

DANIEL NÝVLT, PETR MIXA

## PALEOGEOGRAFICKÝ VÝVOJ ANTARKTICKÉHO POLOOSTROVA BĚHEM SVRCHNÍHO KENOZOIKA

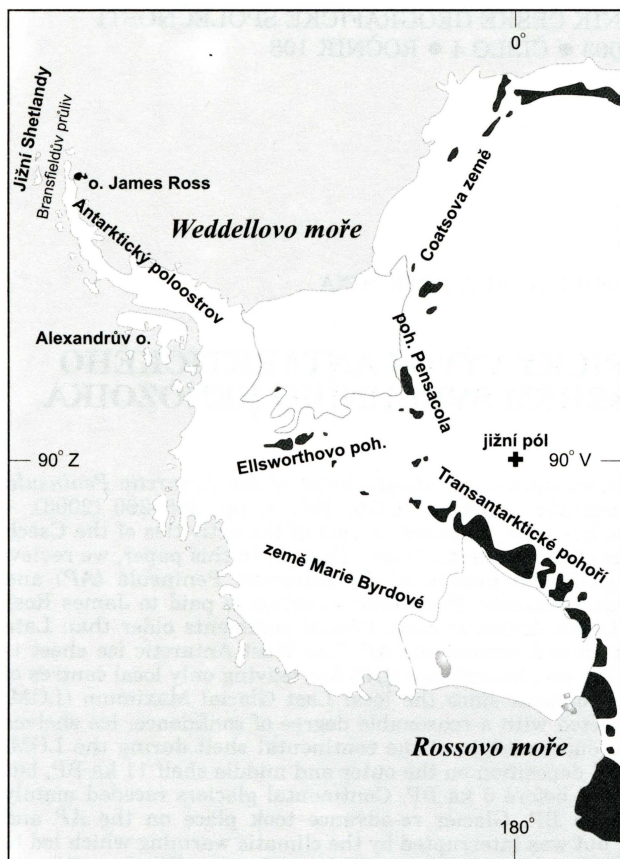
D. Nývlt, P. Mixa: *Palaeogeographical development of the Antarctic Peninsula during the late Cainozoic.* – Geografie – Sborník ČGS, 108, 4, pp. 245–260 (2003). – A geological research programme has been prepared as part of the activities of the Czech Republic to become a full member of the Antarctic Treaty Parties. In this paper, we review the present knowledge of the geological history of the Antarctic Peninsula (AP) and surrounding areas during the late Cainozoic. Particular attention is paid to James Ross Island, the site of the planned Czech Antarctic base. Glacial sediments older than Late Pleistocene are poorly preserved in and around the AP. The West Antarctic ice sheet is thought to have decayed during the last interglacial (OIS 5e), leaving only local centres of glaciation. Palaeogeographic development since the local Last Glacial Maximum (LGM; ~20–13.2 ka BP) can be reconstructed with a reasonable degree of confidence. Ice shelves surrounding the AP reached the outer margin of the continental shelf during the LGM. Marine sedimentation replaced till deposition on the outer and middle shelf 11 ka BP, but the inner shelf was not deglaciated before 6 ka BP. Continental glaciers receded mainly during the early Holocene, 9–5 ka BP. Glacier re-advance took place on the AP and adjoining continent at ~5 ka BP, but was interrupted by the climatic warming which led to the Holocene climate optimum 4.2–3.0 ka ago. In view of the numerous disintegrations of AP ice shelves during the course of the Holocene, the present decay of some shelves does not represent an unusual event.

KEY WORDS: quaternary palaeogeography – glaciation – West Antarctic ice sheet – Atlantic Peninsula, James Ross Island.

Autoři děkují dr. Peteru G. Haaremu, prof. Janu Kalvodovi a prof. Pavlu Proškovi za diskusi a podmětné připomínky, které napomohly ke zkvalitnění celého článku.

### 1. Úvod

Česká republika má ve výzkumu Antarktidy dlouholetou tradici, v dřívějších dobách zde naši odborníci prováděli astronomické, geologické, geofyzikální a geomorfologické výzkumy, v poslední době se jednalo především o práce klimatologické a geoekologické. V současné době vyvíjí Česká republika aktivity s cílem získat konzultativní statut ve společenství států Antarktické smlouvy a stát se tak plnoprávným členem ATCM (Antarctic Treaty Consultative Meeting). V souvislosti s přípravou nové etapy geologických výzkumů Antarktidy bylo Geologickým odborem MZP zadáno České geologické službě zpracování rešeršní studie pro vypracování projektu českého geologického programu v Antarktidě. Rešerše zpracovaná ve spolupráci s odborníky z Pří-



Obr. 1 – Schematická situační mapka západní Antarktidy, Antarktického poloostrova a ostrova James Ross

rodovědecké fakulty Univerzity Karlovy stanovila hlavní vědecké cíle možných geologických výzkumů, možnosti zahraniční spolupráce a základní logistické předpoklady začínajícího výzkumu (Mixa a kol. 2002).

Severní část Antarktického poloostrova včetně přilehlých ostrovů (obr. 1) je oblastí, kde bude zahájena nová etapa českého geologického výzkumu Antarktidy. Tato lokalizace je dána plánovanou výstavbou české vědecké stanice na ostrově James Ross i navázanými kontakty s Britskou antarktickou službou (British Antarctic Survey) a Chilským (Instituto Antártico Chileno) a Argentinským (Instituto Antártico Argentino) antarktickým ústavem, které vyvíjejí vědecké aktivity právě v této oblasti. V této práci přinášíme souhrn dosa-  
vadních znalostí o paleo-  
geografickém vývoji širšího okolí Antarktického

poloostrova během svrchního kenozoika zasazeném do širšího geologického kontextu. Samostatně je tato problematika zpracována pro ostrov James Ross.

## 2. Vymezení a základní geografická charakteristika oblasti

Antarktický poloostrov (dále AP) je největším poloostrovem Antarktidy. Rozkládá se v délce 1 500 km mezi 63° a 75° j. š. a 58° a 72° z. d., jeho šířka činí v severní části ~25 km, k jihu se rozšiřuje až na ~300 km. Na severu je omezen je mysem Prime Head, na jihu linií mys Adams až pevnina jižně od Eklundových ostrovů. Geograficky je členěn linií mys Jeremy – mys Agassiz na severní Grahamovu zemi a jižní Palmerovu zemi. (Do roku 1964 bylo britské jméno poloostrova Graham Land, americké pojmenování pak Palmer Land. V roce 1964 došlo ke kompromisu a AP byl rozdělen na dvě výše zmíněné části).

K AP se řadí rovněž ostrovy Jižních Shetland a jednotlivé četné ostrovy podél západního i východního pobřeží. Nejsevernější část AP v délce ~120 km ohraničená na jihu linií mys Kater – mys Longing je označována jako poloostrov Trinity. Geomorfologicky je poloostrov tvořen kordillerou andského ty-



Obr. 2 – Topografická mapka *OJR* (upraveno podle James Ross Island, 1995, BAS 100 Series, Sheet 2, BAS, Cambridge)

pu s vrcholy ~1 500–2 000 m vysokými, s nejvyššími hřebeny přesahujícími 3 500 m. Pobřeží je z větší části tvořeno útesy.

Ostrov James Ross (dále *OJR*) je nepravidelného tvaru ~70 km v průměru, z 80 % je pokrytý ledovcem (obr. 2). Leží při sv. pobřeží AP poblíž poloostrova Trinity, zhruba mezi 63°50' a 64°30' j. š. a 57°00' a 58°30' z. d. (obr. 1). Ostrov byl zmapován poprvé švédskou expedicí pod vedením Otto Nordeskjöld a v říjnu 1903. Pojmenován byl podle vedoucího britské expedice z roku 1842 sira Jamese Clarka Rosse, který prozkoumal řadu míst při východním pobřeží ostrova. Od pobřeží poloostrova Trinity je oddělen 12–20 km širokým a 120 km dlouhým průlivem Prince Gustava. Až do roku 1994 byl průliv v této oblasti překryt šelfovým ledem. V roce 1994 šelfový led popraskal a byl odplaven;



Tab. 1 – Průměrné zaokrouhlené měsíční hodnoty základních klimatických charakteristik ze stanice Esperanza na poloostrově Trinity (63°24'56" j. š., 56°59' z. d., 13 m n. m.) ~60 km SSV od severní části *OJR*. Data – Instituto Antártico Argentino.

