

VEDECKÉ SPRÁVY

RUDOLF BRÁZDIL — BOHUSLAV MÁČA

CORIOLISOVA SÍLA A JEJÍ DŮSLEDKY V KRAJINNÉ SFÉŘE ZEMĚ

Rudolf Brázdil, Bohuslav Máča: Coriolis Force and Its Consequences in the Landscape Sphere of the Earth. Geogr. Čas., 34, 1982, 1, 9 figs, 1 table, 10 refs.

The authors explain the origin of the Coriolis Force (i.e. the force causing deviations in the rotation of the Earth) pointing out some of its consequences especially in the system of the atmospheric circulation. The paper may be a help for teachers of mathematical geography, meteorology and climatology in the explanation of the Coriolis Force.

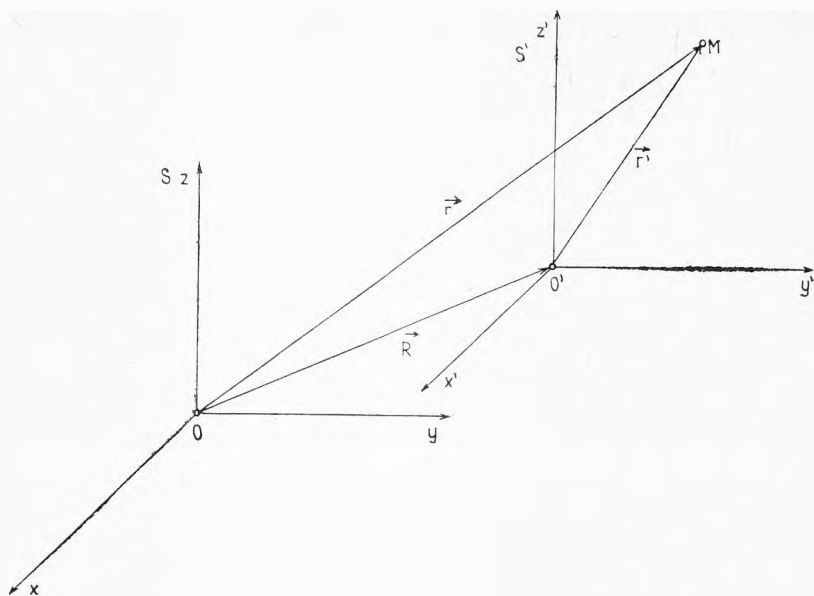
ÚVOD

Jedním z důsledků zemské rotace, které se výrazně projevují v krajinné sféře Země, je vychylování pohybujících se hmotných objektů. Je takového rázu, jakoby bylo způsobeno nějakou silou působící kolmo na směr pohybu objektu a způsobuje jeho stáčení na severní polokouli doprava a na jižní doleva od směru pohybu. Tato síla sa nazývá Coriolisova (též uchylující síla zemské rotace).

V posledním čísle Sborníku ČSGS z roku 1979 byl uveřejněn článek L. Loydy a P. Podrackého *Coriolisova síla a Baerův zákon* (s. 303—310), kde autoři diskutují otázku reálného vlivu Coriolisovy síly na říční toky. V úvodu se dotýkají i úlohy Coriolisovy síly v systému všeobecné cirkulace atmosféry. Domníváme se, že zmíněný příspěvek je žádoucí doplnit o podrobnější rozbor působení Coriolisovy síly v atmosférické komponentě krajinné sféry Země, kde její úloha není zanedbatelná (řadí se např. do skupiny tzv. astronomických klimatotvorných faktorů [8]) a zároveň o exaktní výklad této síly, který je v geografické literatuře buď příliš stručný na úkor správného pochopení, nebo chybí víceméně úplně (např. [9]).

VÝKLAD VZNIKU CORIOLISOVY SÍLY

Popis pohybu daného tělesa je závislý na volbě vztažné soustavy, v níž je popis prováděn. Uvažujme nejprve o dvou soustavách, které se vůči sobě pohybují tak, že počátek O' soustavy S' se pohybuje vzhledem k soustavě S



Obr. 1. Přechod od soustavy S k S', která se vzhledem k S pohybuje translačním pohybem.

posuvným pohybem (S považujeme za nepohyblivou soustavu), tj. x a x' , y a y' , z a z' jsou spolu stále rovnoběžné. Poloha tělesa, jehož pohyb studujeme, nechť je v soustavě S dána polohovým vektorem \vec{r} , v S' vektorem \vec{r}' , poloha O' vzhledem k O vektorem \vec{R} (obr. 1). Písmenem M je v obrázku označena poloha tělesa v čase t . Z obrázku je zřejmé, že platí

$$\vec{r} = \vec{r}' + \vec{R}. \quad (1)$$

To je transformační vztah pro přechod při popisu polohy od S k S' . Derivací (1) podle času dostáváme

$$\frac{d\vec{r}}{dt} = \frac{d\vec{r}'}{dt} + \frac{d\vec{R}}{dt}, \quad (2a)$$

nebo označíme-li $\frac{d\vec{r}}{dt} = \vec{v}$ (rychlost v soustavě S), $\frac{d\vec{r}'}{dt} = \vec{v}'$ (rychlost v S'),

$\frac{d\vec{R}}{dt} = \vec{u}$ (rychlost O' vůči O , tzv. unášivá rychlost),

$$\vec{v} = \vec{v}' + \vec{u}. \quad (2b)$$

To je transformační vztah pro rychlosti v S a S' .

