

M e t e o r o l o g i e
p r o
j a c h t a ř e

Vybral a sestavil

Miloš Holenda - Thor

Havlíčkův Brod

Leden 1997

Obsah:

1. ZÁKLADNÍ POJMY

1.1. Atmosféra

1.1.1. Zajímavosti

1.2. Meteorologie

1.2.1. Tlak vzduchu

1.2.2. Teplota vzduchu

1.2.3. Vlhkost vzduchu

1.2.4. Vítr

1.2.5. Sluneční svit

1.2.6. Sluneční záření

1.2.7. Srážky

1.2.8. Sněhová pokrývka

1.2.9. Oblačnost

1.2.9.1. Názvosloví

1.2.9.2. Rozdělení oblaků

1.3. Synoptická meteorologie

1.3.1. Tlakové útvary

1.3.1.1. Tlaková níže

1.3.1.2. Tlaková výše

1.3.1.3. Gradientový vítr

1.3.2. Frontální rozhraní (fronta)

1.3.2.1. Teplá fronta

1.3.2.2. Studená fronta

1.3.2.3. Okluzní fronta

2. METEOROLOGIE PRO JACHTAŘE

2.1. Proudění vzduchu

2.1.1. Základní poznatky o proudění

2.1.2. Základní typy proudění

2.1.2.1. Teplotní proudění

2.1.2.2. Proudění na rozhraní voda – břeh

2.1.2.3. Proudění na rozhraní teplejší a studenější vody

2.1.2.4. Proudění nad teplejší vodou

2.1.2.5. Proudění v blízkosti srázných břehů

2.1.2.6. Proudění v blízkosti ostrova

2.1.2.7. Linie mraků

2.1.2.8. Dešťové mraky

2.1.2.9. Bríza

2.1.3. Překážky proudění

2.2. Shrnutí poznatků

3. TAKTICKÁ PRAVIDLA PRO ZÁVOD

1. Základní pojmy

1.1. Atmosféra

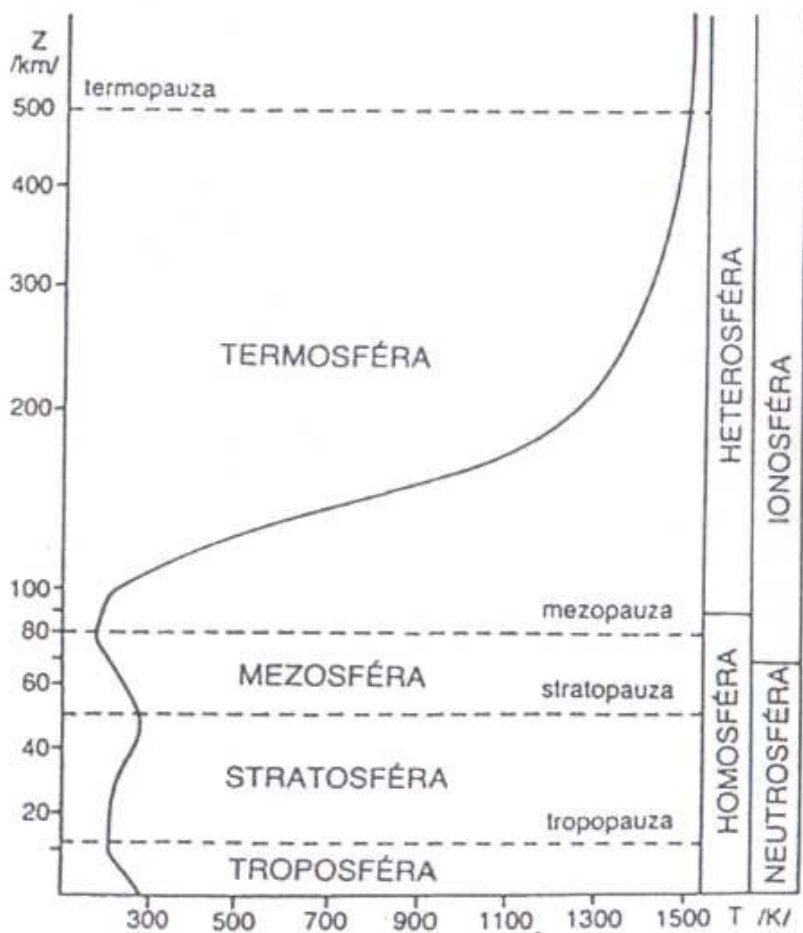
Je prostor, v němž probíhají veškeré meteorologické jevy. Sahá od zemského povrchu do výšky 30 až 40 tisíc km. Její složení se do výšky asi 100 km nemění a odpovídá následující tabulce:

Složka vzduchu	Chemická značka	Suchý vzduch (objem. %)	Vlhký vzduch (objem. %)
Dusík	N ₂	78,08	77,0
Kyslík	O ₂	20,95	20,7
Argon	Ar	0,93	0,9
Oxid uhličitý	CO ₂	0,03	0,3
Stopové látky	Ne, He, Kr, H ₂ , N ₂ O, Xe, SO ₂ , O ₃ , NO ₂ , NH ₃ , CO ₂ , J ₂	<0,01	<0,01
Vodní pára	H ₂ O	--	1,3 *)
Celkem		100,00	100,00

*) – průměrná hodnota v blízkosti zemského povrchu

Tabulka 1 – Složení zemské atmosféry

Vertikální členění atmosféry je dáno teplotním profilem. Od roku 1961 se zde rozlišují následující vrstvy (viz obrázek 1):



Obrázek 1 – Vertikální členění zemské atmosféry.

Pro umožnění počítačového zpracování meteorologických dat byly zavedeny modely atmosféry. Např. mezinárodní standardní atmosféra ICAO (Mezinárodní organizace pro civilní letectví) je definována takto:

Nulová výška je na úrovni průměrné výšky hladiny moře. Zde jsou definovány tyto standardní veličiny:

- Teplota 15 °C
- Tlak vzduchu 1013,25 hPa
- Hustota vzduchu 1,225 kg/m³
- Tíhové zrychlení 9,8066 m/s²

- Od této úrovně ubývá teploty vzduchu o 0,65 °C na 100 m výšky až do výšky 11019m, kde jsou definovány tyto veličiny:
- Teplota – 56,5 °C
- Tlak vzduchu 226,32 hPa
- Hustota vzduchu 0,36319 kg/m³
- Tíhové zrychlení 9,7727 m/s²

1.1.1. Zajímavosti:

1. Většina atmosférických jevů se odehrává v troposféře, tj. ve výšce do cca 11 km. Zde je soustředěno 75 % hmotnosti atmosféry a téměř veškerá atmosférická voda.
2. K největším změnám meteorologických prvků dochází v tzv. mezní vrstvě atmosféry tj. do výšky cca 1,5 km, kde převládá působení zemského povrchu na probíhající děje. Nad ní již není proudění vzduchu ovlivňováno zemským povrchem, ale pouze tlakovými gradienty a Coriolisovou silou. Tloušťka mezní vrstvy závisí na charakteru povrchu Země, nad hornatým povrchem je podstatně větší než nad rovinou či mořem.
3. Průměrný obsah vody v zemské atmosféře je $1,23 \cdot 10^{16}$ kg, což odpovídá vrstvě vody 22 mm. Průměrný roční úhrn atmosférických srážek je $5,26 \cdot 10^{17}$ kg, což odpovídá vrstvě vody 1036 mm. Z toho vyplývá, že vodní pára se nad určitým místem zemského povrchu obnovuje cca 47 krát za rok, tj. přibližně každých 8 dní.

1.2. Meteorologie

Je věda, zabývající se všestranným studiem dějů, probíhajících v zemské atmosféře. Stav atmosféry v konkrétním místě je popsán tzv. meteorologickými prvky, které jsou uvedeny v následující tabulce:

Co	Jednotka	Přístroj	Registrace	Poznámka
Tlak vzduchu	Pa (hPa) mbar torr (mm Hg)	tlakoměr	barograf	Norm. tlak = 1013,25 hPa
Teplota vzduchu	°C, K	teploměr	termograf	2 m nad zemí
Vlhkost vzduchu	g/m ³ , %	vlhkoměr	hygrograf	

Vítr	Směr =úhel odkud vane/10 Síla m/s	anemometr	anemograf	10 m nad zemí
Sluneční svit	hod	-	heliograf	
Sluneční záření	W/m ² /s	-	-	na horní hranici atmosféry
Srážky	Mm H ₂ (l/m ²)	srážkoměr	ombrograf	
Sněhová pokrývka	cm	Sněhová lať		souvislá nesouvislá
Oblačnost	Osminy pokrytí oblohy	odhadem		

Tabulka 2 – Přehled meteorologických prvků

1.2.1. Tlak vzduchu

Je to síla, která je vyvolána hmotností sloupce vzduchu, který sahá od místa měření až po horní okraj atmosféry. Mezi jednotkami, v nichž se měří existuje tento převodní vztah:

$$1 \text{ hPa} = 100 \text{ N/m}^2 = 1 \text{ mbar} = 0,75 \text{ torr} = 0,75 \text{ mm Hg}$$

Na jeho velikost mají vliv i některé další meteorologické prvky (teplota, vlhkost) a dále nadmořská výška v místě měření a proto se provádí přepočty pomocí standardní atmosféry na normální podmínky tj. na 0 °C a na střední hladinu moře, aby bylo možné naměřené údaje porovnávat. Normální tlak má hodnotu 760 mm Hg neboli 1013,25 hPa.