Esperanza	Průměrné denní maximum (°)	Průměrné denní minimum (°)	Průměrné měsíční maximum (°)	Průměrné měsíční minimum (°)	Průměrná vlhkost vzduchu (%)	Průměrná oblačnost (1/8–8/8)	Průměrný počet dní s mlhou	Průměrná rychlost větru (km/hod)
leden	4	–1	10	–4	80	7/8	7	20
únor	3	–2	10	–6	80	6/8	7	24
březen	0	–5	9	–13	80	6/8	9	26
duben	–5	–10	7	–20	79	6/8	12	28
květen	–7	–12	6	–22	78	5/8	12	30
červen	–9	–14	4	–24	77	5/8	12	33
červenec	–8	–14	4	–27	77	5/8	11	31
srpen	–6	–12	5	–25	78	6/8	12	31
září	–4	–10	7	–20	78	6/8	12	35
říjen	–2	–8	8	–17	78	6/8	9	30
listopad	2	–4	8	–10	79	6/8	8	24
prosinec	3	–2	9	–5	78	6/8	7	22

průliv Prince Gustava se tak poprvé v novodobé historii stal splavným. Lodní doprava průlivem je však problematická, průlivem tečou silné příливо-odlivové proudy a nezmapovatelné roje ker se vyskytují po celé léto až 1 km od pobřeží poloostrova Trinity. Na území ostrova není žádné osídlení, nejbližšími stanicemi jsou argentinské stanice Marambio na ostrově Seymour (64°14'42" j. š., 56°39'25" z. d.) a Esperanza (63°23'42" j. š., 56°59'46" z. d.) na poloostrově Trinity.

Morfologicky je *OJR* tvořen centrálním vulkánem Mt. Haddington (1 620 m) a přibližnými vulkanickými tabulemi (obr. 2). Pobřeží je z větší části tvořeno útesy, příp. strmými suťovými osypy. V severní části ostrova budované křídovými sedimenty je pobřeží mírně skloněné. Součástí severního pobřeží ostrova je Brandy Bay (viz obr. 2, 3), původně uvažovaná lokalita české vědecké stanice. Vstup do zátoky je chráněn severním mysem Bibby Point tvořeným výrazným útesem s dvěma strmými vulkanickými pilíři a jižním mysem San Carlos Point, na němž stojí neobsazená argentinská chatka již zdálky viditelná díky své oranžové barvě. Vzhledem k podmačenému terénu, zasolenému jezeru uvažovanému původně jako zdroj pitné vody, a ledovými krami komplikovaným vyloďovacím podmínkám, bylo rozhodnuto o umístění stanice na severním pobřeží ostrova, ~5 km V od Brandy Bay (P. Prošek, úst. sděl., viz též obr. 3).

Počasí je v průběhu letní sezóny (prosinec–březen) na *OJR* příznivé, v oblasti převažují západní větry (tab. 1). Ostrov leží v oblasti srážkového stínu AP, který svojí výškou ~1 500 m dobře chrání vlastní *OJR* před rychle proudícími větry i srážkami. Teploty se v letní sezóně pohybují kolem 0 °C, jen zřídka klesá teplota až na –10 °C, časté jsou zde mlhy (viz tab. 1 s klimatickými údaji z blízké argentinské stanice Esperanza).

### 3. Stručná geologická charakteristika

#### 3.1. Širší oblast Antarktického poloostrova

AP byl součástí dnes již rozpadlého západního okraje Gondwany, který zahoval od západního pobřeží jižní Ameriky až po Nový Zéland a k jehož roz-

padu došlo ve svrchní křídě. Dnešní geologická i geomorfologická stavba *AP* je určena zejména subdukci celé řady desek pacifické oceánské kůry směrem k východu pod mikrokontinent *AP*. Tato víceméně kontinuální subdukce probíhala ~250 Ma od triasu až po kvartér (Pankhurst 1990, Leat a kol. 1995). Nejstarší částí *AP* jsou nehojně se vyskytující krystalinické horniny basementu: paleozoické ortoruly, migmatity a amfibolity (Millar a kol. 2002) a komplex permských až triasových, anchizonálně až epizonálně metamorfovaných a intenzívně duktilně deformovaných metasedimentů a nehojných vulkanitů skupiny poloostrova Trinity, interpretovaných jako svrchní část akrečního prismatu, která se vyvíjela na kontinentální paleozoické kůře (Smellie a kol. 1996).

Zcela převažujícími horninami *AP* jsou magmatity tzv. antarktického batolitu odkrytého v dnešním erozním řezu v délce ~1 350 km. Batolit *AP* představuje komplikované polyfázové těleso tvořené řadou intruzí alkalicko-vápenatých a alkalických plutonů intrudujících do paleozoického basementu téměř kontinuálně od svrchního triasu až do terciéru. Převažují horniny granitoidního složení (Leat a kol. 1995), doprovázené kyselými i mafickými alkalickými vulkanity (Hole a LeMasurier 1994, Pankhurst a kol. 2000, Riley a kol. 2001) a mafickými žilami (Scarrow a kol. 1998, Leat a kol. 2002).

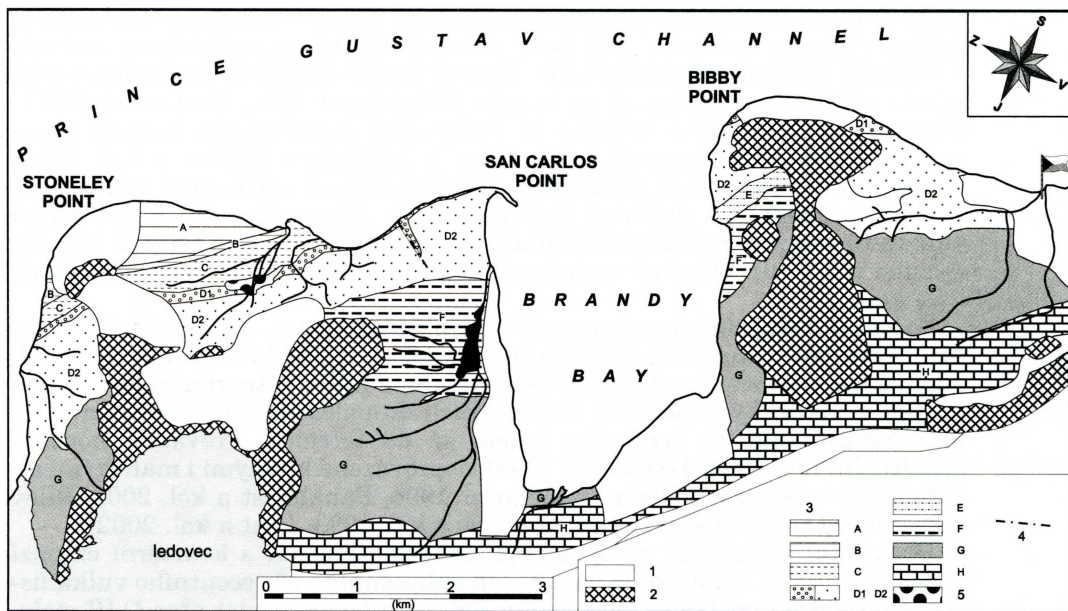
Dosavadní geologický vývoj *AP* byl završen neogenní a kvartérní extenzí vedoucí k rozvoji alkalického bazaltového pliocenního až recentního vulkanismu. Vulkanická centra se vyskytují v linii od ostrova Paulet přes *OJR*, poloostrov Jason, nunataky Seal až po Alexandrův poloostrov (Hole 1988, Smellie 1999). Produktem extenze riftu Bransfieldova průlivu při sz. okraji *AP* bylo vytvoření několika center aktivního recentního bazaltového vulkanismu v oblasti Jižních Shetland (ostrovy Deception, Desolation, Penguin aj.), jejichž chemismus je přechodný (Smellie 1990).

