

Ing. Vlastimil VYKOUK

Jaroslav KOPÁČEK

**METEOROLOGIE
PRO
PILOTY
ZÁVĚSNÝCH
KLUZÁKŮ**

ÚV SVAZU PRO SPOLUPRÁCI S ARMÁDOU

OBSAH

1. Úvod	7
2. Teplota, tlak a proudění vzduchu	9
2.1 Sluneční záření a distribuce tepelné energie	9
2.2 Teplota	10
2.3 Tlak a proudění vzduchu 1	1
3. Vlhkost, kondenzace, oblaky a srážky	15
4. Atmosférické fronty, cyklony, anticyklony	20
4.1 Vznik atmosférických front	20
4.2 Teplá fronta	21
4.3 Studená fronta	22
4.4 Okludovaná fronta	25
4.5 Tlaková níže – cyklóna	27
4.6 Tlaková výše – anticyklóna	28
5. Mezní vrstva ovzduší	30
6. Mechanická turbulence	37
7. Konvekce	42
7.1 Struktura konvektivního proudu	42
7.2 Denní a roční chod konvekce	45
7.3 Charakteristiky konvektivních proudů	46
7.4 Druhy konvekce	47
8. Místní cirkulace	48
9. Nebezpečné povětrnostní podmínky	53
9.1 Vliv střídání tlakových útvarů	53
9.2 Vlivy oblastí frontálních systémů a bouřek z tepla	55
9.3 Vliv místních podmínek	57
9.4 Vliv konvekce	58
9.5 Vliv dohlednosti	59
10. Závěr	60

1. ÚVOD

Meteorologie je nauka o fyzikálních dějích a jevech v zemské atmosféře. Zabývá se studiem fyzikálních změn ovzduší. K úlohám meteorologie patří jednak vysvětlení jednotlivých dějů a jevů, které se v atmosféře vyskytují, jednak zjištění příčinné závislosti mezi ději. Meteorologie řeší jednu z nejdůležitějších otázek fyziky atmosféry - předpověď počasí. Je pochopitelné, že meteorologie hraje významnou roli v různých odvětvích národního hospodářství a obraně státu. Rozhodující roli hraje především ve všech druzích letecké činnosti, prostě všude tam, kde zemská atmosféra je tím prostředím, ve kterém se to či ono létající zařízení pohybuje. V neposlední řadě je to i nejmladší odvětví sportovního způsobu pohybu člověka v atmosféře - závěsné létání, které nutně potřebuje ke svému bezpečnému provozování znalosti meteorologie, a dodejme, že znalosti poměrně hluboké.

Závěsné kluzáky létají především v přízemních vrstvách atmosféry, ve výškách několik desítek až stovek metrů. To jsou vrstvy, které nejvíce ovlivňuje zemský povrch. Mimo to létají ve zvlněném terénu, na svazích jednotlivých kopců či v horských oblastech a využívají přitom efektu návětrí. Přízemní vrstva atmosféry ve zvlněném terénu má některé vlastnosti, které velmi komplikují fyzikální pochody probíhající ve volné atmosféře. Můžeme říci, že lety závěsných kluzáků v nevhodně voleném terénu, při nevhodné povětrnostní situaci mohou být vysloveně nebezpečné. Úkolem následujících kapitol by měla být informace o dějích, se kterými se můžeme v přízemní vrstvě atmosféry setkat, o dějích, které mohou mít rozhodující vliv na samotnou bezpečnost letu.

Naprvní pohled je zřejmé, že pro závěsné kluzáky používané v současné době bude turbulence vždy nepříjemný až nebezpečný jev, a proto kromě stručného vysvětlení základních pojmů používaných v meteorologii, jevů velkého měřítka (cyklony, anticyklony, fronty), které mohou způsobit náhlou změnu poměrů v přízemní vrstvě, se budeme zabývat především ději v přízemní vrstvě atmosféry, které vedou ke vzniku turbulence. Je nutné poznamenat, že právě tyto otázky jsou velmi složité, těžko řešitelné jak teoreticky, tak experimentálně. V tomto smyslu patří řešení otázek přízemní vrstvy atmosféry k nejsložitějším úlohám meteorologie. Pochopitelně nebudeme v následujících kapitolách řešit teoretické otázky atmosférické turbulence a ani se nebudeme zabývat otázkami volné atmosféry (kde je vliv zemského povrchu zanedbatelný). Omezíme se na nejnutnější základní údaje o dějích v atmosféře a na

vlastnosti přízemní vrstvy atmosféry z hlediska závěsného létání. Nemůžeme na následujících stránkách podat vyčerpávající odpovědi na všechny problémy, které se v přízemní vrstvě vyskytují, ani nemůžeme podat jednoznačný návod na to, kdy po stránce meteorologické bude let závěsného kluzáku absolutně bezpečný (vylučujeme triviální řešení této otázky - tj. let ibude bezpečný tehdy, když atmosféra bude v absolutním klidu). Chceme se ale zmínit o dějích a jevech, se kterými se piloti závěsných kluzáků téměř vždy setkají, chceme vysvětlit v hrubých rysech podstatu těchto dějů a upozornit na možná nebezpečí. Na závěr se dotkneme i možnosti předpovědi náhlých změn v přízemní vrstvě atmosféry, lépe řečeno dotkneme se možností odhadu zhoršení či zlepšení dějů v ní probíhajících.

