

KRZYSZTOF BIRKENMAJER

Instytut Nauk Geologicznych PAN

Senacka 3, 31-002 Kraków

e-mail: ndbirken@cyf-kr.edu.pl

ZŁODOWACENIA ANTARKTYDY W KENOZOIKU

WSPÓLCZESNE ZŁODOWACENIE ZIEMI

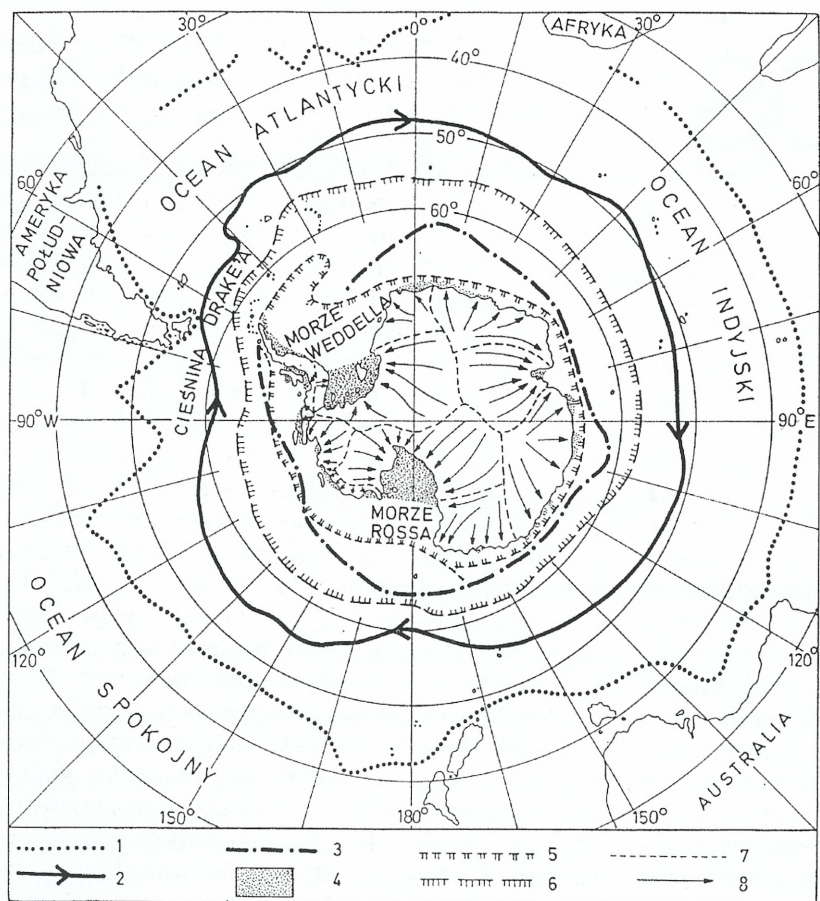
Współczesne zlodowacenie Ziemi obejmuje lądolody Antarktydy i Grenlandii oraz lodowce szelfowe (głównie na Antarktydzie) znajdujące się w wysokich szerokościach geograficznych - strefach polarnych Ziemi, ponadto kilka mniejszych czap i kopuł lodowych i różnego typu lodowce górskie. Łód lodowcowy pokrywa obszar 15,9–16,3 mln km², co stanowi około 11% powierzchni lądów. Z tego na antarktyczny lądolód i jego lodowce szelfowe (13,9 mln. km²) przypada 85,7%, na lądolód grenlandzki (1,8 mln. km²) 10,9%, na pozostałe czasy lo-

dowe 2,1%, na lodowce górskie zaś — 1,3% (HAMBREY i ALEAN 1992, JANIA 1993).

Istnieją zasadnicze różnice między współczesnym zlodowaceniem południowych i północnych obszarów polarnych Ziemi. Na południu Antarktyda (Ryc. 1) — jedyny kontynent w pozycji polarnej, jest oblana oceanami — Atlantyckim, Spokojnym i Indyjskim i izolowana na około 60° szerokości geograficznej południowej od ciepłych prądów zwrotnikowych tak zwaną konwergencją antarktyczną, której wyrazem powierzchniowym jest prawoskrętny wokółan-



Rys. 1. Antarktyda. Odślonięcia skał zaczernione. Lodowce szelfowe zakropkowane.



Rys. 2. Strefowość Oceanu Południowego i kierunki rozpyływania się lodolodu antarktycznego (według: LOVERINGA I PRESCOTTA, 1979).

1 — Maksymalny północny zasięg gór lodowych, 2 — Konwergencja antarktyczna (front polarny), 3 — Antarktyczna dywergencja, 4 — Obszary lodowców szelfowych, 5 — Minimalny zasięg lodu morskiego (paku) w marcu, 6 — Maksymalny zasięg lodu morskiego (paku) we wrześniu, 7 — Granice lododziałów antarktycznych, 8 — kierunki płynięcia lodolodu.

tarktyczny prąd morski (Ryc. 2). Na północy natomiast, stosunkowo niewielki lecz głęboki Ocean Arktyczny otoczony jest wieńcem kontynentów (Ameryka, Eurazja) i wysp (Grenlandia, Svalbard i in.), a jego wody komunikują się z oceanami Atlantycznym i Spokojnym tylko wąskimi cieśninami — Cieśniną Framą i Cieśniną Beringa. Nie ma tu konwergencji oceanicznej porównywalnej z konwergencją antarktyczną.

Na lodowym kontynencie antarktycznym brak jest wielkich rzek. Jednakże jego ogromne lodowce szelfowe (np. Lodowiec Szelfowy Ronnego-Filchnera) produkują wielkie ilości zimnych wód słodkich. Wody te spływają do przyległych mórz erozyjnymi kanałami subglacialnymi i podmorskimi kanionami, a następnie mieszają się z silnie zasolonymi (gęstymi), zimnymi wodami powierzchniowymi. Natomiast w Arktyce jest stały duży dopływ wody przynoszonej przez wielkie rzeki syberyjskie (Ob, Jenisej, Lena) i kanadyjskie (Mackenzie), który powoduje wysładzanie wody morskiej w partii

przypowierzchniowej. Przyczynia się to do silnego zalodzenia mórz Oceanu Arktycznego.

Obecne zlodowacenie Arktyki to tylko relik zlodowacenia, które jeszcze około 10.000 lat temu pokrywało całą Fennoskandię oraz trzecią część Niżu Europejskiego i kontynentu Północnej Ameryki. W czasie czwartorzędu (ostatnie 2 mln lat), lodolód Arktyki był bardzo niestabilny, wielokrotnie ulegał recesji i rozpadał się na lokalne centra (współcześnie: głównie Grenlandia i Svalbard), aż do całkowitego zaniku w interglacjalach. Lodowce szelfowe występowały głównie na terenie Morza Barentsa, prawdopodobnie także w innych morzach przybrzeżnych, zwłaszcza przylegających do Syberii.