### 3.2. Ostrov James Ross<sup>1)</sup>

Většina území *OJR* je tvořena horninami vulkanického souvrství s dominujícími alkalickými bazaly. Centrální vulkán určuje zároveň morfologický charakter ostrova daný vrcholem Mt. Haddington (1 620 m) a lávovými proudy až 200 m mocnými a dlouhými až 30 km (J. Smellie, úst. sděl.) formujícími strmé pobřežní klify. Vulkanity tvoří rozsáhlý polygenetický štítový stratovulkán litostratigraficky členěný na dvě skupiny a dvanáct souvrství (Smellie 1999). Nejstarší fáze vulkanismu byly na *OJR* datovány na více než 10 Ma, nejmladší fáze jsou recentní. Rozsah vulkanitů je podle aeromagnetických dat až 7 000 km<sup>2</sup> (Smellie 1999) a tvoří i většinu okolních ostrovů (Nelson 1966). Ve starších sekvencích dominují basanity, tefrity a fonotefrity, v mladších pak alkalické bazalty, tholeiity a palagonitové brekcie. Explozivní fáze jsou zastoupeny hojnými tufy nejrozličnějších typů. Sledy jsou pronikány žilami porfyrických trachytických bazaltů, bazaltů a ofitických olivinických doleritů (Nelson 1966).

V severní části ostrova vycházejí sedimentární horniny, jimiž popisované vulkanity pronikají (obr. 3). Jedná se o horniny rozsáhlé sedimentární pánve James Ross, táhnoucí se patrně od platformy Jižních Orknejí až do střední části Grahamovy země (v délce téměř 1 000 km) – G. W. Farquharson a kol. (1984). Tato pánevní struktura se vyvinula jako zaoblouková extenzní pánev typu back-arc

<sup>1)</sup> Místní názvy na ostrově James Ross jsou použity v angličtině. Užité zkratky: Ma, ka BP milión, tisíc let před současností.



Obr. 3 – Geologická mapa okolí Brandy Bay, *OJR* (upraveno podle terénní dokumentace J. R. Inessona, 1982, MS BSA). 1 – kvartérní sedimenty, 2 – terciérní vulkanity a s nimi spojené intruzivní horniny, 3 – A–H: křídové sedimentární skupiny, 4 – zlomové linie, 5 – skupina Nordeskjold (svrchní jura).

v době subdukce pacifické desky a desek Phoenix a Aluk pod mikrokontinent *AP* v průběhu svrchní jury až svrchního terciéru. Subdukce oceánských desek a s ní spojená intruze batolitu *AP* vedly k rozvoji kordillery sloužící jako zdroj sedimentů pro tvořící se zaobloukovou pánev James Ross (Elliot 1988).

Sedimentární horniny jsou převážně nemetamorfované a nedeformované a lze je rozdělit do čtyř základních stratigrafických skupin (Nordeskjold, Gustav, Marambio a Seymour) stáří svrchní jura až svrchní eocén (154–45 Ma) – J. A. Crame a kol. (1991). Převažujícími horninami jsou marinní sedimenty turbiditních proudů, delt a podmořských kaňonů – konglomeráty, brekcie, pískovce, prachovce a prachovité jílovce (skupiny Nordeskjold, Gustav, Seymour) a jemnozrné klastické marinní sedimenty skupiny Marambio – prachovité a jílovité pískovce s ojedinělými vložkami konglomerátů, prachovce, jílovce, vápnité kaly s hojnými kalcitickými fosiliferními konkréty (Crame a kol. 1991). Prakticky všechna souvrství jsou velmi dobře doložena paleontologicky, zejména křídové sedimenty patří ke klasickým světovým paleontologickým lokalitám fauny (obratlovců i bezobratlých) i flory.

#### 4. Paleogeografický vývoj během svrchního kenozoika

##### 4.1. Širší oblast Antarktického poloostrova

Nejstarší sedimenty spojené se zaledněním v oblasti *AP* a přilehlých ostrovů jsou izotopicky datovány do spodního oligocénu na ~29,8 Ma a byly zjištěny na pobřeží ostrova King George, Jižních Shetlandách na bázi formace Polonez Cove (62°09' j. š., 58°08' z. d.) a u nunataku Magda (62°07'30" j. š.,

58°14' z. d.) – R. V. Dingle, M. Lavelle (1998). Tato datování dokládají pozdější nástup zalednění *AP* než ve východní Antarktidě. Oligocenní souvrství Polonez Cove datované do rozmezí 25,6–29,8 Ma (Dingle, Lavelle 1998; Troedson, Smellie 2002) obsahuje ve své bazální části množství eratického materiálu prokazatelně pocházejícího z Transantarktického a Ellsworthova pohorí na kontinentě. Tento materiál byl přibrán splazy lokální ledovcové čapky z glaciarminních až mořských sedimentů na šelfu, přítomnost těchto klastů dokládá rozsáhlé zalednění starší než 30 Ma a tvorbu lokálního ledovcového centra na *AP* v tomto období (Troedson a Smellie 2002).

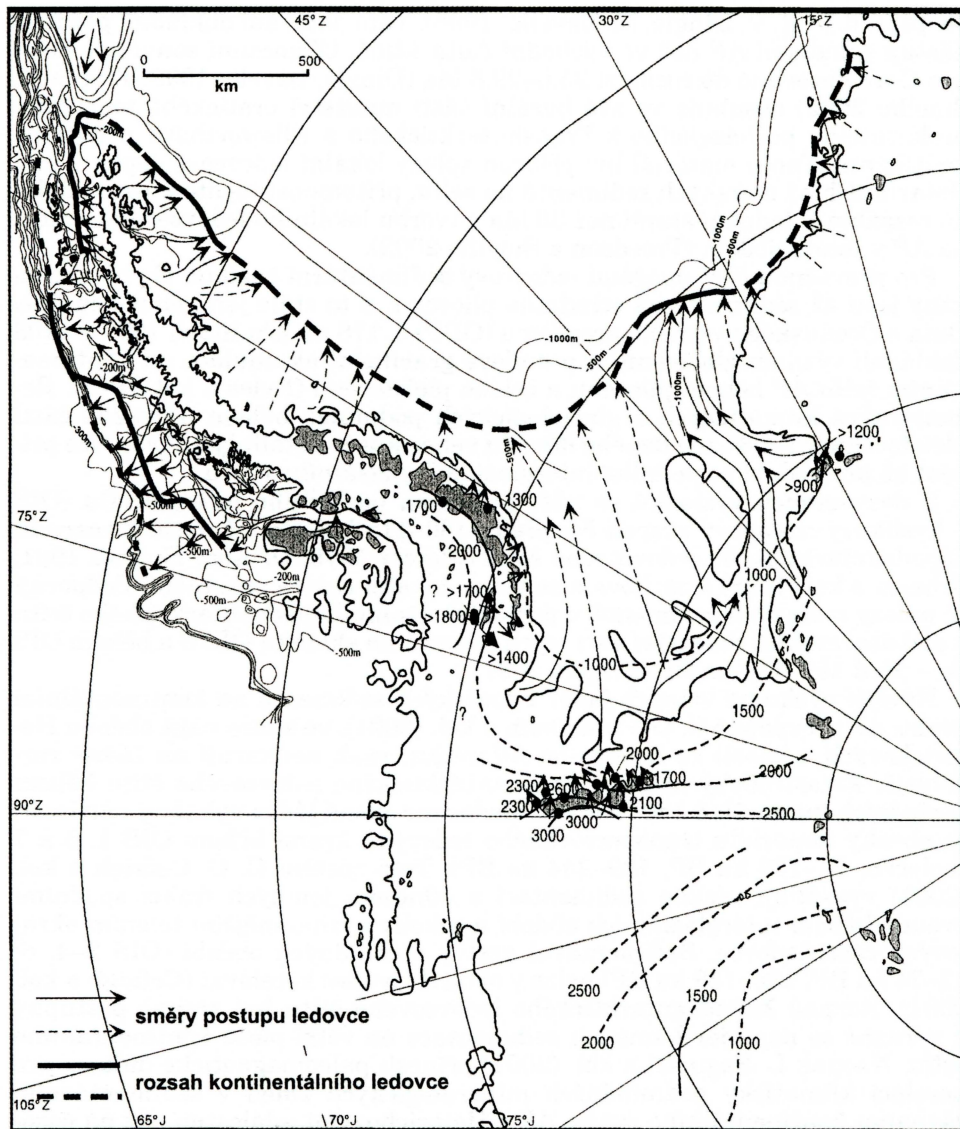
Pro převážnou část neogénu ledovcový sedimentární záznam chybí, zachovány jsou až sedimenty od středního pliocénu, a to stále jen velmi neúplně. Data z Oceánského vrtného programu (ODP) č. 178 na lokalitách 1097 a 1103 dokládají význam glacigenní a proudové gravitační akumulace na kontinentálním šelfu *AP* během pliocénu a celého pleistocénu (Eyles a kol. 2001). Rekonstrukce klimatických a glaciologických podmínek během převážné části pleistocénu je z výše uvedeného důvodu velice kusá. Detailnější závěry lze přinést až pro období posledního interglaciálně-glaciálního cyklu.