1.2.2. Teplota vzduchu

Charakterizuje tepelný stav ovzduší. Převodní vztah mezi teplotami, udanými v různých stupních je:

$$t \text{ (}^\circ\text{C)} = 5/4 t \text{ (}^\circ\text{R)} = 5/9 [t \text{ (}^\circ\text{F)} - 32] = T \text{ (K)} - 273,16$$

Příčemž: $t \text{ (}^\circ\text{C)}$ je teplota ve stupních Celsia

$t \text{ (}^\circ\text{R)}$ je teplota ve stupních Réaumura

$t \text{ (}^\circ\text{F)}$ je teplota ve stupních Fahrenheita

$T \text{ (K)}$ je teplota v Kelvinech (0 K je teplota absolutní nuly tj. -273,16 °C)

Teplota vzduchu se mění sdílením tepla. Existují tyto základní způsoby výměny tepla v atmosféře:

- 1. Konvekce (proudění)** je výměna tepla pomocí vertikálních pohybů vzduchu.
- 2. Turbulence** – neuspořádané pohyby vzduchu při proudění podél zemského povrchu
- 3. Radiace** – přenos tepla infračerveným zářením

Teploměr při měření je třeba za stínit, abychom odstranili vliv radiace. Nejnižší teplota bývá při východu slunce, nejvyšší mezi 14. a 15. hodinou. Průměrná teplota se počítá se vzorce:

$$\bar{t} = (t_7 + t_{14} + 2t_{21}) / 4$$

kde t_7 je teplota, naměřená v 7:00 atd.

1.2.3. Vlhkost vzduchu

Je obsah vodní páry v ovzduší. Za dané teploty a tlaku může vzduch obsahovat pouze určité množství vodní páry. Stav, kdy již nelze zvyšovat její obsah se nazývá **stav nasycení**.

Množství vody ve vzduchu (vlhkost) určíme

- absolutně – absolutní množství vlhkosti v g/m³ nebo
- relativně – relativní vlhkost se udává v procentech a je dána vztahem:

$$r = (e / E) * 100$$

kde **e** je absolutní vlhkost vzduchu při dané teplotě a tlaku

E je maximální vlhkost vzduchu při stejných podmínkách (ve stavu nasycení).

Vlhkost vzduchu má pro děje v atmosféře rozhodující význam. Jestli-že dochází k ochlazení vzduchových hmot na **teplotu rosného bodu**, dochází ke kondenzaci vodní páry a vzniká v přízemní vrstvě vzduchu mlha, ve vyšších vrstvách se tvoří různé druhy oblaků (viz dále).

1.2.4. Vítr

Představuje pohyb vzduchových hmot vzhledem k zemskému povrchu. Pro jeho určení musíme znát:

- **směr odkud vane** - udává se v desítkách stupňů
- **rychlost** – udává se m/s a platí: **1 m/s = 3,6 km/h**

Pro odhad síly větru se používá stupnice, popisující účinky větru na pozemské objekty. Pro jednoduchost vyjádření se jednotlivé stupně označují čísly 0 až 12. (tzv. Beaufortova stupnice).

Stupeň	Označení	Rozpoznávací znaky	Rychlost	
			m/s	km/h
0	Bezvětří	Kouř stoupá svisle vzhůru	0,0-0,2	pod 1
1	Vánek	Směr větru je poznatelný podle pohybu kouře, vítr však nepohybuje větrnou korouhví(směrovkou)	0,3-1,5	1-5
2	Slabý vítr	Vítr je cítit ve tváři, listy stromů šelestí, větrná směrovka se začíná pohybovat.	1,6-3,3	6-11
3	Mírný vítr	Listy stromů a větvičky jsou v trvalém pohybu, vítr napíná praporky a slabě čeří hladinu stojaté vody.	3,4-5,4	12-19
4	Dosti čerstvý vítr	Vítr zdvihá prach a kousky papíru, pohybuje slabšími větvemi.	5,5-7,9	20-28
5	Čerstvý vítr	Listnaté keře se začínají hýbat, na stojatých vodách se tvoří menší vlny se zpěněnými hřebeny	8,0-10,7	29-38
6	Silný vítr	Vítr pohybuje silnějšími větvemi, telegrafní dráty sviští,používání deštníků se stává nesnadným	10,8-13,8	39-49
7	Prudký vítr	Vítr pohybuje celými stromy, chůze proti větru je obtížná.	13,9-17,1	50-61
8	Bouřlivý vítr	Vítr ulamuje větve, chůze proti větru je téměř nemožná.	17,2-20,7	62-74
9	Vichřice	Vítr působí menší škody na stavbách (strhává komíny, tašky ze střech)	20,8-24,4	75-88
10	Silná vichřice	Vyskytuje se na pevnině zřídka: vyvrací stromy, působí větší škody na obydlích.	24,5-28,4	89-102
11	Mohutná vichřice	Vyskytuje se velmi zřídka, rozsáhle pustoší (velké škody na lesích, na domech)	28,5-32,6	103-117
12	Orkán	Ničivé účinky	>=32,7	>=118

Tabulka 3 – Beaufortova stupnice pro odhad síly větru

Zajímavost: Původní stupnice z poč. 19. století se týkala pouze odhadu síly větru na moři a byla rozčleněna podle počtu a druhu plachet při plavbě tehdejší běžné lodi fregaty. Nejnižší stupeň znamenal nemožnost plavby, nejvyšší stupeň pak představoval vichřici, při níž nemohla být rozvinuta žádná plachta.

1.2.5. Sluneční svit

Představuje dobu, po kterou dopadá přímé sluneční záření na zemský povrch. Měřicí přístroj zapisuje tuto dobu na registrační pásek tak, že jej při dopadu slunečních paprsků propaluje. Ze získaného záznamu se pak vyhodnocuje doba trvání slunečního svitu v hodinách na jedno desetinné místo.

1.2.6. Sluneční záření

Popisuje intenzitu přenosu energie ze Slunce na Zemi. Vztahuje se na horní hranici atmosféry a představuje množství energie, které dopadá za 1 vteřinu na plochu 1 m² postavenou kolmo ke slunečním paprskům při střední vzdálenosti Země od Slunce. Tato energie se dostává do atmosféry jednak přímo při průchodu atmosférou (asi 20%), zbytek energie dopadne na zemský povrch, který se ohřeje a předává teplo zpět do atmosféry.

1.2.7. Srážky

Představují množství vody, které spadlo na místě měření za určitý čas. Měří se srážkoměrem, tj. zařízením s kruhovou záchytnou plochou 500 cm² ve výšce 1 m nad terénem. Sněhové srážky se rozpustí a po přelití do odměrné skleněné nádoby se stanoví množství srážek za měřené období v mm, což odpovídá počtu litrů na plochu 1 m².

1.2.8. Sněhová pokrývka

Představuje pokrytí povrchu vrstvou sněhu o výšce alespoň 0,5 cm. Je-li takto pokryta více než polovina povrchu v okolí pozorování, mluvíme o souvislé sněhové pokrývce, jinak se jedná o nesouvislou sněhovou pokrývku. Měření se provádí 1x za den vždy v 7:00 hod a udává se většinou celková výška nově napadlého sněhu.

1.2.9. Oblačnost

1.2.9.1. Názvosloví

Pojem oblačnost charakterizuje stupeň pokrytí oblohy oblaky. Udává se v osminách pokrytí oblohy, přičemž si představujeme, že veškerá oblačnost je soustředěna do souvislé plochy bez mezer. Příslušné názvosloví uvádí tabulka 4.

