

ČESKÉ METEOROLOGICKÉ A KLIMATOLOGICKÉ AKTIVITY V ANTARKTIDĚ PO 25 LETECH ČÁST I. – KLIMATOLOGIE ANTARKTIDY

Czech meteorological and climatological activities in the Antarctic after 25 years. Part I. Climatology of the Antarctic. The paper is focused on an introduction and a closer characteristic of the current Czech Antarctic research programme. A brief description of climatic conditions of the Antarctic presented there starts from factors of the climate and is mainly aimed at pressure field, air flow, temperature and precipitation conditions characterizations. In the forthcoming issue of Meteorological Bulletin the introduction will result in description of the Czech research activities at the King George Island (South Shetlands Islands) from the viewpoint of content and methodology and also from the view of the first achievements.

KLÍČOVÁ SLOVA: Antarktida – faktory klimatologické – poměry klimatické – klima polární

ÚVOD

Cílem tohoto příspěvku je poskytnout čtenáři rámcovou informaci o obsahu a regionu současných českých vědeckých antarktických aktivit. Vzhledem ke vzdálenosti místa výzkumu od Evropy považujeme však za prospěšné rozdělit tento článek obsahově do dvou částí, orientovaných nejen na základní fakta o řešeném programu, ale v první z nich přehledně i na klimatickou charakteristiku celého antarktického prostoru. Ta pak vyúsťuje přes užší regionální klimatický pohled prostoru Antarktického poloostrova do informací o cílech, experimentální a metodické podstatě a o prvních výsledcích českého projektu.

Český vědecký program v Antarktidě byl zahájen na začátku jihopolarního léta v prvních dnech prosince 1994 na polské stanici Henryka Arctowského (ostrov King George v souostroví Jižních Shetland, geografické koordináty stanice jsou: 62°09' 42" S; 58°28' 10" W). Tento program navázal po dlouhé řadě let na činnost českých průkopníků systematické vědecké práce na 7. kontinentu – astrofyzika A. Mrkose (druhá polovina 50. let, 3. a 4. sovětská antarktická expedice, stanice Mirnyj, Vostok a jižní geomagnetický pól), meteorologa O. Kostky a geofyzika O. Prause (5. sovětská antarktická expedice, stanice Mirnyj) a geologa J. Sekyry (konec 60. a začátek 70. let, stanice Mirnyj a Mc Murdo – USA – projekt Deepfreeze).

Stávající český projekt je proponován na období tří let, má interdisciplinární, klimatologicko-botanický charakter a nese označení: Změny energetické bilance a intenzity ultrafialového záření a jejich vliv na přírodní ekosystémy v Antarktidě. Po odborné stránce byl schválen Grantovou agenturou ČR, která jej rovněž zajišťuje finančně a zahájen byl po předchozí přípravě na začátku jihopolarního léta na přelomu listopadu a prosince 1994. Participují na něm:

1. Katedra geografie Přírodovědecké fakulty Masarykovy univerzity v Brně (pracoviště řešitele grantu doc. RNDr. Pavla Proška, CSc. spolupracovníka grantu mgr. Kamila Lásky);
2. Botanický ústav AV ČR Třeboň a Biologická fakulta Jihočeské univerzity České Budějovice (pracoviště spoluřešitele doc. RNDr. Jiřího Komárka, DrSc. spoluřešitele Ing. Josefa Elstera, CSc.);
3. Český hydrometeorologický ústav – Solární a ozonová observatoř Hradec Králové (spolupracovník dr. Michal Janouch);
4. Katedra zoologie a ekologie Přírodovědecké fakulty Ma-

sarykovy univerzity v Brně (spolupracovník mgr. Ondřej Komárek).

Kromě uvedených pracovišť nelze opomenout vydatnou pomoc při zajišťování přístrojového vybavení základní meteorologické stanice projektu, které poskytlo s nevšední ochotou vedení ČHMÚ v Praze, jmenovitě ředitel Ing. Ivan Obrusník, DrSc. a náměstek pro meteorologii RNDr. Marián Wolek.

Při hledání lokality projektu bylo zřejmé, že je třeba realizovat jej na některé z vegetačních oáz Antarktidy, jež jsou vázány na nezaledněné a v létě sněhuprosté části terénu, vyskytující se vpře vážně míře na pobřeží kontinentu, resp. na některých příbřežních antarktických ostrovech. Z hlediska plošných relací je třeba si totiž uvědomit, že vegetace má šanci existovat pouze přibližně na 2 % celkové plochy kontinentu [7].

Ideální místo z hlediska orientace vědeckého programu poskytla právě uvedená polská stanice, vybudovaná v r. 1976. Větší pozornost jí bude věnována ve druhé části tohoto příspěvku.