Natomiast współczesne zlodowacenie Antarktyki, obejmujące obszar około 13,9 mln km², jest znacznie mniejsze niż w niektórych epokach trzeciorzędu, zaś tylko niewiele mniejsze niż w plejstocenie. Z antarktycznego punktu widzenia, Ziemia znajduje się ciągle jeszcze w epoce lodowej — w jej interglacjale holocenijskiej (ostatnie 10.000 lat).

ŁĄDOLÓD, LODOWCE SZELFOWE I GÓRSKIE ANTARKTYKI

Kontynent antarktyczny aż w 98–99% jest pokryty lodem lodowcowym, którego średnia mianość wynosi 2000–2500 m, maksymalna

zaś 4800 m w Antarktydzie Wschodniej i ponad 4250 m w Antarktydzie Zachodniej. Na wysokości 2000–4200 m n.p.m. lodolód tworzy płasko-

wyż łagodnie opadający ku północy — do oceanów. Przecinają go wysokie grzbiety górskie, takie jak Góry Transantarktyczne, Góry Ellswortha, góry Półwyspu Antarktycznego, a także nunataki, liczne zwłaszcza w Ziemi Królowej Maud (Antarktyda Wschodnia) i Ziemi Marie Byrd (Antarktyda Zachodnia).

Objętość lodu antarktycznego szacuje się na 24,5 milionów km^3 . Gdyby lodem tym pokryć równomiernie powierzchnię Ziemi, utworzyłaby ona warstwę o grubości około 60 m. Gdyby zmiana klimatu na Ziemi doprowadziła do stopienia się całej pokrywy lodowej Antarktydy, lodowy kontynent rozpadłby się szereg wysp (Ryc. 3): największą obejmującą przeważającą część Antarktydy Wschodniej i kilka mniejszych w Antarktydzie Zachodniej. Konwergencja antarktyczna przestałaby wówczas istnieć, nastąpiłoby zaś połączenie się wód Oceanu Atlantyckiego i Spokojnego poprzez cieśniny morskie otwierające się pomiędzy Morzem Weddella i Morzem Rossa. Wywołałoby to wielkie zmiany w stratyfikacji i cyrkulacji wody oraz świecie żywym tych mórz.

Rozpływająca się ku brzegom Antarktydy czasza lodolodu, oraz zsuwające się z pasm górskich wielkie lodowce i strumienie lodu (ice-streams), docierają do morza jako: 1) silnie spękane, stromo opadające do wody klify jeziorów lodowcowych, 2) wychodzące daleko w morze pływające jezory lodowcowe, 3) rozległe lodowce szelfowe (Ronnego-Filchnera i Larse-na w Morzu Weddella, Rossa w Morzu Rossa, Amery'ego w Zatoce Prydzia i in. — por. Ryc. 2). Lodowce szelfowe są stosunkowo cien-

kie (20–200 m) w pływającej partii zewnętrznej, zyskują jednak szybko na grubości (do 1300 m) w kierunku południowym, gdzie gruntują na szelfie, który na Antarktydzie obniża się do około 500 m poniżej powierzchni morza.

Efektom cielenia się lodowców dwóch pierwszych grup są lodogóry (ajsbergi) zwykle znacznych rozmiarów, o bardzo urozmaiconych kształtach. Nie dorównują one jednak rozmiarami lodogórom (ajsbergom) stołowym, typowym dla Antarktyki, które rodzą się głównie u czoła lodowców szelfowych. Mają one płaski szczyt i typową prostokątną sylwetkę, ich lód zaś wykazuje charakterystyczne warstwowanie, które jest wynikiem cyklicznych zmian rocznych w akumulacji i ablacji na polu firnowym.

Lodogóry stołowe o średnicy przekraczającej kilometr mogą występować setkami. Wiele z nich osiąga rozmiary do 30–50 km, znacznie rzadziej pojawiają się gigantyczne dryfujące wyspy lodowe o średnicy przekraczającej 100 km. Liczba wielkich lodogór stołowych rodzących się u brzegów Antarktydy zmienia się w poszczególnych latach. Lata 1927–1933 były okresem bardzo intensywnego cielenia się lodowców szelfowych Morza Weddella i wówczas liczba zaobserwowanych gór i ich rozmiary nie miały sobie równych. W latach 1967–68 w tym samym obszarze pojawiły się dwie gigantyczne lodogóry stołowe o rozmiarach $70 \times 100 \text{ km}$ i $45 \times 100 \text{ km}$, których łączna powierzchnia wynosiła około 11.000 km^2 (por. BIRKENMAJER i ZUBEK 1979). W 1998 roku rozpadła się część Lodowca Szelfowego Larse-na w Morzu Weddella, tworząc nowe wielkie lodogóry stołowe.



Ryc. 3. Mapa Antarktydy ukazująca zarys wysp, na jakie rozpadłby się kontynent po stopieniu całej pokrywy lodowej, po izostaticznym podniesieniu się skorupy kontynentalnej (według DREWRYEGO 1983).

Lodogóry antarktyczne dryfują z prądami morskimi wokół kontynentu, by wreszcie, po przebyciu drogi wynoszącej nawet kilka tysięcy kilometrów, dostać się w strefę burz morskich, a następnie konwergencji antarktycznej, gdzie zwykle kończą swój żywot. Roczna produkcja gór lodowych na Antarktydzie odpowiada wartości 57×10^{10} ton wody słodkiej, która w ten sposób powraca do oceanu (BENTLEY 1964, LOVERING i PRESCOTT 1979).

Pod lądolodem Antarktydy Wschodniej badaniami geofizycznymi rozpoznano występowanie licznych zbiorników wody. Największy z nich, tak zwane jezioro Vostok, o powierzchni około 10.000 km^2 i objętości wody porównywalnej z amerykańskim Jeziorem Ontario, znajduje

się w sąsiedztwie byłej radzieckiej (obecnie rosyjskiej) stacji o tej samej nazwie, na głębokości około 3700 m pod powierzchnią lądolodu. Kolumna wody mierzy tutaj około 500 m, dno jeziora znajduje się zaś na głębokości 710 m poniżej poziomu morza (SCAR i EPB 1997–1998).

Lądolód antarktyczny dostarczył też bogatej kolekcji meteorytów. Od 1969 r., kiedy zostały one po raz pierwszy odkryte przez badaczy japońskich w Górach Królowej Fabioli (Ziemia Królowej Maud, Antarktyda Wschodnia), były one znajdowane także w innych częściach kontynentu antarktycznego. Ich zbiór liczy obecnie ponad 10.000 okazów, w tym kilka uważanych za pochodzące z różnych regionów Marsa i Księżyca (PICCIOTTO i CROZAZ 1998).

ZŁODOWACENIE ANTARKTYDY A KLIMAT GLOBALNY

Złodowacenie Antarktyki, która jest „największą lodówką świata”, wpływa między innymi bezpośrednio na: 1) cyrkulację atmosferyczną i klimat południowej półkuli, 2) temperaturę, zasolenie, stratyfikację i cyrkulację wody morskiej, 3) rozmieszczenie oraz ewolucję zarówno lądowego, jak też morskiego świata roślinnego i zwierzęcego południowej półkuli.

