodnie i południowe	
8 VII 2002	Północne obrzeża centrum i obszary w dolnym biegu Kifisosu	1
18 VIII 2002	Obszary w dolnym biegu Kifisosu	
3 IX 2002	Obszary w dolnym biegu Kifisosu	
7 XI 2002	Obszary w dolnym biegu Kifisosu	
4 XII 2002	Ujście Kifisosu i Ilisosu	
12 X 2004	Pireus, obszary w dolnym biegu Kifisosu	
8 XI 2004	Pireus i dzielnice zachodnie	

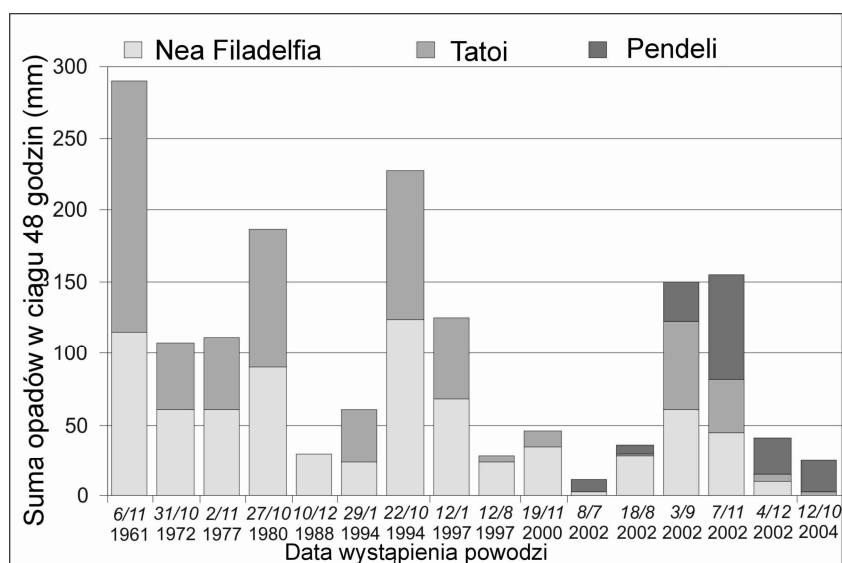
Sporządzono na podstawie informacji prasowych.

Łączna długość sieci rzecznej na obszarze aglomeracji ateńskiej przekracza 600 km. Poza dolnymi odcinkami Kifisosu i Ilisosu, wszystkie koryta prowadzą wodę okresowo (latem większość z nich pozostaje sucha), bądź funkcjonują jedynie bezpośrednio po opadach.

Taka sytuacja wynika z faktu, że rozkład opadów w ciągu roku jest na badanym obszarze typowo śródziemnomorski, a zatem bardzo nierównomierny. Średnie roczne sumy opadów wynoszą w Atenach ok. 400 mm (365 mm na stacji Eliniko, 414 mm na stacji Nea Filadelfia i 430 mm na stacji Tatoi). Ponad 80% tej sumy przypada na półrocze zimowe–

notowane jest od października do marca. W miesiącach tych występują również największe dobowe sumy opadów, nierzadko przekraczające 100mm/24h. W okresie 1956-1997 najwyższą wartość zanotowano na stacji Tatoi (w obrębie górnej części zlewni Kifisosu) i wynosiła ona 175,1 mm/dobę. Na stacji Nea Filadelfia było to 115,6 mm. Obie wartości ekstremalne przypadły na listopad. W tym też miesiącu najczęściej notowano powodzie (tab. 1), chociaż nie zawsze wiązały się one z tak dużymi sumami opadów (ryc. 3). Należy jednak zaznaczyć, że opady nawalne występują w Atenach również w okresie letnim.

Jak wynika z powyższego zestawienia (tab. 1), katastrofalne powodzie notowano w Atenach jeszcze zanim miasto to stało się wielką metropolią. Jedną z najtragiczniejszych wydarzyła się w 1896 roku i pochłonęła ponad 60 ofiar. Jak podaje Livathinos (1933), wywołał ją deszcz o intensywności 117mm/125 minut. Podczas wezbrania Podoniftisu w 1994 r., na stacji Nea Filadelfia położonej w pobliżu terenów, które ucierpiały najbardziej, wystąpił opad o natężeniu 42,7 mm/h. W tym samym czasie, w górnej części zlewni Ilisosu (stacja Zografu) zanotowano opad o natężeniu 67,7 mm/h, który jednak nie spowodował większych szkód. A zatem zagrożenie dla miasta stanowią nie tylko czynniki antropogeniczne. Także w warunkach zbliżonych do naturalnych obszar ten był narażony na występowanie gwałtownych, tragicznych w skutkach wezbrań. Wydaje się więc, że oprócz antropopresji, która z pewnością wpłynęła na zmianę reżimu hydrologicznego analizowanych zlewni, za powodzie nękające ten teren i powtarzające się zwłaszcza w niektórych rejonach miasta, odpowiedzialne są także naturalne czynniki regulujące odpływ, takie jak cechy metryczne zlewni i układ odwadniających ją cieków.



Ryc. 3. Sumy opadów zanotowane na stacjach Nea Filadelfia, Tatoi i Pendeli w ciągu 24 bądź 48 godzin przed wystąpieniem powodzi.

Parametry sieci rzecznej

Na terenie Grecji nie wykonuje się systematycznych pomiarów hydrologicznych. Brak tam zatem wiarygodnych danych dotyczących wielkości przepływów rzecznych. W literaturze przytaczane są jedynie wartości szacunkowe. Konieczne staje się zatem stosowanie innego rodzaju miar. Dlatego za całowe uznano przeprowadzenie ilościowej analizy struktury sieci hydrograficznej badanego terenu. W tym celu obliczono następujące wskaźniki: całkowitą liczbę cieków poszczególnych rzędów, ich długość, powierzchnię odpowiadających im zlewni cząstkowych, wskaźnik bifurkacji, a następnie przeanalizowano

hierarchiczną strukturę zlewni, tzn. sprawdzono wszystkie węzły sieci hydrograficznej pod kątem tego, na połączeniu cieków jakich rzędów występują (tab. 2).

Tab. 2. Ilość odcinków koryt, ich długość i odpowiadająca im powierzchnia zlewni cząstkowych przyporządkowana węzłom poszczególnych rzędów.

Węzły	Nu	%	Lu	%	Au	%	Węzły	Nu	%	Lu	%	Au	%
I / II	271	77,2	197,8	73,5	93,4	71,0	II / VI	1	1,1	6,6	1,9	3,3	1,9
I / III	64	18,2	52,7	19,6	21,7	16,5	III / IV	20	80,0	272,4	62,3	122,4	51,9
I / IV	19	5,4	16,8	6,2	11,2	8,5	III / V	4	16,0	134,7	30,8	97,6	41,4
I / V	-	-	-	-	-	-	III / VI	1	4,0	30,0	6,9	15,8	6,7
I / VI	1	0,3	2,5	0,9	5,4	4,1	IV / V	6	85,7	351,2	94,4	179,2	95,9
II / III	80	88,9	288,9	83,8	151,2	85,9	IV / VI	1	14,3	20,7	5,6	7,6	4,0
II / IV	7	7,8	42,1	12,2	19,5	11,1	V / VI	2	100,0	517,7	100,0	316,8	100,0
II / V	2	2,2	7,0	2,0	1,9	1,1							

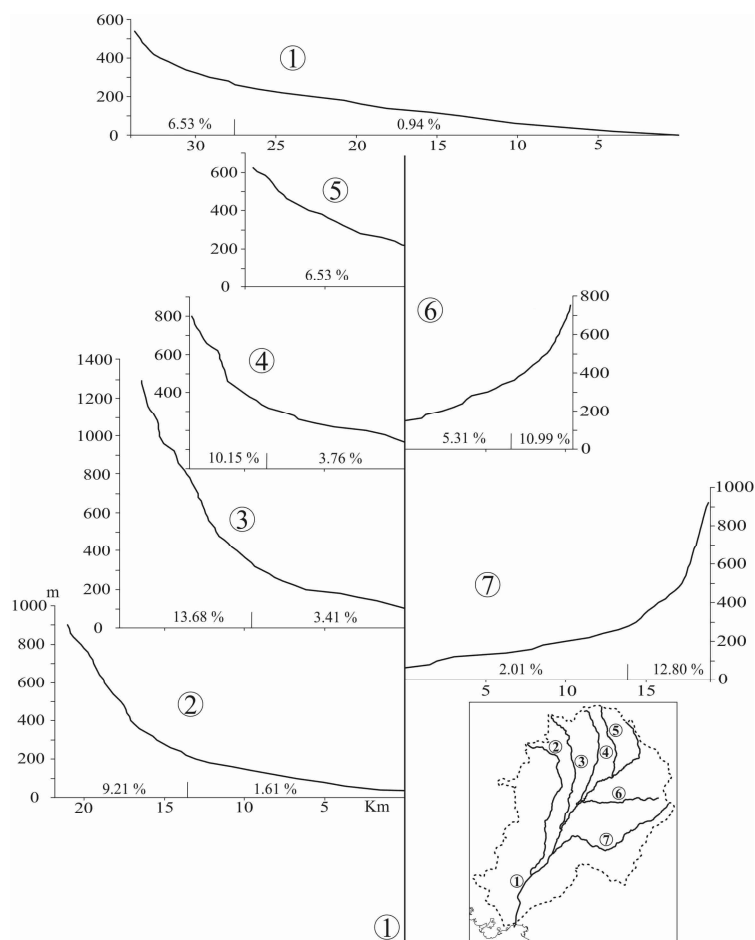
Nu – ilość odcinków, Lu – długość odcinków, Au – powierzchnia zlewni cząstkowych.

Przeprowadzona analiza wykazała, że sieć rzeczna w zlewni Kifisosu nie jest dostatecznie dobrze rozwinięta i znacznie odbiega od „idealnej” struktury dendrytycznej. Największym problemem wydaje się fakt, że ciek III rzędu – Podoniftis – jest bezpośrednim dopływem środkowej części Kifisosu (cieku VI rzędu), któremu, do i tak przeciążonego koryta, dostarcza wody z obszaru o powierzchni blisko 80 km². Rzeczywiście, poniżej połączenia wymienionych rzek (w dzielnicach Peristeri, Sepolia, Egaleo, Rendis, Tawros, Moschato, Faliro) notowano szczególnie wiele epizodów powodziowych (tab.1). Podobne problemy stwarzał w przeszłości Ilisos, tym bardziej, że był dopływem dolnego biegu Kifisosu. Udało się je częściowo ograniczyć dzięki rozdzieleniu zlewni wyżej wymienionych rzek i skierowaniu wód Ilisosu bezpośrednio do Zatoki Sarońskiej.

Należy podkreślić, że obszary położone w dolnym biegu Kifisosu były zalewane również wcześniej, ale nie stanowiły wtedy terenów miejskich, lecz naturalną równinę zalewową. Jak pokazuje ryc. 4, główne koryto Kifisosu składa się z odcinka górskiego (o długości 6 km i spadku przekraczającym 65‰) i odcinka nizinnego (o długości 27 km i średnim spadku rzędu 9‰). Znaczne spadki charakteryzują także dopływy tej rzeki – w górnych odcinkach, przekraczających połowę ich długości, średnie nachylenia koryt są większe niż 90‰, a nawet 130‰. Mamy tu zatem do czynienia z bardzo szybką koncentracją odpływu i błyskawicznym przemieszczaniem się wód na obszar dna kotliny.

Ingerencja człowieka w system rzeczny Kotliny Attyckiej.

Szybki rozwój przestrzenny miasta zapoczątkowany został w 1922 roku, wraz z przybyciem tam 220 tysięcy greckich uchodźców z Azji Mniejszej (Sarigiannis 2000). W błyskawicznym tempie powstały całe dzielnice (m.in. Nea Ionia, Nea Smirni, Nea Filadelfia, Nikia, Tawros). Ekspansja zabudowy postępowała w sposób chaotyczny, bez planów i bez respektu dla środowiska. Do II wojny światowej lesistość Attyki obniżyła się z ponad 70% do ok. 30% (Stefanou 1974). Największe zniszczenia dotknęły obszarów położonych w bezpośrednim sąsiedztwie miasta. Obecnie wskaźnik ten wynosi ok. 15% (Statistical Yearbook... 1999).

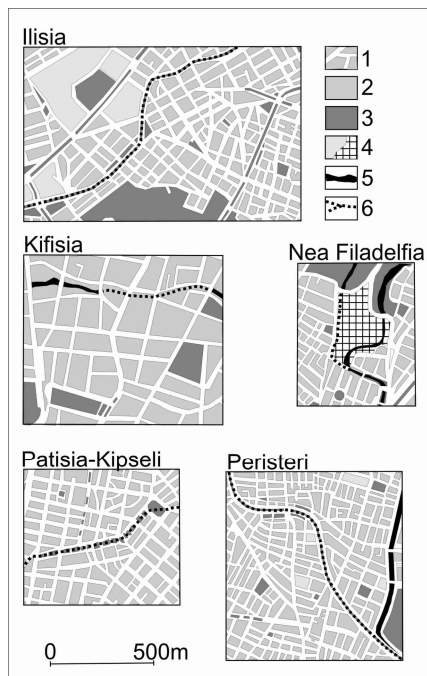


Ryc. 4. Profile podłużne Kifisosu (1) i jego głównych dopływów (2-7).

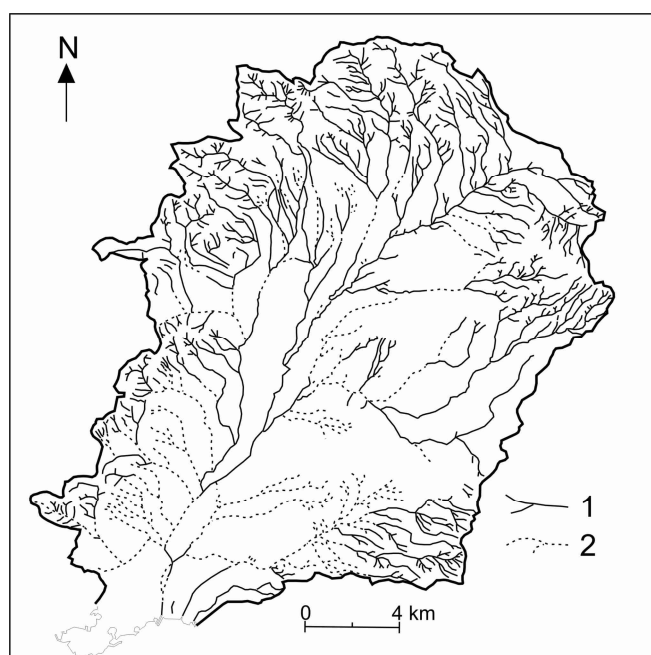
Postępująca zabudowa i przekształcenia szaty roślinnej (w tym wycinanie i pożary lasów) sprawiły, że nastąpiła drastyczna zmiana stosunków wodnych w zlewniach objętych przez aglomerację. Na wylesionych stokach górskich wody bez przeszkód osiagają grunt i spływają po nim, zasilając bezpośrednio sieć cieków, na którą składają się górne odcinki dopływów dwóch głównych rzek odwadniających Kotlinę Attycką. Jak się ocenia (Papoulias i Nikolaidis 1979, Velissarios i in. 1995) korony drzew w śródziemnomorskim lesie sosnowym zatrzymują ok. 30% wody deszczowej, a zatem tylko ten czynnik (zniszczenie lasu) sprawia, że o 1/3 więcej, w stosunku do okresu sprzed wylesienia, otrzymuje jej dębnie podłoże na zboczach ateńskich gór.

Diametralnie zmieniła się również sytuacja w obrębie niżej położonej, miejskiej części zlewni. Docierający do niej, dzięki zasilaniu górskiemu, nadmiar wody nie może zostać swobodnie odprowadzony ku morzu, ponieważ wszystkie odwadniające ten obszar koryta zostały znacznie zwężone, wiele skanalizowano i częściowo zakryto, a niektóre po prostu przestały istnieć (ryc. 5). W 1905 r. przekopano sztuczne ujście Ilisosu bezpośrednio do morza, oddzielając tym samym zlewnię tej rzeki od zlewni Kifisosu. W 1932 r. przekopano sztuczne koryto Kifisosu, przesuwając je na zachód w stosunku do osi doliny (ryc. 6). Kilka lat później rozpoczęto prace nad skanalizowaniem Ilisosu. Trwały 26 lat i doprowadziły do całkowitego zniknięcia tej rzeki z powierzchni terenu. Obecnie całe dawne koryto biegnie systemem rur pod ważnymi arteriami komunikacyjnymi. Odkryty pozostaje jedynie sztuczny odcinek ujściowy na terenie dzielnicy Kalithea (ryc. 6). Także Kifisos

w całym dolnym biegu płynie korytem uregulowanym, w tym całkowicie lub częściowo zakrytym na długości ponad 6 km (ryc. 6). Ingerencja człowieka zmieniła również koryta mniejszych cieków. Już w czasach rzymskich (II w. n.e.) zakryto przepływający przez centrum miasta potok Iridanos (fragment jego koryta odsłonięto podczas budowy stacji metra Monastiraki). Systematyczne „likwidowanie” koryt rozpoczęto w połowie XIX w. Największe zmiany dokonały się jednak w XX stuleciu, szczególnie w jego drugiej połowie.

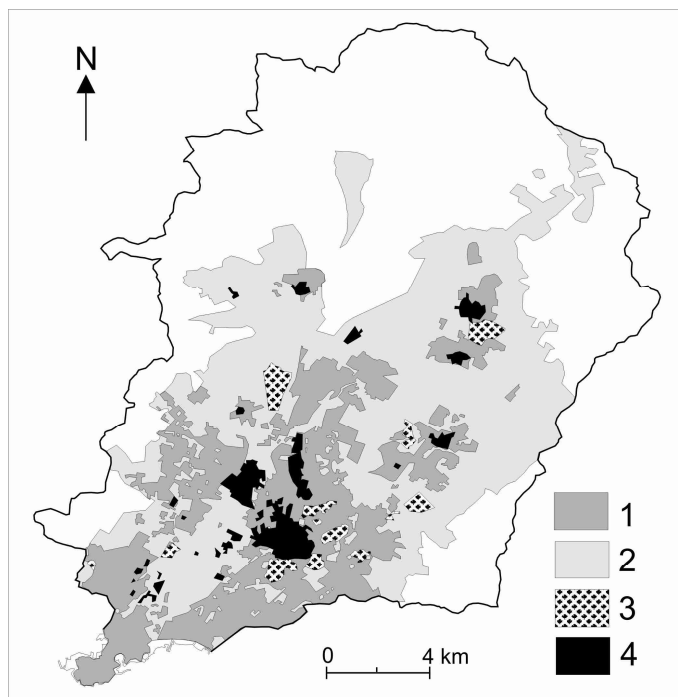


Ryc. 5. Przykłady antropogenicznych przekształceń sieci rzecznej Ater (wg Athens 2004).
Objaśnienia: 1 – ulice, 2 – zabudowa mieszkalna, 3 – parki / skwery, 4 – obiekty użyteczności publicznej / cmentarze, 5 – koryta rzeczna odkryte, 6 – koryta rzeczne zakryte lub zasypane.



Ryc. 6. Mapa sieci rzecznej Kotliny Attyckiej.
Objaśnienia: 1 – koryta odkryte, 2 – koryta zakryte lub zasypane.

Jak wynika z przeanalizowanych map, w XX wieku, a szczególnie po II wojnie światowej, Kotlina Attycka stała się widowiskiem nieustannych szybkich procesów urbanizacyjnych. Pod koniec XIX w. na obszary zabudowane przypadało zaledwie ok. 3% powierzchni zlewni Kifisosu (ryc. 7), a w roku 2004 już ok. 60%. Obecnie zabudowa nie tylko zajmuje całe dno kotliny, lecz również wkracza na stoki, sięgając nawet do wysokości 400 m n.p.m. (Attica, Egina & Salamina 2004). Na zwarte obszary zieleni miejskiej przypada zaledwie ok. 5 km².



Ryc. 7. Rozwój zabudowy miejskiej w Kotlinie Attyckiej.

Objaśnienia: 1 – zwarte zabudowa miejska, 2 – luźna zabudowa miejska, 3 – zwarte obszary zieleni miejskiej, 4 – zasięg zabudowy miejskiej w 1890 r.

Największym problemem Aten jest jednak nie tyle sam fakt występowania tam dużych obszarów o zwartej zabudowie, lecz to, że koryta rzeczne w mieście zostały bardzo silnie zmienione w wyniku antropopresji. Należy przy tym podkreślić, że Ateny to ogromny organizm miejski, złożony z ponad 50 gmin i tamtejsza kanalizacja burzowa nie stanowi jednolitego systemu, lecz składa się z odcinków zaprojektowanych na potrzeby lokalne. Mimo licznych prób usprawnienia, nie funkcjonuje w sposób należyty i włączenie w nią części koryt rzecznych jedynie pogłębiło istniejące problemy.

Porównanie dawnych (Curtius i Kaupert 1878-1894) i współczesnych map (Mapa topograficzna... 1988) z wynikami kartowania terenowego wykazało (ryc. 6), że od schyłku XIX w. tylko w granicach dzisiejszej zlewni Kifisosu przestało istnieć aż 113 km koryt (czyli 1/5 długości naturalnego systemu drenażu).

Wnioski

Przeprowadzona analiza wykazała, że choć powódzie w Kotlinie Attyckiej występują głównie pod wpływem czynników naturalnych, to jednak ich skutki są potęgowane w wyniku

działalności człowieka. Za niemożliwy do odprowadzenia w krótkim czasie nadmiar wody odpowiedzialne są przede wszystkim nawalne opady deszczu, których sumy dobowe mogą lokalnie przekraczać 100-150 mm. Dzięki znacznym nachyleniom stoków wokół kotliny i dużym spadkom koryt, woda ta bardzo szybko dostaje się na obszar zabudowany, w tym do głównego koryta Kifisosu, które jest szczególnie obciążone w wyniku zasilania przez największy dopływ – Podoniftis.

Natomiast wśród czynników antropogenicznych sprzyjających wylewom ateńskich rzek wymienić należy przede wszystkim: wkroczenie zabudowy na obszar dawnych równin zalewowych, wylesienie zboczy górskich okalających miasto, nadmierny udział obszarów zabudowanych w ogólnej powierzchni zlewni, zwężenie większości koryt rzecznych i ich przykrycie na długości ponad 100 km oraz niesprawny system kanalizacji burzowej.

W ostatnich latach podjęto pewne próby ratowania miasta przed groźbą wystąpienia kolejnych, jeszcze gwałtowniejszych niż w przeszłości, powodzi – m.in. powiększono przekrój dolnego, uregulowanego odcinka koryta Kifisosu, a część wód jego największego obecnie dopływu – rzeki Podoniftis – skierowano poza teren zlewni, a tym samym i poza aglomerację. Jedynym sposobem na rzeczywiste zmniejszenie zagrożenia powodziowego w Atenach wydaje się jednak budowa niewielkich zbiorników retencyjnych w górnym biegu Kifisosu i jego dopływów. Ale i to może okazać się nieskuteczne w przypadku, gdy gwałtowne opady wystąpią w obrębie niżej położonych części zlewni.

Literatura

Athens, 2004, Plan miasta w skali 1:12 000. Road Editions, Ateny.

Athina, Peiraias, Proastia, 1995, Plan miasta. Edition Polydigos, Ateny.

Attica, Egina & Salamina, 2004, Mapa w skali 1:60 000. Road, Ateny.

Curtius, E., Kaupert A., 1878-1894, Karten von Attika in 1:25000, ed. Dietrich Reimer, Berlin.

Horton, R., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins, hydrophysical approach to quantitative morphology. Geol. Soc. America Bulletin, 56, 275-370.

Mapa topograficzna w skali 1:50 000, 1988, arkusze: Athina, Koropi, Elefsis, Kifisia, Peiraias. Wojskowa Służba Geograficzna (G.I.S.), Ateny.

Maroukian H., Zamani A., Gaki-Papanastassiou K., Pavlopoulos K., 1994. The implications of human interference in the natural environment of Attica, Greece. Proceedings of the 6th International conference "Environmental Contamination", Delphi, Greece, October 1994, s. 330-332.

Mimikou M., Koutsoyiannis D., 1995, Extreme floods in Greece: The case of 1994. U.S.-Italy Research Workshop on the Hydrometeorology, Impacts and Management of Extreme Floods, Perugia, Italy, 13-17 November 1995.

Papoulias I., Nikolaidis M., 1979, Retencja i potrzeby wodne dębu (po grecku, I ydato-sygrkatisi kai ydatokatanalosi stin platyfyllou dry). To Dasos (Las), 86, s. 26-40.

Pyrgiotis G., 1989, Rozwój urbanistyczny Aten (po grecku, I oikistiki epektasi tis Athinas) (w:) Krajobraz i środowisko Attyki (Attiko topio kai periballon), Ateny, O.L.P., s. 242-245.

Sala M., 2003, Floods triggered by natural conditions and by human activities in

- a Mediterranean coastal environment. *Geografiska Annaler*, 85A, 3-4, s. 301-312.
- Sarigiannis G. M., 2000, Ateny 1830-2000. Rozwój – Zagospodarowanie przestrzenne – Komunikacja (po grecku, Athina 1830-2000. Ekseliksi – Poleodomia – Metafores). Wyd. Symmetria, Ateny.
- Statistical Yearbook of Greece 1999. National Statistical Service of Greece, Ateny 2000.
- Stefanou A., 1974, Rujnacja zasobów leśnych Attyki (po grecku, I panolethria tou dasikou ploutou tis Attikis), *Fysis kai Zoi* (Natura i Życie), tom D, z. 14, Ateny.
- Strahler A., 1957, Quantitative analysis of watershed Geomorphology. *Am. Geophys. Union Trans.* 38, 6, s. 913-920.
- Velissarios A., Lambropoulos N., Lymberis G., Sotiropoulos D., 1995, System zarządzania i nadzoru nad korytami rzecznyymi na obszarach administrowanych przez Przedsiębiorstwo Wodociągów Aten i Pireusu (po grecku, Systima diacheirisis kai epopteias ydatorevmaton periochon armodiotitas EYDAP). Imerida T.E.E, 17 października 1995, Ateny

Rzeźba wyspy Nisiros – jednego z dwóch aktywnych greckich wulkanów

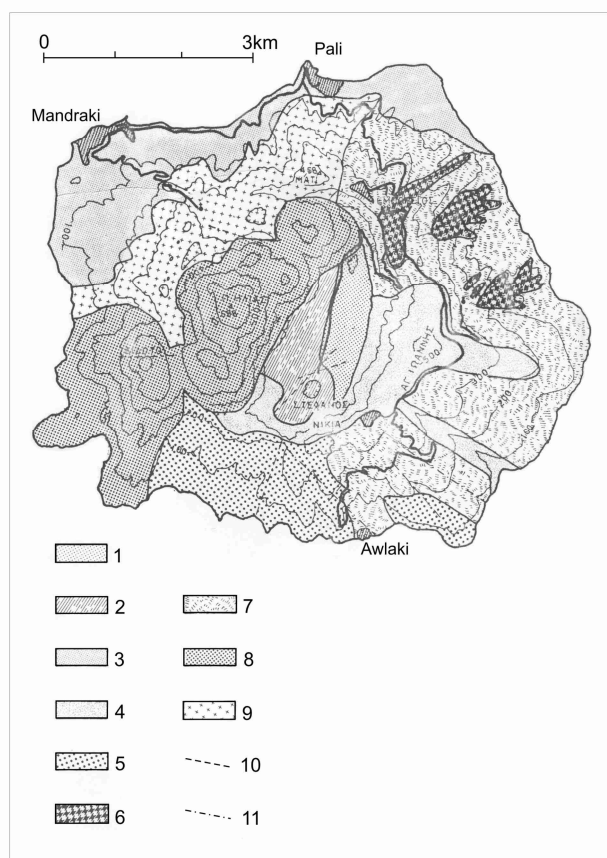
Irena Tsermegas

Zakład Geomorfologii, Instytut Geografii Fizycznej, Uniwersytet Warszawski
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa, e-mail: argiro@uw.edu.pl

Wyspa Nisiros w Dodekanezie jest drugim, obok Santorynu, czynnym wulkanem w Grecji. Reprezentuje wynurzony fragment budowli wulkanicznej powstałej co najmniej 150 000 lat BP (Sachpazi i in. 2002). Ma formę typowego stratowulkanu. Jej powierzchnia wynosi 41 km² i oprócz współczesnych osadów rzecznych, stokowych i litoralnych, budują ją wyłącznie skały pochodzenia wulkanicznego. Najstarsze z nich pochodzą z górnego miocenu Vogiatzi i in. 1976).

Na Nisiros odsłaniają się skały dwóch cykli aktywności. Starszy reprezentowany jest jedynie lokalnie, m.in. przez poduszkowe lawy bazaltowe, które rozpoczynają ten cykl, świadczące o podmorskim typie aktywności. Późniejsze wylewy doprowadziły do powstania andezytów, trachiandezytów i riolitów, a z końcowych etapów tego cyklu pochodzą grube serie pumeksu. Ich miąższość dochodzi lokalnie do 250 m. Doszło zatem do wyrzucenia ogromnych mas materiału i opróżnienia ogniska magmy, co w konsekwencji doprowadziło do powstania kaldery. Miało to miejsce nie wcześniej niż 24 000 lat BP (Sachpazi i in. 2002). Dlatego pierwszy etap aktywności wulkanicznej na Nisiros określany bywa jako “prekalderowy”, zaś drugi jako “postkalderowy”.

Z drugiego cyklu pochodzą bardziej zróżnicowane skały: andezyty, trachiandezyty, trachity, dacyty, riolity i utwory piroklastyczne (ryc. 1).



Ryc. 1. Szkic fotogeologiczny wyspy Nisiros (wg Vogiatzi i in. 1976).

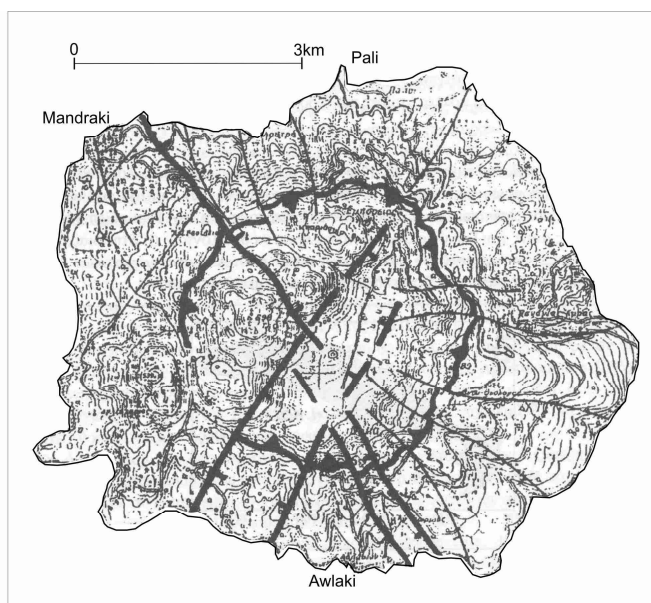
Objaśnienia:

1. osady holocenne,
2. współczesne osady piroklastyczne,
3. pumeks,
4. riolity,
5. trachity,
6. trachiandezytowe potoki lawowe,
7. trachiandezyty i produkty ich wietrzenia, zlepionce trachiandezytowe,
8. dacyty,
9. andezyty,
10. uskoki pewne,
11. uskoki przypuszczalne.

Współczesne przejawy wulkanizmu na Nisiros są słabe. Manifestują się głównie wyziewami fumaroli i występowaniem gorących źródeł (Mandraki, Pali, Awlaki), a tutejsze zasoby geotermalne należą do najbogatszych w kraju (Kavouridis i in. 1999). Mimo to, dopiero od niedawna prowadzone są badania geofizyczne służące określeniu dynamiki procesów tektonicznych tego obszaru. W latach 70. odkryto na wyspie aktywne pole geotermalne i podjęto próbę jego wykorzystania do produkcji energii elektrycznej. Po krótkim czasie, ze względu na obawy mieszkańców dotyczące zagrożeń dla środowiska, zaniechano dalszych prac w tym zakresie (Hutter 1996).

W czasach historycznych zarejestrowano na Nisiros jedynie 5 krótkotrwałych okresów aktywności (w latach 1422, 1830, 1871, 1873 i 1888), podczas których dochodziło przede wszystkim do wyrzutów gazów, pary i gorącej wody oraz popiołów, błota i skał. W roku 1973 w obrębie kaldery powstał nowy krater o głębokości 6 -7 m, a w roku 1888 słup wyrzuconego materiału miał ok. 25 m średnicy (Papazachos i Papazachou 1989).