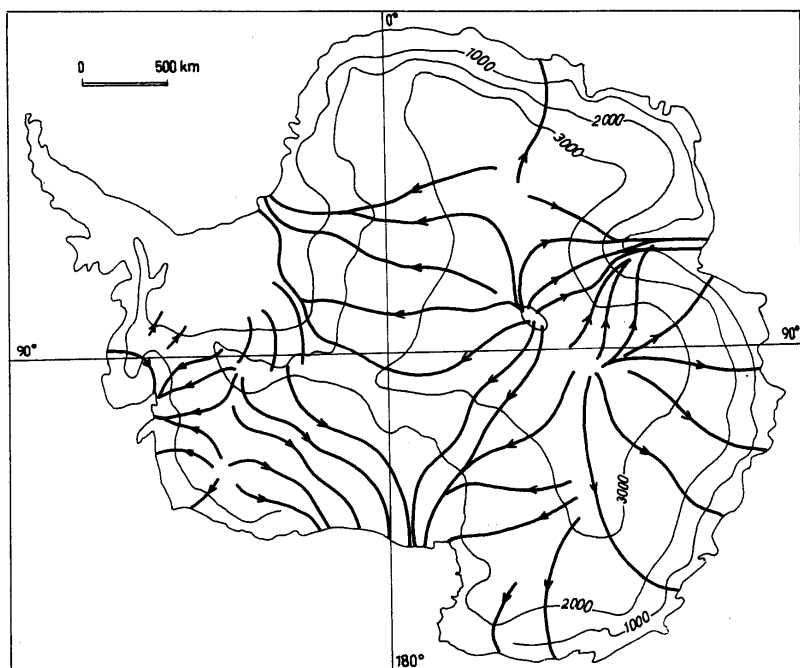
Meteorologická a klimatologická literatura o antarktickém prostoru je sice dosti rozsáhlá, neoplývá však příliš přehlednými a dostatečně komplexně pojatými monografiemi. Z nich lze jako příklad uvést práce [7, 12, 13, 16, 17]. Z nich bylo též vedle faktů uváděných [2] čerpáno maximum dále prezentovaných informací.

KLIMA ANTARKTIDY

Klima Antarktidy je kromě polohy kontinentu na jižním vrchlíku Země a jednoduchého tvaru kontinentu (až ních plynoucích zvláštností režimu dodávky zářivé energie Slunce) v podstatné míře předurčeno specifickým charakterem aktivního povrchu a atmosférickou cirkulací.

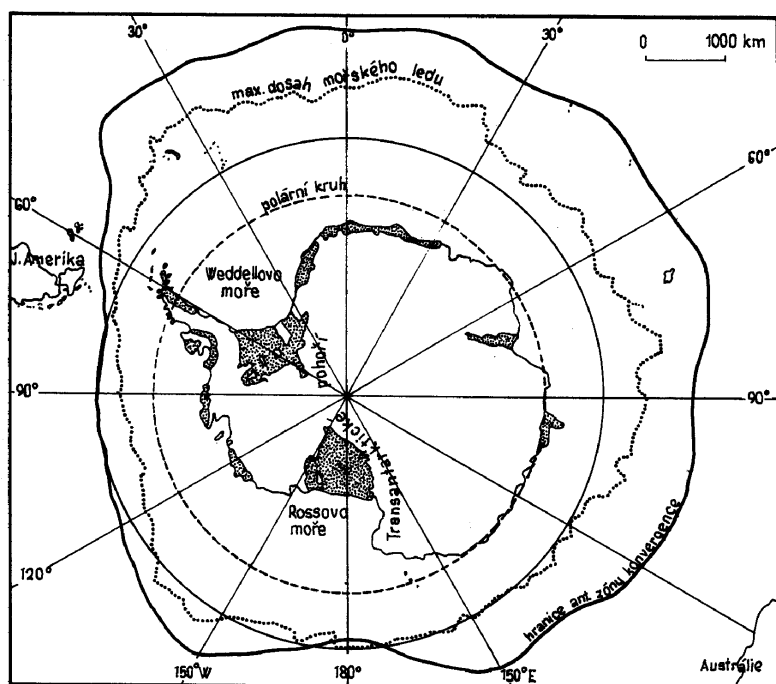
Pro aktivní povrch je typická, vůči ostatním kontinentům relativně malá, variabilita fyzikálních vlastností. 96,7 % plochy je totiž pokryto mohutným, v průměru kolem 2 500 m (extrémně až 4 700 m) mocným kontinentálním ledovcovým příkrovem, pokrytým v létě na okrajích nesouvisle, v zimě v celé ploše souvisle poměrně tenkou, větrem neustále přemísťovanou sněhovou pokrývkou. Díky kontinentálnímu příkrovovému ledovci dosahuje Antarktida jako celek značně průměrné nadmořské výšky (ca 2 500 m), ve vnitrozemí kolísá úroveň povrchu v intervalu zhruba 2 000 – 3 000 m n. m. a k okrajům se globálně snižuje (obr. 1).

Tento příkrov navíc svou plochou přibližně 14 mil. km² znamená značné zvětšení plochy kontinentu vlastního, tedy



Obr. 1 Schematická hypsometrická mapa Antarktidy, doplněná liniemi hlavních proudnic excentricky se pohybujícího kontinentálního ledovcového příkrovu (podle The United States Antarctic Program, 1990).

Fig. 1. Schematic hypsometric chart of the Antarctic completed by lines of the main streamlines in an eccentric way moving continental glacial sheet (according to The United States Antarctic Program).