Obdobně získáme vztah pro zrychlení \vec{a} v S , \vec{a}' v S' a pro \vec{a}_u (unášivé zrychlení, tj. zrychlení S' vzhledem k S):

$$\vec{a} = \vec{a}' + \vec{a}_u. \quad (3)$$

Nyní můžeme rozlišit jednotlivé speciální případy. Pomineme-li triviální případy $\vec{R} = \vec{0}$ (soustavy jsou totožné) a $\vec{u} = \vec{0}$ (soustavy se vůči sobě nepohybují), je rozhodujícím kritériem existence zrychlení \vec{a}_u :

a) v případě $\vec{a}_u = \vec{0}$, je $\vec{a} = \vec{a}'$. Podle 2. Newtonova pohybového zákona je síla \vec{F} vyjádřitelná jako

$$\vec{F} = m \cdot \vec{a},$$

v soustavě S je působící síla $\vec{F} = m \cdot \vec{a}$, v S' je $\vec{F}' = m \cdot \vec{a}'$, a tedy (podle vztahu (3)) $\vec{F} = \vec{F}'$. Poznamenejme, že m je hmotnost tělesa, jehož pohyb studujeme. Předpokládáme, že při přechodu od S k S' se hmotnost nemění a v obou soustavách čas plyne stejně.

V takovém případě ($\vec{a}_u = \vec{0}$) hovoříme o inerciálních soustavách. V obou je popis pohybu stejný (zrychlení tělesa je stejné).

b) $\vec{a}_u \neq \vec{0}$, tedy $\vec{a}' = \vec{a} - \vec{a}_u$. Těleso v S' se pohybuje jakoby pod vlivem síly $\vec{F}' = m \cdot \vec{a} - m \cdot \vec{a}_u$. Druhá složka celkové síly, tedy síla $\vec{F}'_s = -m \cdot \vec{a}_u$, nemá původ ve vzájemném působení těles. Jejím „zdrojem“ je zrychlený pohyb soustavy S' .

V tomto případě hovoříme o neinerciální soustavě a sílu \vec{F}' nazýváme setrvačnou silou, pro popis pohybu tělesa v neinerciální soustavě je třeba ji připojit k silám vzájemného působení těles.

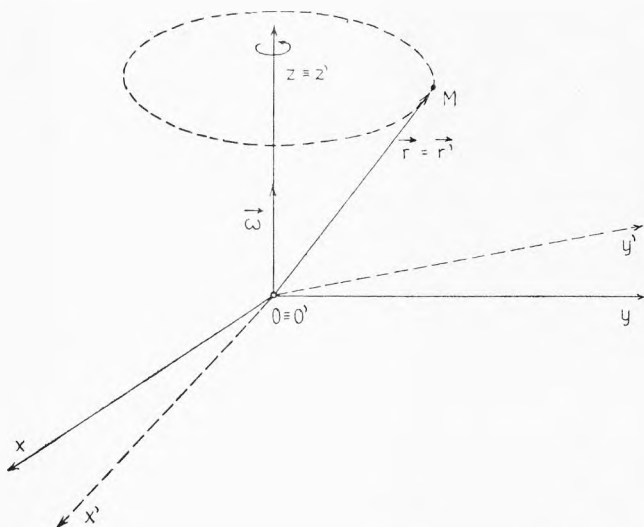
Při popisu pohybu tělesa v otáčející se soustavě je celá záležitost komplikovanější. Uvažujme opět o dvou soustavách S a S' , které mají společný počátek $O \equiv O'$. Soustava S nechť je nepohyblivá, soustava S' se otáčí kolem společné osy $z \equiv z'$ (obr. 2).

Bude-li se v soustavě S pohybovat těleso rychlostí \vec{v} , v soustavě S' bude jeho rychlost \vec{v}' . Mezi nimi bude platit vztah (2), ve kterém unášivá rychlost \vec{u} bude rychlost otáčení bodu M (polohy tělesa) v soustavě S' vůči soustavě S .

Má-li bod M polohový vektor \vec{r} a je-li vektor úhlové rychlosti $\vec{\omega}$ ($\vec{\omega}$ má směr osy rotace), je potom

$$\vec{v} = \vec{v}' + \vec{\omega} \times \vec{r}. \quad (4)$$

Polohový vektor bodu M je stejný v obou soustavách ($\vec{r} = \vec{r}'$). Vzhledem k tomu, že se S' otáčí vzhledem k S , není přírůstek $d\vec{r}$ v S shodný s přírůstkem $d\vec{r}'$ v soustavě S' ($d\vec{r} \neq d\vec{r}'$).



Obr. 2. Přechod od soustavy S k S' , která rotuje kolem společné osy $z \equiv z'$.

Přepíšeme-li vztah (4) do tvaru

$$\frac{d\vec{r}}{dt} = \frac{d'\vec{r}}{dt} + \vec{\omega} \times \vec{r},$$

dostaneme po úpravě

$$d\vec{r} = d'\vec{r} + (\vec{\omega} \times \vec{r}) dt, \quad (5)$$

což je hledaný vztah pro přírůstek vektoru \vec{r} v S a v S' . Podle [3] je však vztah (5) transformačním vztahem pro diferenciální přírůstek libovolného vektoru při přechodu mezi S a S' kdy S' se vzhledem k S pohybuje tak, jak v našich úvahách předpokládáme.

Pro rychlost tělesa v S' , tj. pro \vec{v}' , tedy platí, že

$$d\vec{v}' = d'\vec{v}' + (\vec{\omega} \times \vec{v}') dt. \quad (6)$$

Znamená to, že změna $d\vec{v}'$, zaregistrovaná v S , je dána změnou $d'\vec{v}'$ v S' a členem $(\vec{\omega} \times \vec{v}') dt$, který má svůj původ v rotaci soustavy S' . Úpravou (6) dostaneme, že

$$\frac{d\vec{v}'}{dt} = \frac{d'\vec{v}'}{dt} - \vec{\omega} \times \vec{v}'. \quad (7)$$

Na levé straně výrazu (7) je ale zrychlení \vec{a}' tělesa v soustavě S' . Dosadíme-li do pravé strany vztahu (7) za \vec{v}' ze vztahu (4), dostaneme

$$\vec{a} = \frac{d}{dt} (\vec{v} - \vec{\omega} \times \vec{r}) - \vec{\omega} \times (\vec{v} - \vec{\omega} \times \vec{r}). \quad (8a)$$

Po provedení naznačených úprav je

$$\vec{a}' = \frac{d\vec{v}}{dt} - \frac{d\vec{\omega}}{dt} \times \vec{r} - \vec{\omega} \times \frac{d\vec{r}}{dt} - \vec{\omega} \times \vec{v} + \vec{\omega} \times (\vec{\omega} \times \vec{r}). \quad (8b)$$