Z dosavadních výsledků se zdá, že během posledního interglaciálu (OIS – kyslíkový izotopový stupeň 5e, před ~130–115 ka) zřejmě došlo k rozpadu západoantarktického ledovcového štítu (Mercer 1978; Denton, Hughes 1981; Scherer a kol. 1998) a zachovala se pouze lokální centra zalednění. Podporují to nálezy mořských sedimentů v podloží dnešního Západoantarktického štítu a globální snížení množství světových ledovců na sklonku OIS 6 a během OIS 5e – před 150–120 ka BP (Siebert 2001).

Novější výzkumy vrtných jader z mořských sedimentů na kontinentálním svahu *AP* prováděné C. O. Cofaighem a kol. (2001), ve snaze najít období Heinrichových událostí ze Severního Atlantiku, však neukazují na žádný rozsáhlejší katastrofický kolaps Západoantarktického ledovcového štítu během posledních minimálně 150 tisíc let. Sledovaná vrtná jádra vykazují maximální obsahy materiálu transportovaného ledovými krami během OIS 1, 5 a 7 (holocén, 74–130 ka BP, 189–244 ka BP). Toto zjištění C. O. Cofaigh a kol. (2001) vysvětluje nízkou sedimentací a odnosem jemných frakcí spodními proudy během interglaciálních období a nikoliv významnějším telením okrajových částí ledovce. Sedimentární vrstvy z chladných období (OIS 2–4, 6; 12–74 ka BP, 130–189 ka BP) nelze v okolí *AP* vůbec korelovat (Cofaigh a kol. 2001). Rozpad Západoantarktického ledovcového štítu byl zřejmě postupný a výrazně se neprojevil změnou sedimentace na větší ploše kontinentálního šelfu. Naopak L. Sagnotti a kol. (2001) přinesli paleomagnetické důkazy pro korelaci klimaticky podmíněných mineralogických změn v sedimentárním záznamu kontinentálního svahu *AP* s Heinrichovými událostmi. Až na časový posun 1–2 tisíc let jsou podle nich tyto hlavní paleoklimatické události trvající první tisíce let v zásadě synchronní.

Rozsáhlé odtávání telicích se ledovců během OIS 3 v rozmezí 35–20 ka BP bylo doloženo přesunem mořských druhů nanofosíli do příbřežní zóny *AP*, protože sladká voda vytvořila jakousi pokličku okolo celé Antarktidy. Naopak jejich pozdější vymizení mezi 20 a 8,5 ka BP je spojováno s obdobím postupu Antarktického ledovce (Berkmann a kol. 1998). Šelfové ledovce v okolí *AP* zasahovaly během posledního ledovcového maxima (~20–13,2 ka BP) až ke hraně kontinentálního šelfu (Pudsey a kol. 1994, Bentley a Anderson 1998, viz též obr. 4). Tomu nasvědčují proudové stopy a rýhování způsobené málo mocnými ledovcovými proudy odvádějícími led z centrálních částí zálivů na středním a vnějším šelfu. Brázdy ve dně šelfu, způsobené krami ledu odlamujícími





Obr. 4 – Rekonstrukce rozsahu zalednění v širší oblasti AP během posledního ledovcového maxima, plné čáry představují zjištěné, přerušované čáry potom přepokládané hodnoty. Upraveno podle prací M. J. Bentley, J. B. Anderson (1998) a M. J. Bentley (1999).

se z ustupujícího ledovcového čela, poškodily na mnoha místech v hloubkách 350–500 m pod dnešní hladinou sedimentární záznam. Ukládání tillů bylo na vnějším a středním šelfu před 11 ka rychle nahrazeno mořskou sedimentací, avšak vnitřní část šelfu byla odledněna mnohem později, zřejmě před 6 ka (Pudsey a kol. 1994). Proces deglaciace, který nastal po posledním ledovcovém maximu v severní části AP nebyl synchronní s odtáváním ledovců na severní polokouli (Hjort a kol. 1998). Z posledních výzkumů je však jasné, že ani Západoantarktický a Východoantarktický ledovcový štít nepostupovaly a neu-



stupovaly během posledního interglaciálně-glaciálního cyklu synchronně (Anderson a kol. 2002).

Výsledky J. B. Andersona a kol. (2002) ukazují, že šelf *AP* byl během posledního ledovcového maxima (lokálně ~20–13,2 ka BP) pokryt ledem pocházejícím z akumulacních oblastí Západoantarktického ledovcového štítu. Telení šelfových ledovců podél *AP* dále urychlovalo ústup ledovců na poloostrově a obdobná situace byla podél celého antarktického pobřeží (Hughes 2002). Množství odtáté vody také výrazně přispělo ke globálnímu postglaciálnímu výzdvihu mořské hladiny (Anderson a kol. 2002). Také proto začaly ledovce telící se do moře ustupovat dříve, tedy ještě během pozdního glaciálu (Ingolfsson a kol. 1998), než čistě suchozemské ledovce, které nejvíce ustoupily až během první poloviny holocénu, 9–5 ka BP. Tento jev mohl být způsoben zvýšenými srážkami, či zpožděným oteplením oblasti (Hjort a kol. 1998).

Existence obrovského ledovcového proudu poblíž severního okraje *AP* během posledního ledovcového maxima byla Canalsem a kol. (2000) doložena objevem konvexního protaženého sedimentárního tělesa, které se dnes nalézá v průměrné hloubce 1 000 m pod hladinou moře. Díky jeho morfologickým charakteristikám, jako je množství paralelních až subparalelních hřbetů a výmolů až 100 km dlouhých s celkovou šířkou 25 km nazývají toto sedimentární těleso „svazkovitou texturou“ vznikající podle autorů akumulací deformačního tillu pod vlastními rychle se pohybujícími ledovcovými proudy. Svazkovitá textura dokazuje velmi dynamické chování ledovcové čapky v severní části *AP* během posledního ledovcového maxima (Canals a kol. 2000).