Obr. 2 Schematická mapa Antarktidy s vyznačenou plochou šelfových ledovců (tečkovaně), maximálním dosahem zimního mořského zámrazu a polohou hranice antarktické zóny konvergence, upraveno podle [4].

Fig. 2. Schematic chart of the Antarctic with a marked surface of shelf glaciers (dotted line), maximum range of winter sea freeze and position of the Antarctic convergence zone border, arranged according to [4].

tvořeného podložím ledovcového štítu. Podstatná část tohoto podloží je totiž obrovskou hmotou ledu stlačena pod úroveň mořské hladiny, takže vlastní reliéf kontinentu má vůči celkové rozloze pouze přibližně poloviční plochu.

Nad vrstvu ledu významněji ve vnitrozemí vyčnívají jen nejvyšší partie tzv. Transantarktického pohoří (obr. 2) s průměrnou výškou vrcholů kolem 2 300 m a nejvyšším vrcholem Vinson Massif (5 140 m n. m.), dělicí kontinent na větší Východní a menší Západní Antarktidu.

Okraje ledovcového štítu navíc natékají v podobě tzv. šelfového ledu, 200 až 300 m silného, nad okrajová moře (plošně nejrozsáhlejší v Rossově a Weddellově moři) a zvětšují tak celkový objem kontinentálního ledu na 29,3 mil. km³ (z toho tvoří šelfový led zhruba 785 000 km³). Kubatura Grónského štítu je pro porovnání jen 2,4 mil. km³ [1].

Plocha ledovcového příkrovu kontinentu je sezonně zvětšována zimním zamrznáním mořské hladiny. To zasahuje v průměru k 61° S a vytváří kolem Antarktidy prstenec ledu oširce až 3 000 km a ploše ca 32,8 km² (v létě jen 16,7 mil. km²) [7].

Celkově má tato popsaná obrovská část světové kryosféry velmi dobré reflexní vlastnosti vůči sluneční radiaci. Albedo mořského blokového ledu je ještě o něco větší. Zlomek absorbovaného záření je navíc spotřebován hlavně na růst entalpie sněhu, resp. ledu, případně na letní ablací.

Přes význačný podíl, který v radiační bilanci znamená zpětné záření atmosféry jako zisková a vyzařování aktivního povrchu jako ztrátová složka radiační bilance, je jejich rozdíl (efektivní vyzařování) velmi malý a v bilanci záporný (viz údaje v tab. 1). Turbulenci podmíněné toky tepelné energie (tok zjevného a latentního tepla) jsou v důsledku toho na zaledněné pevnině málo významné.

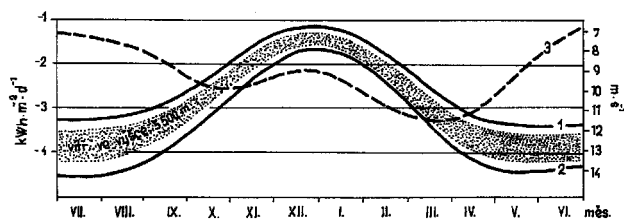
Poněkud odlišná je v tomto směru situace na povrchu mořského ledu. Díky jeho nepřilíživé velké tloušťce (zpravidla jen jednotky m) dochází přes jeho vrstvu k molekulárnímu transportu tepla z relativně teplého moře pod ledem na jeho povrch, což umožňuje větší tepelný přenos do atmosféry (tab. 1). Tání mořského ledu, spotřebovávající značné množství energie, působí navíc jako faktor, zpomalující vedle značného albeda přechod od zimy k létu. Významnou roli hraje z energetického hlediska i produkt ablace mořského zimního zámrazu, resp. tání „eisberků“, odlomených z okrajů šelfového ledu – sladká a tedy méně hustá,

Tab. 1 Příklad průměrných intenzit složek radiační bilance ze stanice Georg von Neumayer (Ekström Ice Shelf, 70° 37' S; 8° 22' W) z období 1982-92 [11] a průměrných intenzit složek celkové energetické bilance povrchu mořského ledu ve Weddellově moři (polovina září – konec října 1989) [5].

Table 1. An example of radiation balance components average intensities from the Georg von Neumayer station (Ekström Ice Shelf, 70° 37' S; 8° 22' W) from the period 1982-92 and total energy balance components average intensities of the marine ice surface in the Weddell Sea (the middle of September – the end of October 1989).

Lokalita	bilanční složky $\text{IW.m}^{-2}\text{I}$								
	I_g	I_r	I	I	R_k	R_d	R	H+LE	M_1
Neumayer	117	-97	219	-224	20	-25	-5	-	-
Weddellovo moře	-	-	-	-	-36	34	-2	-20	22

I_g, I_r celkové, resp. reflektované sluneční záření; I, I – zpětné záření atmosféry avyzařování aktivního povrchu; R_k, R_d, R – krátkovlnná, dlouhovlnná a celková radiační bilance; H, LE – tok zjevného a latentního tepla; M_1 – molekulární vedení tepla přes mořský led



Obr. 3 Zjednodušený roční režim energetické bilance antarktické atmosféry ($\text{kWh.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$) nad kontinentálním ledovcovým příkrovem (1), mořským blokovým ledem (2) a oceánem prostým ledu (3). Doplněno ročním režimem rychlosti inverzních větrů (m.s^{-1}), upraveno podle [3].