Opady śniegu na kontynencie antarktycznym są bardzo zróżnicowane: od około 90 cm/rok słupa wody wzdłuż wybrzeży Antarktydy Zachodniej, do zaledwie 5 cm/rok (jak na Saharze) na biegunie południowym. Lądolód antarktyczny, o objętości szacowanej na $24,5 \text{ mln km}^3$, jest największym magazynem wody słodkiej na Ziemi, stanowiąc około 90% jej globalnych zasobów. (Gdyby go stopić, poziom wszechoceanu podniósłby się o 60–62 m.). Wskazuje to na znaczenie Antarktydy jako potencjalnego głównego regulatora poziomu oceanu światowego w dobie obecnej.

Dla porównania, w plejstocenie (ostatnie 2 mln lat), wskutek zmagazynowania wielkiej ilości wody w postaci lodu na półkuli północnej, przy względnie stabilnej, istniejącej już od trze-

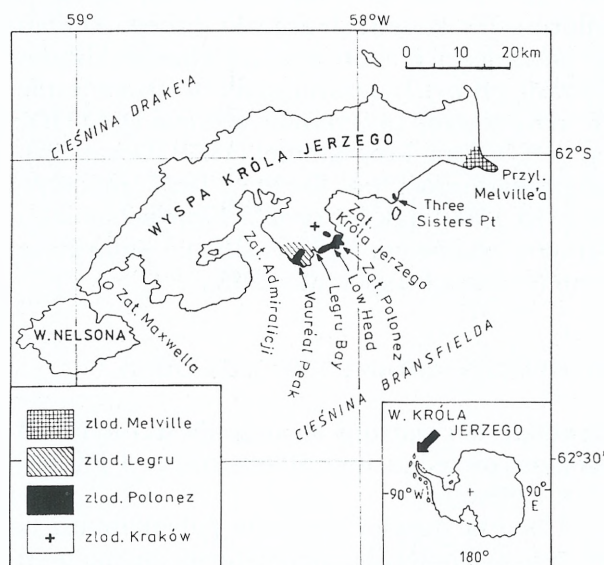
ciorzędu czaszy lądolodu Antarktyki, poziom oceanu światowego obniżał się w czasie glacjiów o co najmniej 50 m.

Antarktyda reprezentuje największe na świecie nagromadzenie ciężkiego zimnego powietrza: średnie temperatury roczne na obrzeżu kontynentu wahają się tu od -5 do -17°C , na lodowym płaskowyżu o wysokości 2000–4200 m nad poziom morza spadają one do -55°C , by osiągnąć światowy rekord zimna $-88,3^\circ\text{C}$ na radzieckiej/rosyjskiej stacji „Vostok” (3400 m n.p.m.) w Antarktydzie Wschodniej. Wpływ tej ogromnej masy bardzo zimnego powietrza sięga daleko na północ i jest nadto potęgowany przez masy bardzo zimnych wód powierzchniowych płynących od kontynentu do strefy konwergencji antarktycznej (por. Ryc. 2), gdzie wody te zstępują w dół oceanu. Poprzez zimne prądy oceaniczne, na przykład przez omywający zachodnie wybrzeża Ameryki Południowej prąd Humboldta, wpływ klimatu antarktycznego sięga na północ prawie po Zwrotnik Kozioróżca. Antarktyka jest zatem głównym regulatorem klimatu półkuli południowej.

ANTARKTYDA JAKO LABORATORIUM ZMIANY GLOBALNEJ

Pierwsze systematyczne badania naukowe klimatu Antarktydy w skali całorocznej zawdzięczamy Henrykowi Arctowskiemu i Antoniemu Bolesławowi Dobrowolskiemu — dwóm polskim uczonym, uczestnikom belgijskiej wyprawy antarktycznej na statku „Belgica” (1897–1899). Wszechstronne, międzynarodowe badania klimatu Antarktyki datują się jednak dopiero od czasu III. Międzynarodowego Roku Geofizycznego (1957–1958). Od 30 lat są one koor-

dynowane przez SCAR (Scientific Committee on Antarctic Research), obejmując takie dziedziny, jak: 1) obliczenie bilansu lodowego, 2) określenie trendów klimatycznych krótko- i długookresowych (także przy pomocy badania rdzeni lodowych), 3) badanie zmian poziomu morza, 4) badanie pionowych ruchów kontynentu, 5) rozpoznawanie morfologii podłoża lądolodu przy pomocy badań sejsmicznych i radarowych, 6) zastosowanie zdalnego rozpoznania sateli-



Ryc. 4. Występowanie utworów powstałych w czasie zlodowaceń trzeciorzędowych na Wyspie Króla Jerzego (według BIRKENMAJER 1996a).

tarnego dla określenia zmian pozycji czoł lodowców i lądolodu, obliczenia objętości lodu, topografii czaszy lodowej, zmian jej wysokości i prędkości ruchu lodu oraz rozmieszczenia i dróg wędrówki (dryfu) lodogór, 7) badanie zmian chemizmu atmosfery zakonserwowanej w bańkach powietrza w lodzie. Badania te obejmują także procesy powstawania i zmienności tak zwanej „dziury ozonowej”, rozpoznanej po raz pierwszy na Ziemi w latach osiemdziesiątych bieżącego stulecia właśnie na Antarktydzie (por. BIRKENMAJER 1991).

Antarktyda jest bardzo czystym laboratorium badawczym w porównaniu z resztą świata, gdzie skażenia środowiska produktami przemysłowymi są powszechne, a w wielu obszarach osiągają poziom katastrofalny. Lodowy kontynent może więc być wykorzystany jako baza porównawcza dla wielu procesów globalnych, w

tym zmian klimatu ziemskiego, które zachodzą obecnie i miały miejsce w przeszłości.

Badanie chemizmu i składu izotopowego baniek powietrza zawartych w kolejnych, coraz to starszych warstwach lodu lodowcowego pozwala na rekonstrukcję paleoklimatu czwartorzędu (LORIUS i współaut. 1979). Długość rdzeni lodowych uzyskiwanych drogą wierceń w Antarktydzie Wschodniej przekroczyła już 2000 m. Umożliwia to rekonstrukcję historii zmian klimatu Antarktydy do około 200.000 lat wstecz. W 1998 r. wiercenie na Stacji „Vostok” osiągnęło już głębokość 3600 m poniżej powierzchni lądolodu, 100 m powyżej górnej powierzchni jeziora podlodowcowego (SCAR, EPB 1997–1998). Pozwoli to na rekonstrukcję zmian paleoklimatu lodowego kontynentu aż do połowy plejstocenu.

Badanie rdzeni osadu uzyskiwanych drogą wierceń z obszaru oceanicznego wokół Antarktydy i z dna jej mórz (Morze Weddella, Morze Rossa, Zatoka Prydzja — np. BARRETT i współaut. 1989, BARRETT 1991, HAMBREY i współaut. 1989, HAMBREY i BARRETT 1993) umożliwia rekonstrukcję paleoklimatu w skali nie tylko czwartorzędu (ostatnie 2 mln lat), ale nawet całego kenozoiku (ostatnie 65 mln lat).