13 200 let dlouhý magnetický záznam z oblasti Palmer Deep, západní část *AP*, vykazuje pět výrazných změn v glacimarinní sedimentaci, které spadají do časové škály několika století (Brachfeld a kol. 2002). Poslední ledovcové maximum (~20–13,2 ka BP), nejspodnější holocén (11,5–9 ka BP) a nejmladší část holocénu (3,4–0 ka BP) jsou časové intervaly silné magnetické susceptibility, která je mineralogickým důsledkem většího množství klastů pocházejících z materiálu vypadávajícího z ledovcových ker, tedy z období většího rozsahu ledovců. Deglaciace (13,2–11,5 ka BP) a střední holocén (9–3,4 ka BP) naopak ukazují na větší míru organické produkce spojené s ústupem ledovců (Brachfeld a kol. 2002).

Již před 6,5 ka byla oblast průlivu George VI. j. od Alexandrova ostrova oddělena. Nasvědčují tomu schránky žaludovce *Bathylasma corolliforme*, který vyžaduje sezónně otevřenou vodní hladinu (Hjort a kol. 2001). Před 5 ka došlo k dalšímu krátkému postupu ledovců nejen na *AP*, ale i jinde na kontinentě (Hjort a kol. 1998, Ingolfsson a kol. 1998), avšak tento trend byl přerušen oteplením vedoucím k holocennímu klimatickému optimu, které v této oblasti nastalo před 4–3 ka (Hjort a kol. 1998, Ingolfsson a kol. 1998). Také na základě mineralogického studia a měření magnetické susceptibility glacimarinních sedimentů bylo zjištěno, že vzorky starší než ~3 360 let ukazují na přerušení ledovcového transportu, tento významný mineralogický horizont představuje přechod z holocenního klimatického optima do neoglaciálního období s nárůstem ledovcové sedimentace (Brachfeld, Banarjee 2000). To je tedy výrazně později než na severní polokouli, ale v zásadě se to shoduje s holocenním insolačním maximem pro tuto rovnoběžku jižní šířky (Hjort a kol. 1998). Během posledních 3 ka docházelo k postupnému ochlazování, v nejchladnějších neoglaciálních obdobích byla dokonce omezena komunikace mezi Weddellovým a Bellingshausenovým mořem. Výrazné tisícileté změny jsou překryty cykly o trvání 200–300 let, které mohou být způsobeny 200letým slunečním cyklem (Barcena a kol. 1998). Neoglaciální postupy ledovců

byly též dokumentovány sedimentologicky, ty nejmladší korelují s Malou dobou ledovou na severní polokouli (Ingolfsson a kol. 1998).

Ústupy šelfových ledovců na pobřeží *AP* během 20. století jsou často přičítány místnímu, příp. globálnímu oteplování klimatu. Podle výše zmíněných údajů a dle analýzy krami transportovaného materiálu v průlivu Prince Gustava ( $\sim 64^{\circ}00'$  j. š.,  $58^{\circ}30'$  z. d. mezi *OJR* a *AP*) byly podobné ústupy běžné též ve středním holocénu (Hjort a kol. 1998; Ingolfsson a kol. 1998; Pudsey, Evans 2001). Současný ústup šelfových ledovců nepředstavuje tedy pro období holocénu žádnou výjimečnou událost (Camerlenghi a kol. 2001; Hjort a kol. 2001; Pudsey, Evans 2001).

Rozpad množství šelfových ledovců v posledních letech (Larsen-A a Larsenův záliv, průliv Prince Gustava, aj.) na *AP* poskytuje unikátní možnost studovat sedimenty zachované na mořském šelfu (Pudsey a kol. 2001; Evans, Pudsey 2002). Subglaciální facie jsou tvořeny především bazálním tillem, který je deformovaný především ve své spodní části, což nasvědčuje postupné změně od ledovce s pevným kontaktem s podloží k plujícímu šelfovému ledovci. Proximální glacimarinní facie byly uloženy vypadáváním materiálu z šelfových ledovců, působením spodních proudů a proudovými gravitačními pochody. Distální glacimarinní až marinní facie obsahují jen malé množství krami transportovaného materiálu s hrubozrnnými sedimenty pouze při povrchu, což také dokládá současný rozpad šelfových ledovců (Evans, Pudsey 2002).

#### 4.2. Ostrov James Ross

Nejstarší doklady o zalednění z *OJR* pocházejí z počátku pozdního miocénu ze souvrství Hobbs Glacier na jv. pobřeží, které bylo datováno na 9,9 Ma (Dingle, Lavelle 1998). *OJR* obecně přináší podle O. Ingolfssona a kol. (1992) nejlepší možnosti ke studiu stratigrafie kvartérních ledovcových sedimentů a s tím spojené geomorfologie v celé oblasti *AP* s množstvím stratigraficky významných profilů a datovatelného materiálu. Deglaciace této oblasti začala v období  $\sim 7,4$  ka BP (Hjort a kol. 1997). Před 6–5 ka postupoval úbytek ledovců velmi rychle, což mělo také za následek jezerní sedimentaci organických zbytků (Ingolfsson a kol. 1992). Mořská hladina spojená s počátkem deglaciace ležela  $\sim 30$  m nad současnou mořskou hladinou (Hjort a kol. 1997), což bylo způsobeno zatížením ostrova mohutnějším ledovcovým pokryvem.

Ledovec v Brandy Bay na severu ostrova ( $63^{\circ}50'$  j. š.,  $57^{\circ}58'$  z. d.) začal rychle ustupovat ještě před více než 5 ka, tento ústup byl způsoben především telením jeho čela a chladným a suchým klimatem tohoto období (Bjorck a kol. 1996). Následný postup o více než 7 km dosáhl maxima před  $\sim 4\,600$  lety, kulminace maximálního rozsahu byla relativně krátká a již před 4 300 lety byly příbřežní části ostrova bez ledovce. Tento postup byl způsoben vlhčím a teplejším klimatem v kombinaci s eustatickým výzdvihem mořské hladiny (Ingolfsson a kol. 1992). Kolem 3 000 let BP bylo humidní období opětovně přerušeno novou vlnou suchých klimatických podmínek. Období mezi 4,6 a 3 ka BP lze považovat za místní holocenní klimatické optimum dobře časově odpovídající ostatním částem Antarktidy. Klimatické změny zjištěné v sedimentech na *OJR* byly způsobeny převládajícími směry anticyklonálního proudění a výraznou silou tlakové výše rozkládající se nad vlastním antarktickým ledovcem, která výrazně klimaticky ovlivňovala celý kontinent včetně *AP* (Bjorck a kol. 1996). Postoptimální suché období způsobilo kompletní deglaciaci širší oblasti. Aridní podmínky zde trvaly až do  $\sim 1\,200$  let BP, kdy se

Tab. 2 – Paleogeografický vývoj severní části *OJR* a přilehlé části *AP* během posledních 35 ka. Sestaveno na základě různých zdrojů, především podle prací O. Ingolfsson a kol. (1992) a C. Hjort a kol. (1997).