Fig. 3. Simplified annual regime of energy balance of the Antarctic atmosphere ($\text{kWh.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$) over a continental glacial sheet (1), sea block ice (2) and the ocean without ice (3). Completed by annual regime of the inversion winds speed (m.s^{-1}), arranged after [3].

přítom ale relativně studená voda, udržující se na povrchu moře a excentricky se roztékající do nižších šířek v tzv. antarktické zóně konvergence (obr. 1). Ita do určité míry blokuje přenos tepla z hlubší, teplejší vody do atmosféry.

Energetická bilance atmosféry (E_A) je v antarktickém prostoru globálně vzato záporná (obr. 3) a s výjimkou okrajových částí je hlavně důsledkem bilance záření. Je však pro ni charakteristický roční režim, rozdílný úrovní nebo charakterem podle toho, zda jde o atmosféru nad kontinentálním ledovcovým příkrovem, mořským ledem nebo volným oceánem. Příčiny těchto časových a prostorových změn lze shrnout do následujícího přehledu:

1. Zvětšená intenzita slunečního záření v létě, v důsledku čehož relativně klesá vyzařování aktivního povrchu. To má současně za následek relativní zeslabení zpětného záření atmosféry.
2. Maximální energetické ztráty během polární noci.
3. Rychlé zvětšování energetických ztrát na podzim jižní polokoule (pokles intenzity slunečního záření při relativně velkém vyzařování díky poměrně vysokým teplotám aktivního povrchu) a poněkud pomalejší zmenšování od zimy k létu.

Rozdíl mezi úrovní křivek E_A nad kontinentem a zamrzlým mořem je podmíněn celkově nižší úrovní teploty atmosféry nad ledovcovým štítem. Díky tomu klesá efektivní vyzařování atmosféry a energetické hospodaření je zde méně ztrá-

tové než nad mořským ledem.

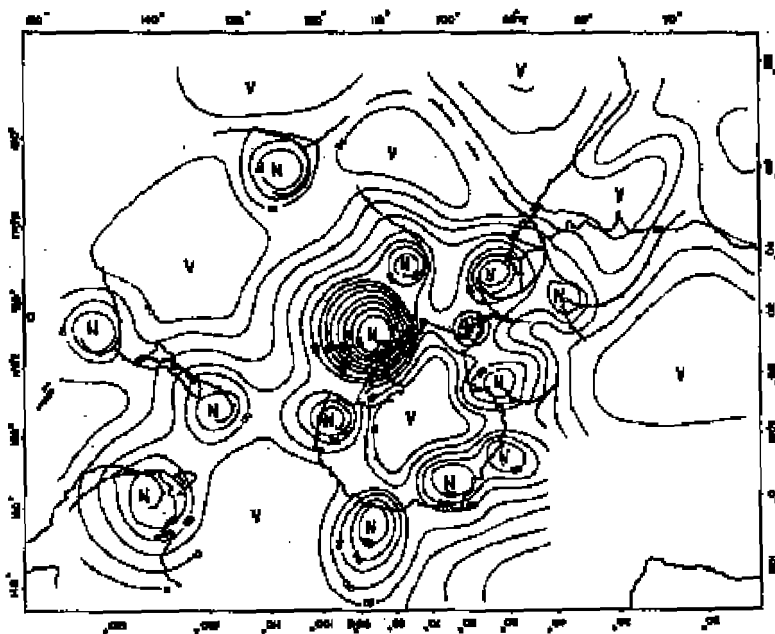
Křivka E_A nad oceány je v zimě jižní polokoule důsledkem přenosu tepla z jejich volné hladiny do atmosféry. V létě je tento proces redukován tím, že se nad relativně studeným povrchem vody nachází teplejší vzduch, jehož ztráty cestou vyzařování proto rostou.

Z energetického hlediska lze klima Antarktidy považovat za velmi stabilní. Plyne to ze skutečnosti, že kryosféra je zde určujícím subsystémem klimatického systému, a to nejen z hlediska jejich fyzikálních vlivů na atmosféru, ale i proto, že se vzhledem k ostatním hlavním subsystémům (hydrosféra, atmosféra) vyznačuje významně větší „energetickou pamětí“. Plyne to z faktu, že ke změně jejího energetického obsahu (nízká entalpie), ovlivňujícího ostatní subsystémy, je zapotřebí mimořádné a dlouhodobé dodávky energie zvenčí.