Slovní vyjádření oblačnosti	Oblačnost v osminách
jasno	0 až 1
skoro jasno	2
malá oblačnost	3
polojasno	4
oblačno	5 až 6
skoro zataženo	7
zataženo	8

Tabulka 4 – Hodnocení oblačnosti

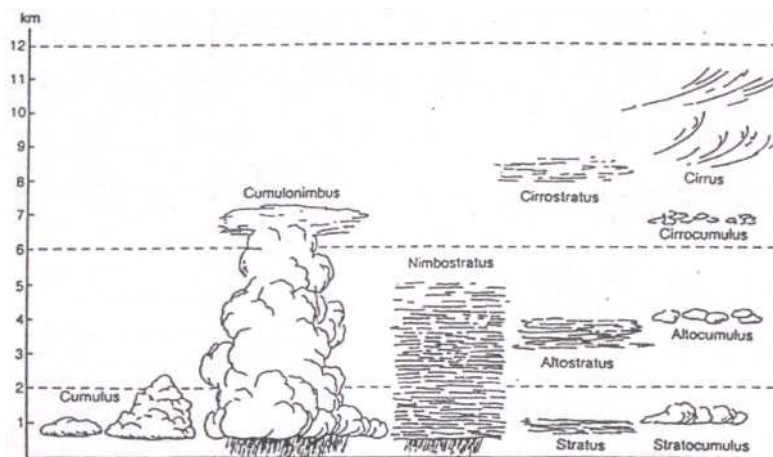
1.2.9.2. Rozdělení oblaků:

Oblačnost může být tvořena různými druhy oblaků, které můžeme třídit podle různých hledisek, např. podle:

- **Vzniku a vývoje** – frontální, kupovité, vrstevnaté, konvekční, turbulentní atd.
- **Výšky** – nízké, střední, vysoké (viz tabulka 5)
- **Složení** – vodní, ledové, smíšené
- **Vzhledu** – rozlišuje se 10 druhů, kterým se dále přiřazují tzv. tvary a odrůdy (např. altocumulus lenticularis duplicatus) – viz obrázek 2

Skupina (patro oblaků)	Druh oblaku			Přibližná nadmořská výška
	Latinský název	Zkratka	Český název	
Vysoké oblaky	Cirrus	Ci	řasa	5 až 13 km
	Cirrocumulus	Ce	řasová kupa	
	Cirrostratus	Cs	řasová sloha	
Střední oblaky	Altostratus	Ac	vysoká kupa	2 až 7 km
Nízké oblaky	Stratocumulus	Sc	slohová kupa	Od zemského povrchu do 2 km
	Stratus	St	sloha	
Oblaky vertikálního vývoje	Altostratus	As	vysoká sloha	Zasahují do více pater
	Nimbostratus	Ns	dešťová sloha	
	Cumulus	Cu	kupa	
	Cumulonimbus	Cb	dešťová kupa	

Tabulka 5 – Skupiny oblaků podle vertikálního vývoje



Obrázek 2 – druhy oblaků

1.3. Synoptická meteorologie

Je to nauka o procesech, probíhajících v zemské atmosféře, a o předpovídání počasí na základě analýzy těchto procesů. Základní pomůckou je tzv. **synoptická mapa**, což je zakreslení stavu počasí podle údajů meteorologických stanic na velkém území v daném okamžiku pomocí smluvených značek. Přehled těchto značek uvádí Tabulka 6:

Podle vývoje meteorologické situace na několika po sobě následujících mapách lze usuzovat na další vývoj počasí. Nejdůležitější procesy, které sledují synoptické mapy jsou:

- Vznik a vývoj tlakových útvarů tj. **tlakových níží** (cyklon) a **tlakových výší** (anticyklon) a s nimi úzce související přesun a vývoj vzduchových hmot
- Vznik a vývoj **frontálních rozhraní** (front)

• déšť	△ rosa
• dešťová přeháňka	▲ zmrzlá rosa
* sníh	— jíní
• sněhová přeháňka	V jinovalka
• déšť se sněhem	Y námraza
• mrholení	~ ledovka
▲ kroupy	☐ náleď
☒ souvislá sněhová pokrývka	≡ mlha
☒ nesouvislá sněhová pokrývka	≡ kouřmo
⊗ bouřka	⇒ zákal
< blesk	
T hřmění	
○ jasno	— studená fronta
◐ skoro jasno	— teplá fronta
◑ polojasno	— okluzní fronta
◒ polooblačno	
◓ oblačno	
◔ zataženo	

Tabulka 6 – Mezinárodní meteorologické značky

1.3.1. Tlakové útvary

Jsou na synoptické mapě vymezeny tzv. **izobarami**, což jsou čáry, spojující místa se stejným tlakem vzduchu. Podle charakteru tlakového útvaru rozlišujeme **tlakovou níž** a **tlakovou výš**.

1.3.1.1. Tlaková níže

Je útvar, který je omezen alespoň jednou uzavřenou izobarou a tlak uvnitř této izobary je **nižší** než v okolí. Podle tvaru izobary se může jednat o tzv. **brázdou nízkého tlaku vzduchu**.

1.3.1.2. Tlaková výše

Je útvar, který je omezen alespoň jednou uzavřenou izobarou a tlak uvnitř této izobary je **vyšší** než v okolí. Podle tvaru izobary se může jednat o tzv. **hřeben vyššího tlaku vzduchu**.

1.3.1.3. Gradientový vítr

Proudění vzduchu nastává vždy z místa s vyšším tlakem do místa s nižším tlakem. Na zemi navíc působí na každé pohybující se těleso **Coriolisova síla**, která stáčí pohyb na severní

polokouli **vpravo**, na jižní vlevo. Tyto dvě síly se ustálí v rovnováze tak, že vzduch proudí podél izobar (tzv. gradientový vítr). K těmto dvěma silám se ještě v blízkosti zemského povrchu přidává **třecí síla** o zemský povrch, která způsobí, že se výsledné proudění stočí poněkud do směru tlakového gradientu. Oblast vysokého tlaku vzduchu se tak stává v přízemní vrstvě tzv. **oblastí rozbíhavosti** (divergence), oblast tlakové níže je pak oblastí **sbíhavosti** (konvergence). Tyto pohyby vzduchových hmot jsou pak vyrovnávány sestupným (v případě tlakové výše) a vzestupným prouděním v oblasti středu tlakového útvaru. Tato proudění mají rozhodující význam na dění v oblasti tlakových útvarů. Sestupná proudění (tj. oblast tlakové výše) jsou pro jachtaře vždy příznivá, protože při nich dochází ke stlačování vzduchových hmot, tím k jejich prohřívání a rozpouštění oblačnosti.

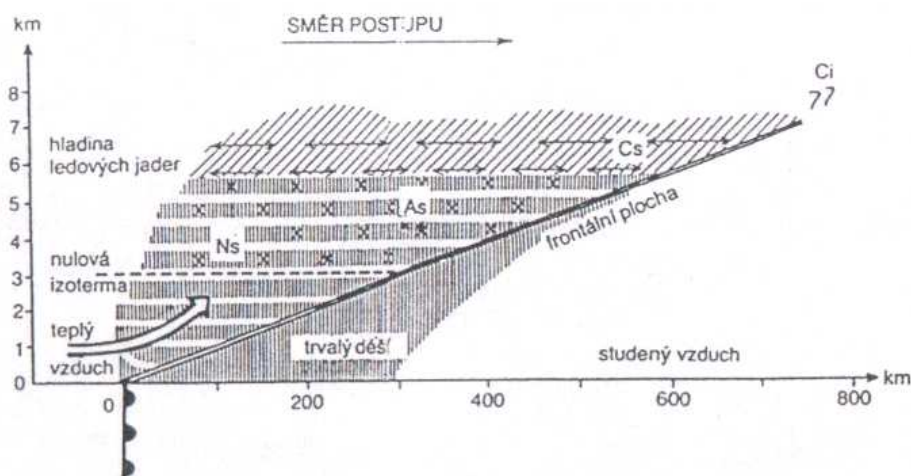
1.3.2. Frontální rozhraní (fronta)

Je to rozhraní dvou nebo více vzduchových hmot s rozdílnými vlastnostmi, zejména s **rozdílnou teplotou**. Přitom se tyto hmoty podél rozhraní promíchávají pouze nepatrně a tak se tzv. frontální rozhraní udržuje tak dlouho, dokud existuje teplotní rozdíl mezi hmotami. Frontální plocha svírá se zemským povrchem velmi malý úhel (jenom asi 1°) a tak se jevy, doprovázející frontu vyskytují ve vzdálenosti i několika set km před nebo za frontou. Na frontách vždy platí:

- charakter fronty (teplá, studená) je určen vždy vzduchovou hmotou, která postupuje **rychleji**
- lehčí **teplý vzduch** vždy vystupuje podél frontálního rozhraní **vzhůru**
- na frontálním rozhraní dochází ke změnám vlastností vzduchových hmot a ke vzniku oblačnosti

1.3.2.1. Teplá fronta

Frontální rozhraní je skloněno ve **směru postupu fronty**. Při výstupu teplého vzduchu podél frontálního rozhraní dochází ke kondenzaci vodní páry a ke vzniku mohutné vrstevnaté oblačnosti, která sahá stovky km před frontální čárou. Na synoptických mapách se označuje červenou barvou nebo černými polokružky ve směru jejího postupu.