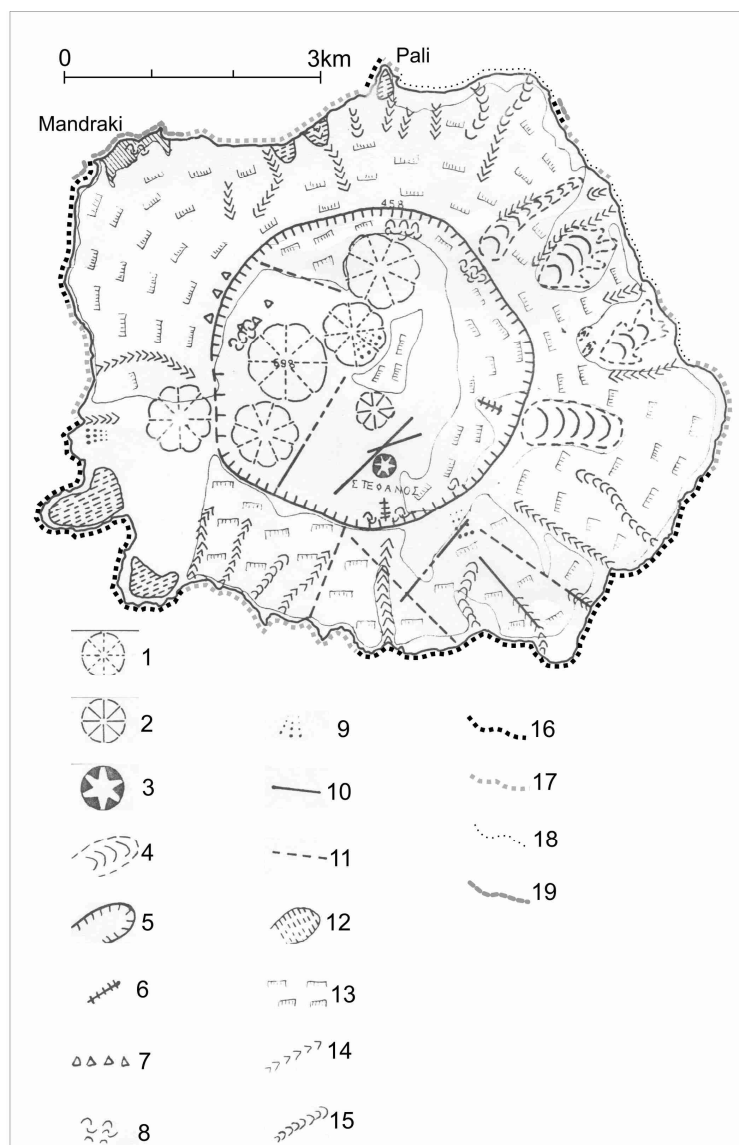
Rzeźba wyspy Nisiros (ryc. 2, 3) jest ściśle związana z jej przeszłością geologiczną. Najbardziej charakterystyczną formę stanowi kaldera, zniszczona jedynie w części południowo-zachodniej w wyniku ostatniego silnego wylewu wulkanu. Ma głębokość ponad 300 m, a jej średnica dochodzi do 4 km. Dno kaldery położone jest na wysokości ok. 100 m n.p.m., a otaczające ją stoki sięgają w najwyższych punktach blisko 500 m n.p.m. W kalderze znajduje się kilka wyraźnych kraterów. Największy – Stefanos – ma średnicę ok. 500 m i głębokość 20-25 m. Inne to Poliwotis, Kaminakia, Aleksandros, Achilleas, Logothetis (Vougiouklakis 1998).



Ryc. 2. Szkic topograficzno -tektoniczny wyspy Nisiros (wg Lagiosa i in. 1998).

W obrębie fragmentów kaldery budowanych przez dacyty i bezpośrednio za jej zniszczoną zachodnią granicą występują kopuły lawowe. Najwyższa z nich – Profitis Ilias – osiąga 698 m n.p.m. i stanowi kulminację całej wyspy. Na trachiandezytowym wschodzie Nisiros zachowały się natomiast wyraźne ślady potoków lawowych. Podobnie czytelną formę tworzy pokrywa riolitowa na trachiandezytach w górnej części wschodniego stoku wyspy. Na powierzchniach budowanych przez lawy (najczęściej na trachiandezytach) występuje szereg zagłębień wietrzeniowych typu tafoni. W obrębie dacytów zaznaczają się natomiast

formy związane z ich ciosowym spękaniami – głównie o charakterze płyt (pryzm) bądź słupów. Na wschodniej i południowej ścianie kaldery przykrytej riolitami zaznaczają się dwie kilkusetmetrowe dajki (Vogiatzi i in. 1976).



Ryc. 3. Szkic geomorfologiczny wyspy Nisiros (wg Vogiatzi i in. 1976, zmienione).

Objaśnienia:

1. kopuły wulkaniczne,
2. stożki wulkaniczne,
3. kratery,
4. potoki lawowe,
5. zasięg kaldery,
6. dajki,
7. pojedyncze skałki,
8. tafoni,
9. stożki usypiskowe,
10. uskoki pewne,
11. uskoki przypuszczalne,
12. zrównania,
13. stoki starasowane,
14. doliny wciosowe,
15. doliny nieckowate,
16. strome, aktywne klify,
17. inne brzozy wysokie,
18. plaże piaszczyste,
19. plaże zbudowane ze żwirów i otoczków.

Wśród form antropogenicznych na szczególną uwagę zasługują tarasy uprawne utworzone na większości zewnętrznych stoków kaldery oraz wyrobiska pumeksu na północy i północnym zachodzie wyspy.

Linia brzegowa Nisiros jest mało urozmaicona. Dominują strome, niszczone wybrzeża skaliste. Klify wyraźnie nawiązują do litologii – rozwinęły się głównie na podłożu dacytów i trachandezytów, a na północnym zachodzie również w obrębie pokryw pumeksu. Mniej strome wybrzeża skaliste wiążą się z trachitami i andezytami, występują także w północnej części strefy trachandezytów.

Znacznie mniej powszechnym typem wybrzeży na Nisiros są plaże, zarówno piaszczyste, jak i kamieniste. Pierwszy z wymienionych rodzajów spotykamy na północy i na północnym wschodzie wyspy, drugi – na północnym zachodzie na odcinku o długości ok. 1,5 km i na północnym wschodzie na odcinku niespełna 0,5 km. Plaże te występują zarówno wzdłuż wybrzeży niskich, jak i u podnóży cofniętych klifów.

Przez Nisiros przebiega szereg dużych stref tektonicznych (ryc. 2). Wszystkie wykazują współczesną aktywność, przejawiającą się m.in. obecnością wyziewów wzdłuż odcinków znajdujących się w obrębie kaldery. Dlatego, w związku z możliwością wystąpienia w przyszłości kolejnych wybuchów wulkanicznych (Lagios i in. 1998), po zapoczątkowanym w 1995 r. okresie wyraźnego wzrostu aktywności sejsmicznej w omawianym regionie (Sachpazi i in. 2002), zainstalowano na wyspie sieć monitoringu geodezyjnego (GPS), izotopowego (emisji radonu) (Lagios i in. 1998) i sejsmicznego (Sachpazi i in. 2002). Już w ciągu pierwszych trzech miesięcy działania systemu (VI-IX 1997) zaobserwowano przemieszczenia poziome (względem reperu na wschodzie Kos) rzędu od 13 ± 5 mm do 37 ± 7 mm i pionowe (w 15 punktach wznoszące i tylko w jednym obniżające) od 14 ± 7 do 45 ± 10 mm (Lagios i in. 1998). Wyniki pomiarów emisji radonu są zdecydowanie mniej jednoznaczne (na północy wyspy zanotowano wzrost dochodzący nawet do 70%, na pozostałym obszarze spadek, maksymalnie o ok. 40%), ale także wskazują na tektoniczny niepokój w obrębie wulkanu, który może być skutkiem wznoszących ruchów magmy pod budowlą wulkaniczną (Lagios i in. 1998).

Literatura

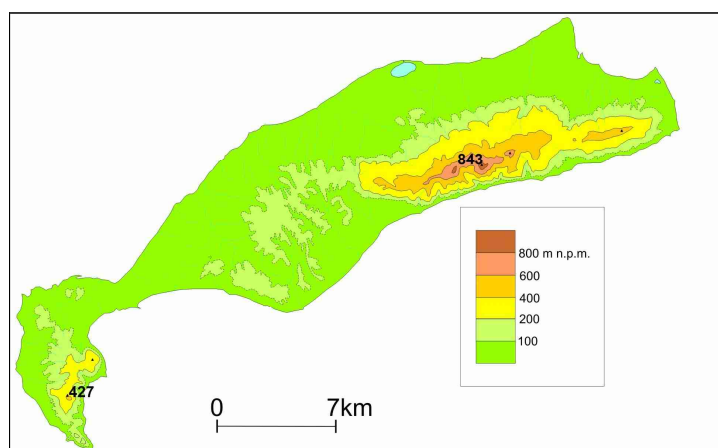
- Hutter G.W., 1996. The status of world geothermal power production 1990 -1994. *Geothermics*, 25, 2, s. 165-187.
- Kavouridis T., Kuris D., Leonis C., Liberopoulou V., Leontiadis J., Panichi C., La Ruffa G., Caprai A., 1999. Isotope and chemical studies for a geothermal assessment of the island of Nisyros (Greece). *Geothermics*, 28, s. 219 -139.
- Lagios E., Chailas S., Giannopoulos J., Sotiropoulos P., 1998. Surveillance of Nisyros volcano: Establishment and remeasurement of GPS and radon networks (po grecku). *Proceedings of the 8th International Congress, Patras, May 1998, Bulletin of the Geological Society of Greece*, 32/4, s. 215 -227.
- Papazachos B., Papazachou C., 1989. Οι σεισμοί της Ελλάδας. Ziti, Thessaloniki.
- Sachpazi M., Kontoes Ch., Voulgaris N., Laigle G., Vougiouklakis G., Sikioti O., Stavrakakis G., Baskoutas J., Kalogeras J., Lepine J.C., 2002. Seismological and SAR signature of unrest of Nisyros caldera, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116, s. 19-33.
- Vogiatzi M., Gaki K., Papadakou S., Papatheofanous P., Chatziargyros A., 1976. Γεωλογικές και Γεωμορφολογικές Παρατηρήσεις στη Νήσο Νίσυρο. Praca dyplomowa wykonana na Wydziale Geologii Narodowego Uniwersytetu Ateńskiego.
- Vougiouklakis G., 1998. Blue Volcanoes: Nisyros. Publication of the Nisyros Regional Council.

Rzeźba wysp Kos i Kalimnos, jako zapis procesów wewnętrznych i zewnętrznych

Irena Tsermegas

Zakład Geomorfologii, Instytut Geografii Fizycznej, Uniwersytet Warszawski
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00 -927 Warszawa, e-mail: argiro@uw.edu.pl

Kos jest drugą pod względem wielkości wyspą Dodekanezu. Ma kształt wyraźnie wydłużony w kierunku WSW-ESE (ryc. 1). Jej powierzchnia wynosi 288 km². Najwyższe wzniesienia występują na wschodzie wyspy i osiągają blisko 850 m n.p.m. Ta część ma też najbardziej urozmaiconą rzeźbę – od górskiej, przez pagórkowatą, po równinną, w przeciwieństwie do środkowej Kos, która ma charakter monotonnego płaskowyżu wznoszącego się do 100 -160 m n.p.m. Ku zachodowi przechodzi on w powierzchnię zajętą przez niewysokie wzgórza, sięgające maksymalnie 427 m n.p.m.



Ryc. 1. Szkic hipsometryczny wyspy Kos.

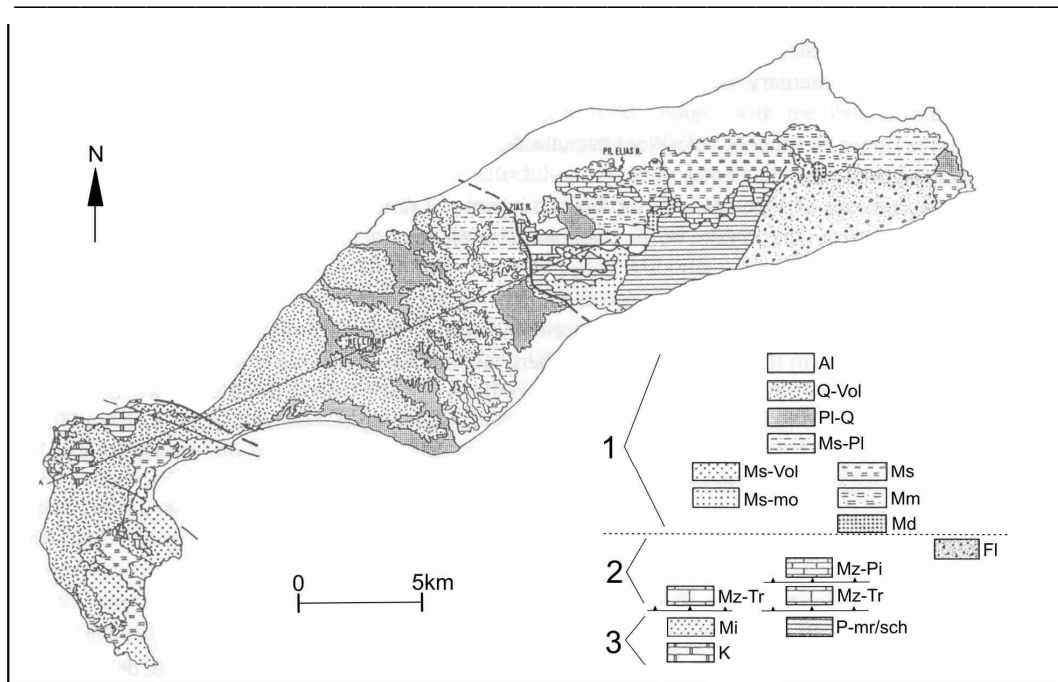
W budowie wyspy wyróżniono (Lagios i in. 1998) 4 alpejskie jednostki tektoniczne (ryc. 2): autochtoniczną i trzy allochtoniczne. Skały należące do jednostki autochtonicznej (zmetamorfizowane paleozoiczne i lokalnie mezozoiczne osady węglanowe i łupki) odsłaniają się w masywie Dikeos na wschodzie Kos i na zachodzie, na półwyspie Kefalos, w którego południowej części na kredowych marmurach zachowała się też kilkusetmetrowej miąższości autochtoniczna pokrywa mioceńskiej molasy.

Wśród serii allochtonicznych największą powierzchnię zajmuje eoceński flisz, nasunięty na metamorficzne skały paleozoiczne. Odsłania się on wyłącznie na wschodzie wyspy (jednostka Thermi).

Kolejne dwie jednostki występują w postaci czapek tektonicznych. Są to: jednostka Zias złożona z mezozoicznych osadów nerytycznych, uważana za strukturalny odpowiednik strefy Tripolis w Grecji lądowej, i nadległa jednostka Profitis Ilias budowana przez mezozoiczne osady pelagiczne, odpowiadająca prawdopodobnie lądowej strefie Pindosu.

Powyżej wymienionych osadów zalegają serie związane z postorogenicznym rozwojem wyspy, określane jako neoautochtoniczne. W ich skład wchodzi mioceńskie, plioceńskie i plejstocieńskie formacje jeziorne i morskie, górnomioceńskie monzonity i skały wylewne, plejstocieńskie tufy i holocieńskie osady rzeczne (Lagios i in. 1998).

Należy podkreślić, że wyspa Kos wraz ze znaczną częścią Dodekanezu (Nisiros, Giali, Strongili, Tilos, Patmos i inne mniejsze) położona jest na wschodnim krańcu południowoegejskiego łuku wulkanicznego. Ostatni etap aktywności wulkanicznej w tym regionie rozpoczął się 3,4 miliony lat temu (Allen i Cas 1998) i trwa do dnia dzisiejszego, o czym świadczą erupcje jakie w czasach historycznych miały miejsce na wyspie Nisiros. Szczególnym wydarzeniem w geologicznej historii omawianego obszaru była wielka freatomagmatyczna erupcja, która nastąpiła przed ok. 160 tys. lat w rejonie dzisiejszej wyspy Giali i doprowadziła do przykrycia Kos miększą warstwą tufów oraz do powstania u jej południowych wybrzeży ogromnej kaldery o średnicy szacowanej na ponad 15 km (ryc. 3) (Allen 2001).

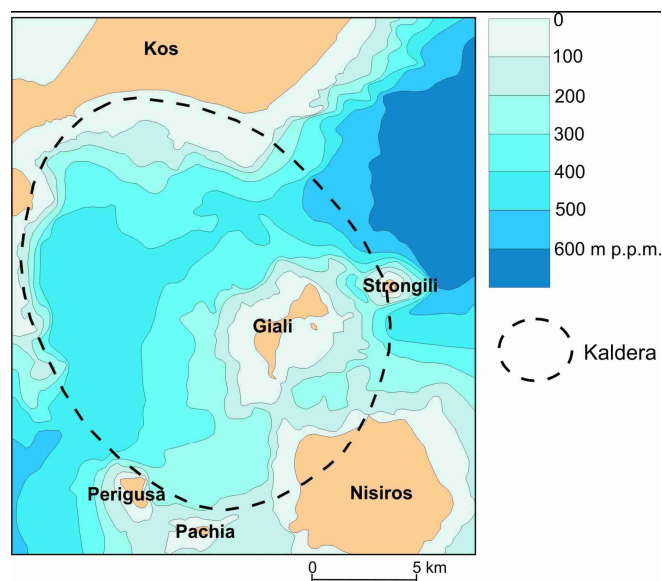


Ryc. 2. Szkic geologiczny wyspy Kos (wg Lagiosa i in. 1998).

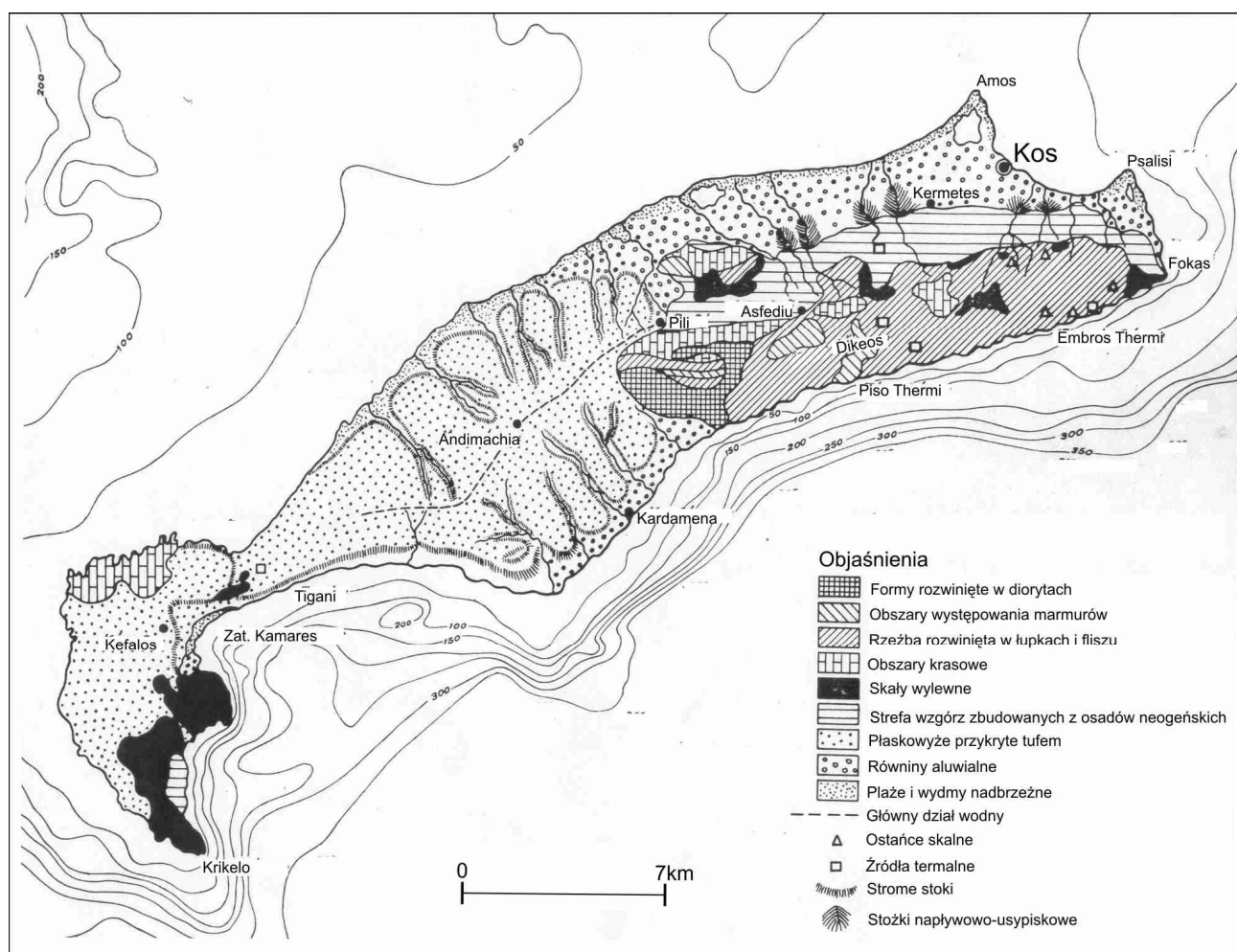
Objaśnienia:

1 – Serie postorogeniczne: holocen: Al – aluwia; czwartorzęd: Q-Vol – skały wylewne; neogen: Pl.-Q – osady plioceńskie i czwartorzędowe, Ms-Pl – osady miocenne i plioceńskie; górny miocen: Ms-Vol – skały wylewne, Ms-mo – monzonity, Ms – skały osadowe; środkowy miocen: Mm – skały osadowe; dolny miocen: Md – skały osadowe; 2 – Serie allochtoniczne: eocen: Fl – flisz; mezozoik: Mz-Pi – osady pelagiczne jednostki Pindosu, Mz-Tr – skały węglanowe (trias) i osady nerytyczne jednostki Tripolis; 3 – Serie autochtoniczne: dolny miocen: Mi – molasa; kreda: K – marmury; paleozoik: P-mr/sch – skały metamorficzne (marmury, łupki).

W obrębie całej wyspy wyraźnie zaznacza się związek rzeźby (ryc. 4) z litologią i strukturą geologiczną. Osie fałdów pokrywają się przeważnie z osiami orograficznymi. Szczególnie skomplikowaną strukturę ma górska, wschodnia część wyspy. Budują ją silnie sfałdowane, mało odporne warstwy margli, piaskowców i fliszu, z wkładkami masywnych wapieni, poprzecinane żyłami skał wylewnych przechodzące ku zachodowi w bardzo odporne dioryty, dacyty, trachity i trachiandezyty oraz wapienie i lokalnie podatne na erozję łupki. Ta część wyspy dzisiejszą rzeźbę zawdzięcza przede wszystkim litologicznemu (a więc i odpornościowemu) zróżnicowaniu tworzących ją wychodni. Najwyższe szczyty o strzelistych kształtach wypreparowane zostały w odpornym materiale, zaś otaczające je łagodniejsze stoki wiążą się z podłożem o mniejszej odporności.



Ryc. 3. Hipotetyczny zarys kaldery powstałej w rejonie wyspy Kos podczas erupcji sprzed 160 tysięcy lat (wg Allena 2001).



Ryc. 4. Szkic geomorfologiczny wyspy Kos (wg Leontarisa 1970).

Do strefy o rzeźbie górskiej przylega obszar pagórkowatego krajobrazu związanego z osadami postorogenicznej fazy geologicznego rozwoju omawianego obszaru. Dominują tam mioceńskie wapienie jeziorne podniesione w formie systemu stopni tarasowych. Niższe poziomy są najprawdopodobniej powierzchniami strukturalnymi – nawiązują do odporności warstw wapieni, wyższe powstały w wyniku stopniowego, tektonicznego dźwigania terenu względem poziomu trzeciorzędowego jeziorzyska, które z czasem obniżyło się na tyle, że zostało zalane przez morze. Granice poszczególnych stopni nie zostały wykształcone wzdłuż uskoku, a zatem nie mamy tu do czynienia z blokami podniesionymi na różne wysokości, tak jak to ma miejsce w innych częściach wyspy (Leontaris 1970).

Najstarszy i najwyższy poziom tarasów jeziornych założony został na osadach sarmackich. Najbardziej charakterystyczny występuje na północnych stokach góry Simpetro i wiąże się z najwyższym zasięgiem neogeńskich osadów jeziornych (150-160 m n.p.m.). Na powierzchni tarasu leżą otoczaki ze śladami działalności *Lithodomus lithophaga* i poziomy zawierające fragmenty muszli, będące zapisem transgresji morskiej, o której świadczą również zachowane fragmenty dawnych klifów. Podobne, niższe poziomy występują też na wysokościach 60-80 m n.p.m. i 8-10 m n.p.m. Poniżej strefy wzgórz rozciąga się szeroka równina aluwialna.

Zupełnie inny charakter ma rzeźba środkowej części wyspy Kos. Monotonie zawdzięcza ona obecności rozległego płaskowyzu, którego powierzchnię pokrywają tufy o miąższości ok. 1,5 m. Dzięki kontrastowemu klimatowi osady te są w górnej części scementowane i w wielu miejscach utworzyła się na nich skorupa wietrzeniowa. Poniżej zalegają neogeńskie i plio-plejstoceny morskie ropy i margle. Także w tej części wyspy zaznacza się obecność podniesionych tarasów morskich. Najwyższy z nich widoczny jest w rejonie miejscowości Mastikario. Równie wyraźne, choć mniej rozległe tarasy, wykształciły się także w obrębie osadów czwartorzędowych (Leontaris 1970).

W zachodniej części Kos, na półwyspie Kefalos, rzeźba, podobnie jak na wschodzie, staje się względnie urozmaicona na skutek występowania zróżnicowanego litologicznie podłoża. W wielu miejscach, szczególnie tam gdzie w starszej rzeźbie zaznaczały się formy wypukłe, doszło do ich wypreparowania spod pokrywy tufów. W ten sposób odsłonięte zostały m.in. wapienie kredowe i górnioceńskie skały wylewne (Leontaris 1970).

Rzeźba całej wyspy ma zatem w dużej mierze charakter strukturalny – formy nawiązują przede wszystkim do odporności podłoża. Jedynie na wybrzeżach czynnik litologiczny ustępuje miejsca tektonicznemu. Na północy wyraża się to obecnością opisanych powyżej, podniesionych tarasów morskich, na południu – zgodnością przebiegu linii brzegowej z młodą strefą uskoku i brakiem form litoralnych wypreparowanych w osadach o mniejszej odporności. Na południu dominują zatem słabo przekształcone wybrzeża klifowe, na północy – wybrzeża niskie, wzdłuż których zaznacza się współdziałanie procesów litoralnych i akumulacji rzecznej. Szczególnie dobrze jest to widoczne na przykładzie piaszczystych półwyspów Amos i Psalidi (ryc. 4), wysuniętych w morze na odpowiednio 2,5 km i 1,2 km, uformowanych z przemieszczonych przez prądy morskie osadów dostarczanych przez potoki okresowe. Wzdłuż północnego wybrzeża wyspy występują też liczne wysunięte w morze stożki aluwialne, usypane u wylotu większości dolin. Powstało tu również kilka słonowodnych lagun odciętych od morza na skutek akumulacji osadów rzecznych (Leontaris 1970). Największa z nich została sztucznie przekształcona i do 1989 r. pozyskiwano w niej sól. Jedynie półwysep Tigani w zachodniej części południowego wybrzeża ma pochodzenie strukturalne – budują go odporne, zbite i scementowane tufy wulkaniczne.

Ze względu na ubóstwo skał węglanowych, zjawiska krasowe na Kos mają ograniczony zasięg. Brak tu jaskiń, dolin i wąwozów krasowych. Jedynie na podłożu wapieni kredowych

rozwinęły się płytkie lejki krasowe. W jednym z nich, na północ od masywu Dikeos, znajduje się jezioro Linopotiu (dawniej stałe, obecnie okresowe) o powierzchni ok. 1500 m² i głębokości ok. 2 m. Na powierzchni wapieni eoceńskich lokalnie występuje także lapiez krasowy.

Wybitnie krasowy charakter ma natomiast rzeźba wyspy Kalimnos, położonej zaledwie 12 km na północny zachód od Kos. W jej budowie dominują skały węglanowe. Ze względu na powszechność pionowych ścian zbudowanych z masywnych wapieni i brak terenów nadających się pod uprawę, od wieków znana była jako „wyspa poławiaczy gąbek” (daw niej powszechnych w otaczających ją akwenach), a obecnie słynie głównie jako „raj dla wspinaczy”.

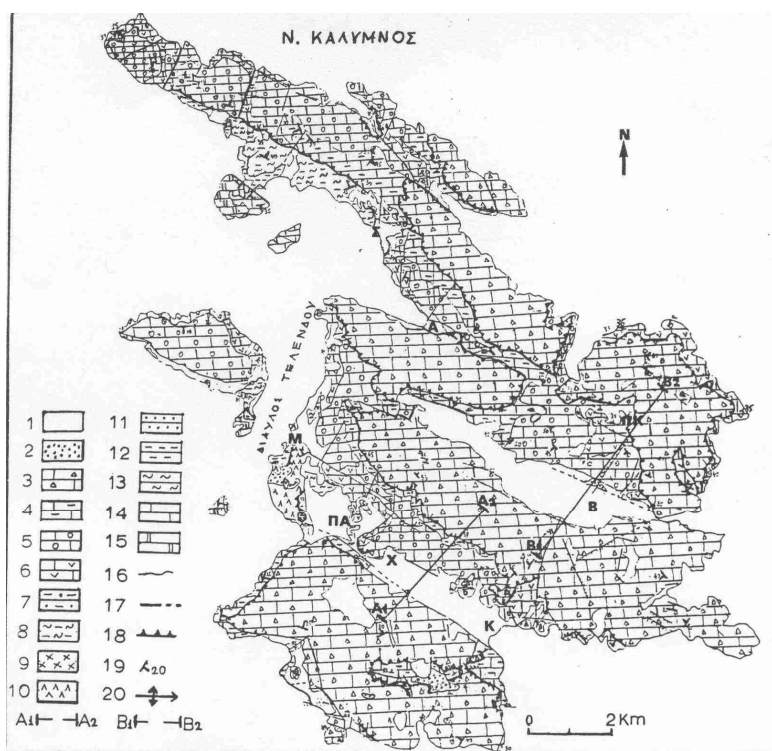
Profil stratygraficzny wyspy Kalimnos (Triandafyllis i Karafakis 1994) rozpoczynają paleozoiczne formacje określane w literaturze jako względnie autochtoniczne, ponieważ brak informacji na temat skał występujących poniżej. Wchodzące w ich skład kompleksy skalne to: gruboławicowe wapienie i wapienie dolomityczne, pelity, fylity i łupki ilaste z wkładkami wapieni, wieku górnokarbońsko-permskiego, w górnej części triasowego, o sumarycznej miąższości co najmniej 400-450 m. Powyżej zalegają nasunięte jednostki tektoniczne (ryc. 5):

1. Złożona z górnokarbońskich lub górnokarbońsko-permskich amfibolitów, łupków krystalicznych i gnejsów, o miąższości ok. 250 m.
2. Czapka tektoniczna zaliczana do Jednostki Jońskiej, którą tworzą osady permo-triasowe, w dolnej części okrucowe, ku górze zgodnie przechodzące w węglanowe serie mezozoiczne – triasowe dolomity i wapienie dolomityczne, jurajskie wapienie i dolomity oraz górnourajsko-kredowe wapienie rogowcowe. Miąższość całej serii dochodzi do ponad 1100 m.
3. Czapka tektoniczna zaliczana do Jednostki Gawrowa, nasunięta na skały Jednostki Jońskiej, reprezentowana przez jurajsko-kredowe wapienie.

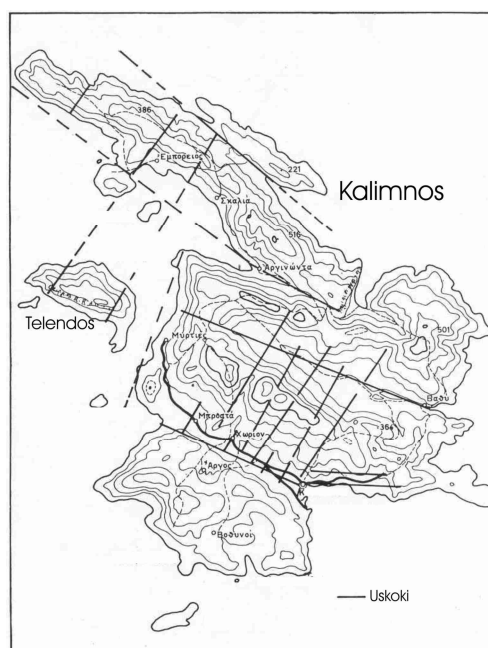
Osady neogeńskie i czwartorzędowe zajmują niewielkie powierzchnie. Lokalnie występują też tufy. Wiek nasunięć (na podstawie obserwacji z wyspy Kos – Christodoulou 1969, Triandafyllis i Karafakis 1994) określono na późniejszy niż środkowy miocen. Przyczyną ich powstania była kompresja o osi N-S.

W dzisiejszej morfologii wyspy w niewielkim stopniu zaznacza się jednak tektonika alpejska. O morfogenezie wyspy zdecydowały przede wszystkim procesy neotektoniczne oraz litologia (powszechność skał węglanowych o zróżnicowanej odporności, podatnych na procesy krasowe). Wyspa składa się z wyraźnych 3 części rozdzielonych głębokimi rowami tektonicznymi (ryc. 6 i 7) o przebiegu NW-SE i towarzyszącymi im zatokami, dzięki którym Kalimnos o powierzchni niespełna 110 km², ma aż 96 km wybrzeży. Wypełniają je osady neogeńskie (głównie plioceńskie) o miąższości co najmniej 70 m. Kierunki osi orograficznych są zgodne z kierunkami osi tych obniż. Ich uskokowe krawędzie rozczłonkowane szeregiem drobnych zapadlisk. Kształt dwóch największych obniż jest ściśle związany z geometrią obramowujących je uskoku, dlatego ich południowo-zachodnie zbocza są niemal pionowe, zaś północno-wschodnie znacznie łagodniejsze. Do 554 r. Kalimnos była połączona z sąsiednią wyspą Telendos. W wyniku silnego trzęsienia ziemi powstała rozdzielająca je dziś cieśnina o szerokości ok. 800 m.