Důsledkem ochlazujícího vlivu povrchu ledovcového štítu je formování stále a velmi výrazné antarktické anticyklony (obr. 4), přecházející do stratosféry velmi studenou a stabilní cyklonou. Asymetrická poloha středu kontinentální výše (je vysunut vůči pólu k východu) je dána asymetrií tvaru a reliéfu Antarktidy. Celkový růst teploty směrem k okrajům znamená vlibovolné vrstvě atmosféry vdané výši irůst její mocnosti. V souvislosti s tím přechází přízemní proudění v této anticykloně (s východní složkou) s výškou na západní (ekvivalentní termálnímu větru), jehož rychlost směrem vzhůru roste. Globální přízemní proudění vytékající z centra výše má v jejích periferních částech směr SE – E. Zde se stýká s globálním W – E přenosem, lemujícím jako prstenec bez přerušování celou pevninu; je vázáno na oblast sníženého tlaku nad okrajovými antarktickými částmi oceánů. Na kontrastním styku studeného kontinentálního a relativně teplého a vlhkého oceánického vzduchu dochází k velmi intenzivní frontogenezi a tvorbě rychle se pohybujících cyklonálních vírů (obr. 4). Celkový přenos vzduchu kolem Antarktidy má tedy vblížším pohledu vyslovené vírovou strukturu a dvě pohybové složky: rotační ve vírech a unášecí – globálně ve směru W – E.

Přízemní proudění vzduchu lze v prostoru Antarktidy rozdělit vsouladu se Schwerdtfegerem (1984) na čtyři kategorie: 1. – inverzní a katabatické větry, 2. – bariérové větry, 3. – calmová závětrí horských překážek, 4. – konvergenční proudění mezi kontinentem a okrajovými ostrovy (efekty nálevky).

Větry první skupiny jsou geneticky příbuzné. Inverzní proudění jsou podmíněna baroklinitou atmosféry, danou poklesem tlaku a růstem teploty směrem k periférii a růstem teploty s výškou. Je pro ně typická: velká stálost, zmenšující



Obr. 4 Typické přízemní barické pole nad Antarktidou a přilehlými částmi oceánů a kontinentů dne 5. 8. 1989 v00 hvětového času. Kontinentální anticyklona je obklopena sérií rychle se pohybujících cyklonálních vírů (podle [6]).

Fig. 4. Typical ground baric field over the Antarctic and neighbouring parts of the oceans and continents on 5 August 1989 at 00 UTC. Continental anticyclone is surrounded by a series of quickly moving cyclonal vortex (according to [6]).

se směrem k horní hranici přízemní inverzní vrstvy, směr uchylující se vůči globálnímu sklonu terénu o 30 – 60° vlevo, růst přízemní rychlosti s růstem teplotní stability zvrstvení a se sklonem terénu a významná změna směru s výškou při silných inverzích (směr větru se stáčí s výškou vlevo). Tato proudění souvisí ve větších výškách na okrajích pevniny zjevně s velikostí energetických ztrát atmosféry, graficky prezentovaných v obr. 3. Při vhodném měřítku lze jejich rychlostní spektrum proložit mezi liniemi E_A nad ledovcovým štítem a mořským ledem.

Společným znakem inverzních a katabatických větrů je jejich závislost na sklonu terénu. Katabatické proudy však mají menší vertikální dosah a jsou vedle uvedeného podmíněny lokálním, horizontálním tlakovým gradientem v inverzně zvrstvené svahové atmosféře (blíže viz např. [10]). Při porušení rovnováhy tíhové síly, síly tlakového gradientu a síly tření o povrch se při nich uvádějí do pohybu relativně velké objemy studené přízemní atmosféry. Zglobálních sklonových poměrů Antarktidy (minimální sklon centrální kontinentální části východní Antarktidy, relativně velký sklon periferních částí a celkem plynulý přechod mezi nimi) je zřejmé, že hlavní oblastí katabatických větrů je oblast mezi centrálním platou a okrajem pevniny. Vertikální rozměr katabatických proudů sice není velký (do 300 m), dosahují však značných rychlostí (40 m.s⁻¹, v nárazech i 80 m.s⁻¹) a mají charakter lavin studeného vzduchu. Ty mohou pronikat až na pobřeží, kde se navíc projevují většinou růstem teploty, méně často (při zvýšeném obsahu zvířeného sněhu) ochlazením (blíže viz např. [12, 13, 14]).

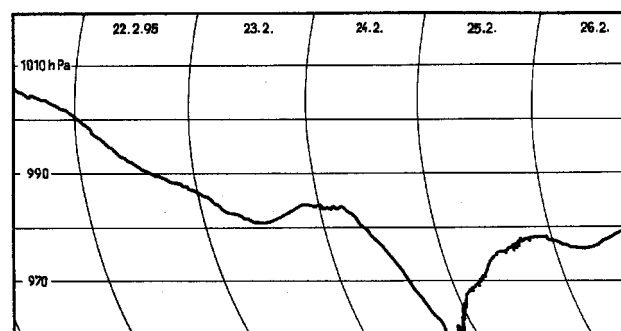
Jako bariérové větry se označují přízemní proudění studeného vzduchu, orientovaná paralelně vůči horským hřbetům. V Antarktidě se vyskytují hlavně v oblasti Antarktického

poloostrova, jehož páteří je systém horských hřbetů nadm. výškách přesahujících 2 000 m a v oblasti Transantarktického pohoří.