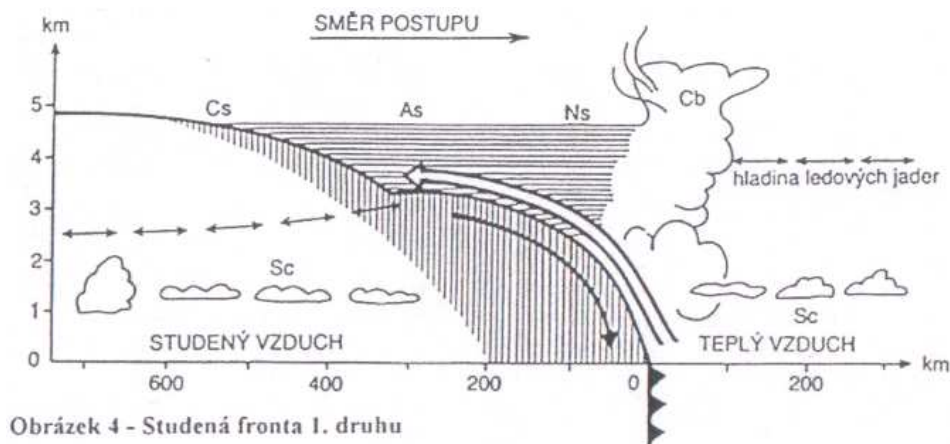
Obrázek 3 – Teplá fronta

1.3.2.2. Studená fronta

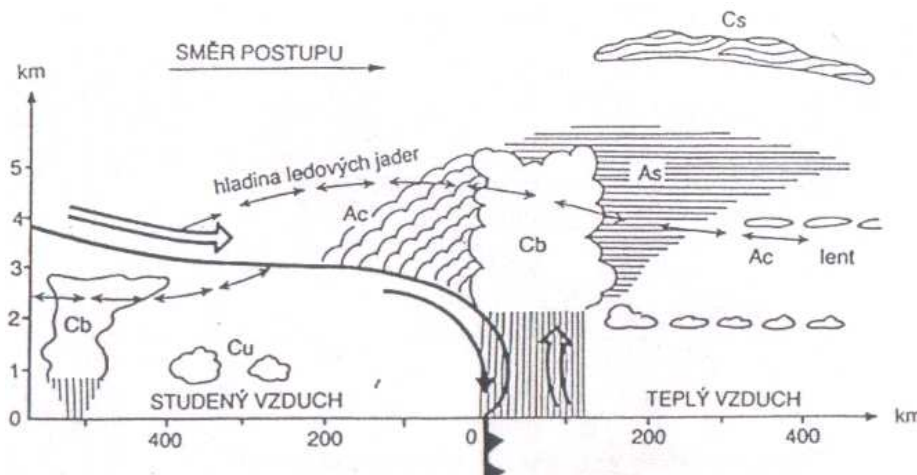
Její frontální rozhraní je skloněno **proti směru postupu**. Postupuje většinou značně rychleji než teplá fronta a proto ji zpravidla dostihuje a uzavírá teplý sektor tlakové níže. Výstupné pohyby ustupujícího teplého vzduchu jsou daleko mohutnější než u teplé fronty. Podle rychlosti postupu studeného vzduchu rozlišujeme 2 druhy těchto front:

- **studená fronta 1. druhu** – postupuje tak pomalu, že ustupující teplý vzduch má dostatek času na výstup podél frontálního rozhraní vzhůru po celé výšce frontální plochy. Oblačnost se velmi podobá oblačnosti teplé fronty, nastupuje však v opačném pořadí. (viz Obrázek 4)
- **studená fronta 2. druhu** – postupuje rychleji, takže teplý vzduch proudí pouze do výšky 2 až 3 km nad zemí. Její srážkové pásmo je užší, ale zato se srážky vyskytují také před frontální čarou a mají často charakter lijáků, doprovázených bouřkami a prudkými nárazy větru (až 100 km/h). Řez studenou frontou 2. druhu znázorňuje Obrázek 5.

Studená fronta se na synoptických mapách zakresluje modrou barvou nebo pomocí černých trojúhelníků, které směřují ve směru postupu fronty.



Obrázek 4 – Studená fronta 1. druhu

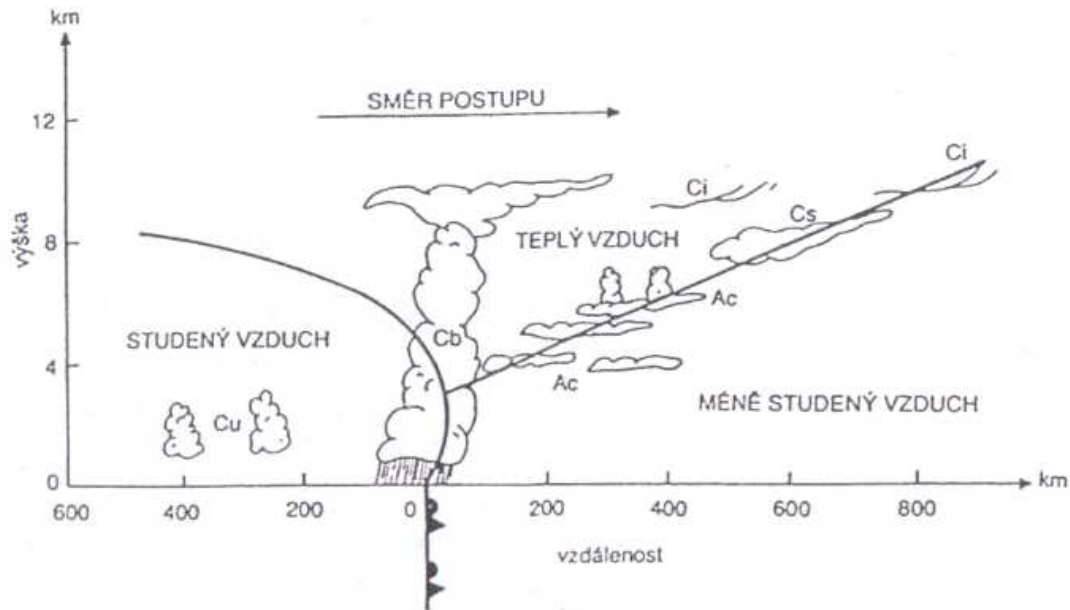


Obrázek 5 – Studená fronta 2. druhu

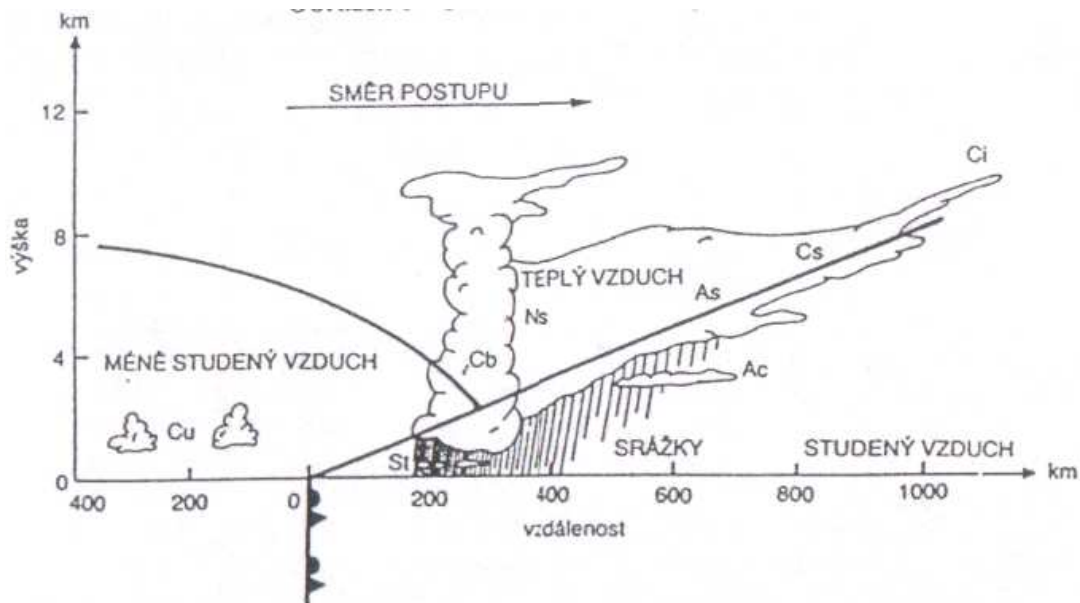
1.3.2.3. Okluzní fronta

Vzniká tehdy, jestliže postupující studená fronta dostihne teplou frontu, která postupovala před ní. Studený vzduch před teplou frontou a za studenou frontou vytvoří klín, jímž je teplý vzduch mezi oběma liniemi vytlačován do výše. Podle vzájemné teploty obou studených vzduchových hmot rozlišujeme:

- **studenou okluzi** – postupující studený vzduch je chladnější než vzduch ve studeném sektoru ustupující teplé fronty. Tato situace je zachycena na obrázku 6.
- **teplou okluzi** – postupující studený vzduch je teplejší než jeho předchůdce (viz obrázek 7)



Obrázek 6 – Okluzní fronta – studená okluze



Obrázek 7 – Okluzní fronta – teplá okluze

2. Meteorologie pro jachtaře

2.1. Proudění vzduchu

Ze všech meteorologických prvků je pro jachtaře nejdůležitější vítr a vše, co souvisí s jeho vznikem, změnami a zánikem. Jak je uvedeno v kapitole o synoptické meteorologii zabývá se tato věda globálními procesy na rozlehlých územích a pro jachtaře je důležitá při plavbě na volném moři. Avšak okruhové závody se konají na vnitrozemských vodách nebo při mořském pobřeží a tudíž uvedené měřítko je pro tento účel příliš hrubé. Tady se jachtaři setkávají s řadou vlivů, které mohou podstatně ovlivnit charakter proudění, který vyplývá z dané meteorologické situace. Jedná se především o charakter břehů nebo o hloubku a teplotu vody. Platí tu některé zákonitosti tzv. **lokální proudění** a právě jimi se zabývá následující kapitola. Pochopení a správné využívání těchto zákonitostí může přinést větší výhodu, než dokonalý trim lodě nebo perfektní technika jízdy.