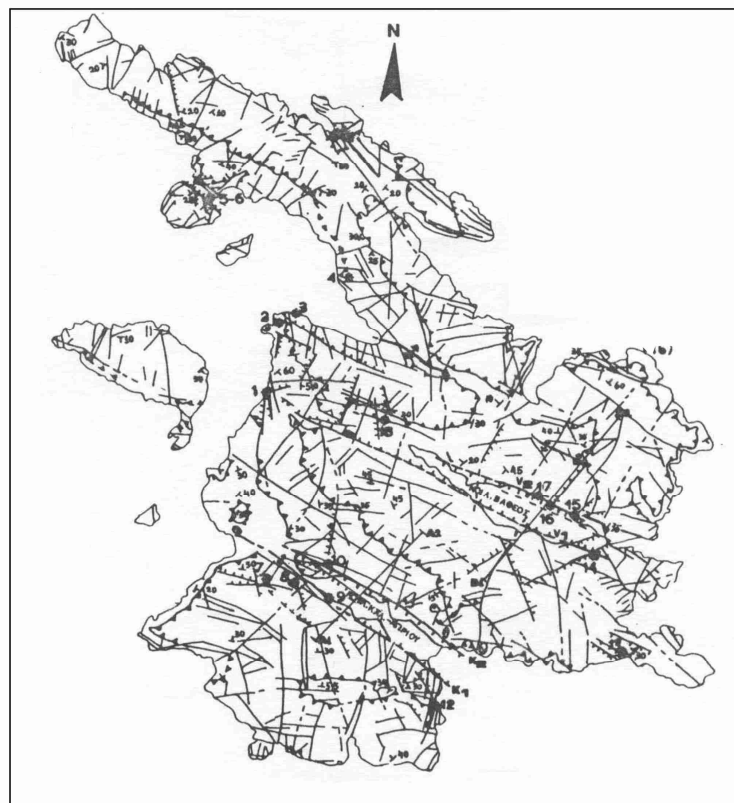
Rzeźba obu opisywanych wysp jest zatem w znacznym stopniu uwarunkowana litologicznie. Jednocześnie, ogromną rolę morfotwórczą odegrały tam młode procesy tektoniczne, zapisane szczególnie w obecnym kształcie linii brzegowej.



Ryc. 5. Szkic geologiczny wyspy Kalimnos (wg Triandafyllisa i Karafakisa 1994).
 Objaśnienia: Serie postorogeniczne: 1 – czwartorzęd, 2 – neogen,; Osady cyklu alpejskiego: Jednostka Gawrowa: 3 – nieuławiczone brekcje wapienne; Jednostka Jońska: 4 – wapienie rogowcowe, 5 – wapienie, 6 – dolomity i wapienie dolomityczne, 7 – bazalna formacja klastyczna; Metamorficzna jednostka tektoniczna: 8 – łupki, 9 – gnejsy, 10 – amfibolity; Jednostka autochtoniczna: 11 – pelity, 12 – fyllity, 13 – łupki ilaste, 14 – wapienie średnio- i drobnoławicowe, 15 – wapienie gruboławicowe, 16 – granice geologiczne, 17 – uskoki, 18 – nasunięcia, 19 – biegi i upady warstw, 20 – oś antykliny.



Ryc. 6. Szkic poziomicowy wyspy Kalimnos (wg Christodoulou 1969).



Ryc. 7. Szkic tektoniczny wyspy Kalimnos (wg Triandafyllisa i Karafakisa 1994).

Literatura

- Allen S. R., 2001. Reconstruction of a major caldera-forming eruption from pyroclastic deposit characteristics: Kos Plateau Tuff, eastern Aegean Sea. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105, s. 141-162.
- Allen S. R., Cas R.A.F., 1998. Rhyolitic fallout and pyroclastic density current deposits from a phreatoplinian eruption in the eastern Aegean Sea, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 86, s. 219-251.
- Christodoulou G., 1969. Παρατηρήσεις επί της γεωλογίας της νήσου Καλύμνου (Δωδεκανήσου) και της ηλικίας των συνιστώντων ταύτην σχηματισμών. *Ann. Geol. Des Pays Hellen.*, 21 (1969 wyd. 1970), 307-319.
- Lagios E., Papanikolaou D., Apostolopoulos G., 1998. Geophysical studies relating to the tectonic structure of Kos island (Greece). *Proceedings of the 8th International Congress, Patras, May 1998, Bulletin of the Geological Society of Greece*, 32/4, s. 205-313.
- Leontaris S. N., 1970. Die geomorphologische Entwicklung der Insel Kos. *Annales Geologiques des Pays Helleniques*, 22, s. 40-61.
- Triandafyllis M., Karafakis I., 1994. Η γεωλογική και τεκτονική δομή της νήσου Καλύμνου (Δωδεκάνησος). *Proc. of the 7th Congress of the Geol. Soc. of Greece, Thessaloniki, May 25-27, 1994, Bull. Geol. Soc. Greece*, 30/2, 123-132.

Wpływ geodynamiki płyt litosfery na rozmieszczenie i cechy geomorfologiczne wysp Morza Egejskiego

Teresa Brzezińska-Wójcik

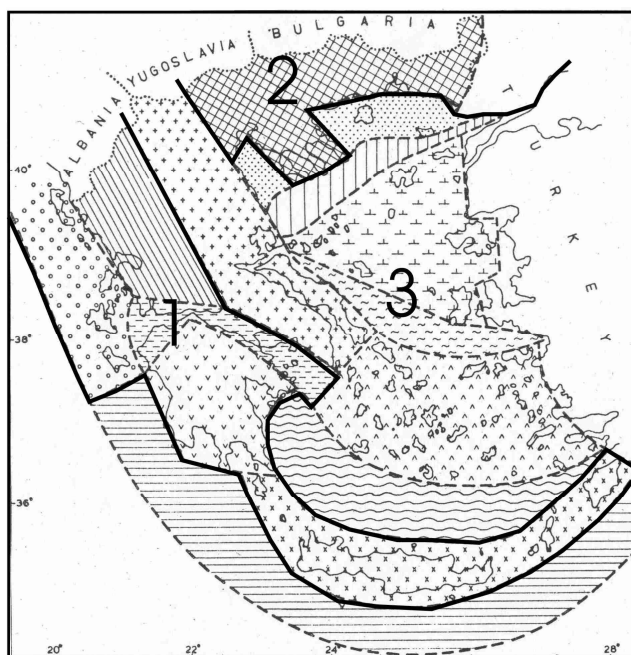
Zakład Geografii Regionalnej, Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Al. Kraśnicka 2c,d, 20-718 Lublin, e-mail: tbrzezin@biotop.umcs.lublin.pl

Irena Tsermegas

Zakład Geomorfologii, Instytut Geografii Fizycznej, Uniwersytet Warszawski
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa, e-mail: argiro@uw.edu.pl

Wstęp. Główne rysy rzeźby Grecji i jej związek z budową geologiczną

Obszar Grecji składa się z trzech jednostek morfologicznych I rzędu (zachodniej, przejściowej i wschodniej), wyraźnie nawiązujących do struktury geologicznej południowego krańca Półwyspu Bałkańskiego (ryc. 1). Równolegle wprowadzany bywa podział fizjonomiczny (Psilovikos 1987), również wyróżniający trzy obszary o odmiennych cechach rzeźby: Grecję lądową (wraz z Peloponezem), misę Morza Egejskiego i misę Morza Jońskiego.



Ryc. 1. Podział geomorfologiczny Grecji.

Objaśnienia: 1 – jednostka zachodnia, 2 – jednostka wschodnia, 3 – jednostka przejściowa.
W tle jednostki niższych rzędów wg Psilovikosa 1987.

Największą powierzchnię zajmuje jednostka zachodnia, którą tworzy fałdowy łańcuch Pindosu wraz ze stanowiącymi jego przedłużenie pasmami Peloponezu i Krety. Składają się na nią alpejskie struktury Hellenidów o przebiegu NNWSSE, skręcające na południu ku wschodowi. Do jednostki tej należą również Wyspy Jońskie.

Bardziej szczegółowe podziały (Psilovikos 1987) wyróżniają w obrębie lądowej części tego obszaru trzy jednostki podrzędne: łańcuch Pindosu, blok Peloponezu i rozdzielający je zespół zapadliskowych zatok (Patras, Korynckiej i Saronckiej). Wyspy Jońskie są w nich

traktowane jako odrębny system w obrębie misy Morza Jońskiego.

Dla Pindosu charakterystyczne są wydłużone pasma górskie o przebiegu SW-NE. Zaznacza się tu zgodność rzeźby z budową geologiczną – występują antyklinalne grzbiety i synklinalne doliny rzeczne. Dominuje równoległy układ sieci hydrograficznej. Charakterystyczny element morfologii stanowią liczne, zarówno wewnętrzne, jak i przybrzeżne zapadliska tektoniczne. W wielu z nich, często przy udziale procesów krasowych, utworzyły się jeziora.

Zatoki środkowej Grecji również noszą wyraźne ślady młodej tektoniki dysjunktywnej. Cechuje je wyraźna asymetria, wynikająca z podnoszenia skłonu południowego i obniżania północnego. Uwidacznia się to szczególnie w rzeźbie wybrzeży, których sieć rzeczna jest słabo rozwinięta – na południu dominują krótkie, głęboko wcięte doliny antecendentne o zaburzonym profilu podłużnym, na północy zaznacza się tendencja do zatapiania ujściowych odcinków dolin.

W obrębie bloku Peloponezu najbardziej charakterystycznymi elementami rzeźby są izolowane pasma górskie, rozległorówniny nadmorskie i głęboko wcięte zatoki. Dominuje radialny układ sieci rzecznej.

Wyspy Jońskie zaliczane są do jednostki zachodniej z racji genetycznego powiązania z łańcuchem Pindosu. Tworzą je najwyższe, wynurzone fragmenty najmłodszych stref fałdowych Grecji.

Najmniejsza, a zarazem najbardziej zwarta jest jednostka wschodnia, obejmująca obszary położone w północno-wschodniej części Grecji lądowej. Składają się na nią masywy krystaliczne: Rodopów i Serbsko-Macedoński, stanowiące fragmenty waryscyjskich kratonów włączone w alpejskie struktury Półwyspu Bałkańskiego. Góry tej części Grecji mają charakter zrębowy – pomiędzy wyniesionymi masywami i w strefie wybrzeży występują rozległe równiny aluwialne. Duże doliny rzek płynących z północy wykorzystują obniżenia tektoniczne i łączą je przełomami, a ich dopływy tworzą układy koncentryczne.

W trójkącie ograniczonym przez wymienione jednostki – zachodnią i wschodnią – rozciąga się strefa przejściowa złożona z części lądowej i morskiej. Jej najbardziej charakterystyczną cechą jest obecność izolowanych masywów górskich (w tym Olimpu) i rozległych obniżen, w części północno-zachodniej zajętych przez niziny (Salonicką i Tesalską), a na południu i wschodzie zalanych wodami Morza Egejskiego.

Jednostka przejściowa to w skali makro najmłodszy fragment terytorium Grecji. Dzisiejszą rzeźbę zawdzięcza przede wszystkim procesom neotektonicznym (głównie, choć nie wyłącznie, tensji), zapoczątkowanym w miocenie. W ich wyniku, względnie zrównany ład uległ podziałowi na szereg zrębów, których kulminacje tworzą współczesne archipelagi, i zapadlisk – najważniejsze z nich to, poza wymienionymi nizinami Salonicką i Tesalską, rów północnoegejski i obniżenie Morza Kreteńskiego.

Ważną cechą morfologii obszaru egejskiego jest obecność w jego obrębie form pochodzenia wulkanicznego, w tym plioczwartorzędowych i współcześnie aktywnych wulkanów wchodzących w skład tzw. „łuku południowoegejskiego”. Starsze (oligocenские i mioceńskie) skały wylewne i związana z nimi rzeźba wulkaniczna występują także w północnej części Morza Egejskiego (m.in. na wyspach Lesbos, Limnos, Chios).

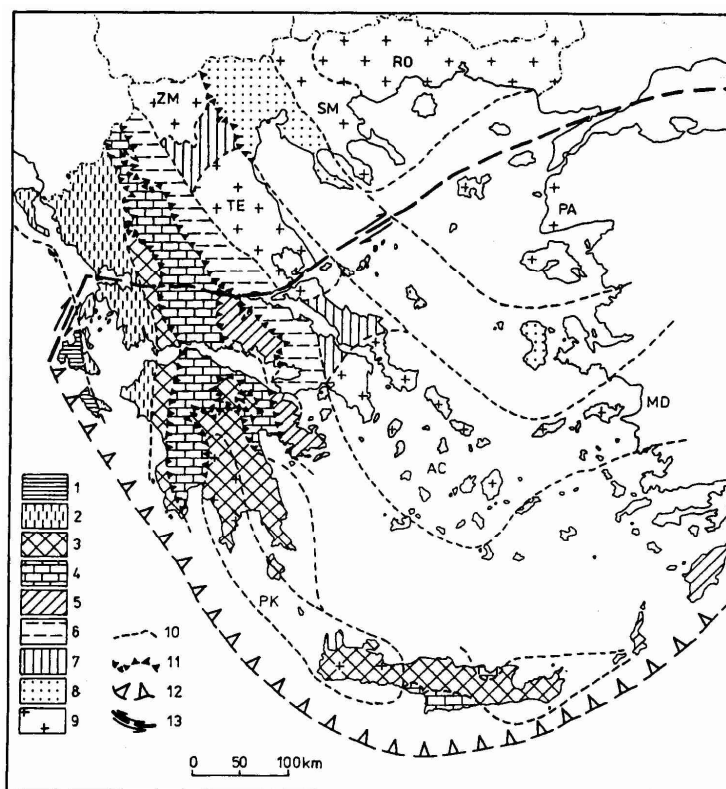
Dzisiejsze wybrzeża Morza Egejskiego, w tym wybrzeża wysp, są jednym z najmłodszych elementów w rzeźbie Grecji. Swoją dzisiejszą formę zawdzięczają zarówno procesom neotektonicznym, jak i wahaniom poziomu morza związanym z rozwojem i zanikiem lądolodów plejstocenских.

Wymienione jednostki morfologiczne nawiązują bezpośrednio do struktury i przeszłości geologicznej terytorium Grecji. Prawidłowość ta zaznacza się zarówno na lądzie, jak i w obrębie oblewających go mórz.

Pod względem tektoniki i wieku występujące w Grecji kompleksy skalne dzielą się na trzy duże zespoły: prealpejskie, alpejskie i postalpejskie (Dermitzakis i Lekkas 1991). Najszerzej reprezentowany jest drugi z wymienionych zespołów.

Najstarsze rozpoznane w Grecji skały pochodzą z dolnego paleozoiku. Są to wapienie, łupki i piaskowce odsłaniające się na wyspach Chios i Kos (Melendis 1980).

Znacznie powszechniej, zwłaszcza na wschodzie i północnym wschodzie Grecji, występują osadowe i lokalnie zmetamorfizowane formacje górnego paleozoiku (cyklu waryscyjskiego). Taki wiek przypisywany jest m.in. znacznej części skał budujących krystaliczne masywy: Rodopów i Serbsko-Macedoński (ryc. 2), które wraz z podłożem tektonicznej jednostki Pelagońskiej stanowią trzon późniejszych struktur alpejskich.



Ryc. 2. Szkic tektoniczny Grecji (wg Bocalletti'ego i in. 1974)

Objaśnienia: Jednostki tektoniczne: 1 – Paksos, 2 – Jońska, 3 – Gavrovo, 4 – Pindosu, 5 – Parnasu, 6 – Subpelagońska, 7 – Pelagońska, 8 – Wardaru; 9 – masywy krystaliczne: RO – Rodopów, SM – Serbsko-Macedoński, PA – Północnej Anatolii, ZM – Zachodniej Macedonii, TE – Tesalii, AC – Attycko-Cykladzki, MD – Menderes, PK – Peloponezu-Krety; 10 – granice jednostek tektonicznych, 11 – nasunięcia; Granice Płyty Egejskiej: 12 – strefy subdukcji, 13 – uskoki przesuwcze i linie głębokich rozłamów w skorupie ziemskiej.

Cykl alpejski rozpoczynają w Grecji osady triasowe, w przewadze płytkomorskie, wśród których występują też powszechnie skały wulkaniczne. W jurze zaznaczył się wyraźny wzrost głębokości basenu sedymentacyjnego związany z otwieraniem oceanu Tetydy, czego skutkiem było m.in. powstanie ofiolitów w strefie Wardaru.

Na przełomie jury i kredy zaznaczyły się pierwsze ruchy fałdowe wczesnych faz orogenezy alpejskiej. W ich wyniku doszło do zamknięcia oceanu istniejącego uprzednio między jednostkami Serbsko-Macedońską i Pelagońską. Płaszczyzny uformowane w strefie Wardaru (wewnętrznej) nasunęły się w kierunku zachodnim na jednostkę Pelagońską.

Orogeneza postępowała ze wschodu ku strefom zewnętrznym względem łuku pelagońskiego. W paleogenie kolejno powstawały i nasuwały się płaszczowiny jednostek Subpelagońskiej, Parnasu i Pindosu. Równocześnie, w masywie Rodopów i na północy dzisiejszego Morza Egejskiego manifestowały się intensywne procesy wulkaniczne. Doszło także do przeobrażenia skał budujących Cyklady (Dermitzakis i Lekkas 1991).

Na przełomie paleogenu i neogenu orogeneza (już bez wielkich nasunięć płaszczowinowych) objęła strefy Gawrowo, Jońską i Paksos. Cykl ten zakończył się pod koniec dolnego miocenu. W ślad za fałdowaniami postępowało pojawianie się zapadlisk molasowych: w strefie Wardaru – w górnym eocenie, w Jońskiej – w środkowym miocenie (Bocalletti i in. 1974). Wypełniające je osady rozpoczynają postorogeniczny etap rozwoju budowy geologicznej Grecji.

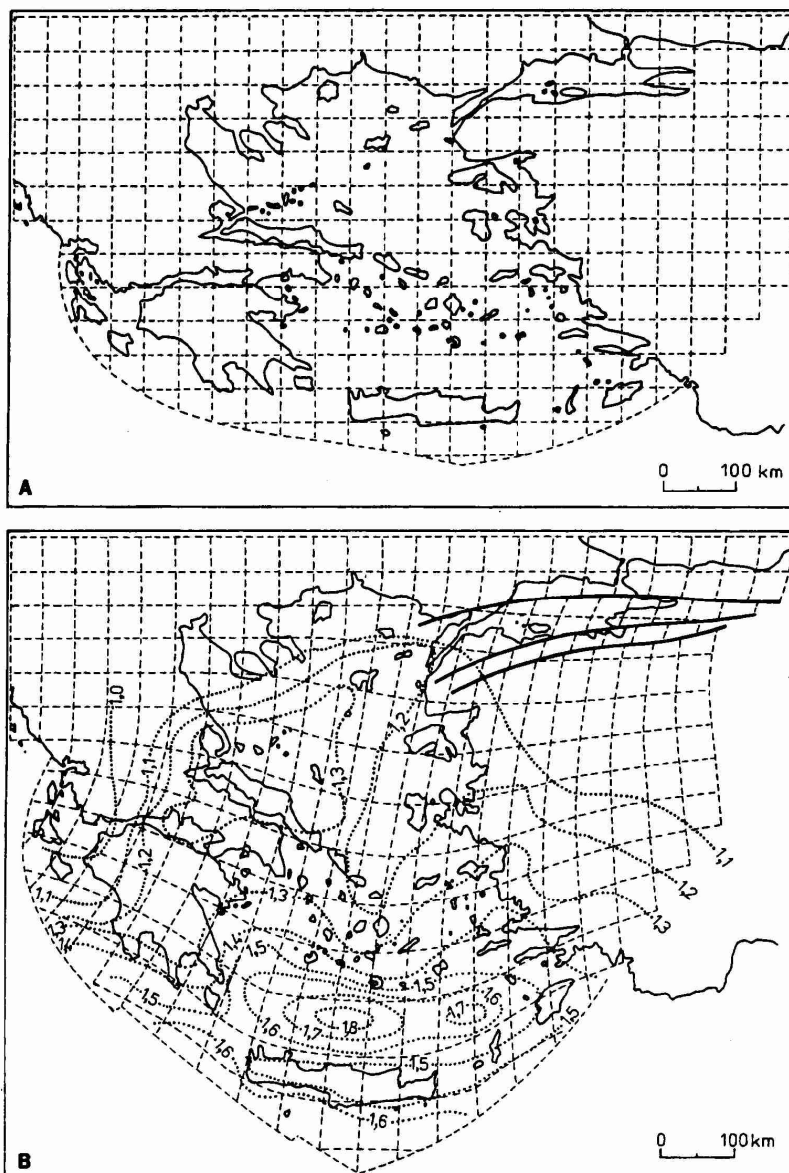
Przez znaczną część neogenu między Atyką i Azją Mniejszą istniał rozległy ląd określany w literaturze mianem Egejdy (Papapetrou-Zamani i Psarianos 1977). Obecność tego pomostu dokumentują m.in. znaleziska miocenijskiej fauny z Atyki (Pikermi) i wyspy Samos (rejon miejscowości Mitilinii). W tym okresie (miocen) uformowały się zbliżone do dzisiejszych granice Płyty Egejskiej (cyc. 2). W pliocenie intensywny wulkanizm zaznaczył się na wschodnich krańcach Morza Egejskiego (Lesbos, Chios, Samos, Patmos, Kos).

Szczególnie ważne z punktu widzenia dzisiejszej rzeźby Grecji wydarzenia rozegrały się od końca środkowego miocenu do początków plejstocenu. Wiązały się one z tensją dominującą na przeważającym obszarze Płyty Egejskiej (cyc. 3), co doprowadziło do pocięcia Hellenidów na szereg zrębów i zapadlisk. Sumaryczna amplituda przemieszczeń pionowych przekracza 8000 m (Psilovikos 1987/1988). Tempo ruchów było różne. Na obszarze egejskim świadczą o tym m.in. fragmenty 4 powierzchni zrównań, znane z Cyklad (Naksos, Paros, Mikonos, Siros, Sifnos). Najwyższa z nich, dolnoplioceńska, występuje na wysokościach od 400 do 1000 m n.p.m. Im młodszy poziom, tym różnice wysokości są mniejsze (Riedl i in. 1982).

Pod względem geograficznym, liczne archipelagi wysp Morza Egejskiego stanowią przedłużenie półwyspu Bałkańskiego ku wschodowi, a zarazem pomost lądowy pomiędzy Europą a Azją Mniejszą.

Niektóre z wysp, takie jak Salamina u brzegów Atyki czy Eubea położona na wschód od Beocji, pod względem geologicznym, są ściśle związane z częścią lądową Grecji i niemal stanowią jej półwyspy. Eubeę od lądu oddziela jedynie wąska cieśnina Euriposa, o szerokości w najwęższym miejscu zaledwie 39 m, znana z występowania prądów pływowych. U brzegów Peloponezu, na południe od Półwyspu Lakońskiego, ulokowane są wyspy Kithira (Cytera) i Antikithira, tworzące pomost między lądem a Kretą. Spośród licznych niewielkich wysp otaczających Półwysep Argolidzki, wyróżnia się wyspa Spetses, z charakterystycznymi grotami Bekiri, zalewanymi przez morze w czasie przypływu. W Zatoce Trackiej znajdują się dwie najdalej ku północy wysunięte wyspy egejskie – Thasos i Samotraka.

U brzegów Anatolii (Azja Mniejsza) dwie wyspy egejskie – Bozda i Imroz (należące do Turcji) strzegą Dardaneli. Ku południowi, Zatokę Edremit zamyka wyspa Lesbos, blisko lądu leży również Chios. Zatokę Kusadasi zamyka od południa wyspa Samos, oddzielona dwukilometrową cieśniną od anatolijskiego Przylądka Mykale.



Ryc. 3. Odształcenie powierzchni Płyty Egejskiej w ciągu ostatnich 13 Ma (wg Angeliera i in 1981/1982).

Objaśnienia: A – sytuacja w miocenie (zarys lądu odpowiada aktualnemu), B – stan obecny (kropkami zaznaczono izoliny stosunku powierzchni pól siatki z ryc. B do odpowiadających im kwadratów na ryc. A).

Pozostałe wyspy Morza Egejskiego układają się w archipelagi Cyklad i Sporad Południowych (Dodekanez oraz Samos, Ikaria i Furni), oddzielających Morze Egejskie od Morza Kreteńskiego oraz archipelag Sporad Północnych zmykający od południowego wschodu Zatokę Termajską.

Jeszcze w środkowym trzeciorzędzie w miejscu dzisiejszych Cyklad, liczących aż 211 wysp, znajdował się rozległy ląd. Był to zrównany masuw, uformowany w czasie hercyńskich ruchów górotwórczych. Jego przedłużenie w Attyce i Eubei oraz w Azji Mniejszej stanowi masuw lidyjsko-karyjski. Niektóre części tego pasa pogrążyły się w Morzu Egejskim dopiero w holocenie. Dziś znad szelfowego cokołu wznosi się archipelag licznych wysp, przeważnie górzystych. Najwyższe wzniesienia wyjątkowo przekraczają wysokość 1000 m n.p.m. (na wyspie Naksos).

Cyklady, pod względem fizjograficznym układają się w trzy łańcuchy. Cyklady Zachodnie (Południowe) rozpoczynają się wyspą Makronisos i ciągną się ku południowi przez Kithnos, Serifos aż po wyspy częściowo lub całkowicie wulkaniczne, min. Milos słynącą ze złóż alunu, pumeksu i siarki. Cyklady Środkowe rozpoczynają od północy wyspa Giaros, następnie ku południowemu wschodowi ciągnie się archipelag wysp: Siros, Paros oraz Ios i Siknos, aż po częściowo lub całkowicie wulkaniczne – Thirę (Santoryn) i Anafi. Cyklady Wschodnie rozciągają się na większej przestrzeni niż pozostałe – niemal od brzegów Eubei aż po wyspę Karpathos zamykającą Morze Kreteńskie od południowego-wschodu. Ciąg wysp rozpoczyna Andros – druga w Cykladach pod względem wielkości (304 km²), następne są Tinos, Mykonos, Delos – miejsce narodzin Apollina – i Naksos – największa w Cykladach (442 km²). Archipelag kończą na południowym wschodzie Amorgos oraz kilkanaście drobnych, bezludnych wysp.

Sporady Południowe, w podziałach gospodarczo-administracyjnych Grecji, bywają utożsamiane Dodekanezem (dwanaście wysp). Na archipelag składa się 11 większych wysp (Patmos, Leros, Kalimnos, Kos, Astipalea, Nisiros, Tilos, Chalki, Rodos, Karpathos i Kasos) oraz około 40 wysp małych. Do Dodekanazu zalicza się – jako dwunastą – niewielką wysepkę Kastellorizo wysuniętą daleko ku wschodowi w stronę Cypru.

Archipelag Sporad Północnych składa się z około 8 dużych i wielu mniejszych wysp, będących przedłużeniem Magnezji tesalskiej. Spośród nich na uwagę zasługują Skopelos, Alonisos, Skiathos i Skiros.

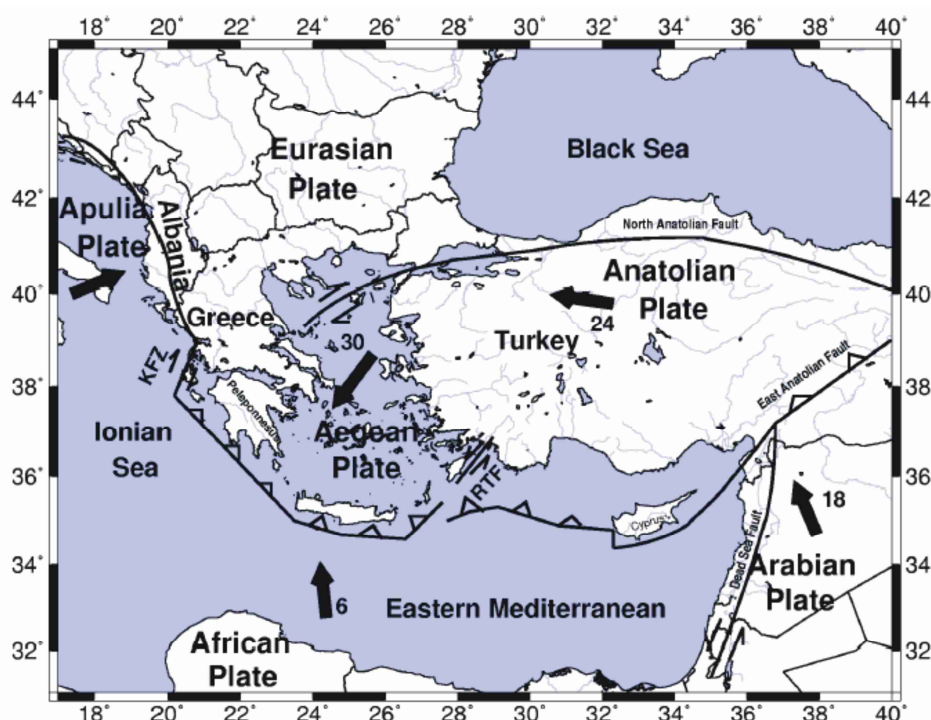
Najbardziej południową część regionu egejskiego tworzy łańcuch wysp wchodzących w skład różnych archipelagów, ciągnący się od Peloponezu do Azji Mniejszej. Jego członami są wyspy: Kithira, Kreta, Kasos, Karpathos i Rodos oraz wiele mniejszych. Te wyspy, położone w strefie tektonicznego łuku helleńskiego, rozgraniczają Morze Kreteńskie od Morza Lewantyńskiego. Zbudowane są przeważnie z wapieni i stanowią przedłużenie Gór Dynarsko-Greckich (Hellenidów). Po sfałdowaniu osadów przed neogenem górotwór został zdenudowany i pograżony w morzu, o czym świadczy zaleganie pliocenских utworów morskich na fałdowej strukturze gór. W górnym pliocenie wyspy wynurzyły się stopniowo. Pliocenские i późniejsze terasy abrazyjne świadczą o dużej intensywności tych ruchów. Wyspy mają dziś rzeźbę górską. Na Krecie maksymalne wzniesienia sięgają do wysokości prawie 2500 m n.p.m. (Ida - 2456 m). Nadbrzeżne niziny aluwialne i terasy abrazyjne leżą u podnóża gór, zwłaszcza po egejskiej stronie wysp.

Formy rzeźby wysp Morza Egejskiego są bardzo młode. Stare masywy hercyńskie oraz młode górotwory wieku alpejskiego były w neogenie silnie zrównane długotrwałymi procesami denudacji i abrazji morskiej. Dopiero w górnym pliocenie bszar podlegał zróżnicowanym ruchom tektonicznym. Ruchy te trwały jeszcze w plejstocenie, a nawet w holocenie. Równocześnie z zapadaniem się współczesnych basenów morskich następowało dźwiganie potrzaskanych bloków. W rozwoju podrzędnych form olbrzymią rolę odegrały procesy krasowe.

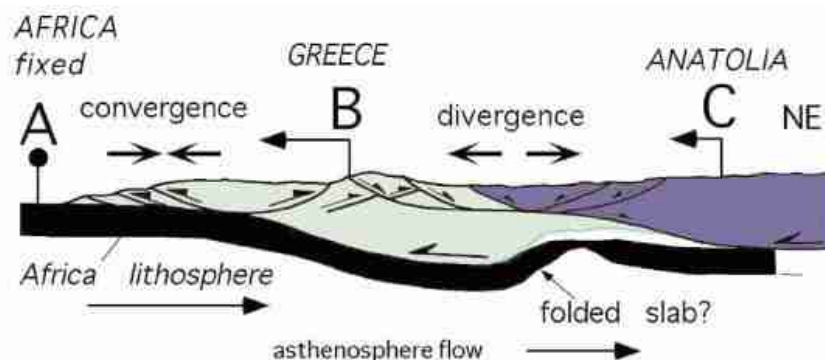
Geologia i tektonika obszaru egejskiego

Obszar jest obramowany przez płyty: kontynentalną eurazjatycką od północy, apulijską od zachodu, anatolijską od wschodu i przez północny brzeg płyty afrykańskiej od południa (ryc. 4). Region egejski jest umiejscowiony w strefie zbieżnej granicy pomiędzy płytami afrykańską i eurazjatycką (ryc. 5). Dno Morza Egejskiego, o średniej głębokości ok. 350 m, ma cechy wysokiego płaskowyżu położonego pomiędzy głębszymi morzami: Czarnym (średnia głębokość 1300 m) i Śródziemnym (średnia głębokość 1500 m). Maksymalne

głębokości na Morzu Egejskim przekraczają 1500 m, jednak w całości ma ono skorupę typu kontynentalnego, o miąższości rzędu 25-30 km.



Ryc. 4. Schematyczny obraz aktywnej tektoniki w obszarze egejskim. Strzałki wskazują kierunek ruchu płyt względem Eurazji i jego prędkość w mm/rok (według McClusky'ego i in. 2000).



Ryc. 5. Schematyczny przekrój geotektoniczny przez strefę brzegową płyt Grecji (B), Afryki (A) i Anatolii (C) (według Doglioni'ego i in. 2002).

Struktury płytowa i płaszczowinowa regionu egejskiego są wynikiem złożonej historii geologicznej, która rozpoczęła się prawdopodobnie podczas późnej kredy (McKenzie 1972). Płyta Afrykańska rotowała wówczas ku NW względem płyty eurazjatyckiej. Istnienie wewnętrznego łuku wysp wulkanicznych nadbudowanych wapieniami oraz przestrzenne rozmieszczenie trzęsień ziemi wskazują na zanurzanie się Płyty Afrykańskiej pod Płytę Eurazjatycką. W regionie egejskim, mniej więcej w kierunku NS, następuje skracanie litosfery. Proporcja ta wzrasta z zachodu ku wschodowi. Region charakteryzuje się również istnieniem strumieni gorąca, które są związane z cieniem i rozciąganiem skorupy

kontynentalnej. Z tych powodów region egejski jest najbardziej znanym sejsmicznie aktywnym i szybko wewnętrznie zniekształcającym się obszarem w całym tektonicznym pasie alpejsko-himalajskim (McKenzie 1972, Mercier i in. 1987, Jackson 1994).