V první z nich je předpokladem jejich vzniku hluboká tlaková níže nad Weddelovým mořem, při které se na východním pobřeží Antarktického poloostrova vyskytují jižní větry o vysoké rychlosti, ve druhé pak tlaková níže nad Rossovým šelfovým ledovcem. Další příčinou vzniku bariérových větrů může být v obou oblastech natékání stálých východních větrů okraje centrální anticyklony na horské překážky. Díky stabilní teplotní stratifikaci natékajícího vzduchu pro něj představují horské hřbety zpravidla nepřekonatelnou překážku. Na návětrí dochází k jeho hromadění, proto k růstu tlaku a vůči prostoru šelfového ledu ke zvýšení celkové polohy teplotní inverze (inverze na svahu). Horizontální teplotní gradient je tedy v tomto prostoru orientován k horské překážce (vyvýšená svahová inverze podmiňuje v blízkosti hřbetu nižší teploty, než ve stejné úrovni nad šelfem) a podmiňuje termální vítr, orientovaný na jižní polokouli vpravo od polohy studeného vzduchu – tedy bariérový vítr orientovaný k jihu.

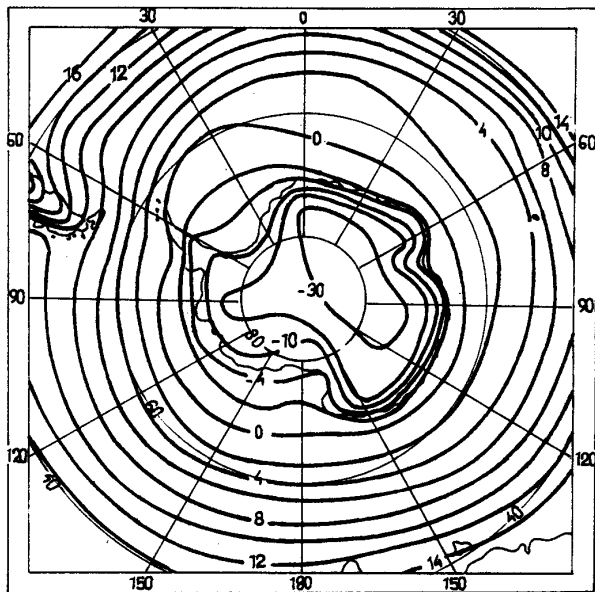
Inverzní, bariérové i katabatické větry mohou při případném přetékání horských překážek nabývat charakter fénu, resp. bóry.

Na periferii kontinentu a v prostoru okrajových moří je cirkulace atmosféry předurčena již zmíněnou frontogenezí a vznikem rychle se pohybujících tlakových útvarů. Do teplotních sektorů putujících cyklon natéká v naprosté většině případů vlhký oceánický vzduch, zatímco jejich výškové části vyplňuje chladnější vzduch kontinentálního původu. Pohyb



Obr. 5 Registrace mikrobarografu ze stanice H. Arctowského v období 21. až 26. 2. 1995. Jde o typický příklad intenzivního, trvalého poklesu tlaku vzduchu (registrační perko vypadlo 24. 2. mezi 18. a 20. h ze záznamu), s následným prudkým vzestupem po přechodu centra cyklonálního víru. Krátkodobá rozkmitání registrace jsou dána dynamickými tlakovými účinky při vysokých rychlostech větru (v nárazech do 140 km.h⁻¹).

Fig. 5. Microbarograph registration from the H. Arctowski station from the period 21 – 26 February 1995. It is atypical example of intensive permanent pressure drop (registration pen fell out from the record) with subsequent steep pressure rise after the passage of the cyclonal vortex centre. Short-term registration amplitudes are given by dynamic pressure effects at high wind speeds (in gusts till 140 km.h⁻¹).



Obr. 6 Přizemní pole průměrné měsíční teploty v lednu (a) a v červenci (b) v oblasti Antarktidy (podle [12]).

Fig. 6. Surface field of average monthly air temperature in January (a) and in July (b) in the Antarctic region (according to [12]).

jednotlivých cyklon v sérii je většinou orientován k jihovýchodu předstává tedy prakticky jediný proces, umožňující občasné pronikání maritimního vzduchu (a frontálních oblačných systémů) nad okraje Antarktidy, a tím významnější zvýšení srážek v tomto prostoru. Velmi často jsou tyto cyklony značně hluboké avšak jejich rychlého pohybu jsou velké a intenzivní změny atmosférického tlaku (obr. 5), provázené vysokými rychlostmi větru. Ty často významně převyšují 100 i 150 km.h⁻¹. Lokálně, zvláště v prostoru Antarktického poloostrova, jsou jejich dráhy ovlivňovány reliéfem a směr větru usměrňován obtékáním reliéfové významnějších ostrovů Jižních Shetland nebo Palmerova souostroví, případně tryskovým efektem v průlivech a úžinách.