2.1.1. Základní poznatky o proudění

jsou uvedeny v předchozích kapitolách. Zde shrnu pouze to, co je důležité pro pochopení zákonitostí lokálního proudění, tj. proudění na omezeném prostoru.

- Vzduch má vždy snahu proudit z míst vyššího tlaku do míst s nižším tlakem.
- Rychlost proudění je tím větší, čím je větší tlakový spád, tzv. gradient.
- Proud vzduchu je na severní polokouli vlivem tzv. Coriolisovy síly vychylován doprava.
- Ve výškách nad cca 500 m, kde nepůsobí síla tření o zemský povrch, proudí vzduch prakticky podél izobar a to tak, že nižší tlak je vždy po levé při pohledu po větru. Jedná se o tzv. **gradientový vítr**. (viz kapitola o tlakových útvorech)

Vlivem tření o zemský povrch se výsledné proudění v mezní vrstvě stočí vždy částečně do směru tlakového gradientu tj. vlevo oproti gradientovému větru.

2.1.2. Základní typy proudění

Tato kapitola uvádí hlavní typy proudění, s nimiž se jachtaři mohou setkat. Pro praktické využití uvedených poznatků je velmi důležité rozlišit, o jaký typ proudění se jedná. Zde hraje rozhodující roli zkušenost jachtaře, jeho intuice a schopnost rychle reagovat na aktuální povětrnostní situaci v místě plavby.

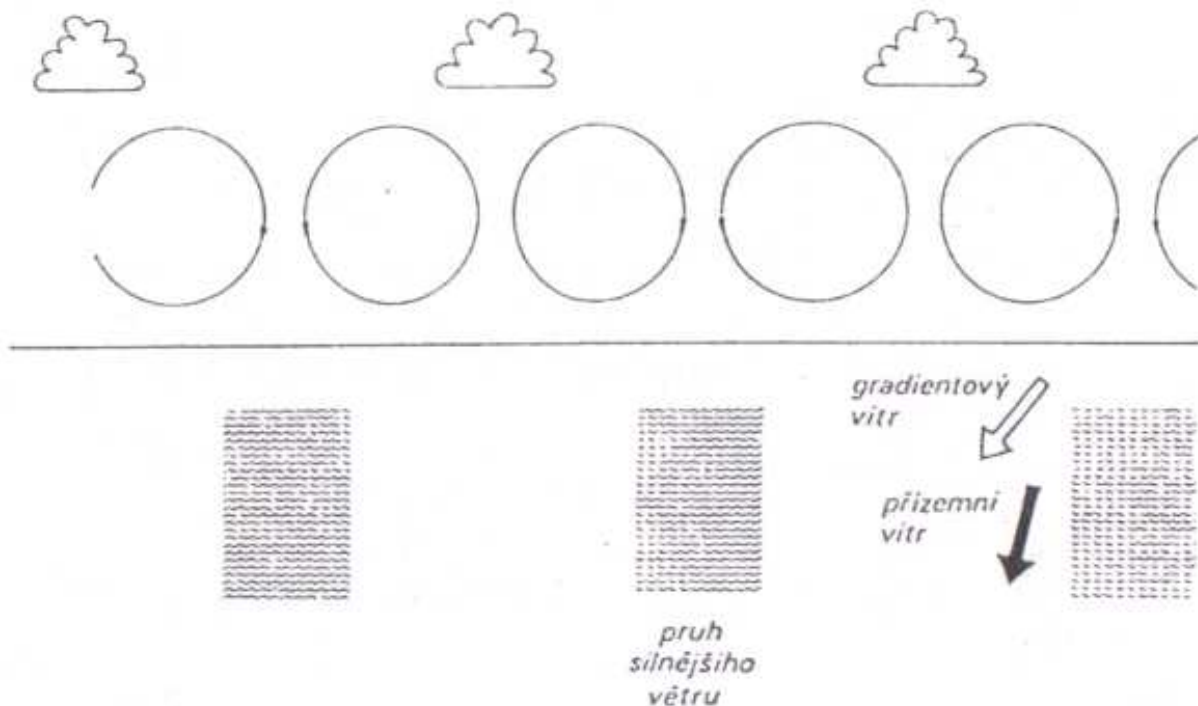
2.1.2.1. Teplotní proudění

Jestliže v přízemní vrstvě vzduchu probíhá tepelná cirkulace vlivem ohřátí přízemní vrstvy vzduchu o zemský povrch, jedná se o **vzduch nestabilní**. Naopak, je-li teplejší vzduch nad chladnějším povrchem jde o **stabilní vzduch**. Čím je vzduch stabilnější, tím výrazněji v nižších hladinách slábne a stáčí se doleva. Tím je také větší rozdíl mezi rychlostí a směrem větru, který vnímá posádka plachetnice poblíž hladiny a větrem, který vane na úrovni těžiště plachet nebo poblíž vrcholku stěžně.

Při **tepelné cirkulaci** v nestabilním vzduchu je stoupající teplý vzduch nahrazován chladnějším vzduchem, klesajícím z vyšších vrstev. Tento klesající vzduch ještě není zbrzděn třením o zemský povrch a proto lze v přízemní vrstvě pozorovat jeho **zrychlení a stočení doprava** (ve směru gradientového větru). Tomuto jevu se říká poryv a jeho projevem na vodní hladině je zčeření vodní hladiny drobnými vlnkami a její ztmavnutí (tzv. bafa).

Vznik poryvů je jev periodický se střední dobou mezi poryvy v rozsahu od 2 do 20 minut. Platí zde následující závislost: čím jsou mraky druhu kumulus menší a četnější, tím je střední doba mezi poryvy kratší a stálejší. S postupem dne se tepelná cirkulace vlivem silnějšího prohřívání zemského povrchu zvýrazňuje a mraky jsou mohutnější a s většími rozestupy. V důsledku toho jsou intervaly mezi poryvy delší a méně pravidelné. Navíc platí, že průběh

poryvů ve vnitrozemí je oproti volnému moři méně pravidelný vlivem nerovnoměrného prohřívání různorodého zemského povrchu. Uvedené vlastnosti poryvu tj. zesílení větru a jeho stočení doprava můžeme **velmi dobře využít při plavbě**. Před poryvem plujeme pravobokem a těsně před jeho příchodem (poznáme podle většího zčeření vodní hladiny) otočíme na levobok. Přicházející vítr loď urychlí a navíc můžeme poněkud vyostřit vzhledem na stočení přicházejícího větru. Polohu plachet střídáme asi po polovině doby mezi poryvy, přičemž máme na paměti, že při plavbě po větru se střední doba mezi poryvy prodlužuje. **Kumulovitá oblačnost někdy vytvoří pásy** o délce několika km s odstupy mezi jednotlivými mraky mezi 1 až 5 km. Proudění pod takovou řadou kumulů má charakter válců s vodorovnou osou. (viz Obrázek 8). Pokud plujeme ve slabším proudění otočíme na pravobok a plujeme vstříc pruhu silnějšího větru. V něm ihned otočíme na levobok a snažíme se zůstat v pruhu silnějšího větru co nejdéle.



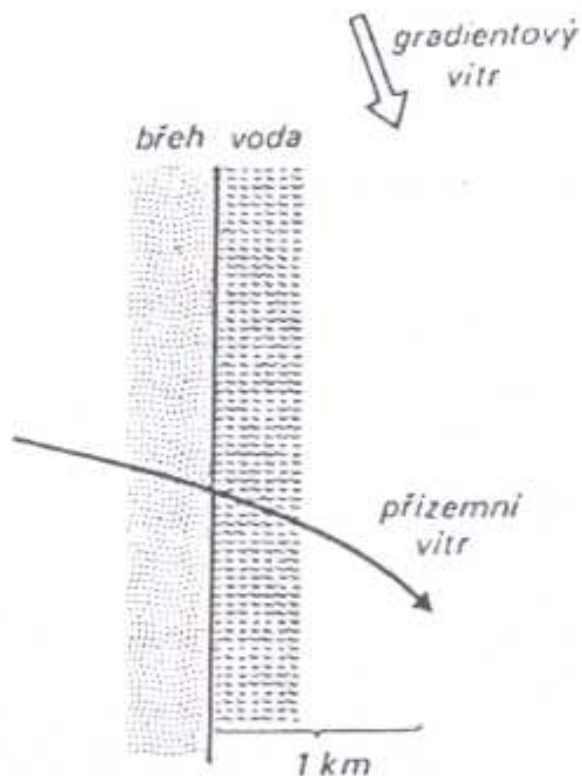
Obrázek 8 – Proudění pod řadou kumulů

Nepřítomnost kumulů znamená, že vystupující vzduch je příliš suchý na to, aby v něm při výstupu probíhala kondenzace vodních par. Tepelná cirkulace však probíhá i za těchto podmínek, avšak její využitelnost je s ohledem na horší orientaci menší.