Cechy tektoniki

Model tektoniki płyt skonstruowany w oparciu o analizę cech strefy ekstensji, układu systemów uskoków (wektory ślizgu) i rozmieszczenie ognisk trzęsień ziemi, wskazuje, że Płyta Arabska w ciągu ostatnich 3 Ma porusza się w kierunku NNW względem Eurazji z przeciętną prędkością ok. 18 mm/rok (ryc. 4). Ten model wskazuje też, że Płyta Afrykańska przemieszcza się w kierunku północnym z prędkością ok. 6 mm/rok (McClusky i in. 2000). Różnice prędkości przemieszczania pomiędzy Płytą Afrykańską i Arabską (ok. 815 mm/rok) są prawdopodobnie związane z uskokiem transformacyjnym Morza Martwego (McKenzie 1972). Płyta anatolijska rotuje względem Eurazji przeciwnie do kierunku ruchu wskazówek zegara; prędkość ruchu wzdłuż uskoku północnoanatolijskiego (NAF) wynosi ok. 24 mm/rok (McClusky i in. 2000). Ponadto, ruch obszaru egejskiego względem Eurazji jest dużo szybszy (ok. 30 mm/rok) niż Płyty Anatolijskiej (ryc. 4) (Kahle i in. 1998). Z tego powodu obszar egejski może być traktowany jako oddzielna mikro płyta. Ze schematu dynamicznego wynika, że wyraźna strefa zbieżności wzdłuż łuku helleńskiego (ryc. 5) przesuwana faktycznie na południe z prędkością ok. 30 mm/rok względem płyty euroazjatyckiej (Royden 1993). Kierunek ruchu zmienia się z ENEWSW na środkowym wybrzeżu zachodniej Turcji do NNE-SSW w regionie południowo-egejskim. To pokazuje, że oprócz nacisku płyty anatolijskiej ku zachodowi, istnieją w regionie egejskim dodatkowe siły zależne od prędkości wciągania Płyty Afrykańskiej pod mikro płytę Egejską lub od grawitacyjnego opadania struktur łuku helleńskiego.

Według pomiarów GPS (McClusky i in. 2000), południowo-zachodnia część obszaru egejskiego (egejsko-peloponeska) porusza się ku SSW względem Eurazji z niewielką prędkością (<2 mm/rok). Południowo-wschodnia część regionu rotuje ku SW w stronę rowu helleńskiego ze względną prędkością ok. 10 mm/rok. Szybkie przemieszczanie się południowo-wschodniej części obszaru egejskiego jest odpowiedzią na szybkie pogrążanie Płyty Afrykańskiej.

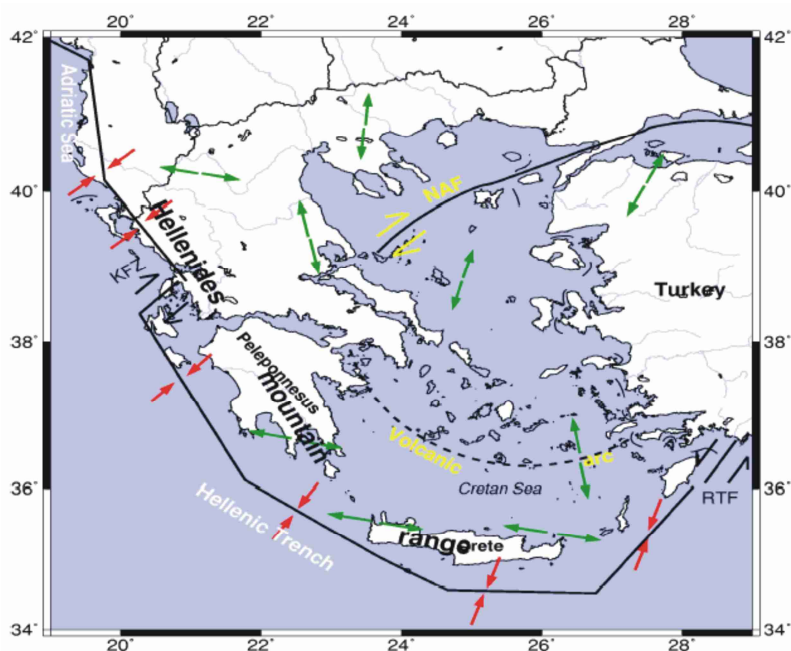
Prawoskrętna zrzutowo-przesuwcza deformacja związana z uskokiem północnoanatolijskim (NAF) ciągnie się ku zakończeniu obszaru północnoegejskiego blisko Zatoki Koryńskiej lub kontynuuje się do strefy uskokowej Kefallonii (KFZ, ryc. 4). Dekstralny ruch zrzutowo-przesuwczy wzdłuż KFZ wskazuje na nagłą zmianę w helleńskiej strefie subdukcji (Kahle i in. 1998). Uskok północnoegejski i rów koryński (Zatoka Koryńska) formują prawdopodobnie główną północną granicę Płyty Egejskiej. Główna strefa naprężeń zaznacza się wzdłuż łuku helleńskiego oraz wzdłuż zachodniego wybrzeża północnej Grecji i Albanii (ryc. 6), pomiędzy płytami euroazjatycką i apulijską (Anderson i Jackson 1987).

Układ uskoków (Papazachos i in. 2000) i pomiary GPS (McClusky i in. 2000) wskazują na to, że współczesny schemat geotektoniczny ustalił się w obszarze egejskim po dolnym miocenie. Kinematyka obszaru egejskiego pokazuje, że natężenie ruchu południowego łuku egejskiego jest ściśle związane z rotacją mikro płyty Egejskiej. Ilustruje też stopniowy wzrost deformacji prędkości względem Europy, z 10 mm/rok wzdłuż uskoku północnoegejskiego (NAF) do ponad 35-40 mm/rok w najbardziej południowej części łuku helleńskiego.

Region północnoegejski. Najważniejszymi elementami tektoniki w regionie północnoegejskim są rów północnoegejski związany ze strefą uskokową NAF oraz baseny

Strumy i Saros. Młoda aktywność tektoniczna w tym regionie wyrażona jest w cechach geomorfologicznych i normalnych uskokach zrzutowo-przesuwczych (Taymaz i in. 1991). Dobra korelacja istnieje też pomiędzy aktywnością sejsmiczną i wysokimi anomaliami strumieni gorąca, które są związane z głębokimi uskokami ukośnymi. Wartości anomalii grawimetrycznych dobrze korelują się z największymi tektonicznymi strukturami linijnymi. Wąska strefa uskoku północnoanatolijskiego (NAFZ) jako północna granica dryfującego ku zachodowi bloku anatolijskiego łączy reżim kompresyjny wschodniej Anatolii z reżimem ekstensyjnym w obszarze Morza Egejskiego (Taymaz i in. 1991).

Region zachodnioegejski. Półwysep Helleńsko-Peloponeski jest związany z przebiegiem pasma górskiego z NNW ku SSE. W pasie tym występują wysokie ujemne anomalie Bouguera o układzie NNW-SSE w zachodniej części regionu egejskiego (Makris 1978, 1985). Uskoki normalne biegnące z NW na SE kontynuują się ku NE do centrum Morza Egejskiego i w końcu ku wschodowi formują zanurzone asymetryczne rowy (n.p. Strumy, Sporad, Saros, Andros, Mikonos) oraz wyznaczają granice basenów w strefie NAF. Linearny przebieg uskokuw przez obszar egejski jest czytelny w topografii dna morskiego, w strukturach geologicznych oraz w rozmieszczeniu ognisk płytkich trzęsień ziemi (Taymaz i in. 1991). Grabeny zostały też rozpoznane w profilach sejsmicznych wysokiej rozdzielczości (McKenzie 1978, Hatzfeld i in. 1995) oraz strukturalnych badaniach geologicznych (Mercier i in. 1989).



Ryc. 6. Strefy subdukcji i ekstensji w regionie egejskim.

Główna strefa naprężeń z uskokami zrzutowymi zaobserwowana wzdłuż łuku helleńskiego i zachodniego wybrzeża Grecji jest wiązana z procesem subdukcji Płyty Afrykańskiej pod Płytę Eurazjatycką oraz z kolizją typu kontynentalnego pomiędzy mikropłytą Adriatyku i zachodnim wybrzeżem greckolbańskim. Strefa załukowa jest zdominowana przez ekstensję NS. Wąską strefę ekstensji E-W zaobserwowano w obszarze dołukowym. Linia przerywaną zaznaczono położenie łuku wulkanicznego. NAF – Uskok Północnej Anatolii, KFZ – Strefa Uskoku Kefallonii, RTF – Uskok Transformujący Rodos (według Andersona i Jacksona 1987).

W regionie zachodnioegejskim, na podstawie pomiarów głębokości i topografii dna morskiego, rozpoznano dwa ogromne NW-WNW grabeny – Eubei i Koryntu. Ku Morzu Egejskiemu, te dwa baseny przyjmują kierunek bardziej południowy. Wykazują one współcześnie reżim ekstensyjny N-S i akomodują dużą część wewnętrznej deformacji helleńsko-peloponeskiej. Zatoka Koryncka nie jest starsza niż 2 Ma i otwiera się w tempie mniej więcej 10 mm/rok (Armijo i in. 1996). Jej zachodni segment włączony został do systemu rowu Jońskiego przez serię NE uskoków przesuwczych z dekstralną polaryzacją, nazywaną strefą uskoków Kefallonii (KFZ). Wschodni segment ryftu przecina wulkaniczny łuk egejski i może być rozważany jako główny uskok poprzeczny (Hatzfeld i in. 1995).

Pomiary geodezyjne pokazują, że w regionie zachodnioegejskim wektory przesuwcze są prostopadłe do stref zrzutu wielkoskalowych bloków litosfery obramowanych przez uskoki normalne (Jolivet i in. 1994). Z drugiej strony, w bardziej wschodniej części Morza Egejskiego wektory są w przybliżeniu równoległe do form dna i wskazują na skrzyżowania grabenów (Sengör 1987). Taymaz i in. (1991), na podstawie analizy wyników badań paleomagnetycznych i sejsmotektonicznych sugerują, że centralna Grecja, jako całość, rotuje względem pionowej osi, zgodnie z kierunkiem wskazówek zegara. Ponadto, istnieją dowody wskazujące, że osady deponowane w grabenach Eubei i Attyki są nachylone ku południowi (Jolivet i in. 1994).

Strefy subdukcji – południowoegejska i helleńska. Opierając się na danych dotyczących trzęsień ziemi, danych geofizycznych, magnetycznych i prędkości fal sejsmicznych, Papazachos i Comniakis (1978) oraz Makropoulos i Burton (1984) wskazali na istnienie materiału litosfery świadczącego o zanurzaniu po północnej-wklęsłej – stronie łuku południowoegejskiego. Niskie ujemne wartości anomalii Bouguera dowodzą, że gęsty materiał (wciągana płyta) występuje pod Kretą, Rodos i Peloponezem (Makris 1985).

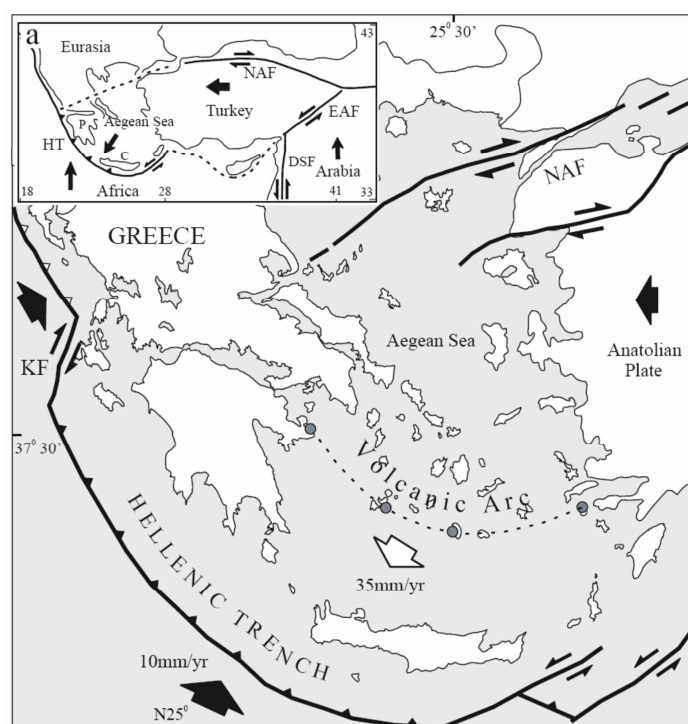
Współczesny wulkanizm na niektórych wyspach równoległych do rowu południowoegejskiego jest wiązany z subdukcją płyty w regionie egejskim (ryc. 6). Wysokie wartości strumieni gorąca zarejestrowano na Cykladach. Wartości te są podobne do otrzymywanych dla innych wysp w systemach łukowych na świecie. Ponadto, wartości strumieni gorąca wzrastają od rowu ku wnętrzu łuku, tak jak w łukach wysp Kurylskich i Japońskich. Łuk helleński ma klasyczne właściwości łuku po wypukłej stronie pasa sejsmiczności (Jongsma i in. 1977).

Wyrażna strefa Benioffa kończy się pod łukiem wulkanicznym (ok. 180 km od strefy subdukcji) i tylko wyniki badań tomograficznych (Spakman i in. 1993, Papazachos i in. 1995) pokazują, że musi ona rozciągać się dalej ku północy. Na większych głębokościach płyta akumulowała naprężenia, ponieważ mogła zachowywać się jak materiał plastyczny w warunkach nadkrytycznie wysokiej temperatury i ciśnienia. Niektóre dane izotopowe sugerują, że część skał osadowych została wciągnięta w skały wulkaniczne łuku egejskiego (Briqueu i in. 1986).

Łuk helleński, jedna z najbardziej charakterystycznych stref tektonicznych obszaru śródziemnomorskiego, ciągnie się od zachodniego wybrzeża Albanii i Grecji, wzdłuż SW wybrzeża Grecji przez Kretę aż do SW Turcji (ryc. 6). Jakkolwiek, położenie granicy subdukcji nie jest dobrze znane, współczesne wyniki badań tomograficznych (Papazachos i Nolet 1997) wskazują, że litosfera zagłębia się w przybliżeniu wzdłuż południowych wybrzeży Krety, w miejscu, w którym przebiega izobata 1500 m. Wąska strefa ujemnych wartości anomalii Bouguera (Allan i Morelli 1971) i niskie prędkości fal sejsmicznych (Papazachos i Nolet 1997) pokrywają się z rowem helleńskim. Te anomalie spowodowane są przez znaczną miąższość przyzmy osadowej wzdłuż rowu. Szczegółowa morfologia rowu helleńskiego jest niezmiernie skomplikowana. Składa się on z licznych bardzo głębokich

basenów. Ku wschodowi, w rowie zaznaczają się wąskie, linearne baseny nazywane rowami Pliniusza i Strabona. Z drugiej strony, wzdłuż rowu Jońskiego, na zachód od Krety, struktury są mniej czytelne i rozciągają się ku Morzu Jońskiemu (McKenzie 1978). Te depresje określane są mianem rowu południowoegejskiego (SAT). Na podstawie mechanizmów ogniskowych trzęsień ziemi i płytkich profili sejsmicznych (McKenzie 1972) przypuszcza się, że główną strefą subdukcji jest rów Pliniusza. Z drugiej strony, rów Strabona kontynuuje się dalej ku NE niż rów Pliniusza i prawdopodobnie łączy się na wschodzie z innym systemem rowów (ryc. 6).

Ponieważ prędkość subdukcji płyt jest dość wysoka (ok. 35 mm/rok) (ryc. 7), więc zniekształcone struktury są dobrze czytelne w ukształtowaniu dna morskiego. Jednakże głębokie baseny rowu helleńskiego są znacznie płytsze i bardziej zakrzywione ($R=400\text{km}$) niż inne główne formy związane ze strefami subdukcji na świecie (Le Pichon i Angelier 1979, Jongsma i in. 1977).



Ryc. 7. Główne cechy strukturalne łuku helleńskiego i systemu ryftowego w obszarze egejskim.

Wektory ruchu Płyty Afrykańskiej i mikroptyty Egejskiej według Kahle'a i in. (1998). KF – uskoki Kefallonii, NAF – uskoki Północnej Anatolii. a: Schematyczna mapa struktur geodynamicznych wokół wschodniej części Morza Śródziemnego (według McKenzie'ego 1972). NAF – uskoki Północnej Anatolii, EAF – uskoki Wschodniej Anatolii, DSF – uskoki Morza Martwego, HT – Rów Helleński, P – Peloponez, C – Kreta (według Doutsos'a i Kokkas'a 2001).

Dane dotyczące trzęsień ziemi, mechanizmów ogniskowych trzęsień ziemi i normalne zsuwanie w regionie, wskazują na istnienie stref ekstensji NWSE w południowej części Peloponezu i na zachodzie Krety oraz E-W w centrum i na wschodzie Krety (Hatzfeld i in. 1993). Peloponez wyznaczał uskoki NNW, Kretę – E-W, ENE-WSW i NE-SW uskoki zrzutowe, a Rodos – uskoki NNE-SSW. Są to głównie uskoki normalne, równoległe do wydłużonego systemu rowu helleńskiego.

Basen Kreta. W związku z usytuowaniem Basenu Kreta (ryc. 7) pomiędzy łukiem zewnętrznym (Kithira, Antikithira, Kreta, Karpathos i Rodos) i aktywnym łukiem wulkanicznym (Milos, Thira, Nisiros), występują w nim maksymalne wartości ekstensji, stwierdzone na podstawie miąższości skorupy ziemskiej. W tym obszarze były prawdopodobnie akumulowane naprężenia większe niż w którejkolwiek innej części regionu egejskiego (Le Pichon i Angelier 1979, Angelier i in. 1982), ale współcześnie nie jest to najintensywniej deformowana jego część. McKenzie (1978) sugeruje, że region dryfuje na południe jako całość, nie zniekształcając się wewnętrznie. Charakteryzują go najwyższe dodatnie wartości anomalii grawimetrycznych w całym regionie egejskim.

Niektóre modele, oparte na relacji pomiędzy miąższością litosfery i wartościami ekstensji (McKenzie 1978, Le Pichon i Angelier 1979, Angelier i in. 1982), pokazują, że Kreta została oderwana od obszaru Cyklad. Deformacja w tym regionie musiała zostać współcześnie spowolniona, prawdopodobnie z powodu kolizji z rowem helleńskim od południa. Na podstawie profili sejsmicznych (Masce i Martin 1990) wnioskuje się, że w Basenie Kreta od późnego miocenu zmniejsza się regionalna prędkość ekstensji. Niska współczesna aktywność sejsmiczna w południowej części regionu egejskiego jest wyraźnie identyfikowana pod Morzem Kretańskim (Galanopoulos 1967, Ergin 1966). Może to sugerować, że obszar ten podlega współcześnie słabym deformacjom. Basen Kreta składa się z serii wydłużonych depresji, które naśladują przebieg łuku wulkanicznego. Ogólnie, głębokości basenów wzrastają ku wschodowi (Maley i Johnson 1971). Południowy brzeg basenu Kreta, kontrolowany przez uskoki podłużne (Jongsma 1975), uważany jest za półrow tektoniczny (Masce i Martin 1990). Uskoki N-S w regionie kontynuują się ku południowi w kierunku NNE-SSW. Normalne uskoki E-W na Krecie kontynuują się ku północy w Morzu Kretańskim (Angelier i in. 1982).

Czwartorzędowa tektonika Łuku Południowoegejskiego

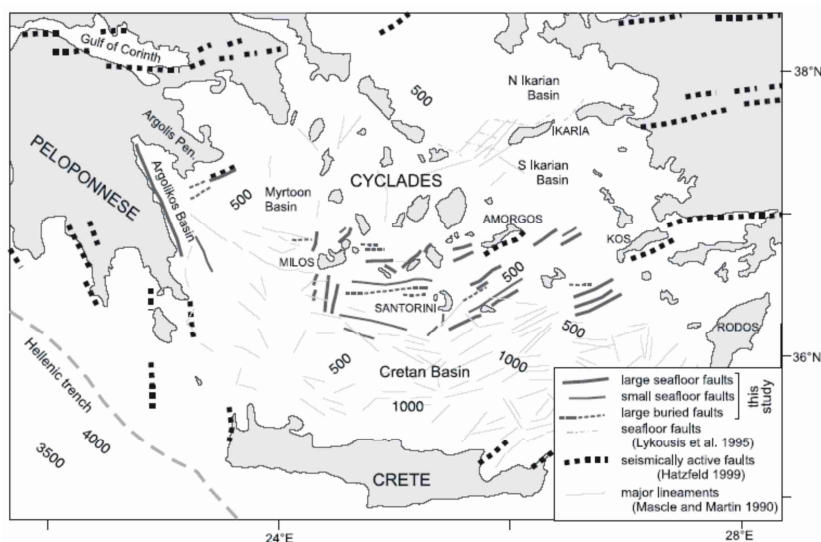
Południowoegejski łuk wulkaniczny jest strefą aktywną od pliocenu do czasów współczesnych, za co odpowiedzialne są procesy subdukcji Płyty Afrykańskiej pod Euroazjatycką (Pe i Piper 1972) (ryc. 7). Strefa historycznie aktywnych wulkanów rozciąga się od Półwyspu Methana (na północnym wschodzie Peloponezu) przez Santorini do Nisyros i jest lokalizowana ok. 130-150 km ponad sejsmicznie zdefiniowaną strefą Benioffa (Makropoulos i Burton 1984), która zanurza się mniej więcej pod kątem 38° ku północnemu-wschodowi. Według Papazachosa i Panagiotopoulou (1992) występuje tam pięć obszarów epicentralnych silnych trzęsień ziemi, zarówno płytkich, jak i średnio głębokich, odpowiadających działalności wulkanicznej lub solfatarowej w rejonach: Susaki, Methana, Milos, Santorini i Nisiros.

W łuku południowoegejskim, dowodem na plioceńską i czwartorzędową aktywność uskoków jest inwersja basenów (Perissoratis i in. 1993). W rejonie Santorini, zmiany w układzie uskoków we wczesnym plejstocenie mogą być związane z początkiem wulkanizmu (Perissoratis 1995).

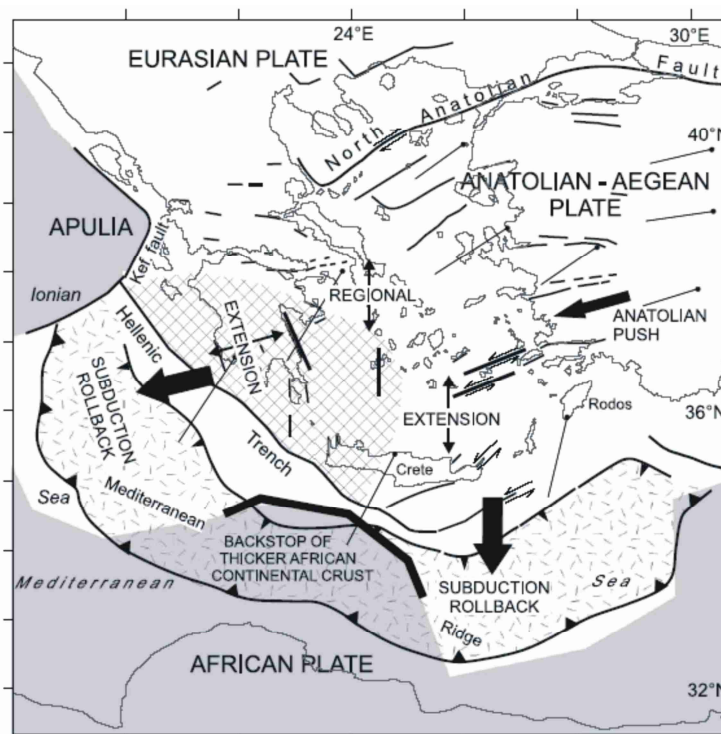
Szczegółowe studia w obszarach takich jak Basen Południowej Ikarii (Lykousis i in. 1995), Kreta (ten Veen i Meijer 1998), zatok Patras i Korynckiej (Piper i in. 1990, Doutsos i Piper 1990), pokazują, że w czwartorzędzie następowały znaczące zmiany w układzie i proporcjach subsydencji poszczególnych rowów.

Tektonika plioceńska i czwartorzędowa. Według danych paleomagnetycznych, w środkowym i późnym miocenie zaznaczyła się nadzwyczaj szybka rotacja bloku Cyklad, ze zróżnicowanym ruchem wzdłuż lineamentu środkowych Cyklad (ryc. 8), związanego

z helleńską strefą subdukcji typu rollback (Walcott i White 1998). Uskok północnoanatolijski (NAF) w pliocenie i czwartorzędzie propagował ku zachodowi (Armijo i in. 1999), co mogło być związane z procesami szybkiej subsydencji rowów wokół. Wielu autorów (Dercourt i in. 1993) sugeruje, że subdukcja oceaniczna została przerwana wzdłuż strefy helleńskiej (oprócz być może Morza Jońskiego) i że kolizja cieniejącego kontynentalnego przedpola płyt Afryki i Apulii ogranicza współcześnie tempo subdukcji (ryc. 9).



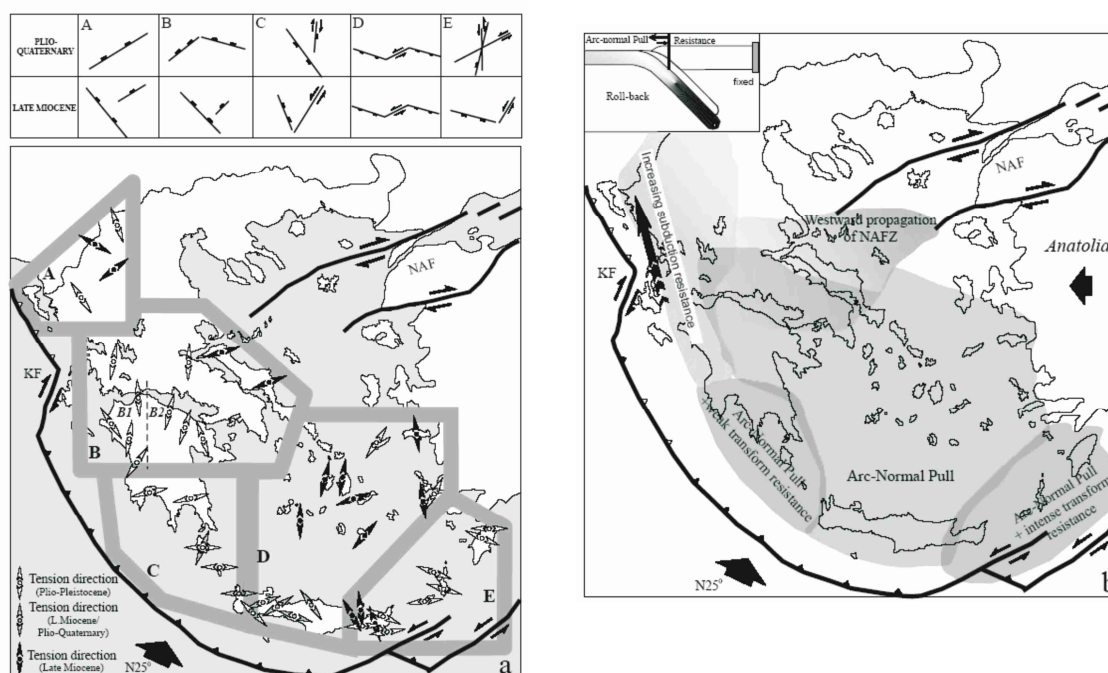
Ryc. 8. Mapa uskoku w łuku południowoegrejskim (według Piper'a i Perissoratis'a 2003)



Ryc. 9. Schematyczna interpretacja tektoniczna łuku południowoegrejskiego (według Piper'a i Perissoratis'a 2003)

Szare powierzchnie wskazują obszar pochłaniania skorupy kontynentalnej Płyty Afrykańskiej.

Analiza regionalnego pola naprężeń (Doutsos i Kokkalas 2001, ryc. 10) doprowadziła do wniosku, że w centralnej części obszaru egejskiego rozszerzenie neogeńskie jest od miocenu w znacznej mierze akomodowane przez uskoki normalne WNW. W czwartorzędzie tak zorientowane uskoki propagowały stopniowo ku zachodowi przez północny Peloponez i Grecję Środkową. Być może wynikiem tych procesów jest basen typu pull-apart pomiędzy płytą euroazjatycką i obszarem południowoegejskim – dryfującym ku SW lub pomiędzy uskokiem Kefallonii i uskokiem północnoegejskim. Na południowym Peloponezie powszechne są uskoki zorientowane ku N do NNE. Zostały one zinterpretowane jako wynik początkowej kolizji z dryfującą skorupą afrykańską (Lyon-Caen i in. 1988) lub jako konsekwencja rozdzielania naprężeń podczas subdukcji ukośnej (Le Pichon i in. 1995).



Ryc. 10. Kierunki nacisku i układy uskoków w obszarze egejskim określone na podstawie analizy strukturalnej uskoków wieku od późnego miocenu do plioczwartorzędu (według Doutsos'a i Kokkas'a 2001).

(a) Podwójne groty z okręgami pokazują kierunek naprężeń zmierzonych na uskokach. Szare linie rozdzielają prowincje tektoniczne i wskazują na istnienie przejściowych stref między prowincjami. (b) Schematyczna ilustracja działania sił na granicy litosfery egejskiej (według Meijer'a i Wortel'a 1997).

Regionalne profile sejsmiczne sięgające do podłoża struktur alpejskich (Jongsma i in. 1977, Masce i Martin 1990) pokazują wyraźne odbicia pod dnem Morza Kreteńskiego, odpowiadające stropowi ewaporatów messyńskich (Hsu i in. 1978). W pobliżu Santorini uwidaczniają się natomiast niezgodności, a w niektórych obszarach wręcz inwersja basenów wypełnionych osadami w okresie od pliocenu do czwartorzędu (Perissoratis i in. 1993, Perissoratis 1995). Bardziej na północ, w Basenie Południowej Ikarii, rozpoznano zniekształcone osady wieku plioceńsko-wczesnoczwartorzędowego, przykryte przez mniej zniekształcone osady progradującej delty rzecznej, której wiek określono na okres od środkowego do późnego czwartorzędu (Lykousis i in. 1995).

Dwie największe fazy ryftogenezy rozpoznano w Zatoce Korynckiej i na obszarze przyległym (Doutsos i Piper 1990). Starsza, podczas pliocenu, uformowała płytkie baseny. Bardzo szybkie przemieszczenia wzdłuż uskoku miały miejsce w plejstocenie, szczególnie w Zatoce Argolidzkiej (van Andel i in. 1990, 1993) i w Zatoce Patras (Piper i in. 1990).

Sedymentacyjne konsekwencje inwersji basenów. Wbrew wysokiej sejsmiczności łuku południowoegejskiego, niewiele jest osadów pływnięcia rumowiskowego i katastrofalnego. Występują albo miększe, jednolicie warstwowane osady hemipelagiczne w dużych basenach, albo osady będące pozostałością pływnięcia nielicznych rumowisk, lub wręcz brak jakichkolwiek dowodów na istnienie osadów katastrofalnych (Piper i Perissoratis 2003).

Jedynie obszar pomiędzy wyspami Astipalea i Kos pokazuje wyraźnie wpływ inwersji basenu na sedymentację osadów. Podnoszenie warstwowanych mułków hemipelagicznych skutkowało ich pełnieniem i lokalnym uszkodzeniem. Naruszone osady płynęły jako strumienie rumowiskowe i zostały zakumulowane w płytkich basenach. Były to osady epizodyczne, prawdopodobnie związane z trzęsieniami ziemi. Na niektórych obszarach jest więcej dowodów takich nagłych zdarzeń tektonicznych (Piper i Perissoratis 2003).

Tektoniczny rozwój łuku południowoegejskiego. Na podstawie badań geodynamicznych, można wywnioskować, że starszy układ uskoku marginalnych w basenie południowoegejskim ogólnie miał trend E-W lub ENE-WSW i w czwartorzędzie został zastąpiony przez uskoki NNW lub ENE. Starszy zespół uskoku zawierał nieliczne uskoki N-S, które kontrolowały niektóre baseny marginalne, na przykład blisko Milos i na zachód od Ios. Są one interpretowane jako analogiczne do transformacyjnych uskoku N-S w wschodniej części rowu Koryntu (Poulimenos i in. 1989).

Mimo nie zawsze precyzyjnych danych, można rozpoznać regionalne zmiany w stylu i wieku uskoku młodszych. W regionie od Kos przez Amorgos do Santorini, powstawanie uskoku zrzutowo-przesuwczego o azymutach zbliżonych do 65° zostało zapoczątkowane przed ok. 0.6-0.8 Ma blisko Amorgos, 0.4 Ma – na wschód od Astypalei i 0.2 Ma – wokół Nisiros. Przedtem, dominowały uskoki E-W. W basenach pomiędzy Amorgos a Santorini osady były akumulowane przed ok. 0.6 Ma, a od przeszło 0.2 Ma kształtują się tam wyraźne grzbiety. Największa subsydencja zaznaczała się wówczas w obniżeniach regionu Santorini i Anafi, dlatego poziomy progradacyjne znajdowane są tam na głębokości ok. 600 m. Obszar ten we wczesnym plejstocenie został wydźwignięty, a współcześnie ponownie wchodzi w skład dużego basenu (Piper i Perissoratis 2003).

Badania neotektoniczne na Milos (Mercier i in. 1987) wskazały na dwie ekstensyjne fazy tektoniczne: jedną zorientowaną NE-SW wieku plioceńskiego i drugą skierowaną NW-SE, aktywną od środkowego plejstocenu. Chociaż w zachodnim basenie Folegandros, blisko Milos, nie występuje plio-plejstocenska niezgodność, a na Milos wulkanizm wydaje się być ciągły od środkowego pliocenu do wczesnego plejstocenu, jednak niektórzy autorzy sugerują, że ekstensja NE-SW kontynuowała się przez wczesny plejstocen. Bardzo aktywne uskoki zdeformowały podłoże zarówno na północ, jak i na południe od Milos. Wyraźna zmiana w układzie uskoku miała miejsce przed ok. 0.7 Ma, kiedy starsze uskoki E-W stały się mniej aktywne (Piper i Perissoratis 2003).