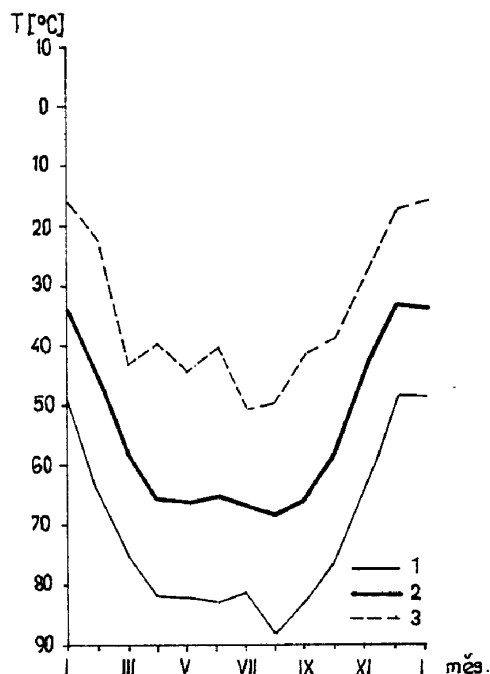
Globálně lze tedy Antarktidu hodnotit jako největrnější

kontinent, přičemž jedna z jejích pobřežních lokalit – Cape Denison, stanice Commonwealth, Austrálie (67° 00' S, 142° 43' E) je pravděpodobně největrnějším místem na Zemi. Průměrná rychlost větru zde překračuje 70 km.h⁻¹ [12].

Pole přizemní teploty vzduchu je důsledkem specifické energetické bilance aktivního povrchu a atmosféry atmosférické cirkulace. Průměrné přizemní pole teploty přitom dobře reflektuje asymetrii průměrného přizemního pole tlaku (obr. 6). Extrémně nízké teploty se proto nevyskytují v oblasti pólu, ale ve střední části Východní Antarktidy. Na stanici Vostok zde byla změřena rekordní teplotní minima, vždy v červenci, v r. 1983 – 89,2 °C a v r. 1986 – 89,5 °C. Teplotní rekord na americké stanici Amundsen – Scott na jižním pólu je – 80,6 °C. Extrémní zimní minima na pobřeží obvykle významně nepodkročují – 40 °C, letní maxima však mohou být větší než 10 °C.

Specifikou ročního režimu teploty v kontinentální oblasti jsou tzv. bezjaderné zimy (obr. 7), typické minimální mezi-měsíční změnou teploty v období zhruba od dubna do srpna a mimořádně častá tvorba teplotních inverzí, hlavně subsidenčních adiabatických, nejfrekventovanějších vzimních období. Výška inverzních vrstev může dosahovat až 600 mpři průměrném teplotním rozdílu dolní a horní úrovně, kolísajícím v rozmezí 5 – 25 °C (extrémně až kolem 40 °C).

Srážkové pole Antarktidy je velmi jednoduché (obr. 8). Stejně jako Arktida je i Antarktida oblastí významně aridní. Minimální srážkové úhrny uvnitř kontinentu (kolem 50 mm) souvisí s velmi nízkou vodností oblaků. Podstatná část srážek v prostoru plató (přes 80 %) vypadává v podobě ledových krystalků, vznikajících bezprostředně desublimací vodní páry ve vzduchu. Tento proces může být velmi častý, na americké stanici Plató (79° 1' S, 40° 30' E) byl pozorován ve více než 300 dnech v roce. Směrem k okrajům kontinentu množství



Obr. 7 Průměrné měsíční teploty a absolutní teplotní extrémy na stanici Vostok (3 488 m n. m.) (podle [12]).

Fig. 7. Average monthly air temperatures and absolute temperature extremes at the Vostok station (3.488 m a.s.l.) (according to [12]).

produktů desublimace roste. Pronikání sérií cyklon nad okraje Antarktidy pak významněji zvyšuje srážky z frontálních oblačných systémů, které mohou v létě na pobřeží vypadávat i v kapalném skupenství v množství přes 500 mm ročně. Na návětrné straně Antarktického poloostrova mohou roční sumy překročit i 900 mm.

ZÁVĚR

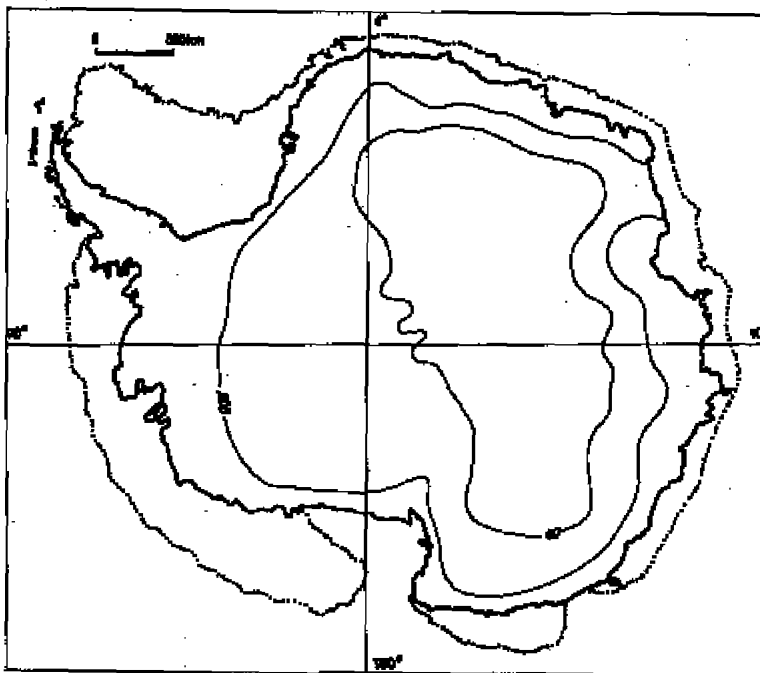
Prezentovaný přehled klimatických poměrů Antarktidy si v žádném případě nečiní nárok na originalnost v něm publikovaných skutečností. Jeho hlavním záměrem bylo pouze poskytnout čtenáři přes určitou stručnost ucelený přehled o základních procesech, odehrávajících se v atmosféře tohoto kontinentu a jejich důsledcích. Záměrně do něj nebyly zrosahových důvodů zařazeny aktuální informace, týkající se problematiky destrukce ozonosféry a jejích důsledků, případně problematiky oteplování klimatu v tomto regionu. Bližší informace o nich lze nalézt např. v publikacích [8, 9, 18, 19].