2.1.2.2. Proudění na rozhraní voda – břeh

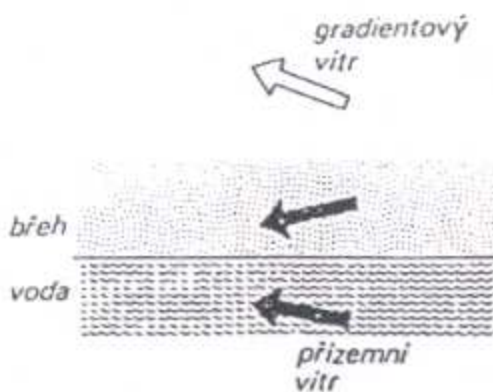
Břeh ovlivňuje proudění velmi výrazně, protože mezi ním a pobřežní hladinou vody je velký **rozdíl v odporu**, který musí překonávat vzdušný proud. Odpor břehu závisí na konfiguraci terénu poblíž pobřežní čáry a je tím větší, čím je břeh členitější. Odpor proti proudění nad vodní hladinou je minimální. Z tohoto rozdílu vyplývá, že vítr nad vodní hladinou lépe sleduje směr gradientového větru (větru ve velké výšce) a vítr nad břehem je proti tomuto větru stočen vždy vlevo. Z tohoto poznatku vyplývají tyto základní jevy:

- a) vítr fouká **z břehu na vodu** – k postupnému stáčení větru směrem vpravo dochází postupně až do vzdálenosti cca 1 km od břehu viz Obrázek 9



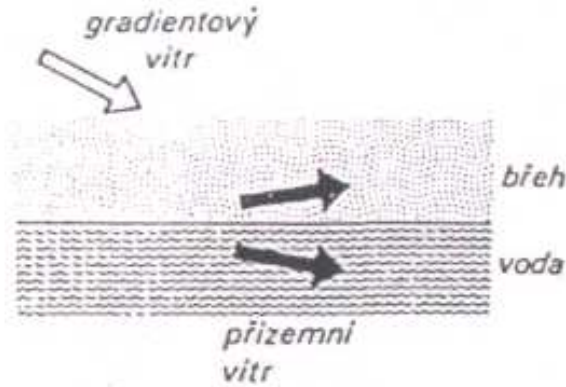
Obrázek 9 – Stočení větru vpravo při proudění ze břehu na vodu

- b) vítr fouká **podél břehu zprava doleva** – proudy vzduchu nad vodou a nad břehem mají **sbíhavý směr**, což vede k tomu, že do vzdálenosti 2 km od břehu se projevuje zesílení větru – viz Obrázek 10. Rychlost větru zde bývá až o 25 % vyšší než na volné vodě. Křižování za této situace tedy umožňuje rychlejší plavbu.



Obrázek 10 – Zrychlení větru u břehu při proudění zprava doleva

- c) vítr fouká podél břehu **zleva doprava** – na rozhraní voda – břeh vznikne **rozbíhavé proudění**, které má za následek, že u břehu vznikne **pás slabšího větru**, který je pro křižování nevýhodný. (viz Obrázek 11)



Obrázek 11 – Vznik slabšího větru podél břehu při proudění zleva doprava

- d) vítr fouká **z vody na břeh** – ke stočení větru dochází nad břehem a tudíž tento jev nemá z jachtařského hlediska žádný význam.

2.1.2.3. Proudění na rozhraní teplejší a studenější vody

Dochází k němu následkem toho, že vzduch nad chladnější vodou je stabilnější než nad vodou teplejší. Dochází zde k podobné situaci jako při kombinaci voda – břeh, přičemž roli **břehu zde hraje chladnější voda**. Významný rozdíl oproti případu břeh – voda zde představuje skutečnost, že pro jachtaře je využitelný i případ d), kdy k ohybu směru větru dochází nad chladnější vodou.

2.1.2.4. Proudění nad teplejší vodou

Nad teplejší vodou je vzduch **méně stabilní což vede k zesílení větru**. Tato závislost je velmi citlivá (již rozdíl 1°C může způsobit pozorovatelnou změnu v síle větru). Měření rozdílů teploty povrchové vody v různých místech závodního prostoru tak dává možnost volby výhodné trati. Tato technika se však zatím příliš nevyužívá.

2.1.2.5. Proudění v blízkosti srázných břehů

Při proudění podél břehů je situace obdobná, jako v případech b) a c) v odstavci o proudění na rozhraní voda – břeh. Jestliže však vítr fouká z vody na břeh, vzniká v blízkosti břehu silná turbulence. Této oblasti je třeba se vyhnout.

Při proudění z břehu na vodu vzniká v blízkosti břehu **vertikální proudění** (válce s vodorovnou osou), která vytváří pruhy silnějšího a slabšího větru. Tyto pruhy jsou zhruba rovnoběžné se břehem a mají stálou polohu vzhledem k vodě. Při pečlivém vedení lodě je možné tuto situaci využít. Je ovšem třeba počítat i s tím, že v těsné blízkosti břehů je proudění velmi silně vertikálně zvržené a tudíž může mít vítr i zcela opačný směr oproti větru na volné vodě.

2.1.2.6. Proudění v blízkosti ostrova

Zde se uplatní řada jevů, které byly popsány v předcházejících odstavcích. Výsledkem těchto jevů je, že:

- při pohledu proti větru, pak na **pravé straně ostrova je vítr silnější** než na levé straně (stočení větru vlevo nad povrchem, který klade proudění větší odpor)
- v závětví ostrova vzniká **větrný stín** (proudění ze srázného břehu na vodu)
- dále za ostrovem se projeví **stočení větru doleva při pohledu proti větru** (proudění z břehu na vodu)

2.1.2.7. Linie mraků

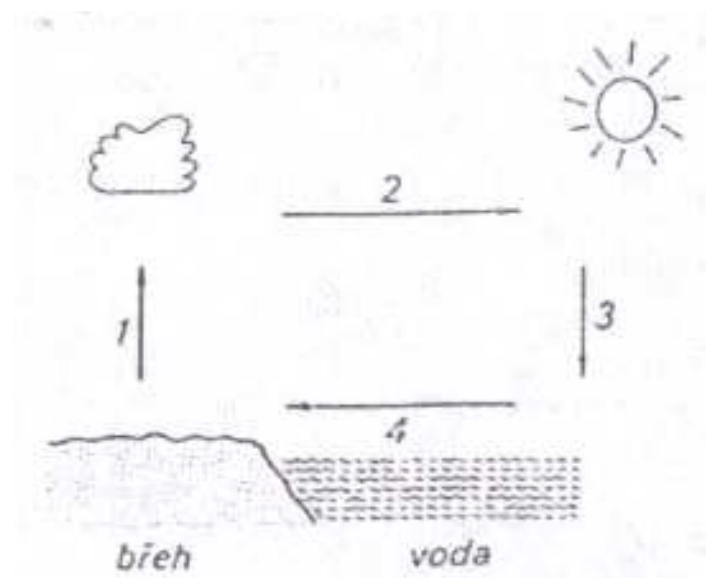
Obvykle zvěstuje příchod lokální brázdy nízkého tlaku, která zpravidla přináší změnu síly a **směru větru vpravo**. Proto k této linii připlouváme pravobokem a po stočení větru obrátíme na levobok a plujeme s výhodou ve stočeném větru.

2.1.2.8. Dešťové mraky

Vznikají nad stoupajícím proudem teplého vzduchu. Jakmile z nich však začne pršet, nastane jeho prudké ochlazení. Dochází k rychlému klesání vzduchu, který vytéká z pod mraku **všemi směry**. Následkem toho zesílí v okolí mraku vítr a stočí se směrem od středu mraku. Tento jev zpravidla netrvá déle než 10 až 20 minut. Jestliže tedy vidíme takový mrak, plujeme k němu. V okamžiku, kdy začneme prudce odpadat, obrátíme na opačný bok a plujeme s výhodou v zesíleném a stočeném větru.