Ve vztahu (8b) je

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = \vec{a} \quad (\text{zrychlení tělesa v soustavě } S),$$

$$\frac{d\vec{\omega}}{dt} = \vec{\varepsilon} \quad (\text{úhlové zrychlení otáčivého pohybu soustavy } S', \text{ vektor } \vec{\varepsilon} \text{ leží v ose rotace, jeho orientace je souhlasná s } \vec{\omega} \text{ při zrychlování rotace a opačná k } \vec{\omega} \text{ při zpomalování rotace}),$$

$$\frac{d\vec{r}}{dt} = \vec{v} \quad (\text{rychlost tělesa v soustavě } S).$$

Dosazením uvedených veličin do (8b) a po úpravě dostaneme pro zrychlení \vec{a}' vztah:

$$\vec{a}' = \vec{a} - \vec{\varepsilon} \times \vec{r} - 2\vec{\omega} \times \vec{v} + \vec{\omega} \times (\vec{\omega} \times \vec{r}). \quad (8c)$$

Ze vztahu (8c) je zřejmé, že zrychlení \vec{a}' závisí na rychlosti pohybu tělesa \vec{v} .

Pro nalezení vztahu mezi \vec{a}' a \vec{v}' dosadíme do (8c) ze vztahu (4):

$$\vec{a}' = \vec{a} - \vec{\varepsilon} \times \vec{r} - 2\vec{\omega} \times (\vec{v}' - \vec{\omega} \times \vec{r}) + \vec{\omega} \times (\vec{\omega} \times \vec{r}). \quad (9a)$$

Úpravou (9a) dostaneme

$$\vec{a}' = \vec{a} - \vec{\varepsilon} \times \vec{r} - \vec{\omega} \times (\vec{\omega} \times \vec{r}) - 2\vec{\omega} \times \vec{v}'. \quad (9b)$$

Vztah (9b) udává zároveň sílu, působící na těleso v soustavě S' . V soustavě S' je to síla $\vec{F}' = m\vec{a}'$, pro kterou platí (ze vztahu (9b)):

$$\vec{F}' = \vec{F} + \vec{F}_u + \vec{F}_o + \vec{F}_c. \quad (10)$$

Vedle síly $\vec{F} = m\vec{a}$ (při popisu pohybu v soustavě S) se objevují síly, které jsou důsledkem neinerciality otáčející se soustavy S' :

a) $\vec{F}_u = -m(\vec{\varepsilon} \times \vec{r})$ — setrvačná síla, která se projeví v případě, že rotace soustavy je rovnoměrná. Mizí v případě $\vec{\varepsilon} = \vec{0}$, tj. $\vec{\omega} = \text{konst.}$

b) $\vec{F}_o = -m\vec{\omega} \times (\vec{\omega} \times \vec{r}) = -m\vec{\omega} \times \vec{u}$ — odstředivá setrvačná síla.

c) $\vec{F}_c = -2m(\vec{\omega} \times \vec{v}')$ — tzv. Coriolisova síla. Obecně může působit pouze na těleso, které se v S' pohybuje.

Síly diskutované v bodech a) až c) se objevují v důsledku rotace soustavy S' , kterou může být např. soustava pevně spojená se Zemí. Soustavou S bude např. soustava pevně spojená se Sluncem. Zanedbáváme přitom složitější pohyb, při němž počátek S' opisuje kolem počátku S určitou křivku.

Zaměříme-li se nyní na podrobnější diskusi Coriolisovy síly \vec{F}_c (v meteorologické literatuře bývá často označována \vec{A} , toto označení budeme v další části používat), dospějeme k závěru, že:

a) Coriolisova síla se projeví jen u těles, která se v S' pohybují ($\vec{v}' \neq \vec{0}$),

b) Coriolisova síla je nenulová jen v případě, že vektorové přímky rychlosti \vec{v}' a úhlové rychlosti $\vec{\omega}$ nejsou spolu rovnoběžné (jinak by bylo $\vec{\omega} \times \vec{v}' = \vec{0}$, a tedy i $\vec{F}_c = \vec{0}$).

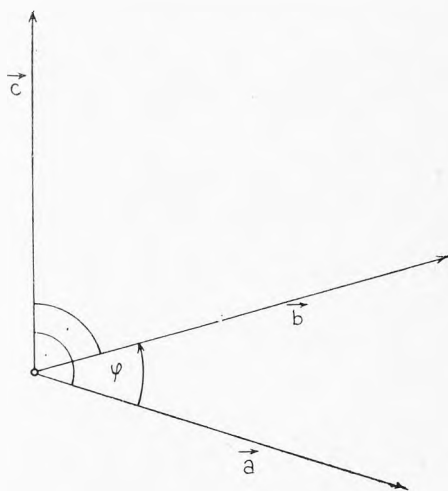
Pro vlastní výpočet velikosti Coriolisovy síly a určení jejího směru a orientace vyjdeme z definice vektorového součinu vektorových fyzikálních veličin:

výsledkem vektorového součinu vektorů \vec{a} a \vec{b} je vektor \vec{c} , tedy

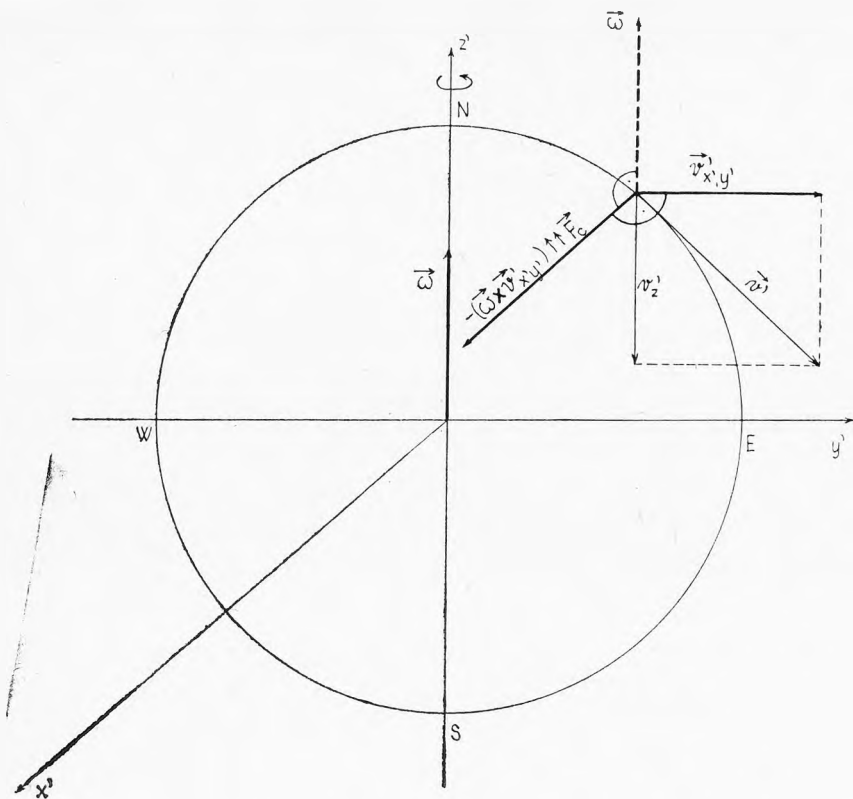
$$\vec{c} = \vec{a} \times \vec{b}, \quad (11)$$

jehož velikost je dána vztahem

$$|\vec{c}| = |\vec{a}| \cdot |\vec{b}| \sin \varphi. \quad (12)$$



Obr. 3. Směr a orientace výsledku \vec{c} vektorového součinu vektorů \vec{a} , \vec{b} .



Obr. 4. Rozklad rychlosti \vec{v}' na složky a určení směru Coriolisovy síly ($\uparrow \uparrow$ značí, že vektory jsou spolu rovnoběžné a jsou shodně orientovány).

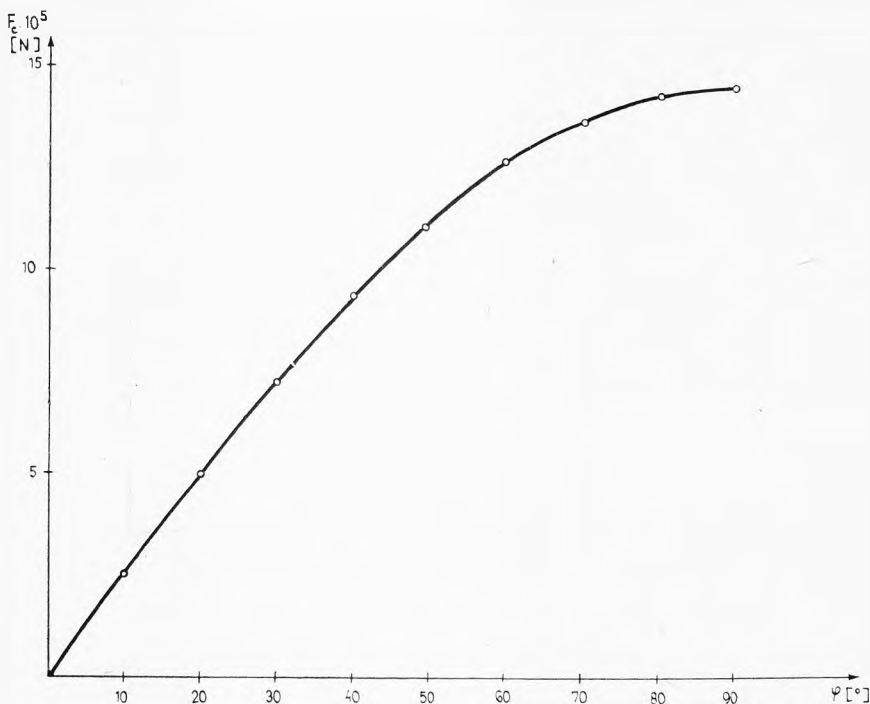
Vektor \vec{c} je kolmý k rovině, v níž leží vektory \vec{a} , \vec{b} a tvoří s vektory \vec{a} , \vec{b} (po řadě) pravotočivou soustavu (obr. 3). Při záměně pořadí vektorů v (11) se velikost výsledného vektoru nemění, orientace je však opačná.

Zvolíme-li osu z' za osu rotace a rozložíme-li vektor rychlosti \vec{v}' na složky \vec{v}'_z , ve směru osy rotace a $\vec{v}'_{x',y'}$, kolmý na osu rotace, dostaneme

$$\vec{v}' = \vec{\omega} \times (\vec{v}'_z + \vec{v}'_{x',y'}) = \vec{\omega} \times \vec{v}'_{x',y'}, \quad (13)$$

protože první člen ve vztahu (13) je nulový (úhel mezi $\vec{\omega}$ a \vec{v}'_z je nulový a podle (12) je nulová i velikost vektorového součinu těchto vektorů). Velikost Coriolisovy síly tedy bude

$$|\vec{F}_c| = 2m |\vec{\omega}| \cdot |\vec{v}'_{x',y'}| \cdot \sin \varphi = 2m |\vec{\omega}| \cdot |\vec{v}'_{x',y'}|, \quad (14)$$



Obr. 2. Přechod od soustavy S k S' , která rotuje kolem společné osy $z \equiv z'$.

protože úhel mezi těmito vektory je roven 90° ($\sin 90^\circ = 1$). Směr a orientaci síly je možno lehce určit z definice vektorového součinu (obr. 4).

Coriolisova síla působí podle předchozích úvah pouze v rotující vztažné soustavě a to na tělesa, která v ní mají nenulovou složku rychlosti kolmou na osu rotace. Pro ilustraci uvádíme tab. 1 velikosti Coriolisovy síly působící na těleso hmotnosti 1 kg, které se pohybuje konstantní rychlostí $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ v poledníkovém směru od rovníku k severnímu pólu, úhlová rychlost rotace Země je $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Výpočet je proveden po 10° zeměpisné šířky (platí, že $v'_{x',y'} = v' \cdot \sin \varphi$). Pro jiné hodnoty rychlosti nebo hmotnosti stačí údaje sloupce s hodnotou F_c vynásobit hmotností nebo rychlostí. Pro zvolené hodnoty rychlosti a hmotnosti je závislost na zeměpisné šířce znázorněna na obr. 5.