W basenie argolidzkim współcześnie aktywne uskoki NNW są równoległe do aktywnej strefy uskoku ciągnącej się wzdłuż południowego Peloponezu (Armijo i in. 1992). Badania ruchów związanych z trzęsieniami ziemi pokazują, że jest to strefa uskoku normalnych, wzdłuż których następuje tensja EW. W basenie Argolidzkim i w południowej części półwyspu Argolidy, zmianę układu uskoku z przeważnie E-W na przeważnie N-S oszacowano na ok. 0.8 Ma (Piper i Perissoratis 2003).

Regionalna tektonika płyt

Względny ruch pomiędzy Afryką i Eurazją, o którym wnioskuje się na podstawie układów anomalii grawimetrycznych północnego Atlantyku, daje podstawę do częściowej oceny wektora subdukcji Płyty Afrykańskiej pod Egejską od miocenu. Opierając się na przeprowadzonej dla północnej Grecji analizie Savostia i in. (1986) można stwierdzić, że Afryka i Eurazja zderzyły się w późnym miocenie, wzdłuż osi 354, z prędkością ok. 15 mm/rok. Zachowanie mikropląt obszaru egejskiego względem Płyty Euroazjatyckiej jest znane tylko w ogólnym zarysie z danych paleomagnetycznych. Rotacja bloku zachodnioegejskiego z 7° w środkowym miocenie do 23° w późnym miocenie (Walcott i White 1998, Avigad i in. 1998) mogła skończyć się maksymalną subdukcją typu roll-back, oszacowaną na 6-10 mm/rok. Współczesny ruch Afryki względem południowozachodniej części obszaru egejskiego, którego wektor przyjmuje azymut 40°, określony na podstawie pomiarów GPS, wynosi 35 mm/rok (Reilinger i in. 1997).

Późnomiocenska zmiana kierunku subdukcji pomiędzy Afryką i Eurazją była powodem zmiany stylu tektonicznego (Le Pichon i Angelier 1979). Dane paleomagnetyczne sugerują, że w tym czasie mogła mieć miejsce wzmożona rotacja bloku zachodnioegejskiego (Avigad i in. 1998).

Największa zmiana w stylu tektonicznym miała miejsce na początku pliocenu. Względny ruch wzdłuż lineamentu środkowych Cyklad zatrzymał się i nastąpiła konsolidacja bloku środkowo-egejskiego, który zaczął przesuwac się ku południowemu wschodowi (Walcott i White 1998). Niezgodność messyńsko-pliocenska na Krecie sugeruje zmianę stylu tektonicznego (ten Veen i Meijer 1998) z późnomiocenskiej ekstensji na pliocenske ścinanie nadal o trendzie 75°. Moment ten koresponduje z okresem, w którym nastąpiła propagacja uskoku północnoanatolijskiego ku północno-wschodniej części obszaru egejskiego (Armijo i in. 1999).

Końcowa faza tektoniczna, rozpoczęta w środkowym czwartorzędzie, określona na podstawie zmian stwierdzonych w strefie uskoku obrysującego łuk południowo-egejski, jest szacowana na okres pomiędzy 0,5 i 0,8 Ma. Szybka subsydencja Zatoki Korynckiej zaczęła się w środkowym czwartorzędzie (Doutsos i Piper 1990). Na Krecie rozpoznano prawdopodobnie wczesnopliocenske, słabo wyrażone zmiany w stylu deformacji (ten Veen i Meijer 1998, Mercier i in. 1987). Na południu Peloponezu powszechne są późnoczwartorzędowe uskoki ekstensyjne o kierunkach od N do NNE (Armijo i in. 1992), interpretowane jako wynik początkowej kolizji z dryfującą skorupą afrykańską w tej części łuku (Lyon-Caen i in. 1988).

Największe zmiany w układzie uskoków zarejestrowano (Piper i Perissoratis 2003) w ciągu ostatnich 1-2 Ma. Uzyskane dane wskazują, że wiele deformacji wynika z interakcji płyt Eurazjatyckiej, Afrykańskiej i Anatolijsko-Egejskiej. Deformacje te, generowane przy południowym brzegu mikroplaty Egejskiej, w strefie łuku południowo-egejskiego, mogły odegrać ważną rolę w wyzwaniu wulkanizmu riolitowego, poprzez wciąganie wody do skał magmowych (Tarney i in. 1998).

Ruch ku SSW, określony geodezyjnie dla Rodos i centralnej Krety sugeruje, że w południowo-wschodniej części łuku wulkanicznego nadal ma miejsce subdukcja typu roll-back. Jej wyrazem jest prawdopodobnie rozszerzanie i subsydencja basenu Krety. Proces ten ułatwia regionalną subsydencję w dużej części łuku południowo-egejskiego i Cyklad (Schroder 1986). Zrzutowo-przesuwczy ruch we wschodniej części łuku południowo-egejskiego jest równoległy do geodezyjnie określonego ruchu płyty Anatolii, w większym stopniu niż do ruchu Krety i Rodos (Piper i Perissoratis 2003).

Wnioski

Obszar egejski jest najbardziej zróżnicowanym, najmłodszym i najsilniej pociętym młodymi uskokami fragmentem Grecji. Większość form w jego obrębie ma pochodzenie tektoniczne i jest młodsza niż późny miocen. Szczególnie skomplikowaną budowę i tektonikę ma południowa część basenu egejskiego, znajdująca się po wewnętrznej stronie aktywnej strefy subdukcji.

Regionalne badania geologiczne łuku południowoegejskiego pokazują, że starszy basen wypełniony osadami hemipelagicznymi został pocięty przez aktywne uskoki EW. Młodsze aktywne uskoki przyjmują trend N lub NNW w zachodniej części łuku i NE lub ENE w części wschodniej. Chronologia oparta na etapach sedymentacji osadów i sposobie ich ułożenia w basenach marginalnych kontrolowanych przez eustatyczne zmiany poziomu morza wskazuje, że młodszy układ uskoków rozwinął się ok. 0,6-0,8 Ma w zachodniej i centralnej części łuku, a znacznie później na południowym wschodzie. Starsze wypełnienie basenu ograniczonego uskokami E-W nastąpiło w pliocenie i wczesnym czwartorzędzie. Starsze regionalne niezgodności odpowiadają wczesnoplejstocenijskim zaburzeniom wbasenie Kreta. Dane geologiczne i sejsmiczne sugerują, że czwartorzędowy tektoniczny rozwój Kreta i Cyklad może być bardziej złożony niż rozwój określony na podstawie sekwencji czwartorzędowych osadów lądowych.

Późnoczwartorzędowy regionalny układ uskoków we wschodniej części łuku egejskiego jest wynikiem lewoprzesuwczego zrzutowego ruchu równoległego do kierunku zbieżności płyt Egejskiej, Anatolijskiej i Afrykańskiej. Akomodacja tych ruchów miała miejsce w najbardziej geotektonicznie aktywnym sektorze egejskim, wzdłuż łuku południowoegejskiego.

Niektóre obszary, które były basenami w późnym pliocenie, zostały wydzwignięte podczas plejstocenu i następnie obniżone, nawet o 600 m w ciągu ostatnich 0,2 Ma.

Bibliografia

- Allan T.D., Morelli C., 1971. A geophysical study of the Mediterranean Sea. *Bull. Geofis. Teor. Appl.*, 13, 94-141.
- Anderson H., Jackson J., 1987. The deep seismicity of the Tyrrhenian Sea. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 91, 613-637.
- Angelier J., Lyberis N., Le Pichon X., Barrier E., 1981/1982. Tectonique en extension et mouvements verticaux dans l'arc Hellenique. *Proc. of the Intern. Symp. on the HEAT*, 1, Athens, 417-423.
- Angelier J., Lyberis N., Le Pichon X., Barrier E., Huchon Ph., 1982. The tectonic development of the Hellenic arc and the Sea of Crete: a synthesis. *Tectonophysics*, 86, 159-196.
- Armijo R., Lyon-Caen H., Papanastassiou D., 1992. Eastwest extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic Arc. *Geology*, 20, 491-494.
- Armijo R., Meyer B., King G.C.P., Rigo A., Papanastassiou D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys. J. Int.*, 126, 11-53.
- Armijo R., Meyer B., Hubert A., Barka A., 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: timing and kinematics. *Geology*, 27, 262-270.

- Avigad D., Baer G., Heimann A., 1998. Block rotations and continental extension in the central Aegean Sea: palaeomagnetic and structural evidence from Tinos and Mykonos (Cyclades, Greece). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 157, 23-40.
- Bocalletti M., Manetti P., Peccerillo A., 1974. The Balcanids as an instance of backarc thrust belt: Possible relation with the Hellenids. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 85, 1077-1084.
- Briqueu L., Javoy M., Lancelot J.R., Tatsumoto M., 1986. Isotope geochemistry of recent magmatism in the Aegean Arc: Sr, Nd, Hf, and O isotopic ratios in the lavas of Milos and Santorini – geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Letters*, 80, 445-50.
- Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B. (Eds.), 1993. *Atlas Tethys Paleoenvironmental Maps*. Gauthier-Villars, Paris.
- Dermitzakis M.D., Lekkas S.P., 1991. Γεωλογία της Ελλάδος [w:] M.D. Dermitzakis, S.P. Doglioni C., Agostini S., Crespi M., Innocenti F., Manetti P., Riguzzi F., Savascin Y., 2002. On the extension in Western Anatolia and the Aegean Sea [w:] G. Rosenbaum, G.S. Lister (Eds.), *Reconstruction of the Evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 169-184.
- Doutsos T., Piper D.J.W., 1990. Listric faulting, sedimentation and morphological evolution of the Quaternary eastern Corinth rift, Greece: first stages in continental rifting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102, 812-829.
- Doutsos T., Kokkalas S., 2001. Stress and deformation patterns in the Aegean region. *J. Struct. Geol.*, 23, 455-472.
- Ergin K., 1966. On Epicentre Map of Turkey and Surrounding Area. *T.J.K. Bull.*, 10, 122.
- Galanopoulos A.G., 1967. The seismogenic regime in Greece. *Annali Geofis.*, 20, 109.
- Hatzfeld D., 1999. The present day tectonics of the Aegean as deduced from seismicity. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 156, 416-426.
- Hatzfeld D., Besnard M., Makropoulos K., Hatzidimitriou P., 1993. Microearthquake seismicity and fault plane solutions in the southern Aegean and its geodynamic implications. *Geophys. Journ. Intern.*, 15, 799-818.
- Hatzfeld D., Kassaras I., Panagiotopoulos D., Amorese D., Makropoulos K., Karakaisis G., Coutant O., 1995. Microseismicity and strain pattern in northwestern Greece. *Tectonics*, 14, 773-785.
- Hsu K.J., Montadert L., Bernouilli D., Bizon G., Cita M., Ericson A., Fabricius F., Garrison R.E., Kidd R.B., Mellie'res F., Müller C., Wright R.C., 1978. Site 378, Cretan Basin. *Init. Rep. DSDP 42*, 321-357.
- Huguen C., Mascle J., Chaumillon E., Woodside J.M., Benkhelil J., Kopf A., Volkonskaya A., 2001. Deformational styles of the eastern Mediterranean Ridge and surroundings from combined swath mapping and seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 343, 21-47.
- Jackson J.A., 1994. Active tectonics of the Aegean region. *Annual Review Earth and Planetary Science*, 22, 239-271.
- Jolivet L., Brun J.-P., Gautier P., Lallemand S., Patriat M., 1994. 3D kinematics of extension in the Aegean region from the early Miocene to the Present, insights from the ductile crust. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 165, 195-209.
- Jongsma D., 1975. *A Marine Geophysical Study of the Hellenic Arc*. PhD Thesis, Cambridge.

- Jongsma D., Wissman G., Hinz K., Garde. S., 1977. Seismic studies in the Cretan Sea. *Meteor Forsch.-Ergebn.*, C 27, 3-30.
- Kahle H.G., Straub C., Reilinger R., McClusky S., King R., Hurst K., Kastens K., Cross P., 1998. The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements. *Tectonophysics*, 294, 237–252.
- Lekkas (red.) *Διερευνώντας τη Γη. Εισαγωγή στη γενική γεωλογία*. Wyd. II, Ateny, 487-511.
- Leontaris S.N., Livaditis G., Sabot V., Gournellos Th., 1991. *Γεωμορφολογία της Ελλάδας*. Uniwersytet Ateński, Ateny.
- Le Pichon X., Angelier J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the evolution of the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- Le Pichon X., Chamot-Rooke N., Lallemant S., Noomen R., Veis G., 1995. Geodetic determination of kinematics of central Greece with respect to Europe: implications for eastern Mediterranean tectonics. *J. Geophys. Res.*, 100, 12675-12690.
- Lykousis V., Anagnostou C., Pavlakis P., Rousakis G., Alexandri M., 1995. Quaternary sedimentary history and neotectonic evolution of the eastern part of the Central Aegean Sea, Greece. *Mar. Geol.*, 128, 59-71.
- Lyon-Caen H., Armijo R., Drakopoulos J., Baskoutas J., Delibassis N., Gaulon R., Kouskouna V., Latoussakis J., Makropoulos K., Papadimitriou P., Papanastassiou D., Pedotti G., 1988. The 1986 Kalamata (South Peloponnese) earthquake: Detailed study of a normal fault, evidences for east-west extension in the Hellenic arc. *J. Geophys. Res.*, 93, 14967-15000.
- Makris J., 1978. The Crust and Upper Mantle of the Aegean Region obtained from Deep Seismic Soundings. *Tectonophysics*, 46, 269-284.
- Makris J., 1985. Geophysical and Geodynamic Implications for the Evolution of the Hellenides [w:] *Geological evolution of the Mediterranean Basin* (Ed. Stanley and Wenzel). New York, Springer Verlag.
- Maley T.S., Johnson G.L., 1971. Morphology and Structure of the Aegean Sea. *Deep-Sea Res.*, 18, 109-122.
- Masce J., Martin L., 1990. Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: A synthesis based on continuous seismic reflection profiles. *Mar. Geol.*, 94, 271-299.
- Makropoulos K.C., Burton P.W., 1984. Greek tectonics and seismicity. *Tectonophysics*, 106, 275-304.
- McClusky, 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematic and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105, B3, 5695-5719.
- McKenzie D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30, 109–182.
- McKenzie D., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 55, 217–254.
- Meijer P.T., Wortel M.J.R., 1997. Present-day dynamics of the Aegean region: A model analysis of the horizontal pattern of stress and deformation. *Tectonics*, 16, 879-895.
- Melentis J.K., 1980. The Dinaric and the Aegean Arcs: Greece and the Aegean Sea [w:] A.E.M. Narin, W.K. Kanes, F.G. Stehli (eds) *The Ocean Basins and Margins*, Vol. 4A,

- The Eastern Mediterranean. Plenum Press, New York– London, 263-275.
- Mercier J.-L., Sorel D., Simeakis K., 1987. Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean arc from the Pliocene to the Present. *An. Tecton.*, 1, 20-39.
- Mercier J.L., Sorel D., Vergely P., Simeakis K., 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Research*, 2, 4971.
- Meulenkamp J.E., Hilgen F., 1986. Event stratigraphy, basin evolution and tectonics of the Hellenic and Calabro-Silician arcs [w:] In: F.-C. Wezel (ed.) *The Origin of Arcs*. Elsevier, Amsterdam, 327-350.
- Papapetrou-Zamani A., Psarianos P., 1977 (wyd. 1978). Views on the paleogeographic evolution of Aegaeis. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 29, 187-194.
- Papazachos B.C., Comniakis P.E., 1978. Geotectonic Significance of the Deep Seismic Zones in the Aegean Area [w:] C. Doulas (ed.) *Thera and the Aegean World*, London, 121-129.
- Papazachos B.C., Panagiotopoulos D.G., 1992. Normal faults associated with volcanic activity and deep rupture zones in the southern Aegean volcanic arc. 6th Congress of the Geological Society of Greece, Abstract, 89.
- Papazachos B.C., Karakostas B., Scordilis E., 1995. Space and time distribution of the 1995 seismic sequence in the Kozani-Grevena area. Abstracts of proceedings [w:] International meeting on the results of the May 13, 1995 Kozani-Grevena earthquake: one year after. Technical Education Institute of Kozani, 111-113.
- Papazachos B.C., Karakostas V.G., Papazachos C.B., Scordilis E.M., 2000. The geometry of the Wadati-Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc. *Tectonophysics*, 319, 275-300.
- Papazachos C., Nolet G., 1997. P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust non-linear inversion of travel times. *Journ. of Geophys. Res.*, 102, 8349-8367.
- Pe G.G., Piper D.J.W., 1972. Vulcanism at subduction zones; The Aegean area. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 9, 113-144.
- Perissoratis C., 1995. The Santorini volcanic complex and its relation to the stratigraphy and structure of the Aegean arc, Greece. *Mar. Geol.*, 128, 37-58.
- Perissoratis C., Andrinopoulos A., Zacharaki P., Zimianitis E., 1993. Sedimentological and geological studies in the middle part of the South Aegean Arc: preliminary results. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 28, 511-531.
- Piper D.J.W., Perissoratis C., 2003. Quaternary neotectonics of the South Aegean arc. *Marine Geology*, 198, 259-288.
- Piper D.J.W., Stamatopoulos L., Poulimenos G., Doutsos T., Kontopoulos N., 1990. Quaternary history of the Gulfs of Patras and Corinth, Greece. *Z. Geomorph.*, 34, 451-458.
- Poulimenos G., Albers G., Doutsos T., 1989. Neotectonic evolution of the central section of the Corinth graben. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 140, 273-282.
- Piper D.J.W., Perissoratis C., 2003. Quaternary neotectonics of the South Aegean arc. *Mar. Geol.*, 198, 259-288.
- Psilovikos A.A., 1987. Landform ordering of the Hellenic morphostructure (po grecku).

- Proceedings of the 1st Pan-Hellenic Geographical Conference of the Hellenic Geographical Society, Athens 20-22.02.1987, t. B, 134-144.
- Reilinger R.E., McClusky S.C., Oral M.B., King R.W., Toksoz M.N., Barka A.A., Kinik I., Lenk O., Sanli I., 1997. Global Position System measurements of present-day crustal movements in Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *J. Geophys. Res.*, 102, 9983-9999.
- Riedl H., Mariolakos I., Papanikolaou D., Sabot V., 1982. Die Altflächenentwicklung der Kykladen. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 29/1, 355-372.
- Royden L.H., 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12, 629-638.
- Savostin L.A., Sibuet J.-C., Zonenshain L.P., Le Pichon X., Roulet M.-J., 1986. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123, 1-35.
- Schroder B., 1986. Das postorogene Kanozoikum in Griechenland/Agais [w:] V. Jacobshagen (ed.) *Geologie von Griechenland*. Borntraeger, Berlin, 209-240.
- Sengor A.M.C., 1987. Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey [w:] M.P. Coward, J.F. Dewey, P.L. Hancock (eds.) *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society Special Publication, 28, 575-579.
- Spakman W., Van der Lee S., van der Hilst R., 1993. Traveltime tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 79, 374.
- Tarney J., Barr S.R., Mitropoulos P., Sideris K., Katerinopoulos A., Stouraiti C., 1998. Santorini: geochemical constraints on magma sources and eruption mechanisms [w:] R. Casale, M. Fytikas, G. Sigvaldsson, G. Vougioukalakis (eds.) *The European Laboratory Volcanoes*, EUR 18161, 89-111.
- Taymaz T., Jackson J.A., McKenzie D.P., 1991. Active tectonics of the north and central Aegean. *Geophys. J. Int.*, 106, 433-490.
- ten Veen J.H., Meijer P.Th., 1998. Late Miocene to Recent tectonic evolution of Crete (Greece): geological observations and model analysis. *Tectonophysics*, 298, 191-208.
- Underhill J.R., 1989. Late Cenozoic deformation of the Hellenide foreland, western Greece. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, 613-634.
- van Andel T.H., Zangger E., Perissoratis C., 1990. Quaternary transgressive/regressive cycles in the Gulf of Argos, Greece. *Quat. Res.*, 34, 317-329.
- van Andel T.H., Perissoratis C., Rondoyanni T., 1993. Quaternary tectonics of the Argolikos Gulf and adjacent basins, Greece. *J. Geol. Soc. London*, 150, 529-539.
- Walcott C.R., White S.H., 1998. Constraints on the kinematics of postorogenic extension imposed by stretching lineations in the Aegean region. *Tectonophysics*, 298, 155-175.
- Wortel M.J.R., Goes S.D.B., Spakman W., 1990. Structure and seismicity of the Aegean subduction zone. *Terra Nova*, 2, 554-562.

Znaczenie procesów naturalnych i antropogenicznych dla współczesnych przemian rzeźby Ikarii

Irena Tsermegas

Zakład Geomorfologii, Instytut Geografii Fizycznej, Uniwersytet Warszawski
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00 -927 Warszawa, e-mail: argiro@uw.edu.pl

Wstęp

Ikaria jest najdalej na północ wysuniętą wyspą Sporad Południowych. Obejmuje powierzchnię 255 km² (Statistical Yearbook... 1999), ma długość prawie 40 km (wzdłuż osi WSW-ENE) i maksymalną szerokość ok. 14 km. Długość jej linii brzegowej wynosi 102 km (wskaźnik rozwinięcia wybrzeży jest równy 1,8).

Ikaria ma ok. 10 000 stałych mieszkańców (Statistical Yearbook... 1999). Należy do najsłabiej zagospodarowanych turystycznie wysp Morza Egejskiego. Jednak latem, okresowo, może na niej przebywać nawet trzykrotnie więcej osób (przede wszystkim Ikaryjczyków mieszkających na stałe w Atenach i poza granicami Grecji oraz kuracjuszy korzystających z miejscowych leczniczych źródeł).

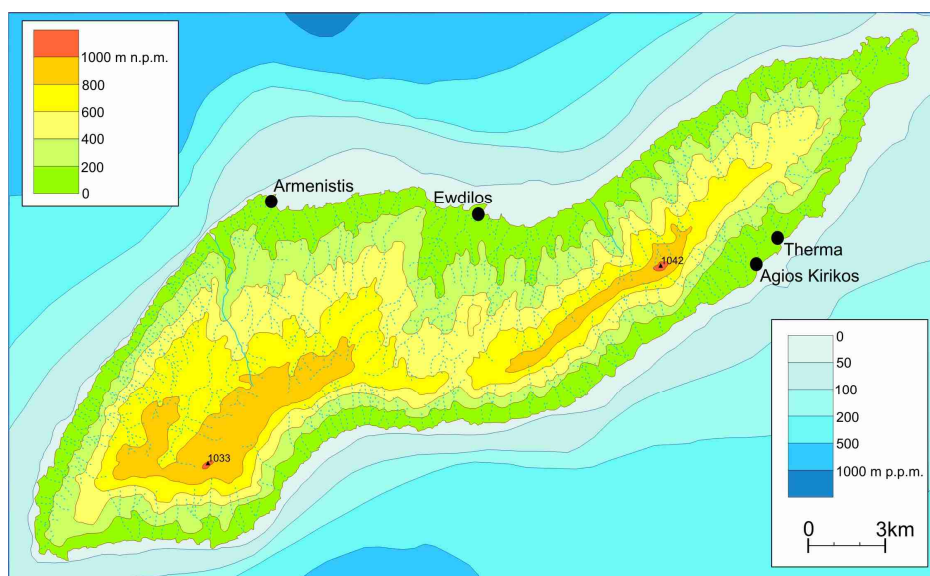
Głównym celem przeprowadzonych badań było rozpoznanie uwarunkowań i skutków przemian rzeźby zachodzących w górskim krajobrazie średniej wyspy położonej w strefie klimatu śródziemnomorskiego. Badania terenowe polegające przede wszystkim na kartowaniu form będących zapisem współczesnych procesów morfogenetycznych, przeprowadzono głów nie w sezonie letnim 1986 r., w ramach przygotowywania pracy magisterskiej autorki niniejszego opracowania. W latach późniejszych wielokrotnie weryfikowano ich wyniki – po raz ostatni we wrześniu 2006 r.

Ikaria stanowi strefę przejściową między masywem krystalicznym Cyklad (Cyklad Attyki) i podobnymi strukturami Azji Mniejszej (Masyw Menderes), dlatego od dawna budziła zainteresowanie geologów, także dzięki występowaniu na wyspie licznych gorących źródeł, których lecznicze właściwości znano i wykorzystywano już w starożytności. Natomiast rzeźba tego obszaru nie była wcześniej przedmiotem szczegółowych analiz i opracowań. Na procesy morfogenetyczne zwracano tam uwagę tylko wówczas, gdy stanowiły bezpośrednie zagrożenie dla ludności (osuwiska, powodzie, erozja gleb).

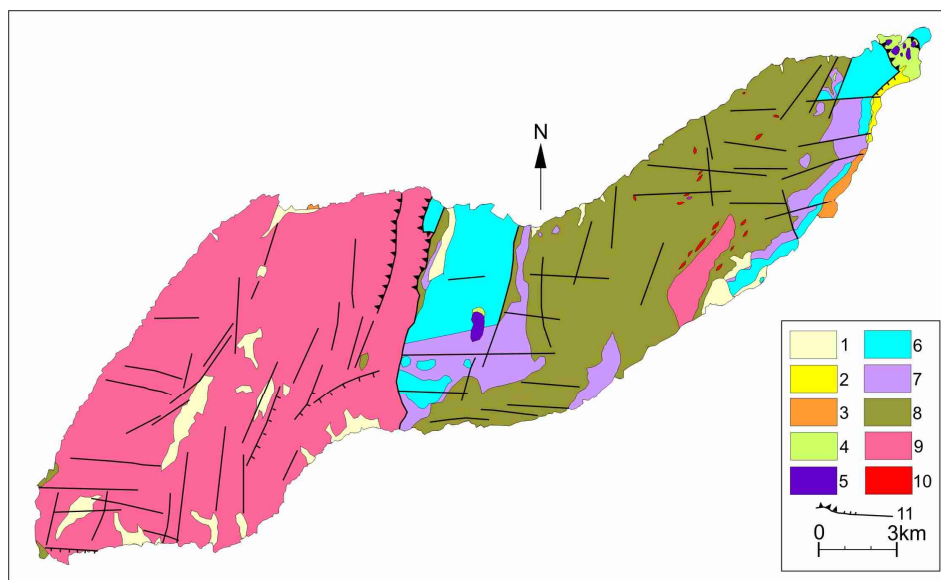
Charakterystyka fizycznogeograficzna

Ikaria reprezentuje krajobraz typowy dla górzystych wysp Morza Egejskiego. Jej cechą szczególną jest wybitnie wydłużony kształt nawiązujący do przebiegu głównego grzbietu górskiego o nazwie Atheras (ryc. 1). Najwyższe szczyty (Fardi na wschodzie i Melisa na zachodzie) wznoszą się powyżej 1000 m n.p.m. Pod względem ukształtowania powierzchni cała wyspa jest wyraźnie asymetryczna – jej część północna opada ku morzu znacznie łagodniej niż część południowa, ale rozcinają ją głębokie doliny o stromych zboczach. Wzdłuż głównego grzbietu występują liczne spłaszczenia. Na zachodzie są one znacznie lepiej rozwinięte. Największe z nich (płaskowyż Pezi) ma powierzchnię blisko 25 km². Ku południowym wybrzeżom wyspy opadają od niego stoki o nachyleniach przekraczających 45°, w obrębie których występują też niemal pionowe ściany skalne. Są one szczególnie powszechne w pobliżu portów Karkinagri i Manganitis. Na wschodzie Ikarii równie strome powierzchnie rozwinęły się na wychodniach granodiorytów koło osiedla Ksilosirtis. Gęstość sieci dolinnej dochodzi lokalnie do 5 km/km².

Krajobrazy Ikarii wybitnie nawiązują do jej budowy geologicznej (ryc. 2). Najsilniej rozcięte przez rzeki są północne stoki środkowej części wyspy, zbudowane ze skał o zróżnicowanej odporności i skomplikowanej tektonice. Najmniejszą gęstością sieci rzecznej charakteryzuje się powierzchnia zrównania na wierzcholinie zachodniej Ikarii. Na południowych, stromych stokach większość dolin ma prosty przebieg, podczas gdy najbardziej kręte rozcięcia występują na NNW skłonie wyspy.



Ryc. 1. Mapa hipsometryczna Ikarii.



Ryc. 2. Mapa geologiczna Ikarii (wg Geological Map... 2005).

Objaśnienia: 1 – holocenijskie osady rzeczne, brzegowe i stokowe, 2 – plejstocenijskie osady tarasów morskich, 3 – pliocenijskie osady morskie (złepienie, piaskowce i margle), 4 – oligocenijsko-dolnomiocenijska molasa ofiolitowa, 5 – górnotriasowe wapienie krystaliczne i dolomity, 6 – naprzemianległe warstwy mezozoicznych marmurów i łupków, 7 – triasowe marmury, 8 – paleozoiczne (?) gnejsy, 9 – dolnomiocenijskie granitoidy, 10 – dolnomiocenijskie pegmatyty, 11 – nasunięcia i uskoki.

Wyspa dzieli się na dwie, mniej więcej równe części, zdecydowanie różniące się pod

względem charakteru skał i tektoniki (ryc. 2). Zachodnią Ikarię budują niemal wyłącznie kataklastyczne granitognejsy biotytowe bogate w plagioklasy – tzw. “granitognejsy z Raches” (Marinos 1969), które zajmują obszar ok. 140 km². Tworzą największy wynurzony batolit na całym Morzu Egejskim. Jego wiek określono na dolny miocen (Geological Map ... 2005).

Omawiana struktura została podniesiona i nasunięta na sąsiadujące z nią od wschodu skały przeobrażone (tzw. “metamorficzny kompleks wschodniej Ikarii” - Marinos 1969), których wiek nie został dotąd jednoznacznie określony.

Najstarszym, a zarazem zajmującym największą powierzchnię, ogniwem stratygraficznym na wschodzie wyspy są zróżnicowane petrograficznie gnejsy (ryc. 2), przypuszczalnie związane z paleozoicznym (waryscyjskim) fundamentem Jednostki Pelagońskiej (Geological Map... 2005). Tworzą one jądro złożonej antykliny, której oś ma przebieg zgodny z przebiegiem grzbietu Atheras (SW -NE) i zapada w kierunku północno-wschodnim. Struktura ta ku zachodowi przechodzi w synklinę o południkowej osi pochylonej na północ. W rejonie miejscowości Ksilosortis „gnejsy z Plagia” przecina dolnomiocenska intruzja granodiorytowa, której lokalnie towarzyszą hornfelsy i żyły pegmatytowe. Z jej obecnością hydrogeolodzy wiążą także występowanie na wschodzie Ikarii licznych termalnych, radoczynnych źródeł (Meleti... 2000).

Powyżej w profilu stratygraficznym Ikarii występują zmetamorfizowane osady mezozoiczne. Ich przeobrażenie nastąpiło najprawdopodobniej w oligocenie i w miocenie. Bezpośrednio na gnejsach zalegają marmury (lokalnie marmury dolomityczne). Prawdopodobnie są one wieku triasowego (Geological Map... 2005). Odsłaniają się głównie na wierzcholinie w środkowej części wyspy oraz w dolnej części jej południowo-wschodnich stoków (ryc. 2). Na nich zgodnie leżą naprzemianległe warstwy marmurów, łupków krystalicznych i fyllitów. Szczególnie duże powierzchnie skały te zajmują w centrum wyspy. Odsłaniają się także na jej wschodnich krańcach i wzdłuż południowo-wschodniego wybrzeża.

W dwóch rejonach – na szczycie wzgórza Kefala w środkowej części wyspy i w okolicy jej wschodniego przylądka – występują czapki tektoniczne złożone z oligoceńsko-dolnomiocenkiej molasy ofiolitowej i górnotriasowych przekrystalizowanych wapieni i dolomitów. Tkwiące w molasie ofiolitowe okruchy gabra i amfibolitów oraz odsłaniające się w centrum Ikarii dioryty wydатовano na górną kredę (Papanikolaou 1977, Geological Map... 2005).

Młodsze, postorogeniczne osady mają na Ikarii bardzo ograniczony zasięg. Wzdłuż wschodniego wybrzeża, w rejonie miejscowości Faros i Kerame lokalnie występują fragmenty tarasów litoralnych zbudowane z dolnopliocenских zlepieńców, piaskowców i margli. Na zachodzie wyspy podobne osady opisano w rejonie Gialiskari. Znane są one także z okolic przylądka Demonopetra, na wschód od którego pokrywają je plejstoceńskie brekcje i zlepienie.

Klimat Ikarii ma cechy typowo śródziemnomorskie. W skali Grecji jest to obszar względnie ciepły, o wybitnie suchym lecie. Wyspa i otaczające ją wody znane są też z bardzo silnych wiatrów etezyjskich. Średnia prędkość wiatru wynosi tam 9,8 m/s (Kaldellis 2002).

Najchłodniejszymi miesiącami w tej części kraju (wg danych ze stacji Samos, z lat 1981-1990; Statistical Yearbook... 1999) są styczeń i luty, w których temperatura średnia jest niższa niż 11°C (10,4°C w styczniu i 9,9°C w lutym). Wyjątkowo rzadko notuje się temperatury ujemne. Występują one praktycznie wyłącznie w wyżej położonych częściach wyspy. Najcieplejsze miesiące to lipiec i sierpień. Średnie temperatury wynoszą w nich odpowiednio 28,4°C i 27,9°C, maksymalne przekraczają 38°C (w lipcu 1997 r. zanotowano

39,6°C).