<sup>14</sup> C let BP	Paleogeografický vývoj	Klimatické změny	Změny mořské hladiny
1000	mírný nárůst ledovců, jezerní sedimentace	oteplení, vyšší srážky	blízká dnešní
2000	značný ústup ledovců	aridní, chladnější klima	blízká dnešní
3000	neoglaciální malé postupy a oscilace ledovců, konec lokálního holocenního klimatického optima	suché, postupně se ochlazující klima	klesající, blízká dnešní
4000	ústup ledovců, jezerní sedimentace, holocenní klimatické optimum	teplejší, vlhčí klima	klesající
5000	ústup ledovců spojený s jezerní sedimentací, následně rychlý krátký postup (max. 4600 BP), uložení subglaciálních tillů	chladnější a sušší klima	mírný nárůst, 16-18 m nad dnešní
6000	ústup ledovců, jezerní sedimentace	oteplování, zvýšená cyklonální činnost	klesající, >20 m nad dnešní
7000	ústup ledovců od ~7400 BP, deglaciace vnitřního šelfu a následná glacimarinní sedimentace v přibřežní zóně	pokračující oteplování, suché klima	klesající, ~30 m nad dnešní
8000	rychlá deglaciace širší oblasti	pokračující oteplování	pokračující nárůst
9000	počátek deglaciace středního a vnitřního šelfu, ukládání organických zbytků v terminoglaciálních jezerech	postupné oteplování, suché klima	pokračující nárůst
10000	lokální postupy ledovců (~11,5-9 ka BP), lokálně sedimentace tillů	zvýšení srážek během stále se oteplujícího klimatu	rychlý nárůst spojený s deglaciací
13000	konec posledního ledovcového maxima (~13,2 ka BP), počátek deglaciace vnějšího šelfu, kde nastává glacimarinní sedimentace	rychlé oteplování	rostoucí
15000	poslední ledovcové maximum, výrazný postup ledovců až k okraji šelfu, rozsáhlá sedimentace tillů	chladné a spíše suché	nižší než dnes
20000	počátek posledního ledovcového maxima	chladné a spíše suché	výrazný pokles spojený s kumulací vody v ledovcích, postupně nižší než dnes
30000–35000	výrazné telení šelfových ledovců, lokální střídání ústupů a postupů, glacimarinní sedimentace na větších plochách šelfů	relativně teplejší a humidnější klima	vyšší než dnes



začalo nepatrně oteplovat a především začalo docházet k větší akumulaci sněhu a následně k rozšiřování ledovců (Bjorck a kol. 1996). V současné době dochází k rychlému ústupů ledovcových čel a roční bilance ledovců jsou negativní (tab. 2).

Současné zalednění na *OJR* je představováno centrálním ledovcovým polem s ledovcovými splazy a malými karovými ledovci. Eratika dokládají mnohem větší dřívější rozsah zalednění, pro což svědčí též rozsáhlé plochy lodge-ment tillu a glacitektonitu (Ingolfsson a kol. 1992, Lundquist a kol. 1995). Intenzivní mrazové procesy vytvářejí velké množství zvětralin, které jsou následně ukládány v podobě úpatních hald. Na úpatní haldy jsou vázány též kamenné ledovce, některé z nich jsou však spíše reliktů běžných ledovcových splazů. Některé tvary reliéfu, jako kamové a příbřežní terasy ukazují, že tato oblast musela být odledněna po velké část holocénu (Lundquist a kol. 1995). Významné je též rozšíření periglaciálních a paraglaciálních fenoménů a tvarů reliéfu, jako jsou kryoplanáční terasy a kryoplanace obecně, periglaciální trimlines, asymetrie údolí, nivační a karové deprese, ploché údolní uzávěry či značně zvětralé podloží (Haynes 1995, 1998; Hall 1997).

## Literatura:

- ANDERSON, J. B., SHIPP, S. S., LOWE, A. L., WELLNER, J. S., MOSOLA, A. B. (2002): The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: a review. *Quaternary Science Reviews*, 21, s. 49-70.
- BARCENA, M. A., GERSONDE, R., LEDESMA, S., FABRES, J., CALAFAT, A. M., CANALS, M., SIERRA, F. J., FLORES, J. A. (1998): Record of Holocene glacial oscillations in Bransfield Basin as revealed by siliceous microfossil assemblages. *Antarctic Science*, 10, s. 269-285.
- BENTLEY, M. J. (1999): Volume of Antarctic Ice at the Last Glacial Maximum, and its impact on global sea level change. *Quaternary Science Reviews*, 18, s. 1569-1595.
- BENTLEY, M. J., ANDERSON, J. B. (1998): Glacial and marine geological evidence for the ice sheet configuration in the Weddell Sea-Antarctic peninsula region during the Last Glacial maximum. *Antarctic Science*, 10, s. 307-323.
- BERKMAN, P. A., ANDREWS, J. T., BJORCK, S., COLHOUN, E. A., EMSLIE, S. D., GOODWIN, I. D., HALL, B. L., HART, C. P., HIRAKAWA, K., IGARASHI, A., INGOLFSSON, O., LOPEZ-MARTINEZ, J., LYONS, W. B., MABIN, M. C. G., QUILTY, P. G., TAVIANI, M., YOSHIDA, Y. (1998): Circum-Antarctic coastal environmental shifts during the Late Quaternary reflected by emerged marine deposits. *Antarctic Science*, 10, s. 345-362.
- BJORCK, S., OLSSON, S., ELLISEVANS, C., HAKANSSON, H., HUMLUM, O., DELIRIO, J. M. (1996): Late Holocene palaeoclimatic records from lake sediments on James Ross Island, Antarctica. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 121, s. 195-220.
- BRACHFELD, S. A., BANERJEE, S. K. (2000): Rock-magnetic carriers of century-scale susceptibility cycles in glacial-marine sediments from the Palmer Deep, Antarctic Peninsula. *Earth and Planetary Science Letters*, 176, s. 443-455.
- BRACHFELD, S. A., BANERJEE, S. K., GUYODO, Y., ACTON, G. D. (2002): A 13 200 year history of century to millennial-scale paleoenvironmental change magnetically recorded in the Palmer Deep, western Antarctic Peninsula. *Earth and Planetary Science Letters*, 194, s. 311-326.
- CAMERLENGHI, A., DOMACK, E., REBESCO, M., GILBERT, R., ISHMAN, S., LEVENTER, A., BRACHFELD, S., DRAKE, A. (2001): Glacial morphology and post-glacial contourites in northern Prince Gustav Channel (NW Weddell Sea, Antarctica). *Marine Geophysical Researches*, 22, s. 417-443.
- CANALS, M., URGELES, R., CALAFAT, A. M. (2000): Deep sea-floor evidence of past ice streams off the Antarctic Peninsula. *Geology*, 28, s. 31-34.
- COFAIGH, C. O., DOWDESWELL, J. A., PUDSEY, C. J. (2001): Late quaternary iceberg rafting along the Antarctic Peninsula continental rise and in the Weddell and Scotia Seas. *Quaternary Research*, 56, s. 308-321.