Badania paleoklimatologiczne, zwłaszcza w odniesieniu do ostatnich kilkunastu tysięcy lat, stały się już częścią wielkiego międzynarodowego programu badawczego pod nazwą „Zmiana Globalna” (International Geosphere-Biosphere Programme, „Global Change”), w którym rejony polarne, a zwłaszcza Antarktyka, stanowią podstawowy element. W ramach tego programu na Antarktydzie realizowane są międzynarodowe projekty sponsorowane przez SCAR (Scientific Committee on Antarctic Research) i współpracujące z nim organizacje i instytucje naukowe: GLOCHANT (Global Change in the Antarctic), ANTOSTRAT (Antarctic Offshore Acoustic Stratigraphy), ANTIME (Antarctic Ice Margin Evolution) i inne.

ZLODOWACENIA ANTARKTYKI W KENOZOIKU

Wydaje się paradoksem, że o historii zlodowacenia Antarktydy w trzeciorzędzie (65–2 mln lat temu) wiemy już dziś znacznie więcej niż o geologicznie najnowszej historii tego zlodowacenia — w ciągu plejstocenu (2–0.1 mln lat) i holocenu (0.1–0 mln lat). Trzeba jednak pamiętać, że większość świadectw geologicznych zlodowacenia Antarktydy w przeszłości ukryta jest pod ogromną czaszą lądolodu, a obszary niezlodowaczone, dostępne do bezpośrednich badań

geologicznych reprezentują zaledwie 1–2% obszaru tego kontynentu.

Geologiczne świadectwa zlodowaceń trzeciorzędowych są dostępne do badań nad poziomem morza głównie na wyspach antarktycznych, takich jak Wyspa Króla Jerzego w archipelagu Szetlandów Południowych w Antarktyce Zachodniej (BIRKENMAJER 1982, 1987, 1990), w brzeżnej partii kontynentu (Antarktyda Wschodnia), w niektórych pasmach górskich i

nunatakach Antarktydy Zachodniej (Góry Jonesa) i Wschodniej (Góry Księcia Karola; Góry Transantarktyczne w sektorze Morza Rossa — MORIWAKI i współaut. 1992).

Ostatnio zaczynają przybywać nowe dane z wierceń geologicznych, które przebijają lodowce szelfowe (w Morzu Rossa) by dostać się do osadów morskich zachowanych pod lodem, jak też z wierceń wykonywanych na antarktycznym szelfie ze statków badawczych (BARRETT i współ-

aut. 1989; HAMBREY i BARRETT 1993). Dalszych informacji o zmianach antarktycznego klimatu w przeszłości dostarczają też rdzenie osadów pobranych z den oceanicznych w ramach międzynarodowych programów wierceń DSDP (Deep Sea Drilling Programme) i ODP (Ocean Drilling Programme) (np. KENNETT 1977, KENNETT i BARKER 1990), jak też profilowanie sejsmoakustyczne osadów na szelfie i skłonie antarktycznym (COOPER i współaut. 1995).

ZARYS HISTORII TRZECIORZĘDOWYCH ZŁODOWACEN ANTARKTYDY ZACHODNIEJ

Historia kenozoicznego złodowacenia Antarktyki oparta jest przede wszystkim na wynikach badań powierzchniowych odsłonień geologicznych na Wyspie Króla Jerzego (Szetlandy Południowe) w Antarktydzie Zachodniej (BIRKENMAJER 1982, 1987, 1990, 1996a, b, POREBSKI i GRADZIŃSKI 1987) oraz wierceń na lodowym szelfie Morza Rossa (BARRETT i współaut. 1989, HAMBREY i BARRETT 1993). W Antarktydzie Wschodniej, historia ta jest poznana znacznie słabiej, głównie w rejonie Lodowca Lamberta i Gór Księcia Karola (HAMBREY i współaut. 1989, MORIWAKI i współaut. 1992).

Dobre odsłonięcia skał osadowych i wulkanicznych, głównie w strefie brzegowej Wyspy Króla Jerzego (Ryc. 4), pozwoliły na wyróżnienie w trzeciorzędzie czterech epok zimnych — glacialnych i trzech epok ciepłych — interglacialnych. Ich wiek geologiczny został określony głównie przy pomocy datowania radiometrycznego (K-Ar) law i intruzji wulkanicznych towarzyszących skałom osadowym pochodzenia morskiego i lądowego (np. BIRKENMAJER i współaut. 1985, 1986, 1989). Skamieniałości zebrane z osadów glacialno-morskich umożliwiły w niektórych przypadkach bliższe określenie warunków paleośrodowiskowych. Ich znaczenie dla datowania skał było jednak drugorzędne, gdyż fauna kopalna wykazywała często charakter endemiczny, a formy i zespoły przewodnie o szerokim zasięgu światowym występowały rzadko (np. GAŻDZICKI i PUGACZEWSKA 1984, BIRKENMAJER i ŁUCZKOWSKA 1987). Ponadto, w trzeciorzędowych osadach glacialnych i morsko-glacialnych wiele skamieniałości, zwłaszcza ważny dla celów stratygraficznych nannoplankton wapienny (kokkolity), było redeponowanych z warstw starszych (np. BIRKENMAJER 1987). W nieglacialnych osadach pochodzenia lądowego, stratygraficzne znaczenie miały pyłki drzew liściastych (*Nothofagus*) i spory paprotników (STUCHLIK 1981). Natomiast bogate flory liściowe dostarczyły przede wszystkim kryteriów dla odtworzenia paleoklimatu i paleośro-

dowiska, ich wartość stratygraficzna była jednak drugorzędna (np. BIRKENMAJER i ZASTAWIAK 1989a, b).

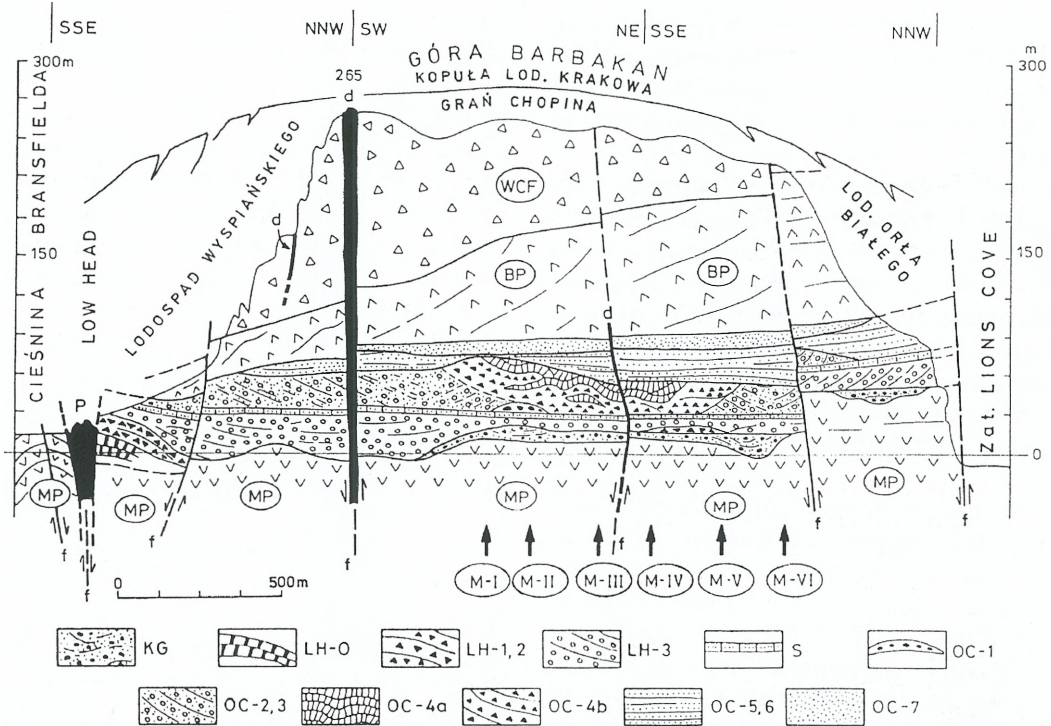
Historia trzeciorzędowego paleoklimatu na Wyspie Króla Jerzego przedstawia się następująco:

1) złodowacenie Krakowa (wczesny/środkowy eocen, ok. 50 mln lat) dokumentują płytkomorskie osady z ubogą fauną bezkręgowców i nannoplanktonem wapiennym, z licznymi okruchami skał porysowanych przez lodowce, przyniesionych przez dryfujące góry lodowe. Osady te przechodzą ku górze w brekcje (hialoklastyty) i pokrywy bazaltowe utworzone w czasie wylewu lawy do morza,

2) w czasie interglacjału Arctowskiego (eocen środkowy — wczesny oligocen, 50–32 mln lat) wulkaniczna wyspa była pokryta bogatą szatą roślinną świadczącą o klimacie ciepłym i wilgotnym. Szczyty najwyższych wulkanów były w tym czasie pokryte czapami lodowymi, których topienie się w czasie erupcji wulkanicznych powodowało powstawanie gruzowych potoków błotnych — laharów,

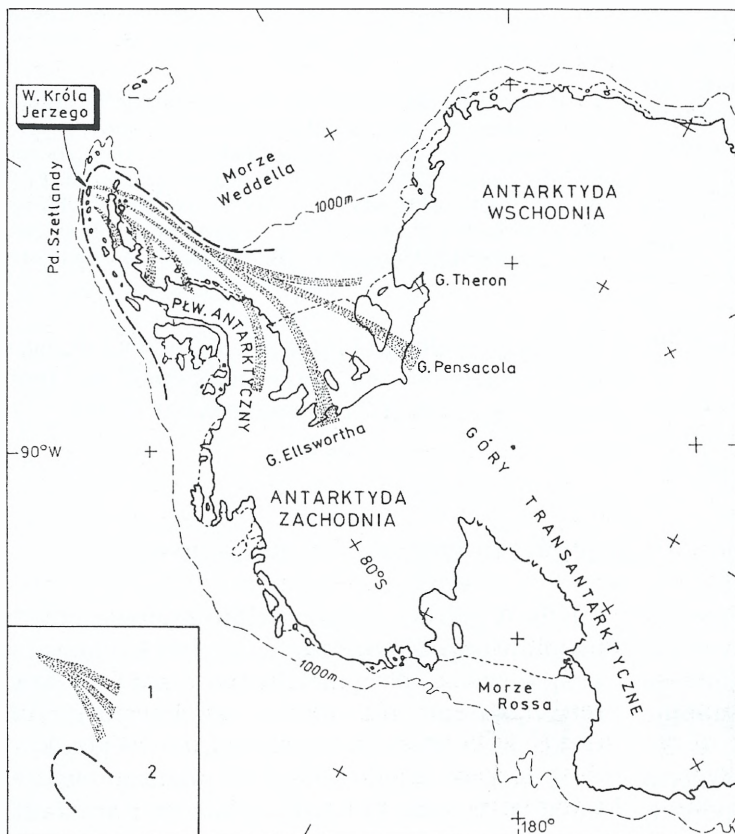
3) złodowacenie Polonez (wyższa część wczesnego oligocenu, 32–30 mln lat — Ryc. 5) było największym złodowaceniem kenozoicznym Antarktyki. Łądolód przekroczył wówczas Cieśninę Bransfielda oddzielając kontynent antarktyczny od Wyspy Króla Jerzego (Ryc. 6), gdzie złożył osady moren dennych. W czasie jego recesji, na płytkim dnie morza osadziły się z kolei moreny wytapiane z pływającego lodowca szelfowego, a następnie bogate w skamieniałości bezkręgowców brekcje, zlepieńce, piaskowce i łupki, zawierające liczne głązy porysowane przez lodowce, przyniesione przez dryfujące góry lodowe. Tym procesom towarzyszyła silna działalność wulkaniczna,

4) w czasie interglacjału Wesela (środkowa część oligocenu, ok. 30 mln lat) Wyspa Króla Jerzego była pozbawiona czaszy lodowej, natomiast łądolód mógł pokrywać znaczną część kontynentu antarktycznego. Na Wyspie Króla



Ryc. 5. Budowa geologiczna Grani Chopina na Wyspie Króla Jerzego (według BIRKENMAJERA 1996b).

MP — Bazalty formacji Mazurek Point (górna kreda). Ognia formacji Polonez Cove (niższy oligocen): KG — ogniwo Krakowiak Glacier (morena denną); LH0-3 — ogniwo Low Head (LH-0 — lava bazaltowa; LH-1, 2 — bazaltowa brekcja hialoklastytowa; LH-3 — przekątnie warstwowany zlepniec bazaltowy i towarzyszące osady); S — ogniwo Siklawa; OC — ogniwo Oberk Cliff (OC-1 — zlepniec; OC-2, 3 — przekątnie warstwowany zlepniec bazaltowy i osady towarzyszące; OC-4a — lawy bazaltowe; OC-4b — hialoklastyt bazaltowy; OC-5, 6 — piaskowiec bazaltowy i piaskowiec arkozowy; OC-7 — piaskowiec arkozowy z materiałem wulkanicznym). BP — Wulkanity Boy Point, WCF — Formacja Wesele Cove (śródoglądowy interglacjał Wesela), p — Czop bazaltowy, d — Dajka bazaltowa, f — Uskok. M-1 — M-VI — Odślonienia na Półwyspie Mazurka.



Rys. 6. Rekonstrukcja dróg transportu materiału klastycznego przez lądolód złodowacenia wczesnooligocenijskiego (złodowacenie Polonez) w Antarktydzie Zachodniej, opracowana na podstawie charakteru petrograficznego głazów (według BIRKENMAJERA 1982). 1 — Drogi transportu lodowcowego, 2 — Maksymalny zasięg lądolodu.