Ve vztahu k uvedenému výzkumnému projektu budou uvedeny ve druhé části tohoto článku v následujícím čísle Meteorologických zpráv.

Literatura

- [1] Allen, K. R. – Alston, A. et al.: Antarctica, the extraordinary history of man's conquest of the frozen continent. 2 ed. Reader's Digest, Sydney, London 1990.
- [2] Dolgušin, L. D. – Osipova, G. B.: Ledniki. Moskva, Mysl 1989. 447 s.
- [3] Fortak, H.: Meteorologie. Berlin, Darmstadt, C. Habel Verlagsbuchhandlung 1971. 287 s.
- [4] Garrett, W. E. (ed): [Antarctica, přehledná mapa Antarktidy s doplňky a vysvětlivkami]. Cartographic Division of National Geographic Society. Nat. geogr. Mag., 1987, č. 4.
- [5] König-Langlo, G. – Schröder, M. – Wamser, Ch.: Thermische Wechselwirkung zwischen Ozean, Eis und Atmosphäre im Antarktischen Spätwinter. Zweijahresbericht 1992-93. Bremerhaven, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung 1994. 196 s.
- [6] Lee, B. Y. – Kim, D. H. – Kim, Y.: A study on the climate characteristics over King Sejong Station, Antarctica (1988-89). Korean J. Polar Res., 3, 1990, č. 1, s. 47-57.
- [7] May, J.: The Greenpeace Book of Antarctica. London, Dorlin Kindersley Ltd. 1988. 192 s.
- [8] Mosley-Thompson, E.: Holocene Climate Changes Recorded in an East Antarctica Ice Core. In: Jones, P. D. – Bradley, R. S. – Jouzel, J. (ed): Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 200 Years. Berlin, Heidelberg Springer 1996, s. 263-279.
- [9] Peel, D. A. – Mulvaney, R. – Pasteur, E. C. – Chenery, C.: Climate Changes in the Atlantic Sector of Antarctica Over the Past 500 Years from Ice-Core and Other Evidence. In: Jones, P. D. – Bradley, R. S. – Jouzel, J. (ed): Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 200 Years. Berlin, Heidelberg Springer 1996, s. 243-262.
- [10] Prošek, P. – Rein, F.: Mikroklimatologie a mezní vrstva atmosféry. Vysokoškolský učební text. Praha, SPN 1982. 237 s.
- [11] Schmidt, T. – König-Langlo, G.: Radiation Measurements at the German Antarctic Station Neumayer 1982-1992. Berichte zur Polarforschung, 146, 1994, 66 s.
- [12] Schwerdtfeger, W.: The Climate of the Antarctic. In: Landsberg, H. E. (ed): World Survey of Climatology, Vol. 14, Climate of the Polar Regions. Amsterdam, London, N. York, Elsevier Publishing Company 1970, s. 253-335.
- [13] Schwerdtfeger, V.: Weather and Climate of the Antarctic. Amsterdam, Oxford, N. York, Tokyo, Elsevier Publishing Company 1984. 260 s.
- [14] Schwerdtfeger, V. – Amaturio, L. R.: Wind and weather around the Antarctic Peninsula. 65 s. [Rukopis.]
- [15] The National Science Foundation. Division of Polar Programs: The United States Antarctic Program, Washington 1990.
- [16] Tolstikov, E. I. (ed): Atlas Antarktiki I, II. Leningrad, Gidrometeorol. Izd. 1969. 225 + 598 s.
- [17] Walton, D. W. H. (ed): Antarctic Science. Cambridge, Cambridge University Press 1987.
- [18] Weiler, C. S. – Penhale, P. A. (ed): Ultraviolet Radiation in Antarctica: Measurements and Biological Effects. Antarctic Research Series Vol. 62, American Geophysical Union, Washington, D.C., 1994. 257 s.
- [19] WMO: Executive summary of the WMO scientific assessment of ozone depletion 1994. WMO Ozone Project, No. 37. Geneva 1994.

Lektor RNDr. M. Škoda, CSc., rukopis odevzdán v listopadu 1996.



Obr. 8 Průměrné roční úhrny srážek (mm) v Antarktidě (podle [7]).

Fig. 8. Average annual precipitation sums (mm) in the Antarctic (according to [7]).