- CRAVE, J. A., PIRRIE, D., RIDING, J. B., THOMSON, M. R. A. (1991): Campanian Maastrichtian (Cretaceous) stratigraphy of the James-Ross-Island area, Antarctica. *Journal of the Geological Society, London*, 148, s. 1125-1140.
- DENTON, G. H., HUGHES, T. J. (1981): *The last great ice sheet*. John Wiley and Sons, New York, 484 s.
- DINGLE, R. V., LAVELLE, M. (1998): Antarctic Peninsular cryosphere: Early Oligocene (c. 30 Ma) initiation and a revised glacial chronology. *Journal of the Geological Society, London*, 155, s. 433-437.
- ELLIOT, D. H. (1988): Tectonic setting and evolution of the James Ross Basin, northern Antarctic Peninsula. In: Feldman R. M., Woodburne M. O. (eds.): *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. Geological Society of America Memoir, 169, s. 541-556.
- EVANS, J., PUDSEY, C. J. (2002): Sedimentation associated with Antarctic Peninsula ice shelves: implications for palaeoenvironmental reconstructions of glacial marine sediments. *Journal of the Geological Society, London*, 159, s. 233-237.
- EYLES, N., DANIELS, J., OSTERMAN, L. E., JANUSZCZAK, N. (2001): Ocean Drilling Program Leg 178 (Antarctic Peninsula): sedimentology of glacially influenced continental margin topsets and foresets. *Marine Geology*, 178, s. 135-156.
- FARQUHARSON, G. W., HAMMER, R. D., INESON, J. R. (1984): Proximal volcanoclastic sedimentation in a Cretaceous back-arc basin, northern antarctic Peninsula. In: Koke-laar B. P., Howell M. F. (eds.): *Marginal Basins Geology*. Geological Society Special Publications, 16, s. 219-229.
- HALL, K. (1997): Observations on "cryoplanation" benches in Antarctica. *Antarctic Science*, 9, s. 181-187.
- HAYNES, V. M. (1995): Alpine valley heads on the Antarctic Peninsula. *Boreas*, 24, s. 81-94.
- HAYNES, V. M. (1998): The morphological development of alpine valley heads in the Antarctic Peninsula. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, s. 53-67.
- HJORT, C., INGOLFSSON, O., MOLLER, P., LIRIO, J. M. (1997): Holocene glacial history and sea-level changes on James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Journal of Quaternary Science*, 12, s. 259-273.
- HJORT, C., BJORCK, S., INGOLFSSON, O., MOLLER, P. (1998): Holocene deglaciation and climate history of the northern Antarctic Peninsula region: a discussion of correlations between the Southern and Northern Hemispheres. *Annals of Glaciology*, 27, s. 110-112.
- HJORT, C., BENTLEY, M. J., INGOLFSSON, O. (2001): Holocene and pre-Holocene temporary disappearance of the George VI Ice Shelf, Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, 13, s. 296-301.
- HOLE, M. J. (1988): Post-subduction alkaline volcanism along the Antarctic Peninsula. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, s. 187-202.
- HOLE, M. J., LEMASURIER, W. E. (1994): Tectonic controls of the geochemical composition of Cenozoic, mafic alkaline volcanic rocks from west Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, s. 187-202.
- HUGHES, T. (2002): Calving bays. *Quaternary Science Reviews*, 21, s. 267-282.
- INGOLFSSON, O., HJORT, C., BJORCK, S., SMITH, R. I. L. (1992): Late Pleistocene and Holocene glacial history of James-Ross-Island, Antarctic Peninsula. *Boreas*, 21, s. 209-222.
- INGOLFSSON, O., HJORT, C., BERKMAN, P. A., BJORCK, S., COLHOUN, E., GOODWIN, I. D., HALL, B., HIRAKAWA, K., MELLES, M., MOLLER, P., PRENTICE, M. L. (1998): Antarctic glacial history since the Last Glacial Maximum: an overview of the record on land. *Antarctic Science*, 10, s. 326-344.
- INESON, J. R. (1982): Cretaceous rocks of James Ross Island and adjacent islands – Field Report, MS British Antarctic Survey, Ref. No. AD6/2R/1981/G3.
- James Ross Island (1995): BAS 100 Series, Map Sheet 2, British Antarctic Survey, Cambridge.
- LEAT, P. T., SCARROW, J. H., MILLAR, I. L. (1995): On the Antarctic Peninsula Batholith. *Geological Magazine*, 132, s. 399-412.
- LEAT, P. T., RILEY, T. R., WAREHAM, C. D., MILLAR, I. L., KELLEY, S. P., STOREY, B. C. (2002): Tectonic setting of primitive magmas in volcanic arcs: an example from the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society, London*, 159, s. 31-44.
- LUNDQUIST, J., LILLIESKOLD, M., OSTMARK, K. (1995): Glacial and periglacial deposits of the Tumbledown-Cliffs area, James-Ross-Island, West Antarctica. *Geomorphology*, 11, s. 205-214.

- MERCER, J. H. (1978): West Antarctic Ice Sheet and CO<sub>2</sub> greenhouse effect: A threat of disaster. *Nature*, 271, s. 321-325.
- MILLAR, I. L., PANKHURST, R. J., FANNING, C. M. (2002): Basement chronology of the Antarctic Peninsula: Recurrent magmatism and anatexis in the Palaeozoic Gondwana margin. *Journal of the Geological Society*, London, 159, s. 145-157.
- MIXA, P., SCHULMANN, K., KOSLER, J., NÝVL, D. (2002): Předprojektová příprava – Geologický výzkum Antarktidy. MS ČGÚ a MŽP, Praha, 88 s.
- NELSON, P. H. H. (1966): The James Ross Island volcanic Group of north-east Graham Land. British Antarctic Survey, Scientific report No. 54, 62 s.
- PANKHURST, R. J. (1990): The Palaeozoic and Andean magmatic arcs of west Antarctica and southern South America. In: Kay S. M., Rapela C. W. (eds): *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America, Special Papers, 241, s. 1-7.
- PANKHURST, R. J., RILEY, T. R., FANNING, C. M., KELLEY, S. P. (2000): Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41, s. 605-625.
- PUDSEY, C. J., BARKER, P. F., LARTER, R. D. (1994): Ice-sheet retreat from the Antarctic Peninsula shelf. *Continental Shelf Research*, 14, s. 1647-1675.
- PUDSEY, C. J., EVANS, J. (2001): First survey of Antarctic sub-ice shelf sediments reveals mid-Holocene ice shelf retreat. *Geology*, 29, s. 787-790.
- PUDSEY, C. J., EVANS, J., DOMACK, E. W., MORRIS, P., DEL VALLE, R. A. (2001): Bathymetry and acoustic facies beneath the former Larsen-A and Prince Gustav ice shelves, north-west Weddell Sea. *Antarctic Science*, 13, s. 312-322.
- RILEY, T. R., LEAT, P. T., PANKHURST, R. J., HARRIS, C. (2001): Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology*, 42, s. 1043-1065.
- SAGNOTTI, L., MACRI, P., CAMERLENGHI, A., REBESCO, M. (2001): Environmental magnetism of Antarctic Late Pleistocene sediments and interhemispheric correlation of climatic events. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, s. 65-80.
- SCARROW, J. H., LEAT, P. T., WAREHAM, C. D., MILLAR, I. L. (1998): Geochemistry of mafic dykes in the Antarctic Peninsula continental margin batholith: a record of arc evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131, s. 289-305.
- SCHERER, R. S., ALDAHAN, A., TULACZYK, S., POSSNERT, G., ENGELHARD, H., KAMB, B. (1998): Pleistocene collapse of the West Antarctic Ice Sheet. *Science*, 281, s. 82-85.
- SIEGERT, M. J. (2001): *Ice Sheets and Late Quaternary Environmental Change*. John Wiley and Sons, Chichester, 231 s.
- SMELLIE, J. L. (1990): Province D: Graham Land and South Shetland Islands. In: LeMasurier, W. E., Thomson, J. W. (eds): *Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans*. American Geophysical Union, Antarctic Research Series, 48, s. 303-312.
- SMELLIE, J. L. (1999): Lithostratigraphy of Miocene-Recent, alkaline volcanic fields in the Antarctic Peninsula and eastern Ellsworth Land. *Antarctic Science*, 11, s. 362-378.
- SMELLIE, J. L., ROBERTS, B., HIRONS, S. R. (1996): Very low- and low-grade metamorphism in the Trinity Peninsula Group (Permo-Triassic) of northern Graham Land, Antarctic Peninsula. *Geological Magazine*, 133, s. 583-594.
- TROEDSON, A. L., SMELLIE, J. L. (2002): The polonez cove formation of King George Island, Antarctica: Stratigraphy, facies and implications for mid-Cenozoic cryosphere development. *Sedimentology*, 49, s. 277-301.

## Summary

### PALAEOGEOGRAPHICAL DEVELOPMENT OF THE ANTARCTIC PENINSULA DURING THE LATE CAINOZOIC

As part of the activities of the Czech Republic to become a full member of the Antarctic Treaty Consultative Meeting, a geological research programme was prepared by members of the Czech Geological Survey in collaboration with specialists from the Faculty of Sciences of Charles University (Mixa et al. 2002). This study specified the main scientific objectives of the planned geological work, provided details of possible international collaboration and indicated the essential logistical requirements. In the present paper, we review the knowledge of the palaeogeographic development of the Antarctic Peninsula (AP) and



surrounding areas during the late Cainozoic, and we pay particular attention to James Ross Island (*JRI*), the proposed location of the Czech Antarctic base.