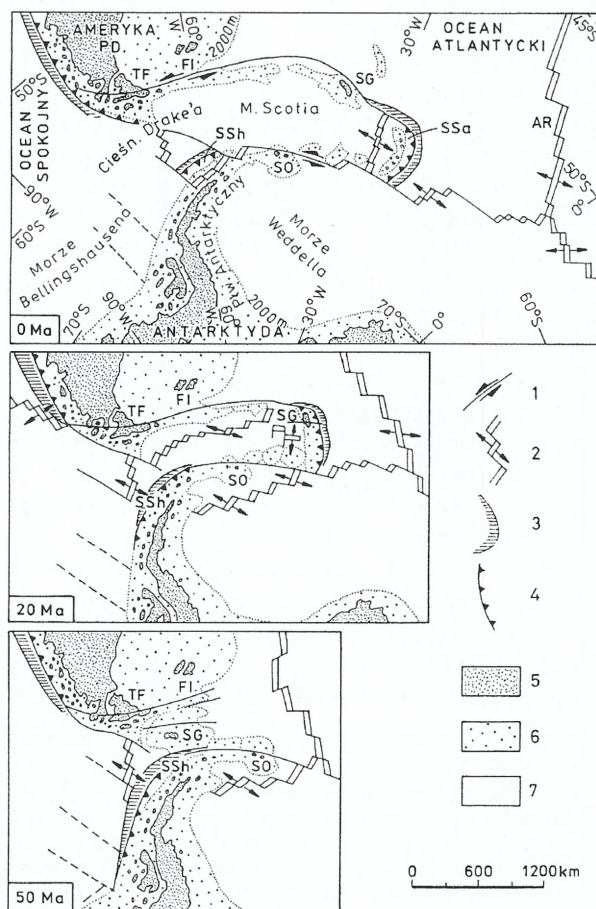
Jerzego silna erozja denną wód płynących spowodowała powstanie wąskich V-kształtnych dolin, wypełnionych z kolei odsypami żwirów rzecznych i materiałem gruzowym spełzających ze zboczy dolin,

5) zlodowacenie Legru (późny oligocen, 30–26 mln lat) było lokalnym zlodowaceniem Wyspy Króla Jerzego (lub całych Szetlandów Południowych), które nie miało połączenia z lądolodem kontynentalnym. Jego świadectwem są liczne pokrywy laharowe, przekładające się z lawami andezytowymi i bazaltowymi, rozcięte dolinami lodowcowymi, w których osadziły się moreny denne najmłodszej fazy tego zlodowacenia,

6) z początkiem interglacjału Wawelu (granica oligocenu i miocenu, 26–22 mln lat) nastąpiła rekolonizacja wolnej już od lodu Wyspy Króla Jerzego, a może i znacznej części Antarktydy Zachodniej, przez roślinność przybyłą z Patagonii (zespół *Nothofagus*-Podocarpaceae). W tym czasie odległość Antarktydy od Ameryki Południowej była znacznie mniejsza niż obecnie (Ryc. 7), a w Morzu Scotia mogły się znajdować liczne wyspy, umożliwiające migrację wyższych roślin daleko ku południowi. Roślinność ta odpowiada umiarkowanym (chłodnym i ciepłym) lasom deszczowym. Pod koniec interglacjału Wyspa Króla Jerzego została częściowo lub w całości zalana płytkim morzem,

7) W czasie zlodowacenia Melville (wczesny miocen, 22–20 mln lat) na zalanej morzem Wyspie Króla Jerzego osadziły się utwory klastyczne o miąższości około 200 m, zawierające liczne szczątki bezkręgowców. Rozpoznano tu transgresywny cykl sedymentacyjny od zlepieńców plażowych u podstawy, przez piaszczyste osady stożka podmorskiego, po łupkowo-piaszczyste osady szelfu utworzone na głębokości około 500 m poniżej poziomu morza. Utwory morsko-glacialne zlodowacenia Melville'a są bogate w glazy (do 3 m średnicy) przyniesione z kontynentu antarktycznego przez dryfujące góry lodowe.

Utwory dolnomiocenckiego zlodowacenia Melville są najmłodszymi osadami trzeciorzędu na Wyspie Króla Jerzego. Kolejne utwory pocho-



Rys. 7. Rekonstrukcja wzajemnego położenia Antarktydy Zachodniej i Ameryki Południowej 50 i 20 mln. lat temu (według BIRKENMAJERA i ZASTAWIAK, 1989a; stadium obecne według BAS 1985).

1 — Czynne uskoki transformujące. 2 — Rozbieżne granice kier litosfery. 3 — Rów subdukcyjny. 4 — Zbieżne granice kier litosfery. 5 — Ląd. 6 — Szelf i skłon szelfowy (obecnie powyżej izobaty 2000 m). 7 — Skorupa oceaniczna. FI — Wyspy Falklandzkie (Malwiny). SG — Georgia Południowa. SO — Orkady Południowe. SSa — Sandwicze Południowe. SSh — Szetlandy Południowe. TF — Ziemia Ognista (Tierra del Fuego).

dzenia glacialnego i interglacialnego są dopiero wieku plejstocenckiego i holocenckiego (por. JOHN i SUGDEN 1971, BIRKENMAJER 1998).

ZARYS HISTORII ZLODOWACEŃ KENOZOICZNYCH ANTARKTYDY WSCHODNIEJ

Najstarsze ślady zlodowacenia trzeciorzędowego Antarktydy Wschodniej rozpoznano w rejonie Lodowca Lamberta i Lodowca Szelfowego Amerygo (Zatoka Prydza). Są one wstępnie datowane na okres między środkowym eocenem (HAMBREY i współaut. 1989) a późnym eocenem (40 mln lat) (MORIWAKI i współaut.

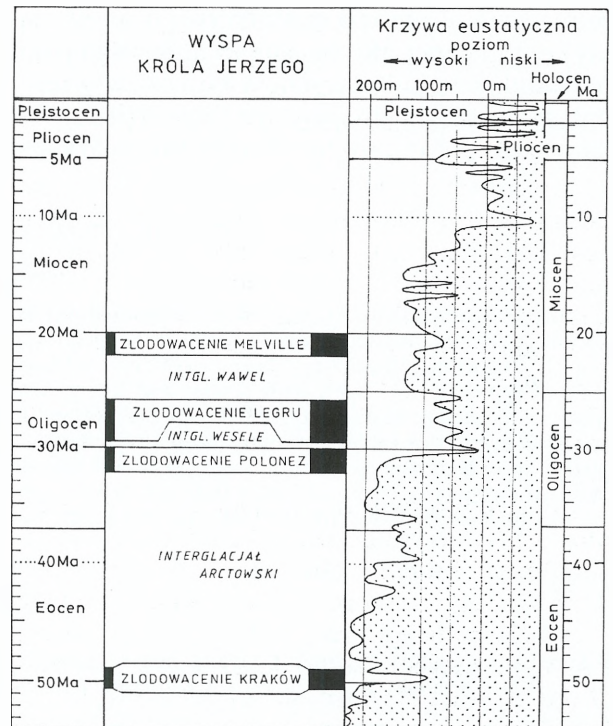
1992). W pierwszym przypadku zlodowacenie to mogłoby odpowiadać zlodowaceniowi Krakowa, w drugim zaś — bliżej niezdefiniowanej fazie oziębienia w czasie interglacjału Arctowskiego Antarktydy Zachodniej (BIRKENMAJER 1996a, b).