2.1.2.9. Bríza

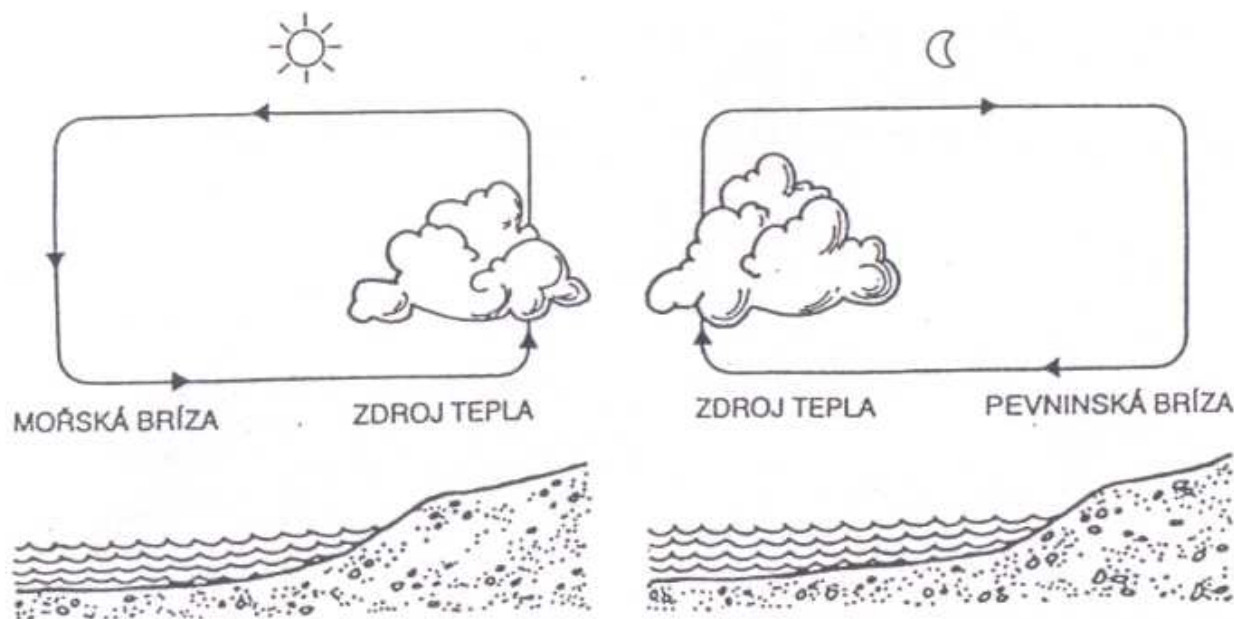
Je to proudění z vody na břeh, které je způsobeno tepelnou cirkulací vzduchu. Mechanismus vzniku brízy vysvětluje Obrázek 12:



- vzduch ohřátý nad zemským povrchem stoupá vzhůru (1)
- ve výšce nad 500 m proudí tento vzduch nad vodu (2)
- vzduch se ochladí a klesá k vodní hladině (3)
- podél hladiny proudí ke břehu na místo, uvolněné stoupajícím teplým vzduchem (4)

Obrázek 12 – vznik brízy

Proudění vzduchu z vody na pevninu (úsek 4) se nazývá bríza. Impulsem pro její vznik je stoupavý proud ohřátého vzduchu. Popsaná situace se uplatní v denních hodinách. **V noci** dochází k rychlému ochlazení zemského povrchu. Naproti tomu vodní hladina uvolňuje teplo akumulované přes den mnohem pomaleji a tak po určité době se situace obrátí a v roli **zdroje tepla se ocitne vodní hladina**. Stoupající vzduch pak proudí nad pevninu, kde opět klesá a proudí zpět nad vodní hladinu. Toto střídání proudění má velmi pravidelný charakter a v přímořských zemích jej využívají rybáři, kteří vyplouvají večer na moře s **pevninskou brízou** v zádech a vracejí se ráno hnáni ku břehu **brízou mořskou** (viz Obrázek 13)



Obrázek 13 – Bríza ve dne a v noci

Pro jachtařské využití připadá v úvahu převážně bríza vznikající ve dne. K jejímu vzniku musí být splněny tyto podmínky:

- dostatečný ohřev břehu a stoupání vzduchu nad břehem
- výškové prodělení vzduchu z břehu nad vodu
- klesání vzduchu nad vodou

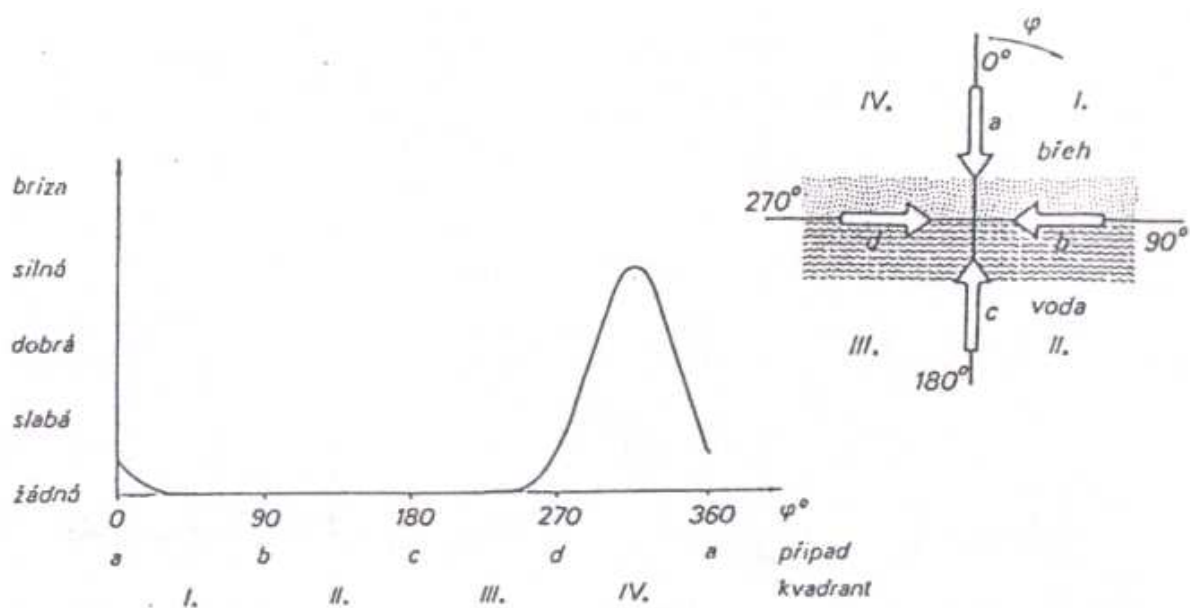
První podmínka je splněna nad písčitým břehem a to nejen za slunečného počasí, ale také při tenké oblačnosti druhu stratus. Zarostlý nebo zalesněný břeh se prohřívá mnohem pomaleji, protože dopadající slunečné záření je pohlcováno vegetací.

Splnění druhé a třetí podmínky závisí na síle a směru výškového (gradientového) větru zejména s ohledem na směr břehu. Silný vítr brání vzniku a vývoji brízy a při síle větru nad 10 m/s bríza nevznikne.

Jednotlivé možné situace jsou:

- **výškový vítr nefouká** – s prohříváním břehu bríza postupně sílí a oblast jejího působení se rozšiřuje až do vzdálenosti 20 km od břehu. Zároveň se vlivem Coriolisovy síly stáčí vpravo až o 60°, takže v odpoledních hodinách svírá směr brízy s břehem úhel asi 30°.
- **výškový vítr fouká z břehu na vodu** kolmo ke břehu – návrat ohřátého vzduchu nad vodu je podporován a bríza sílí.
- **výškový vítr fouká podél břehu zprava doleva** (při pohledu z vody). Podle úvah v předchozích odstavcích vznikne za této situace podél břehu **sbíhavé proudění**, které vyvolá stoupavý pohyb vzduchu. Tento pohyb **brání** návratu vzduchu nad vodní hladinu a tím i vzniku brízy.
- **výškový vítr fouká z vody kolmo na břeh**. Ani tady nemůže bríza vzniknout, protože vítr **brání** návratu vzduchu nad vodní hladinu.
- **vítr fouká podél břehu zleva doprava**. Při tomto směru větru vznikne podél břehu **rozbíhavé proudění** (viz kapitola o proudění na rozhraní voda – břeh). Toto proudění vyvolá klesání vzduchu k vodní hladině a podporuje tak vznik a udržení brízy.

Podle směru skutečného výškového větru můžeme pomocí uvedených pravidel odhadnout podmínky pro vznik brízy. Uvedené poznatky jsou shrnuty na následujícím obrázku:

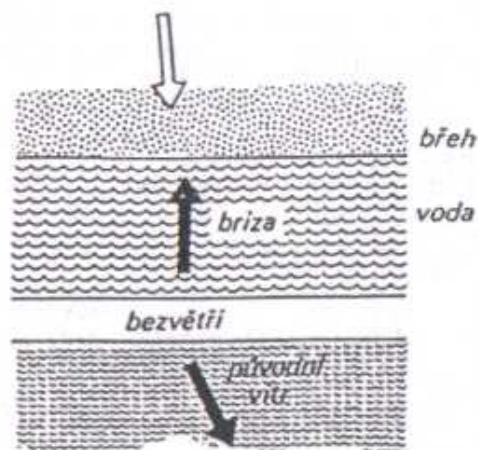


Obrázek 14 – Podmínky pro vznik brízy v závislosti na směru výškového větru

Z uvedeného vyplývá, že nejsilnější bríza vzniká tehdy, když vítr fouká ze IV. kvadrantu, protože tento výškový vítr podporuje jak návrat vzduchu nad vodu (úsek 2), tak jeho klesání k hladině (úsek 3). Jestliže vítr fouká ze II. kvadrantu, pak podmínky pro vznik brízy nemohou nastat, protože tento vítr brání jak návratu vzduchu nad vodu tak jeho klesání k hladině.