Wartości bezwzględne nie dają jednak pełnego obrazu warunków termicznych panujących na wyspie. Występuje tam znaczne zróżnicowanie topoklimatyczne. Najcieplejsze regiony Ikarii położone są wzdłuż jej południowych wybrzeży. Szczególnie wysokie temperatury notuje się w obniżeniach, w których zlokalizowane są miejscowości: Therma, Agios Kirikos, Manganitis i Karkinagri. Najchłodniej jest zazwyczaj w górnych partiach stoków o ekspozycji północnej i niżej w rozcinających je głębokich dolinach.

Opady występują na Ikarii głównie zimą (tab. 1) i często mają charakter nawałny. W latach wilgotnych roczne sumy opadów przekraczają 700-800 mm, w latach suchych są rzędu 500 mm, przy czym w miesiącach letnich opady są zjawiskiem bardzo rzadkim. Lato na Ikarii jest suchsze niż na sąsiednich wyspach, zaś zima zdecydowanie wilgotniejsza, przy jednej z najniższych w skali całej Grecji średniej liczbie dni z opadem, wynoszącej zaledwie 72 (EMY).

Tab. 1 Średnie sumy opadów na Ikarii w latach 1932-1986

Średnie miesięczne sumy opadów [mm]												Średnia suma roczna [mm]
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
185	121	111	38	22	4	2	4	15	56	108	166	766

(Dane Narodowej Służby Meteorologicznej – EMY)

Zima jest również na wyspie okresem szczególnie wietrznym. Obecność równoleżnikowego grzbietu górskiego sprzyja występowaniu efektu fenowego, dlatego szczególnie silny na stokach południowych jest wiatr północny (boreasz, meltemi), a na północnych – południowy (liwas, notias).

Kontrastowy klimat jest podstawowym czynnikiem modyfikującym stosunki wodne na Ikarii. Wody powierzchniowe zasilane są dzięki okresowym opadom atmosferycznym, dlatego większość cieków na wyspie prowadzi wodę jedynie przez część roku. Względnie stały przepływ, choć o znikomej wydajności latem, zaznacza się jedynie w korytach dwóch rzek – Chalaris i Mirsonas. Obie płyną przez obszar zbudowany z granitognejsów na północnym zachodzie Ikarii. W tym rejonie, na równinie Pezi, na wysokości ok. 700 m n.p.m., usytuowany jest jedyny na wyspie duży (za zaporą ziemną o wysokości 29 m) sztuczny zbiornik wodny o pojemności ok. 800 000 m³ (Kaldellis 2002). Powyżej miejscowości Agios Polikarpos znajdują się dwa niewielkie zbiorniki irygacyjne, a w rejonie Agios Kirikos – nowy zbiornik przeciwpożarowy, służący również zaopatrzeniu ludności w wodę.

Od wysp położonych w centralnej części Morza Egejskiego Ikarie różni wyjątkowa obfitość źródeł. Występuje tam wiele źródeł stałych, o wydajności rzędu 50-300 m³/dobę, głównie o charakterze szczelinowym, nawiązujących do linii tektonicznych. Pod koniec lat 80. i na początku lat 90. w kilku miejscach na wschodzie wyspy wykonano głębokie (do kilkuset m) wiercenia w celu poprawy zaopatrzenia ludności w wodę. Ich eksploatacja (150-600 m³/dobę) spowodowała wyschnięcie bądź zmniejszenie wydajności kilku naturalnych wypływów w tej części wyspy.

Większość stałych źródeł słodkiej wody od wieków wykorzystywana była przez mieszkańców Ikarii do nawadniania pól i na potrzeby domowe. W ostatnich latach wiele z nich zostało włączone w system wodociągowy wyspy, a zatem przestały one zasilać cieki,

które tym łatwiej mogą wysychać w okresie letnim.

Wśród źródeł o stałej wydajności na szczególną uwagę zasługują ikaryjskie termy (radoczyste solanki termalne) od starożytności znane i wykorzystywane w celach leczniczych (Melas 1955). Na wyspie jest ich 9 (tab. 2), kilka bije również z dna morskiego u południowych wybrzeży Ikarii. Są to jedne z najgorętszych (a z pewnością najgorętsze z użytkowanych) i o najwyższej zawartości radonu wypływów w Grecji.

Tab. Ikaryjskie termy i cieplice*

Lokalizacja	Źródło, wydajność [m ³ /24h]	Temperatura [°C]	Aktywność promieniotwórcza [Bq/l]	Mineralizacja ogólna [g/l]	Zawartość NaCl [g/l]
Therma	Kratsasa, 45	46,8	3232	27,3	20,8
	Apolla, 204	45,4-49,5	7502	28,3	20,8
	Artemidy, 69	50,4	10155		
	Pamfilisa, 1050	52,4	1077		
	Spileo	52,8-55,5	875	37,5	27,1
Agios Kirikos	Mustafy	43,0	4714	33,0	24,6
Lefkada	Thermo	58,7	121	42,8	32,2
	Chlio Thermo	33,5	431		
Agia Kiriaki	Agia Kiriaki	40,3	727		
Ksilosirtis	Athanato Nero	20,9			

* Dane uzyskane od władz samorządowych gminy Agios Kirikos

Współczesna roślinność Ikarii została ukształtowana przy ogromnym udziale człowieka, zamieszkującego ten obszar od IV tysiąclecia p.n.e. (Melas 1955). Dlatego wśród roślinności „naturalnej” na wyspie znaczące miejsce zajmują zwarte sucholubne zarośla typu makii. Wg danych Narodowej Służby Statystycznej (E.S.Y.), porastają one 37% powierzchni Ikarii, co jest jedną z największych wartości w porównaniu z innymi wyspami regionu. Formacje te składają się głównie z wiecznie zielonych gatunków liściastych, takich jak m.in.: chruścina jagodna (*Arbutus unedo*) i drzewo poziomkowe (*Arbutus andrachne*), karłowate formy dębu keresowego (*Quercus coccifera*), mirt (*Myrtus communis*), wrzosiec drzewiasty (*Erica arborea*), pistacja kleista (*Pistacia lentiscus*), pistacja terpentynowa (*Pistacia terebinthus*), wawrzyn (*Laurus nobilis*), szczodrzenica sitowata (*Spartium junceum*). Na wilgotniejszych siedliskach, w dnach dolin występują m.in. oleandry (*Nerium oleander*), niepokalanek pospolity (*Vitex agnus castus*), bluszcz (*Hedera helix*).

Ok. 30% powierzchni wyspy przypada na tereny określone w statystykach jako pastwiska. W rzeczywistości, oddzielenie tej kategorii od zakrzewień jest często bardzo trudne lub wręcz niemożliwe. Ikaryjskie pastwiska to najczęściej zdegradowane i przerzedzone połacie makii, które w wyższych partiach gór przechodzą w twardolistne murawy naskalne typu frygany. W skład tego antropogenicznego zbiorowiska wchodzi m.in.: kalikotome omszona (*Calicotome villosa*), cząber (*Satureja thymbra*), tymianek (*Thymus capitatus*), janowiec (*Genista acanthoclada*), wilczomlec kłujący (*Euphorbia acanthothamnus*), szparag (*Asparagus aphyllus*), traganek (*Astragalus angustifolius*), czystki (*Cistus* ...).

Lasy zajmują formalnie blisko 20% powierzchni Ikarii. Wartość ta wydaje się jednak

znacznie zawyżona. Zdaniem autorki należałoby obniżyć ją o połowę i ok. 10% terenów leśnych zaliczyć do kategorii zakrzewień, gdyż prowadzony m.in. w lasach intensywny wypas kóz (na wyspie hoduje się prawie 20 000 sztuk tych zwierząt) doprowadził w ostatnim stuleciu do ich znacznego przetrzebień. Jeszcze na początku XIX w., po trwającym ponad 300 lat okresie zastoju gospodarczego, większość powierzchni Ikarii zajmowały gęste lasy, głównie sosnowe, z bogatym podszytem liściastym. Do dziś ich pozostałości zachowały się przede wszystkim w zachodniej części wyspy, w regionie Raches. Ich głównym składnikiem jest sosna kalabryjska (*Pinus brutia*) i lokalnie sosna alepska (*Pinus halepensis*). W podszyści występują: drzewo poziomkowe (*Arbutus andrachne*), wrzosiec drzewiasty (*Erica arborea*), kalikotome omszona (*Calicotome villosa*), dąb keresowy (skalny) (*Quercus coccifera*).

Lasy liściaste, najczęściej zdominowane przez wiecznie zielone dęby (dąb keresowy – *Quercus coccifera*, dąb węgierski – *Quercus conferta*, dąb omszony – *Quercus pubescens*, i inne, m.in. *Quercus macrolepis*) porastają niewielkimi płatami górne partie stoków środkowej i wschodniej Ikarii. Na szczególną uwagę zasługuje unikatowy w skali Grecji „Las Randi” rozpościerający się na wierzcholinie środkowej Ikarii. Występują w nim kilkusetletnie potężne formy drzewa poziomkowego (*Arbutus andrachne*).

Przez wiele stuleci na Ikarii zagospodarowywano głównie tereny nadmorskie. Dopiero w XVI w. osadnictwo przeniosło się w góry, a wybrzeża, w obawie przed piratami, zostały niemal zupełnie opuszczone (Melas 1957). Brak powierzchni płaskich sprawił, że do potrzeb rolnictwa zaczęto dostosowywać stoki – powstały systemy tarasów uprawnych. Dzisiaj wykorzystuje się jedynie ich niewielką część (ok. 10%), resztę stopniowo zajmują zarośla typu makii bądź frygany, lokalnie wkracza też na nie zabudowa. Na pola uprawne (w tym porzucone tarasy rolnicze), sady i gaje oliwne (w obrębie których często także prowadzona jest uprawa innych roślin) przypada ok. 13% powierzchni Ikarii.

Z przyczyn klimatycznych (występowanie suchego i wietrznego lata) zarówno lasy i zarośla, jak i tereny rolnicze na Ikarii są szczególnie narażone na występowanie pożarów. To tu wydarzył się najtragiczniejszy pożar ostatniego pięćdziesięciolecia w Grecji (pochłonął 13 ofiar śmiertelnych) – 30.07.1993 r. w rejonie Agios Kirikos spłonęła roślinność na obszarze 800 ha, w tym 150 ha lasu sosnowego (sosny alepskiej – *Pinus halepensis*) (Kailidis 1998).

Współczesne procesy rzeźbotwórcze

W związku z położeniem Ikarii w strefie aktywnej tektonicznie, mimo iż w skali Grecji obszar ten należy do względnie stabilnych (Papazachos i Papazachos 1989), rzeźba wyspy jest współcześnie przekształcana zarówno przez procesy endogeniczne, jak i egzogeniczne. Wśród pierwszych z nich najważniejszą rolę odgrywają trzęsienia ziemi, chociaż w porównaniu z innymi wyspami na wschodzie Morza Egejskiego, silne wstrząsy występują na Ikarii stosunkowo rzadko, a ich epicentra są zwykle odległe – zlokalizowane w rejonie Chios, Samos lub u wybrzeży Azji Mniejszej. Dlatego współcześnie nie obserwuje się na wyspie bezpośrednich rzeźbotwórczych procesów sejsmicznych (powstawania pęknięć gruntu i występowania przemieszczeń wzdłuż powierzchni uskoków). Trzęsienia ziemi oddziałują natomiast na rzeźbę Ikarii w sposób pośredni – przede wszystkim poprzez modelowanie grawitacyjnych ruchów masowych. Prawdopodobne jest, że to właśnie wstrząsy sejsmiczne były impulsem początkującym ruch osuwiska, które na przełomie II i III w. p.n.e. zniszczyło starożytną osadę Therma, położoną kilkadziesiąt metrów na wschód od dzisiejszej miejscowości o tej samej nazwie (Melas 1955). Według miejscowej ludności głównymi przejawami trzęsień ziemi na Ikarii są niewielkie obrywy skalne i osypiska.

W ostatnich latach w rejonie Ikarii zanotowano jedno silniejsze trzęsienie ziemi. Wystąpiło ono w dniach 17-22 X 2005 r. Epicentrum znajdowało u się u wybrzeży tureckich, na północ od wyspy Samos. W tym czasie, w ciągu 5 dni, zanotowano 22 wstrząsy o magnitudzie $M_L \geq 4,0$, w tym 3 o $M_L > 5,0$ (5,5; 5,4 i 5,6) (Papadopoulos i in 2006).

Brak danych nt. współczesnej aktywności pionowych ruchów skorupy ziemskiej na wyspie. Obecność na powierzchni (nawet na wysokościach rzędu 1000 m n.p.m.) mioceńskich granitoidów wskazuje, że w przeszłości bloki tektoniczne tworzące Ikarię musiały ulec bardzo silnemu podniesieniu. O kilku etapach młodszych ruchów pionowych świadczą, powszechnie na południowo - wschodnim wybrzeżu, wynurzone plioceńskie i plejstocieńskie tarasy morskie sięgające kilkudziesięciu m n.p.m. (Georgalas 1954).

Znacznie wyraźniejsze są jednak na Ikarii procesy zewnętrzne. Największy wpływ na ich przebieg mają takie czynniki jak: litologia, ułożenie warstw skalnych, rzeźba (głównie nachylenia stoków) i panujące tu warunki klimatyczne.

Dla przebiegu współczesnych procesów morfogenetycznych na wyspie ogromne znaczenie ma sposób zagospodarowania terenu, który jest pośrednią konsekwencją budowy geologicznej i wynikającej z niej rzeźby. Dlatego wydzielone na mapie morfodynamicznej (ryc. 3) jednostki powierzchniowe pokrywają się z formami użytkowania ziemi.

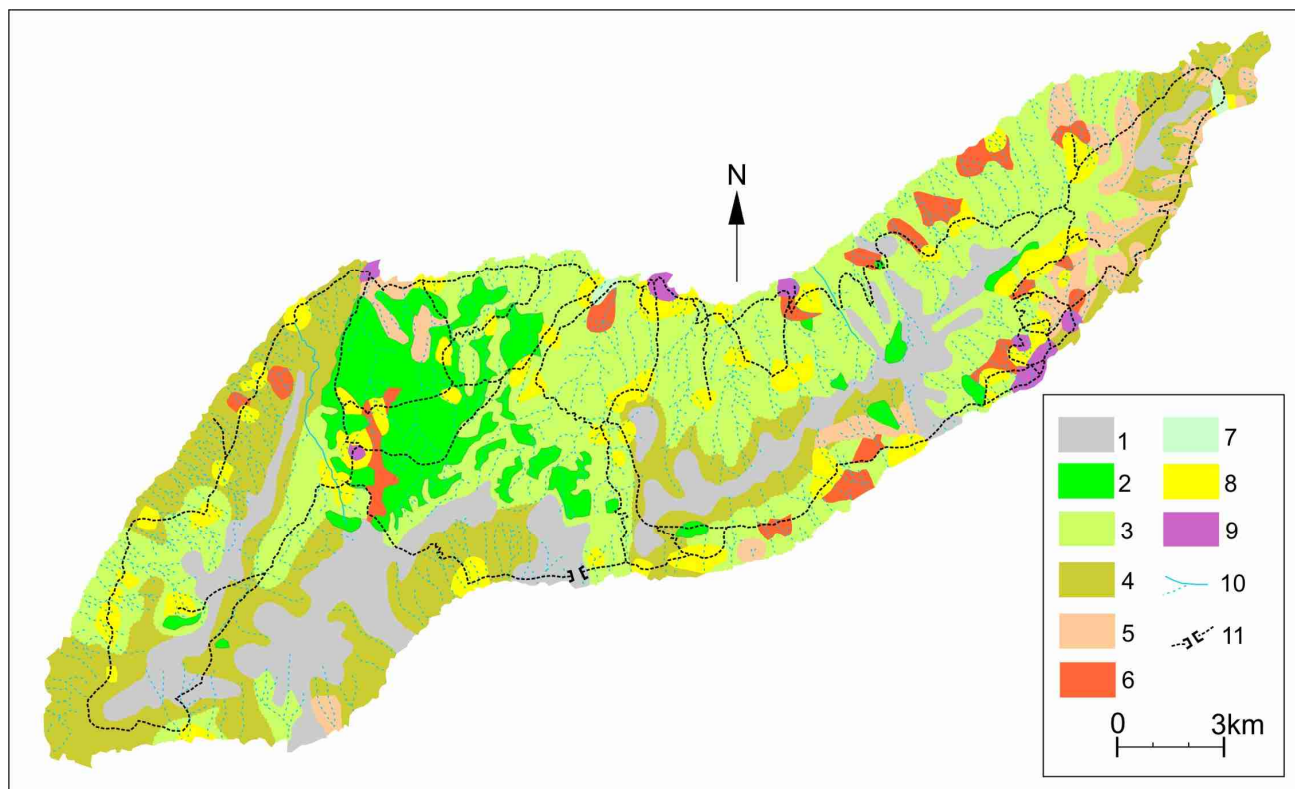
Mięszkość zwietrzelin *in situ* jest tu bardzo mała – jedynie sporadycznie przekracza 30 cm. Jednak, ponieważ nachylenia stoków na wyspie należą do największych wśród wszystkich wysp egejskich, a podłoże na znacznej przestrzeni budują skały o teksturze warstwowej (łupki krystaliczne, gnejsy, fyllity, wapienie płytowe itp.) lub posiadające wyraźną oddzielność ciosową (granitoidy), podstawowym typem procesów stokowych są na Ikarii grawitacyjne ruchy masowe. Na stromych ścianach skalnych w południowej części wyspy powszechnie występuje odpadanie. Na obszarach zbudowanych z granitoidów tworzą się wyraźne zleby, natomiast w obrębie gnejsów ściany cofają się zwykle powierzchniowo. Odpadanie i obrywanie zachodzi również na klifach.

Na powierzchniach o nachyleniu mniejszym niż 45° grawitacyjne przemieszczanie materiału następuje przede wszystkim w formie osuwisk. Ogromne znaczenie rzeźbotwórcze ma też działalność wody spływającej po stoku.

Największe natężenie procesów osuwiskowych wiąże się z warstwową teksturą skał budujących wschodnią część wyspy. Dlatego, zwłaszcza w dolnej części stoków tego regionu występują duże strukturalno-konsekwentne osuwiska skalne, z których największe obejmuje fragment miejscowości Agios Kirikos. Podobne zjawiska zachodzą także w rejonie Ewdilos, Therma i Gialiskari.

Na Ikarii występują również mniejsze osuwiska gruzowe i zwietrzelinowe. Tworzą się one m.in. na ścianach klifów koło Faros.

Ze względu na dużą intensywność opadów i znaczne nachylenia stoków, szczególnie ważnym procesem modelującym rzeźbę Ikarii jest spłukiwanie. W jego wyniku powstają zarówno formy erozyjne, jak i akumulacyjne – bruzdy i stożki u wylotu rozcięć. Na porośniętych stokach spływ koncentruje się głównie wzdłuż ścieżek i dróg. Należy jednak podkreślić, że koncentracja spływu rzadko prowadzi do powstawania trwałych form akumulacyjnych, ponieważ transportowany materiał znoszony jest do koryt rzecznych, a następnie odprowadzany przy udziale procesów fluwialnych. Stożki są zatem często formami efemerycznymi.



Ryc. 3. Przestrzenne zróżnicowanie współczesnego modelowania rzeźby Ikarii.

Objaśnienia:

1. Powierzchnie skalne modelowane głównie przez procesy grawitacyjne i spłukiwanie, poddawane intensywnej deflacji, lokalnie zmienione w wyniku eksploatacji surowców skalnych (łupków krystalicznych) i wylesione na skutek wypasu.
2. Obszary leśne o względnie słabym natężeniu denudacji, przekształcane głównie dzięki erozji fluwialnej.
3. Powierzchnie zajęte przez makie, modelowane głównie dzięki spłukiwaniu skoncentrowanemu i erozji fluwialnej, w przeszłości poddane silnej denudacji antropogenicznej.
4. Powierzchnie zajęte przez fryganę, powstałe głównie jako skutek degradacji formacji krzewiastych będącej wynikiem wypasu, pożarów i/lub niedoborów wody wywołanych jej ucieczką w szczeliny krasowe (na wschodzie) i stromością stoków (na zachodzie); poddawane intensywnym procesom spłukiwania powierzchniowego.
5. Porzucone tarasy uprawne, modelowane przez słabe procesy spłukiwania (głównie skoncentrowanego) i procesy grawitacyjne.
6. Stoki starasowane, nawadniane i wykorzystywane pod uprawę, modelowane przez słabe procesy spłukiwania i umiarkowaną deflację, poddawane silnej bezpośredniej antropopresji.
7. Nawadniane pola uprawne w dnach dolin i obniżen, okresowo modelowane przez słabą deflację i procesy akumulacji powodziowej.
8. Stoki starasowane zajęte przez zabudowę luźną, rozproszoną wśród powierzchni wykorzystywanych pod uprawę, modelowane przez słabe procesy denudacyjne, fluwialne i eoliczne; działalność człowieka hamuje większość procesów.
9. Powierzchnie zajęte przez zwartą zabudowę "miejską", zagrożone głównie akumulacją powodziową i występowaniem osuwisk.
10. Koryta cieków stałych (linia ciągła), okresowych i epizodycznych (linia przerywana), zdominowane przez procesy erozji fluwialnej.
11. Drogi, w zależności od nawierzchni, modelowane przez intensywne procesy deflacji i spłukiwania skoncentrowanego; tunele.

Wyjątkowo gęsta sieć cieków okresowych i epizodycznych sprawia, że ogromny udział w modelowaniu rzeźby wyspy mają procesy fluwialne, wśród których, ze względu na znaczne spadki koryt – rzędu nawet 40% – zdecydowanie dominuje erozja, przede wszystkim erozja wgłębna. O jej intensywności świadczy m.in. (oprócz śmiałych rozcięć w obrębie skalnego dna) brak wyraźnych progów w korytach, mimo iż przebiegają one przez obszary o zróżnicowanej litologii.

Podstawowymi formami akumulacyjnymi są stożki u ujścia dopływów (często efemeryczne) oraz delty sypane przez rzeki uchodzące bezpośrednio do morza. Przyrost delt ma miejsce wyłącznie zimą, ale wtedy również są one najsilniej niszczone przez morze. W porze suchej, nawet rzeki stałe są tak ubogie w wodę, że aluwia budujące ich delty uniemożliwiają odpływ powierzchniowy, ponieważ ich strop sięga ok. 40 cm powyżej letniego poziomu wody w rzece.

Charakter materiału budującego delty zależy od budowy geologicznej zlewni oraz od lokalnej rzeźby, która warunkuje szybkość transportu okruchów. Dlatego delty występujące wzdłuż północnych brzegów Ikarii zbudowane są z materiału drobnego (piaszczystego, lokalnie wzbogaconego we frakcje pylaste), podczas gdy na południu w obrębie ujść rzecznych dominują otoczaki o średnicach 2 -5 cm.

Zlewnie rzek północno-zachodniej Ikarii, posiadających największe piaszczyste delty, zbudowane są z kataklastycznych granitognejsów, których zwietrzelina zawiera dużo ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej. Podczas, długiego jak na warunki ikaryjskie, transportu podlegają one dalszej obróbce i sortowaniu. Dlatego stożki deltowe są tu zbudowane w przewadze z piasku grubego i średniego i mają znacznie jaśniejszą barwę niż analogiczne formy u ujścia rzek spływających z obszarów położonych dalej na wschodzie, gdzie ciemniejsza barwa i drobniejsza frakcja osadu wiąże się z niszczeniem fyllitów, łupków krystalicznych i marmurów.

O jakości i intensywności procesów fluwialnych zachodzących na Ikarii najlepiej świadczy fakt, że zaporą w Agios Polikarpos uległa niemal całkowitemu zniszczeniu już podczas pierwszej zimy po jej wybudowaniu (1954/1955) i praktycznie co roku wymaga znacznych zabiegów, aby nadal mogła spełniać funkcję retencyjną.

Mimo znacznych prędkości wiatru, procesy eoliczne mają na Ikarii bardzo ograniczony zasięg. Niewielkie, głównie efemeryczne, wymuszone formy akumulacyjne tworzą się jedynie na plażach w rejonie Faros. Na pozostałym obszarze zachodzi deflacja, ale nie sprzyja jej obecność szaty roślinnej. Szczególnie narażone na działanie procesów eolicznych są tereny, z których człowiek usunął naturalną roślinność – drogi i pola uprawne.

Procesy brzegowe na Ikarii ściśle nawiązują do litologii. Zdecydowanie dominują tam wysokie wybrzeża abradowane. Plaże występują tylko w ujściach dolin, na przedpolu martwych klifów i w dużych niszach abrazyjno-osuwiskowych. Lokalnie, na wybrzeżach zbudowanych z granitognejsów, tworzą się formy tafoni, dochodzi też do krystalizacji soli morskiej. Warto podkreślić, że duży udział w modelowaniu ikaryjskich wybrzeży mają procesy, których natura nie jest związana z działalnością morza – przede wszystkim fluwialne i denudacyjne.

Wśród procesów antropogenicznych zachodzących na Ikarii, na szczególną uwagę zasługują te związane z uprawą roli. Większość pól zlokalizowana jest na sztucznych tarasach, na których istnieją praktycznie jedynie powierzchnie płaskie lub nachylone pod kątem 90°, Zmienia to zdecydowanie charakter spływu powierzchniowego i utrudnia odprowadzanie zwietrzeliny na niżej położone fragmenty stoków. Z istnieniem tarasów i ich nawadnianiem wiąże się też powstawanie charakterystycznej mikrorzeźby.

Nawadnianie nie odbywa się w sposób ciągły – w porze suchej, na każdy z użytkowanych tarasów woda doprowadzana jest przeciętnie 2 -3 razy w tygodniu, dzięki czemu atakuje przesuszoną zwietrzelinę, co zdecydowanie ułatwia erozję. Jednak z drugiej strony, dzięki nawadnianiu na tarasach może rozwijać się roślinność, więc odprowadzanie zwietrzeliny zachodzi głównie wzdłuż systemu rozpraszającego wodę, a transportowany materiał osadzany jest na uprawianych poletkach.

Antropopresja wyraża się także poprzez morfogenetyczną rolę dróg, a szczególnie skarp przydrożnych, na których rozwijają się procesy grawitacyjne. Naruszenie równowagi stoku poprzez jego podcięcie często skutkuje także powstawaniem osuwisk niszczących znaczne fragmenty dróg. Sztucznie utwardzone powierzchnie są też miejscem koncentracji spływu. O intensywności wymienionych procesów świadczy fakt, że po każdej zimie ikaryjskie drogi wymagają zwykle gruntownych napraw. Dotyczy to zwłaszcza obszarów na wschodzie wyspy, budowanych przez skały sprzyjające występowaniu osuwisk strukturalnych. Efekty wykorzystywania szlaków komunikacyjnych przez wodę widoczne są po każdych opadach w postaci niewielkich stożków i śladów płynięcia zapisanych w wyściełającej drogi zwietrzelinie zmytej ze stoków.

Ważnym, związanym z komunikacją czynnikiem wpływającym na przebieg współczesnych procesów rzeźbotwórczych na Ikarii jest istnienie w Agios Kirikos umocnień brzegu, w tym wysuniętego w morze falochronu, który znacznie zmniejszył falowanie w basenie portowym. Jeszcze kilkadziesiąt lat temu, zimowe sztormy zalewały cały główny plac miasta (fot. 1). Obecnie już się to nie zdarza.

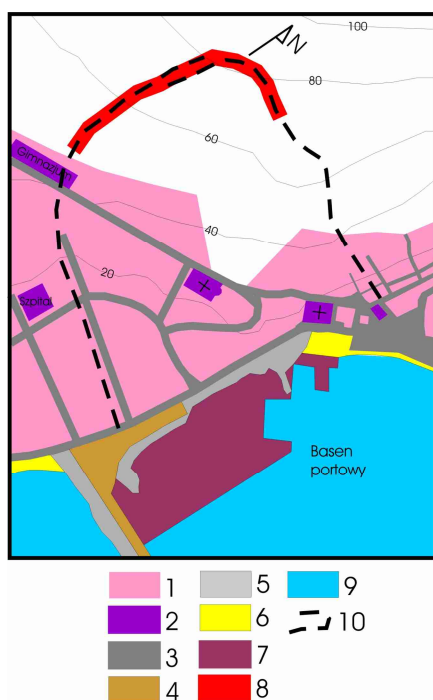


Fot. 1. Środkowa część głównego placu w Agios Kirikos w czasach przed wybudowaniem mola portowego – wczesne lata 50(?).

Ale w miastach Ikarii nadal występują procesy katastrofalne, tym razem o podłożu antropogenicznym. Najczęściej zdarzają się powodzie związane ze zwężeniem i przykryciem ujść rzecznych (np. w Agios Kirikos). Ale największe zagrożenie na stokach zabudowanych stanowią osuwiska, którym sprzyja obciążenie budynkami, niesprawna kanalizacja i wstrząsy wywołane przez ciężkie pojazdy.

Najlepszym przykładem może być centralna część Agios Kirikos (ryc. 4) o powierzchni ok. 6 ha. Tutejsze osuwisko z nane jest od lat 30. XX w., gdy na powierzchni gruntu powyżej miasta, na wysokości ok. 80 m n.p.m., zaobserwowano pojawienie się pierwszych szczelin. Dziś mają one ponad 2,5-3 m szerokości. Ich głębokość jest trudna do określenia, ponieważ w trakcie powstawania sukcesywnie wypełniano je odpadkami i gruzem.

Pierwsze badania osuwiska podjęto w latach 50. (Rozos 1983), gdy na wielu budynkach (w tym na największej cerkwi w mieście i na gmachu gimnazjum) pojawiły się rysy i pęknięcia. W latach 60. uznano (dane miejscowych władz), że nie ma technicznych możliwości powstrzymania ruchu osuwiska. Na zagrożonym terenie zakazano stawiania domów. W latach 1971-1972 przeprowadzono, jedyne jak dotąd, pomiary prędkości przemieszczania się mas skalnych w obrębie opisywanego stoku. Wykazały one ruchy poziome rzędu 2-4 cm i pionowe rzędu 1-4 cm w ciągu niecałych 7 miesięcy (Karageorgiou 1972).



Ryc. 4. Plan osuwiska w Agios Kirikos (wg Karageorgiou 1972, zmienione).

Objaśnienia:

- 1 – zabudowa zwarta,
- 2 – ważniejsze budynki użyteczności publicznej,
- 3 – ulice i place,
- 4 – molo portowe,
- 5 – głązy fałochronu i nabrzeża (stan z 1986 r.),
- 6 – plaże (stan z 1986 r.),
- 7 – nabrzeże utworzone po 1986 r.,
- 8 – strefa szczelin ograniczających osuwisko od góry,
- 9 – morze,
- 10 – przypuszczalny zasięg osuwiska.

Wnioski

Na przebieg współczesnych procesów morfogenetycznych na Ikarii największy wpływ mają takie czynniki, jak (w kolejności od najważniejszych): litologia, tektonika, nachylenia terenu, charakter opadów oraz działalność człowieka. Nie można ich jednak traktować rozłącznie.

Wahania sezonowe dotyczą głównie natężenia poszczególnych procesów, podczas gdy rozwój rzeźby w ujęciu jakościowym zależy głównie od budowy geologicznej i związanych z nią nachyleń stoków.

Wyjątkowo wyraźna jest współzależność procesów naturalnych i antropogenicznych. Przyroda miała ogromny wpływ na rozwój ikaryjskiej gospodarki – to ona zadecydowała o możliwości przetrwania osadnictwa na wyspie, a jednocześnie już przed wiekami zmusiła mieszkańców do podjęcia działań służących ochronie przed erozją gleb.

Równocześnie, pamiętać należy, że Ikaria nie stanowi zupełnie typowego obszaru położonego na wschodzie Morza Egejskiego. Od pobliskich wysp zdecydowanie różni ją rzeźba, budowa geologiczna i charakter roślinności. Cechą szczególną omawianego obszaru jest ogromna zmienność krajobrazów. I to ona właśnie decyduje o wielkiej różnorodności występujących tu procesów morfogenetycznych.

Literatura

- Geological Map of Greece 1:50 000, Ikaria Island sheet, 2005, IGME, Athens.
- Georgalas G.C., 1954. Les terrasses littorales de la côte sud -orientale de l'île de Nikaria (Mer Egee). Proceedings of the Academy of Athens, 28 (1953), s. 425-434.
- Kailidis D.S., 1998, The big fire of 6-7 July 1997 which burnt the Pinus brutia forest park in Thessaloniki (Greece) (po grecku). Scientific Annals of the Department of Forestry and Natural Environment, Aristotle University of Thessaloniki, LH/2, 985-1009.
- Kaldellis J.K., 2002. Parametrical investigation of the wind-hydro electricity production solution for Aegean Archipelago. Energy Conversion and Management, 42, 1105 -1120.
- Karageorgiou E.D., 1972. The landslide of Agios Kyrikos of the island Ikaria. Bull. Geol. Soc. Greece, 515 -538.
- Melas I., 1955, Ιστορία της νήσου Ικαρίας (Historia wyspy Ikarii), t. 1, Ateny, 174 s.
- Melas I., 1957, Ιστορία της νήσου Ικαρίας (Historia wyspy Ikari), t. 2, Ateny, 308 s.
- Meleti ton idrogeologikon sinthikon ton iamatikon pigeon ton Thermon kai protasi oron prostasias tous apo tin poleodomisi. Ministerstwo Środowiska, Ateny.
- Papadopoulos G.A., Latoussakis I., Daskalaki E., Diakogianni G., Fokaefs A., Kolligri M., Liadopoulou K., Orfanogiannaki K., Pirentis A., 2006. The East Aegean Sea strong earthquake sequence of October -November 2005: lessons learned for earthquake prediction from foreshocks. Natural Hazards and Earth System Sciences, 6, s. 895 -901.
- Papanikolaou D., 1977 (wyd. 1978). Contribution to the geology of Ikaria island, Aegean Sea (po grecku). Ann. Geol. Pays Hellen., 29, 1 -28.
- Rozos D., 1983. Γεωτεχνική αναγνώριση των κατολισθητικών φαινομένων στο δήμο Αγίου Κηρύκου Ικαρίας. I.G.M.E., Ateny.
- Statistical Yearbook of Greece, 1999. National Statistical Service of Greece, Ateny.
- Tsermegas I., 1987. Współczesne procesy morfogenetyczne na Ikarii. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Geomorfologii Instytutu Nauk Fizycznogeograficznych Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW (maszynopis).