Při výpočtu hodnot F_c jsme mlčky předpokládali, že hodnota úhlové rychlosti ω je konstantní. Ve skutečnosti však vykazuje jisté změny, které jsou důsledkem slapového působení Měsíce a Slunce na rotaci Země. Přitom dochází ke zpomalování rotace a proto lze usuzovat, že hodnota F_c byla v minulosti $\omega = 7,97 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Odpovídající hodnota F_c (za předpokladu působení den před 350 milióny let asi 21,9 hodiny, dospějeme k hodnotě úhlové rychlosti $\omega = 7,97 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Odpovídající hodnota F_c (za předpokladu působení na těleso hmotnosti 1 kg o rychlosti $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, které se pohybuje poled-

níkovým směrem od rovníku k severnímu pólu) na 50° s.š. je rovna $12,21 \cdot 10^{-5}$ N. Porovnáním s tab. 1 lze zjistit, že do dnešní doby došlo k poklesu hodnoty F_c na 91,5 % původní hodnoty. Důsledky této změny v krajinné sféře lze jen obtížně odhadnout.

Na závěr našich úvah poznamenejme, že v soustavě S, která je inerciální (soustava spojená se Sluncem), nelze o Coriolisově síle uvažovat. Zde bude

Tabulka 1
Hodnoty Coriolisovy síly F_c v různé zeměpisné šířce φ

$\varphi [^\circ]$	$v'x'y' [m.s^{-1}]$	$F_c [N]$	$\varphi [^\circ]$	$v'x'y' [m.s^{-1}]$	$F_c [N]$
0	0	0	50	0,766	$11,17 \cdot 10^{-5}$
10	0,174	$2,537 \cdot 10^{-5}$	60	0,866	$12,63 \cdot 10^{-5}$
20	0,342	$4,986 \cdot 10^{-5}$	70	0,940	$13,71 \cdot 10^{-5}$
30	0,500	$7,290 \cdot 10^{-5}$	80	0,985	$14,36 \cdot 10^{-5}$
40	0,643	$9,375 \cdot 10^{-5}$	90	1,000	$14,58 \cdot 10^{-5}$

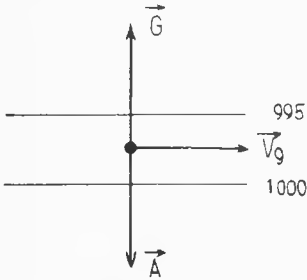
výklad veden jiným způsobem: např. při pádu tělesa se v okamžiku uvolnění těleso pohybovalo určitou obvodovou rychlostí. Při pohybu směrem k povrchu Země se dostává do míst se stejnou úhlovou rychlostí, ale s menší obvodovou rychlostí ($v_{obv} = \omega \cdot r$, kde r je vzdálenost místa, kde se těleso nachází, od osy rotace). Proto místa s menší obvodovou rychlostí těleso předbíhá a odchyluje se od svislého směru — na severní polokouli k východu (při pohybu svisle vzhůru se na severní polokouli odchýlí k západu).

NĚKTERÉ DŮSLEDKY CORIOLISOVY SÍLY V KRAJINNÉ SFÉŘE

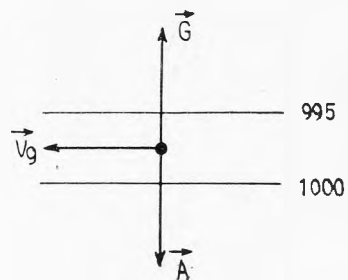
Protože Coriolisova síla působí na každý pohybující se hmotný bod na zemském povrchu, má významné důsledky i pro pohyb vodních částic. V oblasti oceánů napomáhá stáčení mořských proudů [působením Coriolisovy síly je na povrchu směr proudů odchýlen od převládajícího směru větru asi o 45°; v důsledku rotace se posunují centra proudových koloběhů k západním okrajům oceánů, přičemž při západní oceánské straně je cirkulace mohutnější; Coriolisova síla spolu s větry vanoucími z pevniny způsobuje při jihoamerickém pobřeží oddálení povrchových vod Peruánského proudu, přičemž do vzniklého prostoru vystupují z kompenzačních důvodů ještě studenější vodní masy z hloubky — [6]), u řek jsou její účinky formulovány tzv. Baerovým zákonem: pravé břehy řek na severní polokouli, které mají přibližně poledníkový směr, jsou za stejných podmínek strmější než levé. Mělo by tomu tak být proto, že Coriolisova síla zvyšuje erozní schopnost částic vodního toku při pravých březích. Touto otázkou se ve svém příspěvku věnovaném otázce asymetrie říčních koryt zabývali podrobně L. Loyda a P. Podracký [7]. Podle [2] také ledy v Arktidě se pod vlivem Coriolisovy síly odchylují o 30–40° od směru větru.

Významnou roli hraje Coriolisova síla při pohybu vzduchových částic. K pře-

a)



b)



Obr. 6. Síly působící na vzduchovou částici v případě geostrofického větru: a) severní polokoule, b) jižní polokoule.

mistování částice vzduchu dochází pod vlivem několika sil, což lze popsat rovnicí pohybu ([10]):

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = \vec{G} + \vec{A} + \vec{R} + \vec{C}, \quad (15)$$

kde \vec{G} je síla horizontálního tlakového gradientu, \vec{A} je uchylující síla zemské rotace, \vec{R} je síla tření \vec{C} je odsředivá síla. Za určitých podmínek některé z těchto sil mohou chybět nebo mohou být tak malé, že v porovnání s ostatními je lze zanedbat. Přitom samotný pohyb vzduchových částic vyvolává pouze síla tlakového gradientu a tíhová síla, zatímco ostatní jen vychylují nebo brzdí vzniklý pohyb.