Przejście od wczesnego do późnego oligocenu (30–32 mln lat) było okresem narastania

czaszy lodowej w Antarktydzie Wschodniej (BARRETT 1991, BARRETT i współaut. 1989, MORIWAKI i współaut. 1992). Znaczne ochłodzenie wody morskiej z początkiem oligocenu, rozpoznane przy pomocy badania stosunków izotopowych tlenu w skorupkach otwornic pobranych z rdzeni podmorskich uzyskanych z południowej części Oceanu Spokojnego (MILLER i współaut. 1987) i z Morza Weddella (KENNETT i BARKER 1990), odpowiada zlodowaceniowi Polonez na Wyspie Króla Jerzego (BIRKENMAJER 1996a, b). Wiercenia wykonane na Lodowcu Szelfowym Rossa wykazały obecność morskich osadów wczesnooligocenских (ok. 36 mln. lat). Zawierają one okruchy skał przyniesionych do zbiornika morskiego przez góry lodowe z czoła lodowca schodzącego z Gór Transantarktycznych (BARRETT i współaut. 1989).

W czasie pomiędzy 30 a 20 mln lat (późny oligocen — wczesny miocen) miał nastąpić wielki przyrost masy lądolodu w rejonach Morza Weddella i Morza Rossa, któremu miało odpowiadać glacialne maksimum w rejonie Zatoki Prydzja i Gór Księcia Karola w Antarktydzie Wschodniej. Przyjmuje się w tym czasie obecność kilku epok ciepłych typu interglacialnego oddzielonych epokami zimnymi — glacialnymi (BARRETT 1991, MORIWAKI i współaut. 1992). Mogą one korelować odpowiednio z interglacialnymi i glacialnymi epokami Wyspy Króla Jerzego tego okresu czasu.

Przyjmuje się, że począwszy od wczesnego miocenu (20 mln lat) lądolód był cały czas obecny na kontynencie antarktycznym. Jego transgresje i recesje spowodowane fluktuacjami klimatu globalnego mogły być regionalnie bardzo zróżnicowane. Na przykład, w rejonie Morza Rossa, w czasie pliocenu (3 mln lat temu) miała nastąpić wielka recesja lądolodu (interglacial Siriusa), w czasie której nastąpiło zasiedlenie



Ryc. 8. Trzeciorzędowe glacialy i interglacialy na Wyspie Króla Jerzego (Antarktyda Zachodnia) na tle krzywej eustatycznej kenozoiku (HAG i współaut. 1987. Według BIRKENMAJER 1996a).

wolnego od lodu obszaru przez karłowate krzwy *Nothofagus* (WEBB 1990). Biorąc jednak pod uwagę odległość Antarktydy w tym czasie od Ameryki Południowej, praktycznie biorąc taką samą jak obecna (por. Ryc. 7), rekolonizacja Antarktydy przez rodzaj *Nothofagus* w epoce plioceńskiej wydaje się mało prawdopodobna, zaś argumenty geologiczne mające świadczyć o plioceńskim wieku tej flory kopalnej budzą wątpliwości.

ZŁODOWACENIA ANTARKTYDY A POZIOM OCEANU ŚWIATOWEGO

Powstawanie kontynentalnych lądolodów i lodowców szelfowych w czasie zlodowaceń globalnych powoduje obniżanie się poziomu oceanu światowego. Odwrotnie, tajanie czap lodowych z końcem glacialów powoduje podnoszenie się poziomu morza i transgresję morską w obrzeżach kontynentów i wysp. Dane paleoklimatyczne wskazują, że poziom oceanu światowego podnosił się o około 6 mm/rok w ciągu ostatnich 20.000 lat. Średnia stopa podnoszenia się poziomu wszechoceanu w ciągu ostatniego stulecia wynosiła 1–2 mm/rok, z najwyższymi wartościami (2,3–2,4 mm/rok) zaobser-

wowanymi na mareografach w ciągu ostatnich 50 lat (JACOBS 1990).

W Antarktydzie Zachodniej stwierdzono dobrą korelację czasową zlodowaceń eoceńskich (zlodowacenie Krakowa) i wczesnooligocenских (zlodowacenie Polonez) z niskimi stanami oceanu światowego, wyraźnie zaznaczającymi się na krzywej eustatycznej dla kenozoiku, opracowanej przez HAG'a i współaut. (1987) — Ryc. 8. Gorsza korelacja niskiego stanu oceanu światowego ze zlodowaceniami późnooligocenским (zlodowacenie Legru) i wczesnomiocenским (zlodowacenie Melville) tłumaczona jest

zaburzeniami obrazu eustatycznego przez efekty tektonicznej aktywności magmowego łuku Szetlandów Południowych. W tym czasie zaczynał się otwierać załukowy ryft/basen Bransfiel-da, w jego południowym obrzeżeniu na Wyspie

Króla Jerzego powstawały uskoki, wzdłuż których przemieszczały się pionowo poszczególne bloki tektoniczne wraz ze swą pokrywą osadów glacialenicznych (BIRKENMAJER 1996a, b).

CENOZOIC GLACIATIONS OF ANTARCTICA

Summary

The Cenozoic glaciation started in Antarctica during Eocene (c. 50 Ma), and ice-cap at sea-level developed there in early Oligocene (32-30 Ma). There is evidence of instability of Antarctic ice-sheet, with glacial and interglacial epochs alternating, since then. The Tertiary palaeoclimatic history of Antarctica is based principally on terrestrial data derived from King George Island, South Shetland Islands (West Antarctica), and on drillholes (sub-shelfice or sub-marine) in Ross Embayment, Weddell Sea and Prydz Bay

(East Antarctica). On King George Island, four Tertiary glaciations and three interglacials have been recognized: the Kraków Glaciation (c. 50 Ma), the Arctowski Interglacial (50-32 Ma), the Polonez Glaciation (32-30 Ma), the Wesele Interglacial (c. 30 Ma), the Legru Glaciation (30-26 Ma), the Wawel Interglacial (26-22 Ma), and the Melville Glaciation (22-20 Ma). So far, there is a poor terrestrial record of ice-cap fluctuations on Antarctic continent during the Neogene and Quaternary.