Intensywność współczesnych procesów rzeźbotwórczych w zlewni Megala Pefka (Attyka – Grecja)

Maciej Dłużewski

Zakład Geomorfologii, Instytut Geografii Fizycznej, Uniwersytet Warszawski
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00 -927 Warszawa, e-mail: argiro@uw.edu.pl

Lidia Dubis

Zakład Geografii Stosowanej i Kartografii, Wydział Geografii, Uniwersytet im. Iwana Franka we Lwowie
ul. Doroszenka 41, 79600 Lwów, Ukraina, e-mail: dubis@mail.lviv.ua

Kazimierz Krzemień

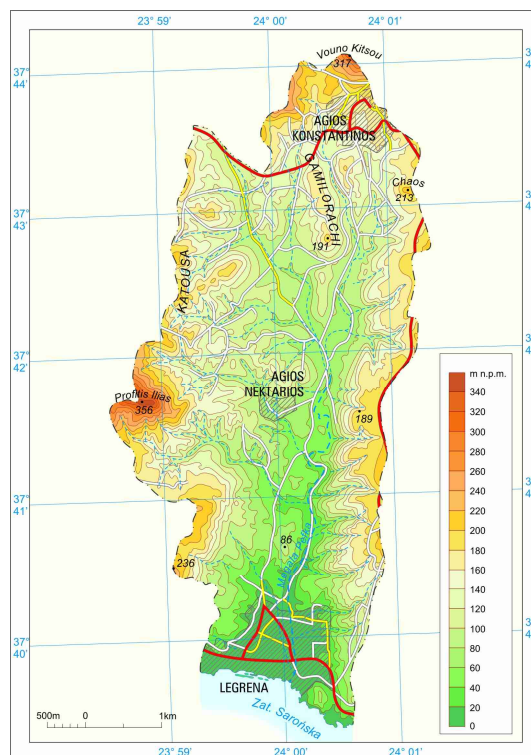
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Uniwersytet Jagielloński
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków, e-mail: k.krzemien@geo.uj.edu.pl

Irena Tsermegas

Zakład Geomorfologii, Instytut Geografii Fizycznej, Uniwersytet Warszawski
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00 -927 Warszawa, e-mail: argiro@uw.edu.pl

Wstęp

Celem badań prowadzonych w zlewni rzeki Megala Pefka (ryc. 1) położonej w Attyce (Grecja) było określenie wpływu działalności człowieka na intensywność współczesnych procesów morfogenetycznych w strefie śródziemnomorskiej. Dotychczasowe obserwacje i badania prowadzone w obszarach charakteryzujących się dużymi deniwelacjami pokazują, że działalność człowieka sprzyja intensyfikacji procesów rzeźbotwórczych prowadząc do zaburzenia naturalnej równowagi systemów (Thornes, Brunsden 1978, Bogacki 1995). Uznaje się ponadto, że w warunkach klimatu śródziemnomorskiego antropopresja występująca w zlewni zwiększa wielokrotnie siłę zdarzeń ekstremalnych wpływając w najistotniejszy sposób na przekształcenia rzeźby.



Ryc. 1. Mapa hipsometryczna zlewni Megala Pefka.

Przeprowadzone badania polegały na określeniu znaczenia czynników uznawanych za najważniejsze dla przebiegu procesów morfodynamicznych, m.in.: wykształcenia rzeźby, odporności podłoża, klimatu, szaty roślinnej, działalności człowieka. Pozwoliło to na ocenę wpływu poszczególnych czynników, których działanie może tworzyć najbardziej sprzyjające (lub niesprzyjające) warunki dla rozwoju rzeźby.

Metody badań

Przeprowadzono kartowanie terenowe zlewni Megala Pefka oraz jej systemu korytowego (Dłużewski i in. 2005). Na tej podstawie określono typ oraz intensywność procesów współczesnych występujących w zlewni. Kartowanie dotyczyło również wybranych cech środowiska przyrodniczego mających najistotniejszy wpływ na badane procesy, w szczególności głównych elementów rzeźby, użytkowania terenu oraz form powstałych w wyniku działalności człowieka. Otrzymane na podstawie kartowania informacje oraz dane pozyskane z map i dostępnej literatury pozwoliły na określenie obszarów potencjalnej dostawy materiału do systemu korytowego badanej rzeki. W opracowaniu wykorzystano mapy topograficzne w skali 1:5000 i 1:50000 oraz mapę geomorfologiczną w skali 1: 25 000 (Pavlopoulos 1992).

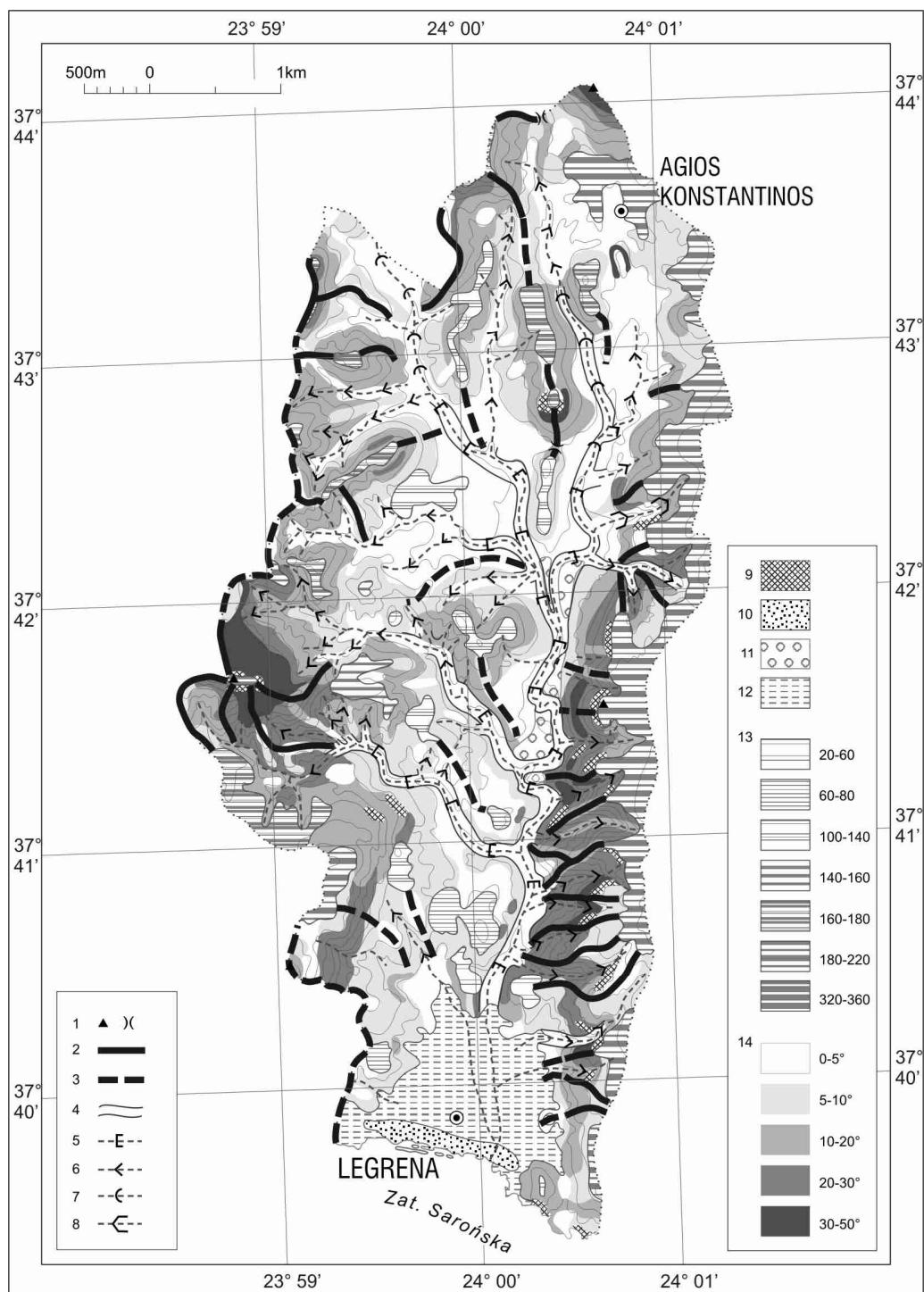
Obszar badań

Zlewnia Megala Pefka położona jest w Attyce nad zatoką Saronską, około 40 km na południowy wschód od Aten. Najwyższym punktem w zlewni jest szczyt Profitis Ilias (356 m n.p.m.). Choć maksymalna wysokość w analizowanej zlewni nie wydaje się imponująca, to lokalnie na stosunkowo dużym obszarze nachylenie terenu dochodzi nawet do 50° (ryc. 2). Obszary równinne występują w dolinie rzeki głównej, w obszarze nadmorskim oraz jako spłaszczenia w obrębie grzbietów i stoków. W dolinie są to tarasy rzeczne, w przewadze holoceniczne, natomiast równiny nadmorskie są związane z akumulacją materiału fluwialnego w delcie głównej rzeki oraz z osadami morskimi akumulowanymi w okresach podwyższonego poziomu morza. System spłaszczeń występujący w obrębie stoków to pozo stałości powierzchni zrównań (Pavlopoulos 1992).

Spośród elementów klimatu, dla przebiegu procesów morfodynamicznych w strefie śródziemnomorskiej najważniejsza jest wielkość i intensywność opadu. W rejonie zlewni Megala Pefka roczne sumy opadów wynoszą około 360 mm. Największe opady przypadają na zimę (od grudnia do lutego). Średnie miesięczne sumy opadów mogą wówczas osiągać około 64 mm. Najwyższe dobowe sumy opadów przypadły w Rafinie na luty (74,3 mm), zaś w Atenach (Eliniko) na kwiecień (92,3 mm). W suchych miesiącach letnich (VI-VIII) sumy opadów nie przekraczają 10 mm (Dłużewski i in. 2005).

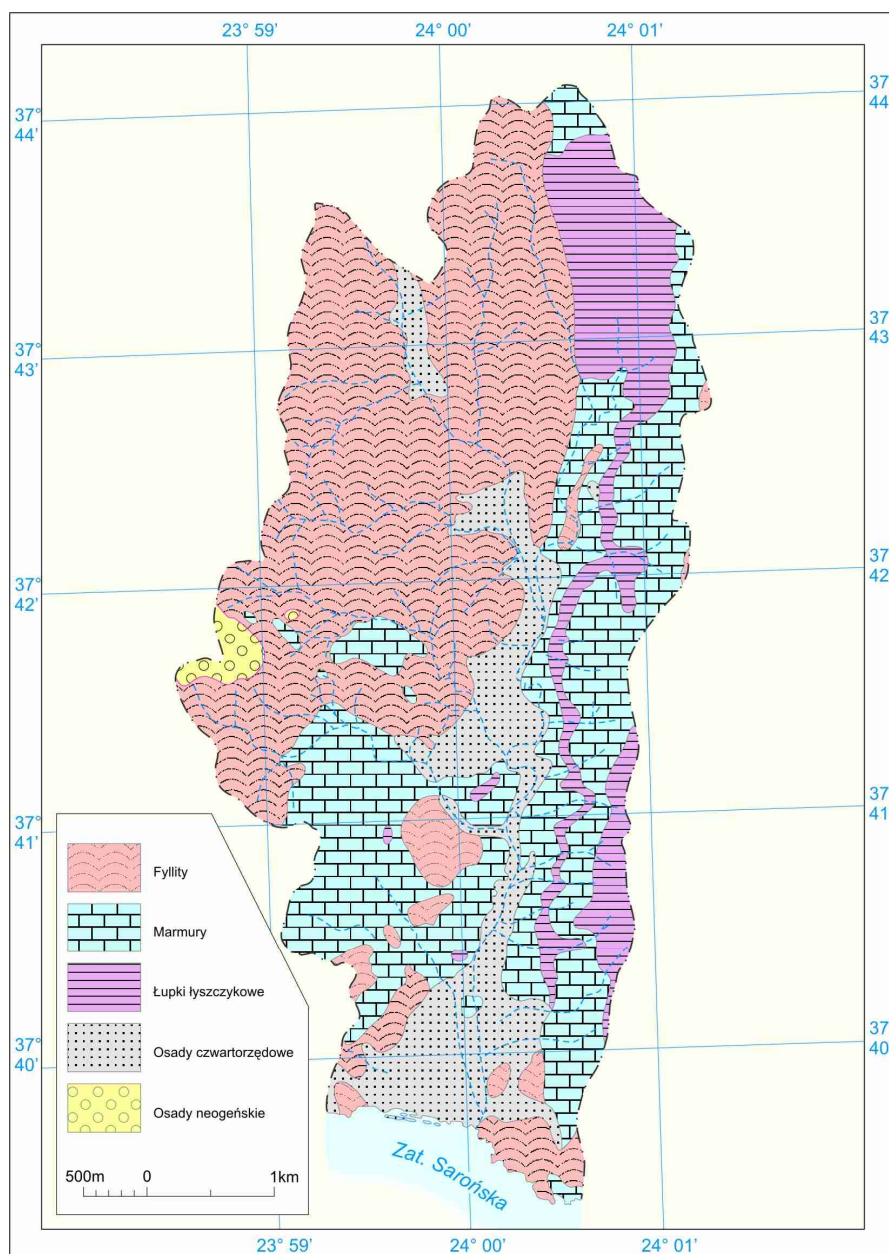
Budowa geologiczna związana jest z trzema seriami osadów: autochtoniczną, allochtoniczną i osadową (Pavlopoulos 1992, Dłużewski i in. 2005) (ryc. 3). Pierwszą z nich tworzą silnie sfałdowane marmury i łupki, powstałe z przeobrażenia osadów triasowych i jurajskich widoczne we wschodniej części zlewni. Seria allochtoniczna zbudowana jest głównie z osadów jurajskich i kredowych fyllitów. Ich wychodnie dominują na zachodzie badanego terenu. Dolina główna omawianego terenu wycięta jest wzdłuż starej (mezozoicznej) granicy tektonicznej, której zachodnie skrzydło uległo zrzuconiu jeszcze przed nasunięciem serii allochtonicznej (Pavlopoulos 1992). Znajduje to odzwierciedlenie w morfologicznej asymetrii obszaru. Na wymienionych skałach metamorficznych zalegają niezgodnie płaty osadów kenozoicznych. Są to głównie neogeńskie piaskowce, zlepieńce, margle i wapienie margliste budujące przede wszystkim szczytowe partie najwyższych

wzniesień oraz plejstoceńskie i holocenne osady rzeczne, stokowe, eoliczne i morskie (Dłużewski i in. 2005).



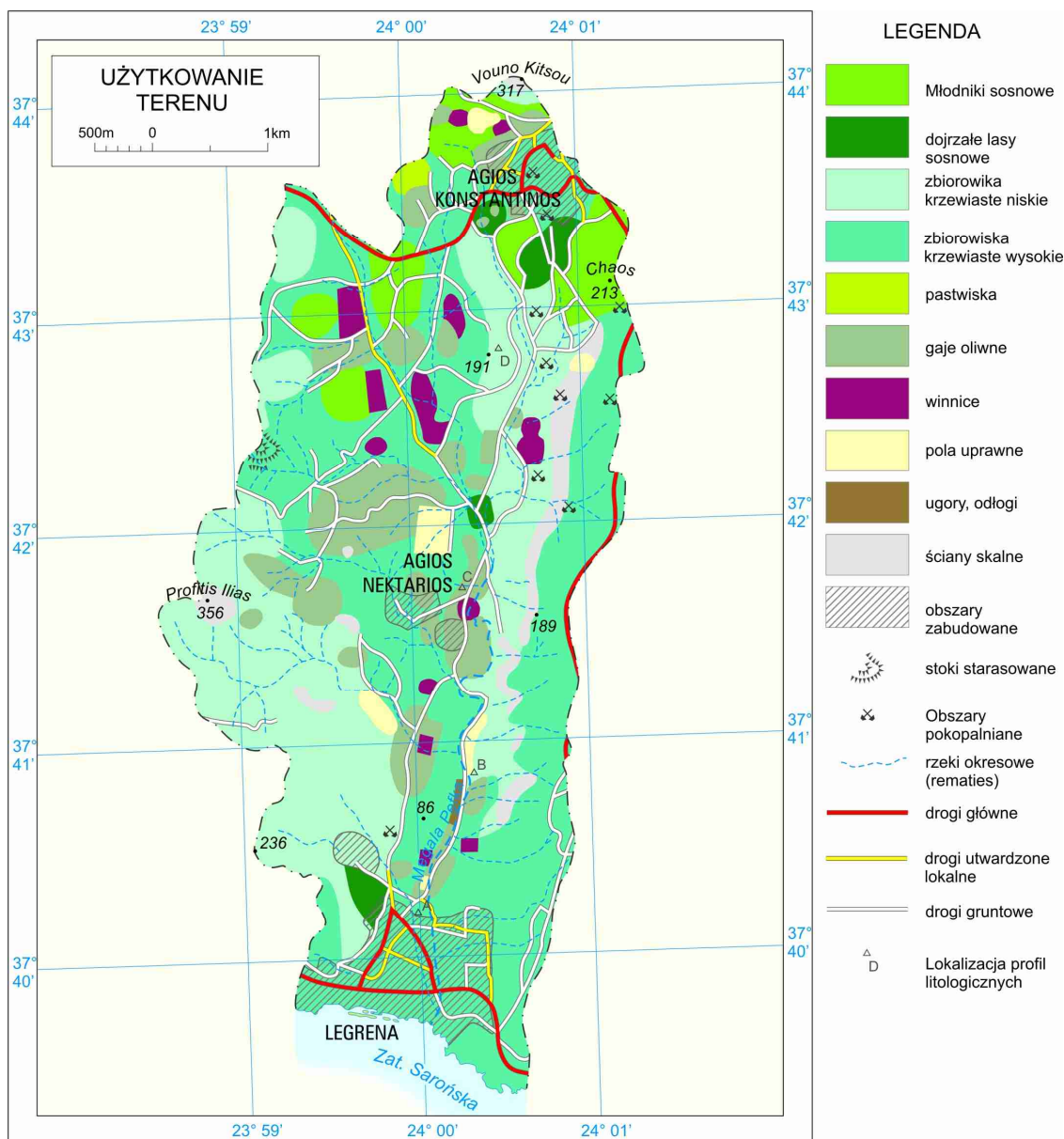
Ryc. 2. Główne elementy rzeźby terenu w zlewni Megala Pefka (na podstawie badań własnych oraz map topograficznych 1:5000, ark A teny-Lawrio nr (64) -77-6,8; -87-2,4; -78-5,7; -88-1,3; Mapy Geomorfologicznej Południowej Attyki 1 : 25 000, Pavlopoulos 1991).

Objaśnienia: 1 – szczyty i przełęcze, 2 – grzbiety wąskie, 3 – grzbiety szerokie, 4 – dna dolin rzek okresowych, 5 – doliny płaskodenne, 6 – doliny wciosowe, 7 – doliny nieckowate, 8 – wąwozy, 9 – stoki i ściany w przewadze skalne o nachyleniu powyżej 50°, 10 – utrwalone wydmy nadmorskie, 11 – terasy holocenne, 12 – równiny nadmorskie, 13 – spłaszczenia w obrębie grzbietów i stoków (wysokość w metrach n.p.m.), 14 – stoki z pokrywą zwietrzelinową (nachylenie w stopniach).



Ryc. 3. Mapa litologiczna zlewni Megala Pefka (na podstawie Mapy Geomorfologicznej Południowej Attyki 1 : 25 000, Pavlopoulos 1991).

Większość zlewni Megala Pefka zajmują nieużytki (ryc. 4). Jest to głównie różnorodna, mocno ukorzeniona roślinność krzewiasta, której wysokość i gęstość zależne są od czasu, jaki upłynął od ostatniego pożaru. Lasy sosnowe występują obecnie jedynie w północnej części zlewni w okolicach miejscowości Agios Konstantinos. Są to przeważnie młode lecz bardzo gęste drzewostany, które powodują znaczne ograniczenie współczesnych procesów rzeźbotwórczych. Na niewielkich obszarach, na których rosną dojrzałe drzewa sosnowe, procesy rzeźbotwórcze mogą być nieco intensywniejsze. Zwiększona intensywność procesów na tych obszarach w stosunku do obszarów porośniętych przez młodniki sosnowe wynika z dużej odległości pomiędzy poszczególnymi drzewami, która może wynosić nawet 50 m. Obszary użytkowane rolniczo to przede wszystkim gaje oliwne oraz niewielkie obszary wykorzystywane jako winnice bądź pola uprawne. Obszary pozbawione zwartej szaty roślinnej to ponadto ściany skalne oraz powierzchnie przekształcone antropogenicznie, głównie tereny pokopalniane, zabudowane oraz drogi (Dłużewski i in. 2005).



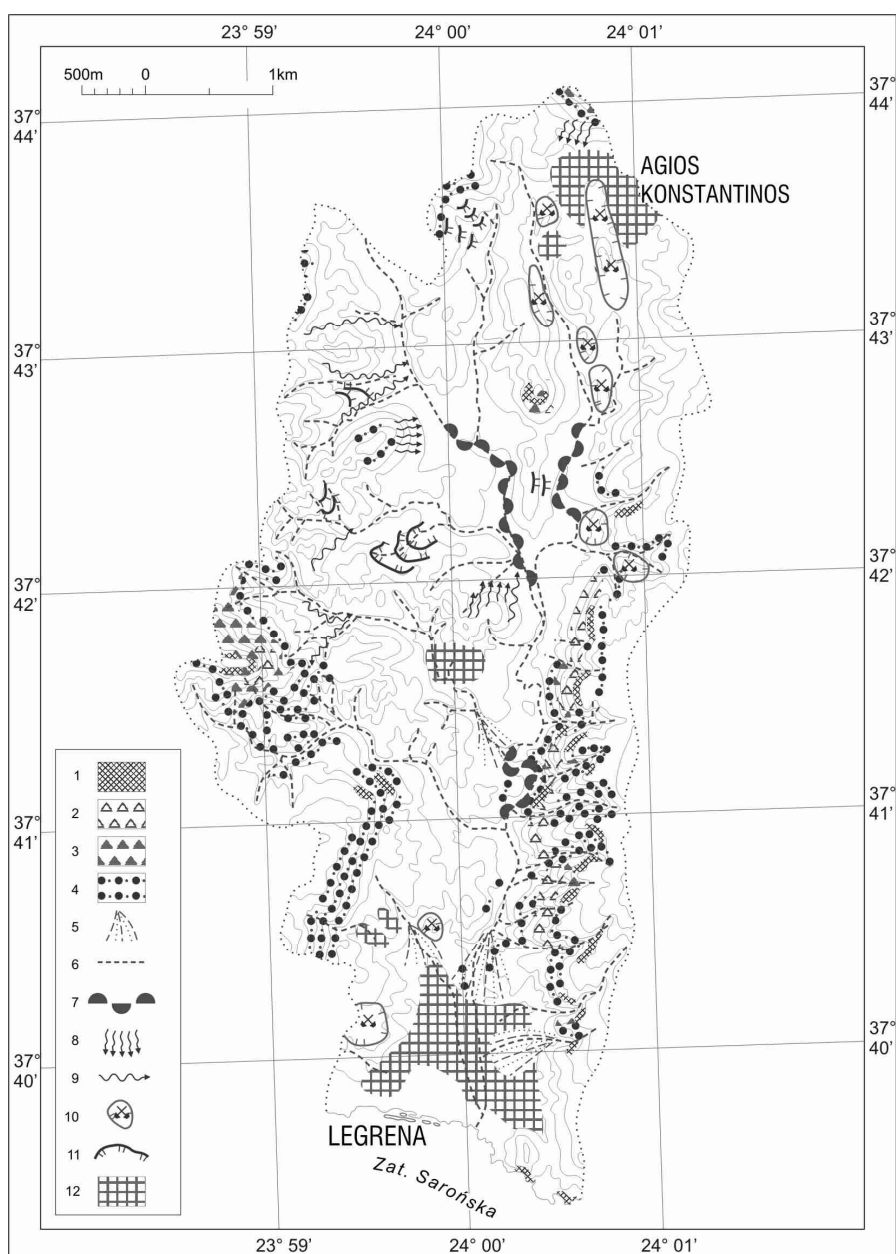
Ryc. 4. Mapa użytkowania terenu (na podstawie badań własnych przeprowadzonych w V i VI 2005 r.).

W celu potwierdzenia hipotezy badawczej wybrano obszar, który podlegał silnej, długotrwałej antropopresji. Obszar zlewni Megala Pefka został zasiedlony już we wczesnym neolicie, ze względu na obfitość bogactw mineralnych, głównie rud srebra, ołowiu i żelaza (Konofagos 1980). Do przetopu rud wykorzystywano produkowany na miejscu węgiel drzewny. Proces ten spowodował, że już w V wieku p.n.e. szata roślinna tego regionu uległa dużym zmianom uwidaczniającym się w niemal całkowitym wylesieniu terenu (Pavlopoulos 1992). W VI w. n.e. obszar wyludnił się, a jego rozwój gospodarczy uległ zahamowaniu. Nastąpiła wtedy odbudowa „naturalnej” szaty roślinnej – jeszcze w pierwszej połowie XIX w. lasy sosnowe porastały prawdopodobnie większość terenu zlewni Megala Pefka (nazwa ta oznacza „wielkie sosny”). Ponowny proces degradacji szaty roślinnej związany z eksploatacją bogactw mineralnych miał miejsce w latach 1860-1977. Istotne znaczenie w regionie ma także współczesna antropopresja. Głównym czynnikiem obecnej degradacji

szaty roślinnej są pożary, które spowodowały spadek powierzchni zajmowanej przez lasy do zaledwie kilku procent (Vouzaras i in. 1996).

Wyniki

Na podstawie badań prowadzonych w zlewni Megala Pefka wyróżniono kilka typów obszarów o zróżnicowanej morfodynamice (ryc. 5).



Ryc. 5. Dominujące współczesne procesy morfogenetyczne w zlewni Megala Pefka.

Objaśnienia: 1 – stoki i ściany skalne, kształtowane przez odpadanie i obrywanie, 2 – stoki usypiskowe zbudowane z głazów, nieutrwalone, 3 – stoki usypiskowe utrwalone, słabo degradowane, 4 – stoki usypiskowo-napływowe, kształtowane głównie przez spłukiwanie, 5 – stożki napływowe utrwalone, miejscami słabo degradowane, 6 – koryta z przewagą erozji, 7 – koryta z przewagą akumulacji, 8 – spłukiwanie bruzdowe, 9 – spłukiwanie liniowe żłobinowe; obszary przeobrażone antropogenicznie: 10 – obszary pokopalniane, współcześnie nie przekształcane antropogenicznie, 11 – stoki starosowane, słabo degradowane przez spłukiwanie, 12 – obszary zabudowane, słabo degradowane antropogenicznie.

Największe predyspozycje do rozwoju procesów morfogenetycznych mają silnie nachylone, pozbawione szaty roślinnej stoki skalne. Są one kształtowane głównie przez odpadanie i obrywanie. Intensywność procesu wzrasta wraz z nachyleniem stoku. Największą intensywność procesów w obrębie obszarów zaliczanych do tego typu stwierdzono na prawie pionowych powierzchniach zbudowanych z neogeńskich zlepieńców w rejonie szczytu Profitis Ilias oraz we wschodniej części zlewni zbudowanej z marmurów.

Drugi typ to stoki usypiskowe zbudowane z głazów, powstałe w wyniku akumulacji materiału pochodzącego z odpadania i obrywania. Tego typu obszary występują wyłącznie w obrębie silnie nachylonych stoków we wschodniej części zlewni. Obszary te tworzą powierzchnie o nachyleniu przekraczającym nawet 50° . Są zbudowane z ostrokrawędzistego materiału gruboklastycznego, którego maksymalna średnica dochodzi do 1m. Materiał ten podlegał bardzo szybkiemu i krótkiemu przemieszczeniu na odległość nie większą niż kilkaset metrów. W wielu miejscach przed współczesną degradacją obszary te chronione są przez niską, lecz silnie ukorzenioną roślinność krzewiastą. To właśnie dobrze rozwinięty system korzeniowy, mimo dość dużego nachylenia powierzchni, ogranicza ruchy masowe na tych obszarach.

Trzeci typ to stoki usypiskowo-napływowe. Występują na stosunkowo dużych obszarach znajdujących się w południowo-wschodniej części zlewni oraz na południowych i wschodnich zboczach wzniesienia Profitis Ilias. Charakteryzują się one mniejszym nachyleniem niż obszary drugiego typu, wynoszącym $10-30^{\circ}$. Zbudowane są z ostrokrawędzistego, różnoziarnistego materiału, co wskazuje, że modelowanie tych obszarów związane jest z przewagą transportu materiału przez grawitacyjne ruchy masowe, a woda stanowiła tylko okresowo czynnik uzupełniający. Obszary te mogą być współcześnie słabo degradowane przez splukiwanie, zwłaszcza w rejonach, gdzie roślinność uległa zniszczeniu w czasie pożarów.

Czwarty typ to występujące lokalnie u wylotu dolin stożki napływowe. Są to niewielkie powierzchnie występujące w dolinie głównej oraz w obrębie równin nadmorskich. Powstanie stożków związane jest z gwałtownym obniżeniem siły transportującej w czasie epizodycznego spływu wody w bocznych dolinach, wynikającym ze zmniejszenia spadku w miejscu łączenia się dolin bocznych z doliną główną. Stożki te zbudowane są ze słabo wysortowanego materiału piaszczystego lub żwirowego. Stosunkowo słabe wysortowanie materiału transportowanego w środowisku wodnym wskazuje na jego krótkie przemieszczenie jak również na dużą zmienność dynamiki środowiska transportującego. Obszary te, mimo utrwalenia przez roślinność, mogą podlegać modelowaniu w czasie epizodycznego przepływu wody. W czasie wezbrania następuje rozcinanie powierzchni, a następnie, w czasie zmniejszania przepływu – akumulacja materiału, który tworzy nową powierzchnię stożka.

Piąty typ to doliny rzeczne. W dolinie głównej, w górnym odcinku, w wyniku działania erozji wgłębnej koryto wycięte jest w litym podłożu. W środkowej i dolnej części doliny występuje erozja denna w różnoziarnistym materiale (od pylasto-piaszczystego po frakcję głazową o średnicy do 30 cm) zakumulowanym wcześniej przez rzekę. Łachy rzeczne zbudowane są przeważnie z materiału stosunkowo drobnego (1-5 cm, lokalnie 1-12 cm). W części środkowej i dolnej doliny głównej miejscami występują akumulacyjne terasy zalewowe, jak również na znacznych odcinkach także terasy nadzalewowe. Terasy zalewowe tworzą niewielkie powierzchnie płaskie położone około 0,5-1 m nad dnem koryta. Zbudowane są z różnoziarnistego, w przewodzie piaszczysto-pylastego, warstwowanego osadu ze żwiro-wymi i drobnokamienistymi przewarstwieniami świadczącymi o dużym zróżnicowaniu przepływu. Terasy nadzalewowe występują na znacznie większej powierzchni

około 2-3 m nad dnem koryta. Zbudowane są, podobnie jak terasy zalewowe, z różnoziarnistego materiału. W osadach występują liczne, żwirowe oraz kamieniste przewarstwienia, również wskazujące na dużą zmienność przepływu. Terasy porośnięte są przez trawy i roślinność krzewiastą, co wskazuje na niewielką degradację powierzchni tych form. Stoki teras wydają się natomiast dość silnie modelowane przez erozję boczną, która występuje podczas epizodycznego spływu wody. Poza doliną główną w badanej zlewni dominują doliny typu wciosowego lub nieckowatego, charakteryzujące się dużo większym spadkiem. Powstały one w większości w wyniku działania erozji wgłębnej.

Ostatni typ to obszary przekształcone antropogenicznie: obszary pokopalniane, stoki starasowne, powierzchnie zabudowane oraz drogi. Wielowiekowa działalność człowieka na obszarze badanej zlewni w sposób bardzo istotny wpłynęła w przeszłości na rozwój i intensywność procesów morfogenetycznych. Działalność górnicza doprowadziła do powstania antropogenicznych form rzeźby – licznych sztolni i hałd. Zagospodarowanie terenu wymagało przeprowadzenia w wielu miejscach niwelacji terenu. Budowa dróg, zwłaszcza tych ważniejszych (o nawierzchni utwardzonej) wymagała wykonania nasypów lub wykopów oraz rowów odwadniających i przepustów. Obecnie, zwłaszcza drogi nieutwardzone podlegają w czasie opadów procesowi erozji liniowej, zaś stoki starasowane – słabej degradacji przez procesy splukiwania. Ślady erozji, wynikającej z koncentracji spływu, widoczne są również w przydrożnych rowach.

Wnioski

Do najistotniejszych procesów modelujących w przeszłości rzeźbę badanej zlewni należy zaliczyć ruchy masowe, których największą aktywność stwierdzono w zachodniej części zlewni, na stokach o nachyleniu powyżej 30° zbudowanych w przewadze z silnie skrasowiałych marmurów oraz łupków. Współcześnie większość stoków, niezależnie od ich nachylenia, pozostaje utrwalaona przez roślinność krzewiastą i tylko w północno-zachodniej części zlewni zbudowanej z fyllitów stwierdzono ich słabą degradację. Większą intensywność procesów morfogenetycznych stwierdzono w dnach dolin, zarówno rzeki głównej jak i jej licznych, prawych dopływów, drenujących północno-zachodnią część zlewni. Poza obszarami den dolin rzecznych procesy te występują również na nieutwardzonych drogach gruntowych (splukiwanie liniowe żłobinowe) oraz nielicznych zaoranych obszarach znajdujących się na stokach o nachyleniu powyżej 10° występujących w obrębie fyllitów (splukiwanie bruzdowe).