V případě, že výslednice všech působících sil na danou částici je nulová,

tj. kdy $\frac{d\vec{V}}{dt} = \vec{0}$ (jde o stacionární neboli ustálený pohyb bez zrychlení) a když

$\vec{R} = \vec{0}$ a $\vec{C} = \vec{0}$, dostáváme: $\vec{A} = -\vec{G}$. Tyto podmínky nám určují tzv. geostrofický vítr (obr. 6), daný působením horizontálního tlakového gradientu a Coriolisovy síly. Tedy pro velikost rychlosti geostrofického větru V_g platí vztah

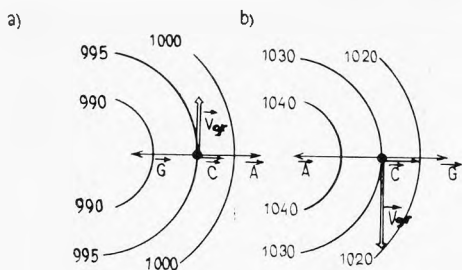
$$2 \omega V_g \sin \varphi = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}, \quad (16)$$

odkud

$$V_g = \frac{1}{2 \omega \cdot \rho \cdot \sin \varphi} \cdot \frac{\partial p}{\partial n}. \quad (17)$$

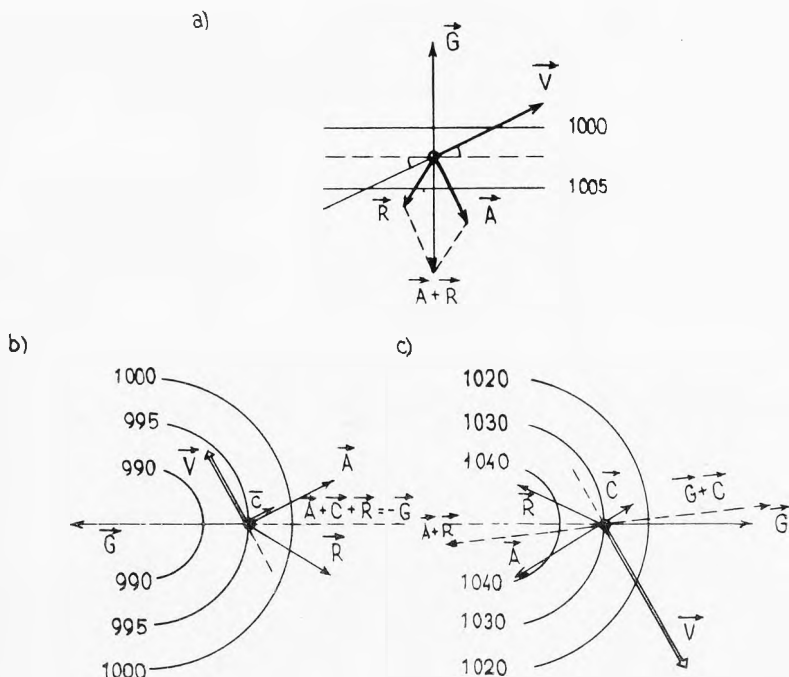
Protože $\vec{C} = \vec{0}$, znamená to, že geostrofický vítr je možný jen při přímkových izobarách nebo izohypsách. Ve výškách nad mezní vrstvou atmosféry je skutečný vítr svým směrem a velikostí blízký právě větru geostrofickému (zrych-

Obr. 7. Síly působící na vzduchovou částici v případě cyklostrofického větru: a) cyklóna, b) anticyklóna.



lení pohybu je zde obvykle malé; síla tření je zanedbatelná; zakřivení trajektorií vzdušných částic je malé, tj. pohyb vzduchu lze považovat za přímočarý).

Je-li proudění vzduchu podmíněno pouze působením sil \vec{G} , \vec{A} a \vec{C} při $\vec{R} = \vec{0}$, jde o vítr gradientový neboli cyklostrofický. Uvažujeme-li kruhovou izobaru o poloměru r , pak v cyklóně je $\frac{\partial p}{\partial r} > 0$, v anticyklóně $\frac{dp}{dr} < 0$, tj. v cyklóně síla tlakového gradientu \vec{G} směřuje ke středu a v anticyklóně od středu. Od-



Obr. 8. Rozklad sil působících na vzduchovou částici v mezní vrstvě atmosféry (se třením): a) přímkové izobary, b) cyklóna, c) anticyklóna.

středivá síla \vec{C} směřuje vždy od středu. Rovnováha působících sil nastává při rozložení zachyceném na obr. 7. Přitom vektor gradientového větru má vždy směr tečny k izobarám, kolmo na vektor \vec{G} , na severní polokouli od něho doprava, na jižní doleva.

Vztah pro gradientový vítr V_{gr} v cyklóně je následující:

$$\frac{V_{gr}^2}{r} + 2 \omega V_{gr} \sin \varphi = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}, \quad (18)$$

odkud

$$V_{gr} = -\omega r \sin \varphi + \sqrt{\omega^2 r^2 \sin^2 \varphi + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}}. \quad (19)$$

V anticyklóně pak platí

$$2 \omega V_{gr} \sin \varphi = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{V_{gr}^2}{r}, \quad (20)$$

odkud

$$V_{gr} = \omega r \sin \varphi - \sqrt{\omega^2 r^2 \sin^2 \varphi + \frac{r}{\rho} \left| \frac{\partial p}{\partial r} \right|}. \quad (21)$$