During the Palaeozoic Era, the *AP* was an integral part of the western margin of Gondwana, extending from the west coast of South America towards New Zealand. The break-up of Gondwana and the consequent detachment of the *AP* was initiated during the Jurassic and completed during the Cretaceous Period. The geological and geomorphological character of the *AP* is associated with multiple eastward subduction of oceanic lithospheric plates beneath the *AP* microcontinent, proceeding more or less continuously from the Triassic to the present day, an interval of ~250 Ma (Pankhurst 1990, Leat et al. 1995). The oldest rocks in the *AP* are crystalline basement rocks consisting of orthogneiss, migmatites and amphibolites of Palaeozoic age (Millar et al. 2002), together with a complex of deformed and low-grade metamorphosed flysch sediments, the Permo-Triassic Trinity Peninsula Group, interpreted as the upper level of an accretionary prism (Smellie et al. 1996).

The most widely distributed rocks on the *AP* are the plutonites of the Antarctic Peninsula batholith. This huge plutonic structure, measuring >1 350 km in length and 200 km in width, was emplaced during the Triassic-Tertiary interval, with a peak of igneous activity in the Cretaceous. The batholith was formed as a result of polyphase intrusions of calcic to calc-alkalic, metaluminous granitic rocks (Leat et al. 1995), which were succeeded by acid and mafic alkaline volcanic rocks (Pankhurst et al. 2000, Riley et al. 2001, Hole and LeMasurier 1994) and mafic dykes (Scarrows et al. 1998, Leat et al. 2002). Neogene-Holocene lithospheric extension led to the development of alkali-basalt volcanism (Hole 1988, Smellie 1999).

The greater part of *JRI* is occupied by the Mt Hadington shield volcano. Volcanic rocks are represented by alkalic basalts forming hypabyssal lava flows; associated pyroclastic rocks are common. Volcanism on *JRI* began during the Neogene, 10 Ma ago, and continues to the present (Smellie 1999). The north coast of *JRI* is formed of unmetamorphosed, Mesozoic, principally Cretaceous rocks, which accumulated in the extensive James Ross marine sedimentary basin. The basin developed as a back-arc structure during the Late Jurassic to Late Tertiary period (Farquharson et al. 1984). Prolific palaeontological localities, with vertebrate and invertebrate faunas, micro- and macrofloras, have been described.

The earliest known glaciation of the *AP* dates from the late Early Oligocene (29.8 Ma). Glacial sediments of this age are found on King George Island, South Shetland Islands. The first traces of glaciation on *JRI* are thought to be of early Late Miocene age – 9.9 Ma (Dingle, Lavelle 1998). The presence of glacial erratics, which have been transported from the Transantarctic and Ellsworth Mountains suggests that extensive ice sheet drained into the southern Weddell Sea region more than 30 Ma ago, these clasts were subsequently transported by a local ice cap of the above mentioned late Early Oligocene age (Troedson, Smellie 2002). The greater part of the Neogene glacial sedimentary record is poorly preserved; a highly fragmentary Pliocene record was recovered during ODP Leg 178 on the outer *AP* Pacific continental shelf (Eyles et al. 2001). Detailed records of glacial activity are only available for the last glacial-interglacial cycle.

According to our present state of knowledge, the West Antarctic ice sheet decayed during the last interglacial (OIS 5e, at ~125 ka), leaving only local centres of glaciation (Mercer 1978; Denton, Hughes 1981; Scherer et al. 1998). Disintegration proceeded gradually and did not influence sedimentation over large areas of the continental shelf (Cofaigh et al. 2001). Sagnotti et al. (2001) employed palaeomagnetic evidence to correlate climatically driven fine-grained sediments on the continental rise of the western *AP* with rapid climatic events in the northern Atlantic (Heinrich layers). They concluded that sedimentary palaeoclimatic markers in the two hemispheres are almost contemporaneous, with interhemispheric time lags or leads of the order of only 1–2 ka.

The occurrence of marine species in the coastal environment of the *AP* suggests that extensive iceberg calving created a 'meltwater lid' during OIS 3 times (35–20 ka BP). The absence of marine species from the record for 20 to 8.5 ka BP coincides with the advance of the Antarctic ice sheets during the LGM (Berkmann et al. 1998). Ice sheets were grounded on the continental shelf edge along the *AP* during the LGM (Pudsey et al. 1994; Bentley, Anderson 1998, fig. 4). Open marine sedimentation replaced till deposition on the outer and middle shelf shortly before 11 ka BP; however, the inner shelf was probably not ice-free until 6 ka BP (Pudsey et al. 1994). Significant recession of land-based glaciers took place during the first half of the Holocene, between 9 and 5 ka BP (Ingolfsson et al. 1998). George VI Sound, south of Alexander Island, was seasonally ice-free by 6.5 ka BP (Hjort et al.

2001). A distinct but rather brief glacial re-advance took place in the AP area ~5 ka BP; it was interrupted by the warming which led to the Holocene climatic optimum at 4–3 ka BP (Hjort et al. 1998, Ingolfsson et al. 1998). In view of the repeated disintegration of ice shelves during the Holocene, it is clear that the present decay of some AP ice shelves does not constitute an unusual event (Camerlenghi et al. 2001; Hjort et al. 2001; Pudsey, Evans 2001).

The deglaciation of the northern part of *JRI* occurred slightly before 7.4 ka BP, sea level at this time being at ~30 m above its present position (Hjort et al. 1997). The most recent large-scale deglaciation in the area took place around 6–5 ka BP, thus confirming evidence from lake sediments in the AP region (Ingolfsson et al. 1992). A glacier re-advance of at least 7 km occurred in Brandy Bay. It reached its maximum extent ~4.6 ka BP, but by 4.3 ka BP the coastal lowlands were again ice-free (Hjort et al. 1997). This humid period was followed at 3.0 ka BP by arid conditions. The period between 4.6 and 3 ka marks not only the local Holocene climatic optimum, but can be correlated with other environments in Antarctica, suggesting an event of circumpolar significance (Björck et al. 1996). The post-optimal arid climate was responsible for the recession of glaciers over a wide area. The cold arid conditions lasted until ~1.2 ka BP when the accumulation of snow increased and glaciers expanded (Björck et al. 1996). The present annual mass balances of glaciers on *JRI* are negative.

The present glaciation of *JRI* consists of central icefields with outlet glaciers, and small cirque glaciers (Ingolfsson et al. 1992, Lundquist et al. 1995). Intense frost action has produced large volumes of weathered material in the form of talus. Rock glaciers, probably of both talus- and glacier-derived origin, are common (Lundquist et al. 1995). Periglacial and paraglacial features include cryoplanation terraces, asymmetric valleys, cirques, cirque-headed valleys, nivation forms and intense frost weathering of bedrock (Haynes 1995, 1998; Hall 1997).

Fig. 1 – Sketch map of the Western Antarctica, Antarctic Peninsula and James Ross Island.

Fig. 2 – Topographic map of the *JRI* (modified after James Ross Island, 1995, BAS 100 Series, Sheet 2, BAS, Cambridge).

Fig. 3 – Geological map of the surrounding of Brandy Bay, *JRI* (modified after field documentation of J.R. Inesson, 1982, MS BSA). Key: 1 – Quaternary sediments, 2 – Tertiary volcanic rock and related intrusive rock, 3 – A–H: Cretaceous sedimentary groups, 4 – fault line, 5 – Nordenskjöld group of beds (Upper Jurassic).

Fig. 4 – Glaciation reconstruction of the AP during the LGM. Full lines – established values, dashed lines – estimated values, thin – directions of glacier progression, bold – extent of continental glaciation. Solid lines indicate confident reconstruction, dashed lines are not well constrained (modified after Bentley, Anderson 1998; Bentley 1999).

(Pracoviště autorů: D. Nývlt – Česká geologická služba, Klárov 3/131, 118 21 Praha 1; e-mail: nyvlt@cgu.cz; P. Mixa – Česká geologická služba, Erbenova 348, 790 00 Jeseník; e-mail: mixa@cgu.cz.)

Do redakce došlo 11. 2. 2003