Na podstawie przeprowadzonych badań stwierdzono, że natężenie procesów morfogenetycznych współcześnie modelujących rzeźbę badanego obszaru, mimo wielowiekowej działalności człowieka, związane jest głównie z budową geologiczną tego obszaru. Brak, nawet okresowego spływu powierzchniowego lub śródp okrywowego we wschodniej części zlewni, wynika z dużego uszczelinienia podłoża związanego zarówno z działaniem procesów krasowych jak i aktywnością tektoniczną tego obszaru w przeszłości. Podobną prawidłowość zaobserwowano kilka lat wcześniej także w górskiej części zlewni położonej na zachód od Aten (Vouzaras i in. 1996), gdzie nawet po pożarach lasów na skrasowiałych stokach nie odnotowano drastycznego wzrostu natężenia spływu powierzchniowego. Mimo dużego nachylenia stoków i podłoża zbudowanego z łupków łyszczykowych proces erozji nie występuje również w północno-wschodniej części zlewni Megala Pefka. Jest to związane z brakiem odpływu powierzchniowego spowodowanym ucieczką wody do licznych, nieczynnych obecnie sztolni. Znaczne natężenie współczesnych procesów rzeźbotwórczych powinno występować w północno-zachodniej części zlewni, której podłoże zbudowane jest z podatnych na erozję fyllitów. Intensywność tych procesów nie okazała się jednak tak duża, jak się spodziewano. Fakt ten może być związany

z najmniejszym średnim nachyleniem tego terenu w stosunku do innych części zlewni. Dodatkowo intensyfikacji procesów nie sprzyja współczesne użytkowanie terenu – dominują lasy sosnowe oraz *thamnones* (wysokie zbiorowiska krzewiaste).

Wyniki badań wskazują, że antropopresja nie może być zawsze uznawana za czynnik decydujący o dynamice współczesnych procesów rzeźbotwórczych. Można nawet stwierdzić, że w szczególnych przypadkach – jak w przypadku sztolni, działalność człowieka jest czynnikiem ograniczającym (choć w sposób niezamierzony) intensywność współczesnych procesów morfogenetycznych.

Literatura

- Bogacki M. 1995. Współczesne procesy rzeźbotwórcze. Atlas Rzeczypospolitej Polskiej. Główny Geodeta Kraju, Warszawa.
- Dłużewski M., Dubis L., Krzemień K., Tsermegas I. 2005. Wpływ warunków fizycznogeograficznych na przebieg procesów morfogenetycznych w Attyce (na przykładzie zlewni Megala Pefka) [w:] A. Kotarba i in. (red.), Współczesna ewolucja rzeźby Polski. VII zjazd SGP, Kraków 19-22.09.2005, IGiGP UJ, Kraków.
- Konofagos K. 1980. Starożytne Laurium i grecka technika produkcji srebra (Το αρχαίο Λαύριο και η Ελληνική τεχνική παραγωγής αργύρου), Ateny.
- Mapy topograficzne 1:5000, z ark. 1:100000 Ateny-Lawrio, nr (64) -77-6,8; -87-2,4; -78-5,7; -88-1,3. Wojskowa Służba Geograficzna (Geografiki Ypiresia Stratou), Ateny.
- Mapa Geomorfologiczna południowej Attyki 1 : 25000, 1991. Pavlopoulos K., Ateny.
- Pavlopoulos K. 1992. Rozwój geomorfologiczny południowej Attyki (Γεωμορφολογική εξέλιξη της νότιας Αττικής). Praca doktorska, Wydział Geologii Uniwersytetu Ateńskiego (maszynopis), Ateny.
- Thornes J.B., Brunnsden D. 1978. Geomorphology and Time. Methuen & Co Ltd, London.
- Vouzaras A., Baloutsos G., Eleftheriou D. 1996. Opracowanie nt. niezbędnych środków i działań przeciwpowodziowych w górskiej części Kotliny Thriasio (Έκθεση για τα αναγκαία αντιπλημμυρικά μέτρα και έργα στον ορεινό χώρο του Θριάσιου Πεδίου). Ministerstwo Rolnictwa, Ateny.

Młode ruchy wznoszące na Półwyspie Perachora (wschodnie wybrzeża Zatoki Korynckiej)¹

Kalliopi Gaki-Papanastassiou

Wydział Geologii i Geośrodowiska, Narodowy Uniwersytet Ateński, Panepistimioupoli, 157.84 Ateny, Grecja
e-mail: gaki@geol.uoa.gr

Dimitris Papanastassiou

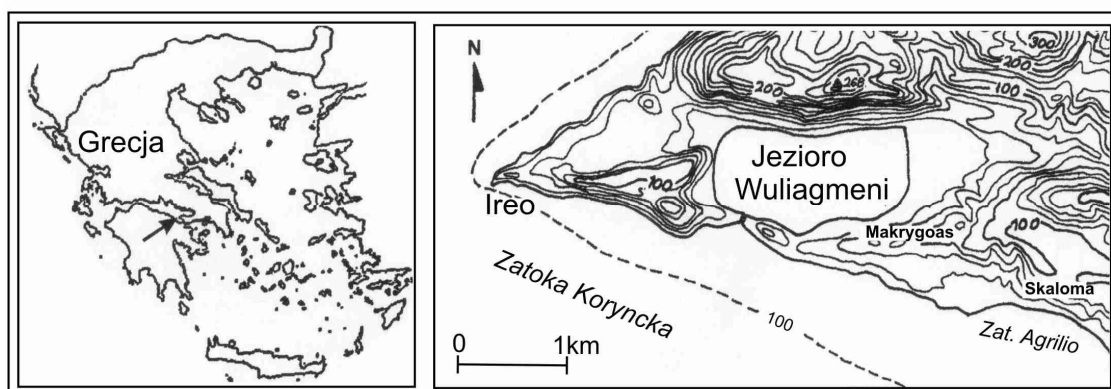
Instytut Geodynamiczny, Narodowe Obserwatorium Ateńskie, 118.10 Ateny
email: d.papan@gein.noa.gr

Hampik Maroukian

Wydział Geologii i Geośrodowiska, Narodowy Uniwersytet Ateński, Panepistimioupoli, 157.84 Ateny, Grecja
e-mail: maroukian@geol.uoa.gr

Wstęp

Krajobrazy Grecji są odzwierciedleniem młodej tektoniki i aktywności sejsmicznej. Najaktywniejsze obszary w lądowej części kraju wiążą się z podłużną strukturą Zatoki Korynckiej (ryc. 1), która tworzy formę asymetrycznego półrowu o podniesionych wybrzeżach południowych i obniżonych północnych.



Ryc. 1. Lokalizacja i szkic topograficzny Półwyspu Perachora.

Na objętym badaniami Półwyspie Perachora dominują ruchy wznoszące. Podniesione formy brzegowe i tarasy tyrreńskie występują na wysokościach do 100 m n.p.m. (IGME 1984).

Dotychczas tempo podnoszenia półwyspu oceniano na 0,3 mm/rok w górnym plejstocenie i holocenie (Collier i in. 1992), co najmniej 0,5 mm/rok w ostatnim interglacjale (Pirazzoli i in. 1994), 0,75 mm/rok w holocenie (Stewart i Van-Finzi 1996) i 0,3 mm/rok w ciągu ostatnich 350 000 lat (Dia i in. 1997).

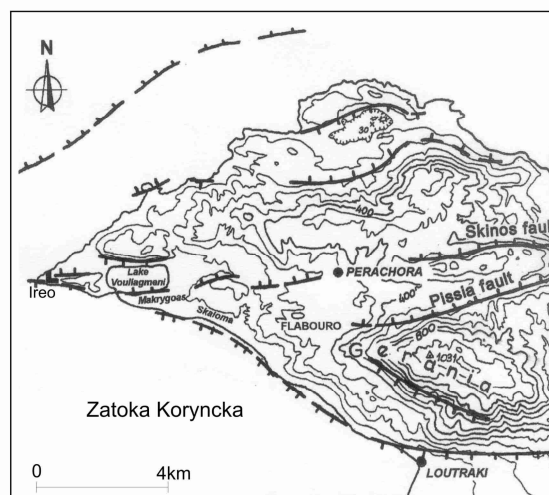
Autorzy niniejszego opracowania przeprowadzili szczegółowe kartowanie geomorfologiczne wybrzeży Półwyspu Perachora, wykonali radiowęglowe datowania osadów i ich wyniki skorelowali z obserwacjami archeologicznymi. Na tej podstawie oszacowano

Niniejszy tekst jest skrótem artykułu złożonego do druku w Annales Géologiques des Pays Helléniques.
Tłumaczenie z języka angielskiego – Irena Tsermegas.

tempo podnoszenia lądu i dokonano rekonstrukcji paleogeograficznej i paleosejsmicznej przeszłości badanego terenu.

Budowa geologiczna i tektonika

Na Półwyspie Perachora zachodzą intensywne procesy tektoniczne (ryc. 2). Doprowadziły one m.in. do powstania jeziora Wuliagmeni (=zatopione). Obszar ten ma bardzo złożoną tektonikę – w zależności od położenia względem uaktywnianych uskoków, występują tu zarówno ruchy wznoszące, jak i obniżające. Holoceniską aktywność potwierdza obecność świeżych skarp uskokowych o wysokościach przekraczających miejscami 10 m.



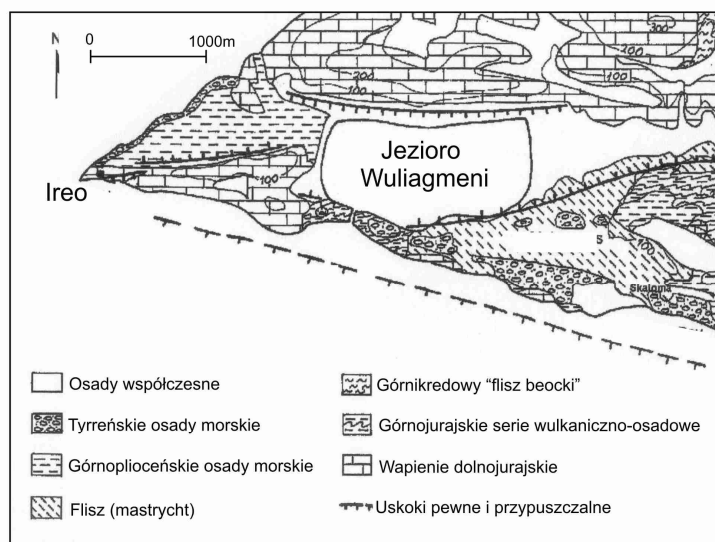
Ryc. 2. Główne uskoki obszaru badań.

Półwysep zaliczany jest do beockiej jednostki tektonicznej (ryc. 3). Najstarszymi skałami na tym obszarze są triasowo-dolnojurańskie szare wapienie. Na nich zalegają górnojurańskie serie wulkanicznych osadów, dolnokredowy „flisz beocki” i warstwy fliszu pochodzące z masywu alpejskiego przykryte są górnoplioceniowymi osadami morskimi (zlepionkami, marglami i piaskowcami). Morski plejstocen reprezentowany jest jedynie przez osady uznawane za tyrręńskie– 31 820-36 180 lat BP wg Vita-Finzi i Kinga (1985) i 134 ± 3 Ka wg Vita-Finzi (1993). Są to głównie zlepionki, piaskowce, margle i kalkarenity sięgające do 28 m n.p.m. (Mitzopoulos 1933, Marcopoulou-Diakantoni 1983). W rejonie Makrygoas na SE od jeziora Wuliagmeni morskie osady tyrręńskie pokrywają wzgórze sięgające 100 m n.p.m. Ponadto, na omawianym terenie występują plejstoceńskie i holoceniskie utwory lądowe (deluwia, koluwia, osady stożków torencjalnych) oraz holoceniskie osady litoralne.

Sejsmiczność

Zarówno dane archeologiczne, jak i przekazy historyczne oraz instrumentalne zapisy trzęsień ziemi, dowodzą, że rejon Półwyspu Perachora wielokrotnie był widowiskiem katastrofalnych zjawisk sejsmicznych. Na przesmyku oddzielającym jezioro od morza usytuowane są pozostałości częściowo zasypanej rybackiej osady neolitycznej (ryc. 4a). Starsze ślady osadnictwa pochodzą sprzed 5 200-4 000 lat BP, najmłodsze sprzed 2 500 lat

(Fossey 1969, 1973). Pierwszą osadę zbudowano najprawdopodobniej 5 500 lat BP w najniższej części przesmyku. Ok. 4 600 lat BP została ona zniszczona i przeniesiona wyżej. Później, ok. 2 500 lat BP powróciła w niższe położenie.



Ryc. 3. Szkic geologiczny Półwyspu Perachora.

Na zachodnim krańcu półwyspu, na Przylądku Ireo, znajdują się ruiny świątyni Hery z VIII w. p.n.e. Inne obiekty archeologiczne w okolicy to: Makrygoas położone na wysokości 20 m n.p.m. i częściowo zatopione starożytne fundamenty na zachodnim i północnym wybrzeżu Jeziora Wuliagmeni.

Istnieją ślady wskazujące na to, że świątynia Hery była wielokrotnie niszczona przez trzęsienia ziemi (pod koniec VIII w. p.n.e., w VI w. p.n.e., w połowie IV w. p.n.e., w czasach rzymskich i w II w. n.e.). Z przekazów historycznych wynika, że katastrofalne zjawiska sejsmiczne miały w tym rejonie miejsce także w latach: 420 p.n.e., 227 p.n.e., 77, 524, 543, 580, 1858, 1887, 1928 i 1981 (Galanopoulos 1961, Jackson i in. 1982, Vita-Finzi i King 1985, Makropoulos i in. 1989, Ambraseys i Jackson 1990, 1997, Guidoboni 1994, Ambraseys i White 1997, Papazachos i Papazachou 1997).

Nie zawsze możliwe jest skorelowanie poszczególnych wstrząsów z konkretnymi liniami uskoku. Trzęsienia ziemi z 227 r. p.n.e., z VI w. n.e. i z r. 1928 łączy się z uaktywnieniem dużego uskoku przebiegającego u NW wybrzeży Półwyspu Perachora (Jackson i in. 1982, Ambraseys i Jackson 1990, Hubert i in. 1996).

Wielu informacji na temat ruchów tektonicznych w obrębie Półwyspu Perachora dostarczyło trzęsienie ziemi z 1981 r. (4 II, 25 II, 4 III). W wyniku dwóch pierwszych wstrząsów wzdłuż północnego wybrzeża półwyspu na powierzchni ujawnił się uskok normalny o długości ok. 15 km, którego północne skrzydło uległo zrzućeniu średnio o 60-70 cm (Jackson i in. 1982, King i in. 1985). Mniejsze pęknięcia zaobserwowano także wzdłuż innych uskokuw w okolicy. Marcowy wstrząs wywołał zmiany powierzchniowe w rejonie Kaparelli.

Wg Jacksona i in. (1982) skutkiem opisanych procesów było dźwignięcie Półwyspu Perachora wzdłuż uskokuw ograniczających jego SW i NW wybrzeża. Zdaniem Vita-Finzi i Kinga (1985) półwysep uległ obniżeniu. Późniejsze modelowanie sejsmiczne pokazało,

że pierwsze dwa wstrząsy związane były nie z uskokami podmorskimi, lecz z biegnącymi po lądzie uskokami Pissia i Skinos.

Obserwacje geomorfologiczne

W ramach badań terenowych przeprowadzono kartowanie obszaru położonego wokół Jeziora Wuliagmeni, w skali 1:5 000 (ryc. 4a,b). Objęło ono wyznaczenie dawnych linii brzegowych, na podstawie podniesionych podcięć i platform abrazyjnych oraz osadów plażowych typu beachrock.

Górnoplejstocieńskie osady morskie w rejonie Skaloma i Makrygoas sięgają $\approx$ 100 m n.p.m., podczas gdy w strefie brzegowej na północny wschód od przylądka Ireo osady datowane na 31 820-36 180 lat BP (Vita-Finzi i King 1985) dochodzą do 28 m n.p.m. Podcięcia brzegowe występują na wysokościach od 4 do 12 m, a ślady działalności *Lithodomus lithophaga* na wapieniach zaobserwowano w różnych położeniach. Paleoklify w rejonie Makrygoas skartowano na 18-20 i 40 m n.p.m.

Najbardziej charakterystycznymi formami strefy brzegowej omawianego obszaru są scementowane osady plażowe typu beachrock, występujące w postaci czterech stopni w poziomach: 3, 2, 1 i 0,4 m (dwa niższe – powszechnie, dwa wyższe – lokalnie). Ich wysokości nieznacznie wzrastają w stronę przylądka Ireo.

W górnej części osadów poziomu 2,0 m, w pobliżu połączenia Jeziora Wuliagmeni z morzem, stwierdzono fragmenty starożytnej ceramiki pochodzącej z pobliskiej osady neolitycznej. Pozwoliło to na pośrednie określenie wieku tej formy beachrock. Ceramikę znaleziono też w poziomie 0,4 m kontynuującym się pod wodą do głębokości 1,5 m, na dystansie 10 m od brzegu.

Wzdłuż wybrzeży Jeziora Wuliagmeni również występują osady i formy beachrock na wysokości 1,4-1,6 m, podścielające warstwy kulturowe neolitycznego osiedla.

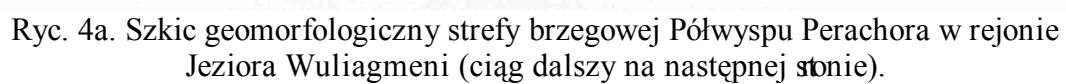
Drugą ważną formą litralną są podcięcia wapiennych brzegów zaznaczające się na tych samych wysokościach co beachrocks lub nieco wyżej. W rejonie przylądka Ireo rzędne podcięć wynoszą: 3, 2, 1 i 0,4 m. Należy podkreślić, że wysokość pływów wokół Półwyspu Perachora nie przekracza 0,08 m (HHS 1991).

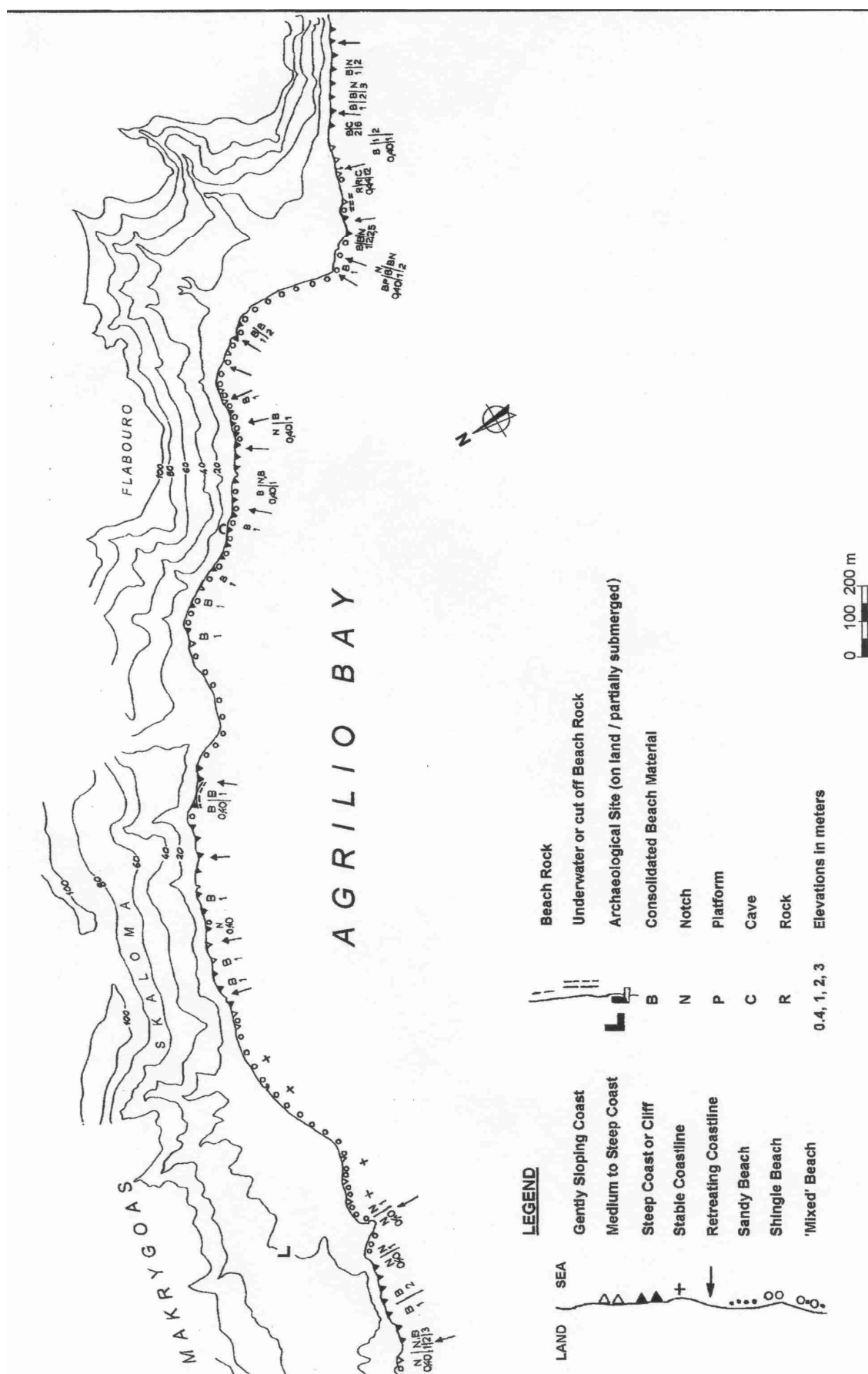
Najważniejsze stanowisko pozwalające na zrozumienie paleogeograficznej ewolucji wybrzeży omawianego półwyspu znajduje się u podnóża wzgórza Flabouro. Skonsolidowany materiał plażowy wypełnia tam częściowo wyraźne podcięcie wapiennego klifu. Muszle i ślady działalności *Lithodomus lithophaga* z wysokości 2,1 m wydatowano (^{14}C) na 11 200-10 000 lat p.n.e., z 1,4 m – na 8 600-7 400 lat p.n.e., a z 1,6 m – na 5 300-4 700 lat p.n.e.

Tempo podnoszenia

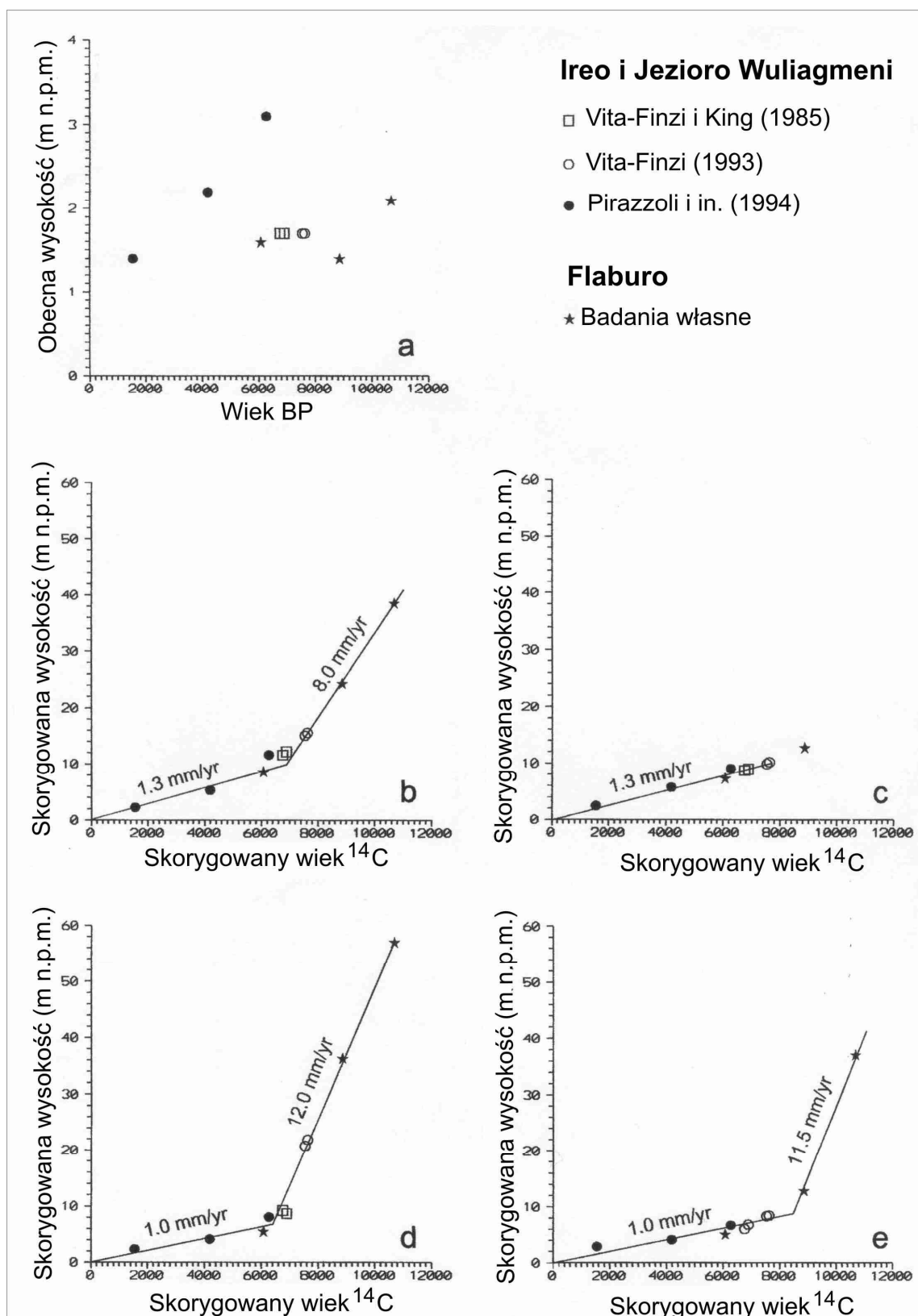
W celu określenia tempa podnoszenia lądu w rejonie Skaloma pobrano 3 próby muszli *Lithodomus lithophaga* i innych mięczaków. Wyniki zaprezentowano w tab. 1, zestawiając je z zaczerpniętymi z literatury wynikami badań innych autorów (ryc. 5). Obliczone tempo zależy od przyjętej krzywej zmian poziomu morza.

Dla holocenu uzyskano wartości rzędu 1,5-2,0 mm/rok, zaś dla górnego plejstocenu 8-14 mm/rok. Wyraźna różnica między wymienionymi okresami sugeruje, że tempo przemieszczeń wzdłuż dużych uskoków jest zmienne. Potwierdzają to również dane dotyczące trzęsień ziemi świadczące o występowaniu zjawisk katastrofalnych i trwających setki lat okresów spokoju.





Ryc. 4b. Objaśnienia pod ryc. 4a.

Ryc. 5. Zestawienie dat ^{14}C z położeniem punktów poboru prób:

a – współczesnym,

b-e – skorygowanym zgodnie z krzywymi eustatycznymi wg: b– Sheparda (1963), c – Flemminga i Webba, (1986), d– Warne'a i Stanleya (1995), e– Lambeck'a (1996).

Tab. 1. Zestawienie elementów uwzględnionych na ryc. 5.

Lokalizacja	Obecna wysokość [m n.p.m.]	Średni wiek BP ¹⁴ C (cal.)	Wysokość [m] na podstawie krzywych eustatycznych proponowanych przez różnych autorów				Źródło danych
			Shepard (1963)	Flemming i Webb (1986)	Lambeck (1996)	Warne i Stanley (1995)	
J. Wuliagmeni	23,5	32 060	-	-	-	-	Vita-Finzi i King (1985)
Ireo	23	33 580	-	-	-	-	Vita-Finzi i King (1985)
Ireo	20	31 820	-	-	-	-	Vita-Finzi i King (1985)
Ireo	8	32 440	-	-	-	-	Vita-Finzi i King (1985)
Ireo	1,7	6 760	11,7	8,7	9,2	6,1	Vita-Finzi (1993)
Ireo	1,7	7 720	16,7	11,2	26,7	9,7	Vita-Finzi i King (1985)
Ireo	1,7	7 625	15,6	10,2	21,9	8,5	Vita-Finzi (1993)
Ireo	1,7	7 540	15,1	9,9	20,8	8,4	Vita-Finzi (1993)
Ireo	1,4	1 540	2,3	2,5	2,4	3,0	Pirazzoli i in. (1994)
Ireo	3,1	6 260	11,7	9,1	8,1	6,8	Pirazzoli i in. (1994)
Ireo	2,2	4 185	5,4	5,8	4,2	4,2	Pirazzoli i in. (1994)
Flaburo	7,5	36 180	-	-	-	-	Vita-Finzi i King (1985)
Flaburo	1,6	6 950	13,6	8,9	18,6	6,6	Badania własne
Flaburo	1,4	9 950	33,4	15,1	46,4	21,4	Badania własne
Flaburo	2,1	12 350	57,1	-	72,1	49,1	Badania własne

Literatura

- Ambraseys N.N., Jackson J.A., 1990. Seismicity and associated strain of Central Greece between 1890 and 1988. *Geophysics J. Int.*, 101, 663-709.
- Ambraseys N.N., Jackson J.A., 1997. Seismicity and strain in the Gulf of Corinth (Greece) since 1964. *Journal of Earthquake Engineering*, 1/3. 433-474.
- Ambraseys N.N., White D., 1997. The seismicity of the Eastern Mediterranean region 550-1 BC: a re-appraisal. *Journal of Earthquake Engineering*, 1(4), 603-632.
- Collier R., Leeder M., Rowe P., Atkinson T., 1992. Rates of tectonic uplift in the Corinth and Megara basins, central Greece. *Tectonics* 11/6, 1159-1167.
- Dia A., Cohen A., O'Nions R., Jackson J., 1997. Rates of uplift investigated through ²³⁰Th dating in the Gulf of Corinth (Greece). *Chemical Geology*, 138, 171-184.
- Flemming N., Webb C.O., 1986. Tectonic and eustatic coastal changes during the last 10,000 years derived from archeological data. *Zeit. Geomorph. Suppl. Bd.*, 62, 1-29.
- Galanopoulos A., 1961. A catalogue of shocks with $I_0=6$ for the years prior to 1800. Athens.
- Guidoboni E., 1994. Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to 10th century. *Insituto Nazionale di Geofisica*, Roma.
- HHS (Hellenic Hydrographic Service), 1991. Tide data of Greek Ports (po grecku).
- Hubert A., King G., Armijo R., Meyer B., Papanastassiou D., 1996. Fault reactivation, stress interaction and rupture propagation of the 1981 Corinth earthquake sequence. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 142, 3-4, 573-586.
- Jackson J., Gagnepain J., Housemen G., King G.C.P., Papadimitriou P., Soufleris G., Virieux J., 1982. Seismicity, normal faulting and the geomorphologic development of the Gulf of Corinth (Greece): The Corinth earthquake of February 1981. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 57, 377-397.

- IGME: Institute of Geological and Mining Research, 1984. Geological map– Perachora sheet, 1:50 000.
- King G.C.P., Ouyang Z.X., Papadimitriou P., Deschamps A., Gagnepain J., Housemen G., Jackson J., Soufleris G., Virieux J., 1985. The evolution of the Gulf of Corinth (Greece): an aftershock study of the 1981 earthquakes. *Geophysics J.R. Astron. Soc.*, 80, 677-683.
- Lambeck K., 1996. Sea-level change and shoreline evolution in Aegean Greece since Upper Paleolithic time. *Antiquity*, 70, 588-611.
- Makropoulos C., Drakopoulos J., Latoussakis J., 1989. A revised and extended earthquake catalogue for Greece since 1900. *Geophys. J. Int.*, 99, 305-306.
- Marcopoulou-Diacantoni A., 1983. Observations paleoecologiques base sur l'association faunistique des couches Pleistocenes inferieures de la presqu'ile de Perachora (Grece Meridionale). *Rapp. Comm. Int. Mer Medit.*, 18/4, 243-245.
- Mitzopoulos M., 1933. La Quaternaire marin (Thyrhenien) dans la presqu'ile Perachora. *Academy of Athens*, 8, 286-292.
- Papazachos B., Papazachou C., 1997. Earthquakes in Greece. *Zitti Publ.*, Thessaloniki.
- Pirazzoli P.A., Stiros S.C., Arnold M., Laborel Deguen F., Papageorgiou S., 1994. Episodic uplift deduced from Holocene shorelines in the Perachora Peninsula, Corinth area, Greece. *Tectonophysics*, 229, 201-209.
- Shepard F.P., 1963. 35,000 years of sea level [w:] *Essays in Marine Geology in Honor of K.O. Emery*. University of South California Press, Los Angeles, 1-12.
- Stewart I., Vita-Finzi C., 1996. Coastal uplift on active normal faults: The Eliki fault, Greece. *Geophys. Res. Letters*, 23/14, 1853-1856.
- Vita-Finzi C., King G., 1985. The seismicity, geomorphology and structural evolution of the Corinth area of Greece. *Philos. Trans. R.Soc. London, Ser. A*, 314, 379-407.
- Vita-Finzi C., 1993. Evaluating late Quaternary uplift in Greece and Cyprus [w:] H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Harris, C.R. Neary (eds) *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, Geol. Soc. London, 417-424.
- Warne A.G., Stanley D.J., 1995. Sea-level change as a critical factor in development of basin margin sequences: new evidence from late Quaternary record [w:] C.W. Finkl (ed.) *Holocene cycles: climate, sea levels and sedimentation*. *Journal of Coastal Research* Special Issue No 17, 231-240.