Průběh vzniku brízy za předpokladu, že fouká vítr ze IV. kvadrantu:

- Ráno fouká vítr z břehu na vodu.
- Jakmile se však břeh ohřeje, vznikne u břehu pás bezvětří, v němž klesá vzduch zpět k vodní hladině.
- Postupem času se tento pruh začne posouvat směrem na vodu a mezi ním a břehem vznikne bríza, v první fázi kolmo ke břehu.
- Tato bríza postupně sílí a stáčí se vpravo až svírá s břehem úhel 30° (viz předchozí odstavce).
- Pruh bezvětří tedy odděluje dvě oblasti, v nichž fouká vítr prakticky opačnými směry. (viz Obrázek 15)



Obrázek 15 – Vznik brízy při výškovém větru

Jezerní bríza

Rozdíl oproti mořské bríze je ten, že množství studeného vzduchu nad vodní plochou je velikostí jezera omezeno, takže nestačí trvale zásobovat brízu. Tato bríza má tedy poněkud odlišný průběh:

Bríza zahájí kolmo ke všem břehům, přičemž oblast klesání vzduchu je nad střední částí jezera. Jakmile se zásoba chladnějšího vzduchu nad jezerem vyčerpá, bríza zanikne a nastane bezvětří. Proudění se po určité době obnoví. Tato doba závisí na velikosti jezera může dosáhnout až 2 hodin (pro malá jezera). Čím je jezero větší, tím jsou výpadky brízy kratší a pro jezera s průměrem nad 30 km se již jezerní bríza chová jako mořská a k výpadkům nedochází. Jezerní bríza při výškovém větru vznikne pouze tehdy, když je tento vítr slabý a jezero má alespoň 6 km v průměru. Bríza zde vznikne směrem k tomu břehu, z něhož fouká vítr na vodu pod optimálním úhlem tj. ze IV. kvadrantu (viz předcházející kapitolu).

2.1.3. Překážky proudění

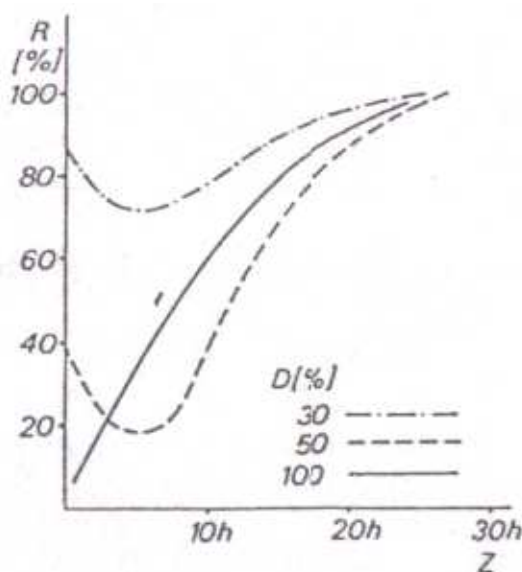
Při proudění vzduchu přes překážky dochází k těmto jevům:

- Zmenšení rychlosti větru
- Stočení větru
- Víření
- Větrné stíny

Při jachtařských závodech je nejčastější překážkou řada závodících lodí. Při výšce stěžňů kolem 7 m se projeví zeslabení větru ještě ve vzdálenosti 200 m a nejslabší vítr je ve vzdálenosti kolem 35 m. Závislost změny rychlosti větru (v % rychlosti před překážkou) na vzdálenosti za překážkou (v násobcích výšky překážky h) udává pro různé hodnoty tzv.

hustoty překážky D graf (obrázek 16).

Hustotou překážky D se rozumí poměr mezi plochou překážky bez mezer ku ploše překážky s mezerami, vyjádřený v %. Např. cihlová zeď má $D = 100\%$, stromořadí 20 až 40, hustá řada plachetnic na startu má $D = 50$. To je vůbec nejhorší případ (viz Obrázek 16). Z grafu je dále patrné, že s výjimkou případu $D = 100$ je nejslabší vítr ve vzdálenosti 5 h za překážkou. Blíže je vítr poněkud silnější a naopak dále za překážkou opět postupně sílí, takže ve vzdálenosti kolem 15 h je rychlost větru již kolem 75 % původní rychlosti před překážkou.



Obrázek 16 – Graf závislosti zeslabení větru na vzdálenosti od překážky

Proud vzduchu se však kolem překážek také ohýbá, což má za následek jednak změnu jeho směru a také zvýšení rychlosti. Toho lze s výhodou využít např. při startu, kdy plachetnice na levé straně startovního pole (při startu na levoboku) může plout ve větru zesíleném a stočeném řadou startujících lodí. Vzhledem k tomu, že se překážka posouvá ve směru závodu, trvají tyto výhodné podmínky po určitou dobu po startu, během níž může taková loď dosáhnout rozhodující náskok. Na pravém konci startovního pole nejsou podmínky tak výhodné vzhledem k tomu, že je nutno udělat ihned po startu obrat na pravobok a popsaná situace tedy velmi rychle zanikne.

Při plavbě v proudění, které vzniklo ohybem o libovolnou překážku postupujeme takto: Nejdříve plujeme asi 1/3 trati směrem ke středu ohybu větru. Přitom plujeme na zdánlivě nevýhodném boku, protože stále více a více odpadáme. Potom obrátíme na opačný bok a zbývající 2/3 trati plujeme v příznivě stočeném a zesíleném větru, kde můžeme trvale ostřit.

Zvláštní překážky

Horská údolí a zátoky vždy stáčí pravidelný vítr do svého směru podobně jako chladnější vzduch, který „vytéká“ nad vodu z lesů v okolí břehu.

2.2. Shrnutí poznatků

1. Ve většině poryvů je vítr stočen zprava. K poryvu proto připlouváme pravobokem a těsně před ním obrátíme na levobok.
2. Pruhy silnějšího větru pod linií mraků postupují zprava doleva. Plujeme tedy vstříc tomuto pruhu pravobokem, a jakmile ho dosáhneme obrátíme na levobok.
3. Při trvalém ohybu větru plujeme nejdříve na tom boku, který směřuje ke středu ohybu.
4. Podél levého břehu při pohledu proti větru vzniká pruh silnějšího větru než u opačného břehu. Zde je zpravidla výhodnější křížovat.
5. Nad teplejší vodou je vítr silnější než nad chladnější vodou.
6. Při plavbě za překážkami dochází vždy ke zhoršení kvality proudění a proto se jí vyhýbáme.
7. V brázdě nízkého tlaku dochází vždy k výraznému stočení větru vpravo. Očekávali-li během rozjížděky přechod fronty nebo lokální brázdy nízkého tlaku, plujeme na pravé straně závodní trati, abychom si vytvořili prostor pro obrat na levobok, jakmile vplujeme do měnícího se počasí.
8. Vidíme-li dešťový mrak, ze kterého bude nebo již začalo pršet, plujeme k němu. V okamžiku, kdy začneme prudce odpadat, obrátíme na opačný bok.
9. Když fouká vítr na vodu přes srázný břeh, vzniknou podél břehu nepohybující se pruhy silnějšího a slabšího větru.
10. Bríza může vzniknout za bezvětří nebo když vítr fouká z břehu na vodu. V průběhu dne se směr brízy stáčí doprava.

3. Taktická pravidla pro závod

1. Několik dní před závodem sledujeme vývoj meteorologické situace se zaměřením zejména na cyklony a na jejich fronty. To nám umožní odhadnout zejména směr a sílu větru a možnost přechodu front v době závodu.
2. Seznámíme se s okolními břehy (např. pomocí mapy) a pro odhadnutý směr gradientového větru se pokusíme určit dominantní vlivy terénu na prodění při závodě.
3. Jsme-li na dané vodní ploše opakovaně, prohlédneme své záznamy z minulých účastí.
4. Vytvoříme předběžnou strategii závodu.

5. Ráno před rozjížděnkou získáme co nejpřesnější předpověď počasí a porovnáme ji s údaji získanými vlastním pozorováním. Jestliže souhlasí směr výškového větru, bereme předpověď jako ověřenou.
6. Podle těchto údajů korigujeme předběžnou strategii a vytvoříme předběžnou strategii rozjížděky.
7. Cestou na start sledujeme mraky, poryvy a směr a sílu větru a dotváříme tak strategii prvního kola rozjížděky.
8. Před startem se snažíme zaujmout co nejvýhodnější pozici pro start s ohledem na natočení startovní čáry vzhledem ke směru větru.
9. Během křížování proti větru v 1. kole sledujeme neustále
 - povrch vody a hledáme projevy poryvů a pruhy silnějšího větru
 - oblačnost (linie mraků, dešťové mraky, řady kumulů)
 - soupeře a jejich účinnost.Na základě těchto pozorování neustále korigujeme okamžitou strategii, která musí být založena na odhadu pravděpodobného chování počasí. K tomu je třeba správně vyhodnotit jeho okamžitý stav.
10. Máme na paměti, že obvykle zvítězí ta loď, která nejlépe odhadne a využije zvláštnosti okamžité meteorologické situace nebo zvláštnost dané rozjížděky.

Použitá literatura :

Meteorologie pro sportovní letce – Kolektiv autorů, Naše vojsko Praha 1963
Malý průvodce meteorologií – Munzar a kolektiv, Mladá fronta Praha 1989
Jachting – Ivan Vrana, Olympia Praha 1990
Povětrí – Pavel Česák

1. Instruktorská lesní škola vodních skautů – Velká Holná 1996