LITERATURA

- BARRETT P. J., 1989. *Antarctic Cenozoic history from the CIROS-1 drillhole*. DSIR Bulletin, Wellington. 245, 5-250.
- BARRETT P. J., 1991. *Antarctica and global climate change*. [W:] *Antarctica and Global Climatic Change*. HARRIS C., STONEHOUSE B. (red.), Scott Polar Research Institute & Belhaven Press, Cambridge. str. 5-50.
- BAS 1985. *British Antarctic Survey, Tectonic Map of the Scotia Arc*. Sheet BAS (Miscellanea), 3 (red. 1). British Antarctic Survey, Cambridge.
- BENTLEY Ch. R., 1964. *The structure of Antarctica and its ice cover*. [W:] *Research in Geophysics*, 2. ODISHAW H. (red.), Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Mass. str. 335-389.
- BIRKENMAJER K., 1982. *Pliocene tillite-bearing succession of King George Island (South Shetland Islands, Antarctica)*. *Studia Geol. Polon.* 74, 7-72.
- BIRKENMAJER K., 1987. *Oligocene-Miocene glacio-marine sequences of King George Island (South Shetland Islands), Antarctica*. *Palaeontologia Polon.* 49, 9-36.
- BIRKENMAJER K., 1990. *Geochronology and climatostratigraphy of Tertiary glacial and interglacial successions of King George Island, South Shetland Islands (West Antarctica)*. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Stuttgart, 1, 127-140.
- BIRKENMAJER K., 1991. *Globalne znaczenie zlodowaceń Antarktydy*. *Wszecławiat*. 11, 237-240.
- BIRKENMAJER K., 1996a. *Tertiary glaciation and sea-level changes: record from King George Island (South Shetland Islands), West Antarctica*. *Korean J. Pol. Res.* Seoul. 7, 1-10.
- BIRKENMAJER K., 1996b. *Tertiary glacial/interglacial palaeoenvironments and sea-level changes, King George Island, West Antarctica. An overview*. *Bull. Pol. Ac.: Earth Sciences* 44, 157-181.
- BIRKENMAJER K., 1998. *Quaternary geology at Arctowski Station, King George Island, South Shetland Islands (West Antarctica)*. *Studia Geol. Polon.* 101, 91-104.
- BIRKENMAJER K., ZUBEK K., 1979. *Dryf wysp lodowych w Morzu Weddella (Antarktyda)*. *Wszecławiat* 3, 37-39.
- BIRKENMAJER K., ŁUCZKOWSKA E., 1987. *Foraminiferal evidence for a Lower Miocene age of glaciomarine and related strata, Moby Dick Group, King George Island (South Shetland Islands, Antarctica)*. *Studia Geol. Polon.* 90, 81-123.
- BIRKENMAJER K., ZASTAWIAK E., 1989a. *Late Cretaceous — Early Tertiary vegetation history of the Antarctic Peninsula sector, Gondwana break-up and Tertiary glaciations*. *Bull. Pol. Ac.: Earth Sciences* 37, 63-88.
- BIRKENMAJER K., ZASTAWIAK E., 1989b. *Late Cretaceous — Early Tertiary floras of King George Island, West Antarctica: their stratigraphic distribution and palaeoclimatic significance*. [W:] *Origins and evolution of Antarctic biota*. CRAME J. A. (red.), Geol. Soc. (London), Special Publication 47, 227-240.
- BIRKENMAJER K., GAŻDZICKI A., KREUZER H., MÜLLER, P., 1985. *K-Ar dating of the Melville Glaciation (Early Miocene) in West Antarctica*. *Bull. Pol. Ac.: Earth Sciences* 33, 15-23.
- BIRKENMAJER K., DELITALA M. C., NAREBSKI W., NICOLETTI M., PETRUCCIANI C., 1986. *Geochronology of Tertiary island-arc volcanics and glacial deposits, King George Island, South Shetland Islands (West Antarctica)*. *Bull. Pol. Ac.: Earth Sciences* 34, 257-273.
- BIRKENMAJER K., SOLANI JR. E., KAWASHITA K., 1989. *Geochronology of Tertiary glaciations on King George Island, West Antarctica*. *Bull. Pol. Ac.: Earth Sciences* 37, 27-48.
- COOPER A. K., BARKER P. F., BRANCOLONI, G. (red.), 1995. *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin*. American Geophysical Union, Antarctic Res. Ser. 68, 1-303.
- DREWRY D. J., 1983. *Antarctica: glaciological and geophysical folio*. Scott Polar Research Institute, Cambridge.
- GAŻDZICKI A., PUGACZEWSKA H., 1984. *Biota of the „Pecten conglomerate” (Polonez Cove Formation, Pliocene) of King George Island (South Shetland Islands, Antarctica)*. *Studia Geol. Polon.* 79, 59-120.
- HAMBREY M. J., ALEAN J., 1992. *Glaciers*. Cambridge University Press.
- HAMBREY M., BARRETT P. J., 1993. *Cenozoic sedimentary and climatic record, Ross Sea region, Antarctica*. American Geophysical Union, Antarctic Res. Ser. 6, 91-124.
- HAMBREY M. J., LARSEN B., EHRLMANN W. U. et al., 1989. *Forty million years of Antarctic glacial history yielded by Leg 119 of the Ocean Drilling Program*. *The Polar Record* (Cambridge) 25, 99-106.
- HAG B. U., HARDENBOL J., VAIL P. R., 1987. *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic*. *Science* 235, 1156-1165.
- JACOBS S. S., 1990. *Sea-level response to ice-sheet evolution: an ocean perspective*. [W:] *West Antarctic Ice Sheet Initiative*. BINDSCHADLER R. A. (red.), NASA Conference Publications 3115, 23-47.

- JANIA J., 1993. *Glaciologia*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- JOHN B. S., SUGDEN E. E., 1971. *Raised marine features and phases of glaciation in the South Shetland Islands*. British Antarctic Survey, Bulletin 24, 45–111.
- KENNETT J. P., 1977. *Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic current, and their impact on global paleoceanography*. J. Geophys. Res. 82, 3843–3860.
- KENNETT J. P., BARKER P. F., 1990. *Latest Cretaceous to Cenozoic climate and oceanographic developments in the Weddell Sea, Antarctica: an ocean-drilling perspective*. Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results 113, 937–960.
- LORIUS C., MERLIVAT L., JOUZEL J., POURCHET M., 1979. *A 30,000-yr isotope climatic record from Antarctic ice*. Nature 280, 644–647.
- LOVERING J. F., PRESCOTT J. R. V., 1979. *Last of Lands ... Antarctica*. Melbourne University Press.
- MILLER K. G., FAIRBANKS R. G., MOUNTAIN G. S., 1987. *Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion*. Palaeoceanography 2, 1–19.
- MORIWAKI K., YOSHIDA Y., HARWOOD D. M., 1992. *Cenozoic glacial history of Antarctica — a correlative synthesis*. [W:] *Recent Progress in Antarctic Earth Science*. YOSHIDA Y., KAMINUMA K., SHIRAIISHI K. (red.), Terra Scientific Publishers, Tokyo. str. 773–780.
- PICCIOTTO E., CROZAZ G. 1998. *Search for extraterrestrial matter in Antarctica*. Scientific Information Exchange, Belgian National Committee on Antarctic Research.
- POREBSKI S. J., GRADZIŃSKI R., 1987. *Depositional history of the Polonez Cove Formation (Oligocene), King George Island, West Antarctica: a record of continental glaciation, shallow-marine sedimentation and contemporaneous volcanism*. Studia Geol. Polon. 93, 7–32.
- SCAR, EPB, 1997–1998. *Internet/fax exchange of scientific information*. Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) and European Polar Board (EPB).
- STUCHLIK L., 1981. *Tertiary pollen spectra from the Ezcurra Inlet Group of Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands, Antarctica)*. Studia Geol. Polon. 72, 109–132.
- WEBB P. N., 1990. *Review: The Cenozoic history of Antarctica and its global impact*. Antarctic Science (Cambridge) 2, 3–21.