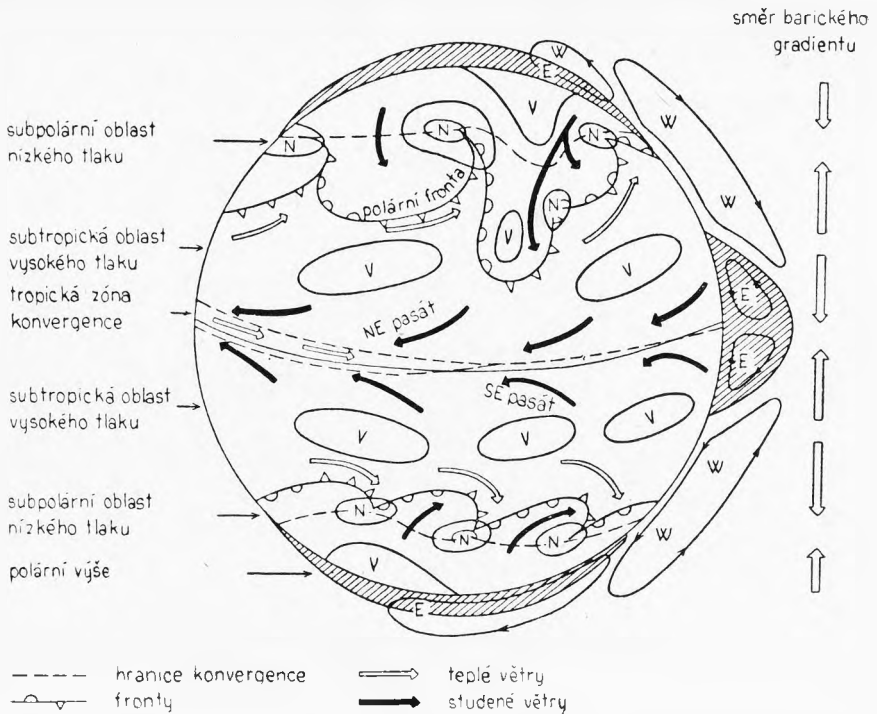
V prvním případě vzduchová částice obtéká oblast nízkého tlaku vzduchu proti směru pohybu hodinové ručičky, v případě anticyklóny po směru.

V mezní vrstvě atmosféry, kde je již třeba uvažovat tření o zemský povrch (\vec{R}), se situace poněkud komplikuje, jak plyne z obr. 8. V důsledku tření se směr větru odchyluje od tečného směru k izobaře na stranu nižšího tlaku v průměru o úhel kolem 30° (nad mořem asi o 15° , nad pevninou asi o 40°). Rychlost větru v mezní vrstvě je pak menší než rychlost geostrofického a gradientového větru.

Výše uvedené síly (včetně Coriolisovy) se výrazně uplatňují v systému všeobecné cirkulace atmosféry, především jako důsledky nerovnoměrného rozdělování slunečního záření na naší planetě, její rotace a různého charakteru aktivního povrchu.

Výsledkem působení Coriolisovy síly a síly tření v mezní vrstvě atmosféry na pohyb vzduchu je pak mechanismus proudění, který se projevuje obecně stáčením proudění a jeho vychylováním z poledníkového směru (tj. od směru horizontálního tlakového gradientu), jak je to schématicky znázorněno na obr. 9.

Nad mezní vrstvou atmosféry, kde lze vliv tření o zemský povrch zanedbat, v podstatě směřuje horizontální složka tlakového gradientu z tropů k pólům, což pod vlivem Coriolisovy síly vyvolává v troposféře a spodní stratosféře převládající západní přenos vzduchu, nejlépe vyvinutý v mírných a vysokých zeměpisných šířkách.



Obr. 9. Schéma všeobecné cirkulace atmosféry při zemském povrchu a v meridionálním řezu podle H. Flohna. Označení: W — západní větry, E — východní větry [oblast východního proudění šrafována]. Blízko severní subpolární oblasti nízkého tlaku naznačena meridionální výměna vzduchu, při jižní zonální.

ZÁVĚR

Předložený příspěvek podává výklad vzniku Coriolisovy síly a poukazuje na některé její důsledky v krajinné sféře, především pak v atmosféře. Příspěvek může být vhodným doplňkem výkladu Coriolisovy síly a jejích důsledků při výuce matematické geografie, meteorologie a klimatologie.

LITERATURA

1. BLÜTHGEN, J.: Geografija klimatov. Tom 2. 402 str. Progress, Moskva 1973. Ruský překlad Allgemeine Klimageographie, Berlin 1966. — 2. DUBINSKIJ, G. P., GURALNIK. I. I., MAMIKONOVA, S. V.: Meteorologija. 3. vyd., 450 str. Gidrometeorologičeskoje izdatěl'stvo, Leningrad 1965. — 3. HORÁK, Z., KRUPKA, F.: Fyzika. 902 str. SNTL a SVTL Praha 1966. — 4. CHRGIJAN, A. Ch.: Fyzika atmosféry. Tom 1 a 2. 566 str. Gidrometeoizdat, Leningrad 1978. — 5. CHROMOV, S. P.: Meteorológia a klimatológia. 454 str., SAV, Bratislava 1968. Slovenský překlad Meteorologija i klimatologia, Gidrometeorologičeskoje izdatěl'stvo, Leningrad 1964. — 6. KUKAL, Z. a kol.: Základy oceánografie. 1. vyd., 510 str. Academia, Praha 1977. — 7. LOYDA, L., PODRACKÝ, P.: Corio-

lisova síla v Baerův zákon. Sborník ČSGS, 84, 4, 308—310. Academia, Praha 1979. — 8. SLÁDEK, I.: Definice základních klimatologických pojmů schválené meteorologickými službami socialistických států. Geogr. Čas., 30, 3, 260—263. Bratislava 1978. — 9. TICHÝ, O., SVEC, R.: Matematický zeměpis a kartografie. 320 str., SPN, Praha 1965. —10 10. ZVEREV, A., S.ž. Sinoptičeskaja meteorologija, 2. vyd., 711 str. Gidrometeoizdat, Leningrad 1977.

Рудолф Браздил — Богуслав Маца

СИЛА КОРИОЛИСА И ЕЕ ПОСЛЕДСТВИЯ В ЛАНДШАФТНОЙ СФЕРЕ ЗЕМЛИ

Сила Кориолиса как вследствие вращения Земли вызывает отклонение движущихся материальных объектов на земной поверхности от первоначального направления. В области океанов она вызывает изменение направления морских течений (на поверхности океанов направление течений отклоняется от преобладающего направления ветра примерно на 45° ; центры круговых течений смещаются к западным окраинам океанов; поверхностные водные массы Перуанского течения удаляются от побережья Южной Америки; движение льдов в Арктике отклоняется от направления ветра на $30-40^\circ$), на реках, текущих в меридиональном направлении, эта сила содействует возникновению асимметрии речных русел (закон Базра), она отчетливо влияет на движущиеся воздушные массы (сила Кориолиса действует всегда в направлении противоположном направлению горизонтального градиента давления). Одновременно с силой трения эта сила вызывает отклонения в движении воздушных масс в нижних слоях атмосферы (например, пассаты) и она является главной причиной преобладающего западного переноса масс воздуха поверх граничного слоя атмосферы.

Сила Кориолиса возрастает от нуля на экваторе по направлению к полюсам. Длительный процесс замедления скорости вращения Земли вокруг своей оси (т. е. уменьшение величины угловой скорости вращения) является причиной понижения ее величины. Например, за последние 350 миллионов лет на 50° северной широты ее величина понизилась на 8,5 %, что в свою очередь очевидно проявило себя и в ландшафтной сфере.

В чехословацкой географической литературе изложение возникновения и вывода силы Кориолиса или же слишком сжатое и мешает ее правильному пониманию, или же полностью отсутствует. По этим причинам в данной статье находится также и подробный вывод формулы этой силы, который можно использовать в процессе обучения математической географии, метеорологии и климатологии.

Рис. 1. Переход от системы S к системе S' , движущейся по отношению к S трансляционно.

Рис. 2. Переход от системы S к системе S' , вращающейся вокруг совместной оси $z \equiv z'$.

Рис. 3. Направление и ориентировка результата \vec{c} векторного произведения векторов \vec{a} , \vec{b} .

Рис. 4. Разложение скорости \vec{v}' на составные и определение направления силы Кориолиса ($\uparrow\uparrow$ означает что вектора взаимно параллельны и имеют одинаковую ориентировку).

Рис. 5. Зависимость величины $|\vec{F}_c|$ от географической широты.

Рис. 6. Силы действующие на частицу воздуха в случае геострофического ветра: а) северное полушарие, б) южное полушарие.

Рис. 7. Силы действующие на частицу воздуха в случае циклострофического ветра: а) циклон, б) антициклон.

Рис. 8. Разложение сил действующих на частицу воздуха в граничном слое атмосферы (учитывая трение): а) прямолинейные изобары, б) изобары циклона, с) изобары антициклона.

Рис. 9. Схема общей циркуляции атмосферы вблизи земной поверхности и в меридиональном разрезе по Г. Флону. Обозначения: *W* — западные ветры, *E* — восточные ветры (область восточного течения заштрихована). Вблизи северной субполярной зоны низкого давления намечен обмен воздушных масс в меридиональном направлении, вблизи южной — в зональном направлении.

Табл. 1. Значения силы Кориолиса F_c на разных географических широтах.

Перевод: Л. Правдова

Rudolf Brázdil — Bohuslav Máca

CORIOLIS FORCE AND ITS CONSEQUENCES IN THE LANDSCAPE SPHERE OF THE EARTH

Coriolis force (deviating force of the rotation of the earth), as a consequence of the rotation of the earth causes a deflection of moving material objects on the surface of the earth from the original direction. In the area of oceans it contributes to the turning of ocean currents (on the surface of the oceans the direction of the currents is diverted by about 45° from the prevailing direction of winds; the centres of current circulations are shifting to the western borders of the oceans; at the coast of South America the surface waters of the Peruvian-Current are diverted; in the Arctic the movement of ice deviates $30-40^\circ$ from the direction of the winds), in rivers flowing roughly in the meridional direction it contributes to the asymmetry of the river-beds (Baer's law), it is markedly involved in the movement of the air (coriolis force always acts against the force of the horizontal pressure gradient). Jointly with the force of friction it causes turning of the air current in the lower part of the atmosphere (e.g. the trade-winds) and is the main cause of the prevailing western transfer of the air over the border layer of the atmosphere.

Coriolis force grows from zero at the equator in the direction to the poles. A long-range slowing down of the rotation of the earth (i.e. a decline of the value of the angular speed of rotation) is the cause of the decline of its magnitude. E.g. during the last 350 mil of years its value declined to 50° n.l. by 8,5 % what in its consequences became evidently projected also in the landscape sphere.

In the Czechoslovak geographical literature the interpretation of the origin and derivation of Coriolis force is either too brief to the detriment of proper understanding or it is entirely lacking. That is why this contribution deals with the derivation of this force in detail and may serve as a useful complement in teaching mathematical geography, meteorology and climatology.

Fig. 1. Transition from the system S to the system S' , which moves with regard to S by a translation movement.

Fig. 2. Transition from the system S to the system S' , which rotates round a common axis $z \equiv z'$.

Fig. 3. Direction and orientation of the result \vec{c} of the vector product of the vectors \vec{a} , \vec{b} .

Fig. 4. Decomposition of velocity \vec{v} into components and determination of the direction

of Coriolis force ($\uparrow \uparrow$ means that the vectors are parallel and are coincidentally oriented).

Fig. 5. Dependence of the magnitude $|\vec{E}_c|$ on the latitude.

Fig. 6. Forces acting on the air particle in the case of a geostrophic wind: a) the northern hemisphere, b) the southern hemisphere.

Fig. 7. Forces acting on the air particle in the case of a cyclostrophic wind: a) low-pressure, b) high-pressure.

Fig. 8. Decomposition of the forces acting on the air particle in the border layer of the atmosphere (with friction): a) linear isobars, b) low-pressure, c) high-pressure.

Fig. 9. Scheme of general circulation of the atmosphere at the surface of the earth and in a meridional cut according to *H. Flohn*. Designation: *W* — west winds, *E* — east winds (area of eastern current hatched). Near the northern sub-polar region of low-pressure the meridional exchange of air is marked, at the southern the zonal.

Tab. 1. Values of Coriolis force F_c in different latitudes.

Translated by A. Mišíková