Byli bychom velmi spokojeni, kdyby následující kapitoly, jejich znalost a porozumění dějů probíhajících v atmosféře, přispěly k větší bezpečnosti závěsného létání. Pouze studiem překoná člověk mnohdy draze zaplacenou zkušenost a omezí na minimum náhodu jako rozhodujícího činitele při sportovním výkonu.

2. TEPLOTA, TLAK A PROUDĚNÍ VZDUCHU

2.1 SLUNEČNÍ ZÁŘENÍ A DISTRIBUCE TEPELNĚ ENERGIE

Záření Slunce je v podstatě základní příčinou všech jevů a dějů v atmosféře i na zemském povrchu. Slunce vysílá ustavičně na Zemi obrovské množství energie ve formě slunečního záření. Protože vzdálenost Země od Slunce je velká, můžeme předpokládat, že na zemský povrch dopadá svazek prakticky rovnoběžných paprsků, které tvoří **proud přímého slunečního záření**. Mohutnost tohoto proudu energie, přímého slunečního záření, charakterizujeme tzv. **intenzitou přímého slunečního záření**, což je množství energie záření ve wattech na 1 m^2 plochy postavené kolmo ke slunečním paprskům. Při střední vzdálenosti Země od Slunce je hodnota intenzity přímého slunečního záření na horní hranici atmosféry rovna $1,36 \text{ kW m}^{-2}$. Při průchodu slunečního záření zemskou atmosférou dochází k jeho zeslabení následkem rozptylu (difúze) a pohlcování (absorbce), takže na zemský povrch dopadá jen jistá část tohoto záření.

Sluneční záření sledované mimo zemskou atmosféru obsahuje prakticky všechny vlnové délky, maximum energie ovšem přísluší krátkým vlnovým délkám (viditelné části spektra). Při průchodu záření atmosférou dochází na molekulách atmosférických plynů k rozptylu, ale jednotlivé vlnové délky ve spektru se nerozptylují stejně intenzívně. Nejintenzívnější je rozptyl nejkratší vlnové délky slunečního spektra, o čemž svědčí i modrá barva oblohy.

Některé vlnové délky spektra slunečního záření měřeného na zemském povrchu úplně chybějí, nebo je intenzita záření některých vlnových délek silně zeslabena. Tento efekt je způsoben **pohlcováním záření** některými atmosférickými plyny. Nejvýznamnější je pohlcování ozónu v krátkovlnné (ultrafialové) části slunečního spektra, vodní páry a kyslíčníku uhlíčitého v dlouhovlnné (infračervené) části spektra. Sluneční záření pohlcují i pevné příměsy v atmosféře, jako částice prachu, kouře či vodní kapky a ledové krystal zemský povrch dopadá tedy jen určitá část slunečního záření, v jehož spektru některé vlnové délky úplně chybí, či jejich energie je podstatně menší než na horní hranici atmosféry. V naší zeměpisné poloze v období vrcholného léta dopadá při jasné obloze na 1 m^2 horizontální plochy energie kolem $30\,000 \text{ kJ}$ (je to tzv. globální záření, což je přímé sluneční záření + záření rozptýlené). Přepočteno na průměrný výkon představuje toto záření $0,5 \text{ kW m}^{-2}$.

Části dopadajícího slunečního záření se zemský povrch ohřívá, část se odráží zpět do atmosféry a meziplanetárního prostoru.

Další složkou v bilanci záření je **záření Země**. Země jako těleso o nenulové teplotě (- 273 K) vysílá dlouhovlnné (tepelné) záření směrem do atmosféry. Kyslíčník uhličitý a především vodní pára obsažená v atmosféře toto záření pohlcuje a jen záření vlnových délek 8 až 13 mikronů propouští do meziplanetárního prostoru. Často se v tomto smyslu mluví o atmosférickém oknu".

Vodní pára a kyslíčník uhličitý obsažený v atmosféře vyzařují tepelné záření jak proti Zemi, tak do světového prostoru. Zavádíme pojem **efektivního vyzařování**, což je rozdíl mezi zářením Země a zářením atmosféry.

Shora uvedené skutečnosti platí pro bezolblachnou atmosféru. Při výskytu oblačnosti jsou poměry trochu jiné. Vodní kapičky či ledové krystalky, které tvoří oblaky, pohlcují prakticky veškeré tepelné záření Země a samy vyzařují v podstatě jako dokonale černé těleso.

2. 2 TEPLOTA

Výsledkem velmi složitého pochodu, jakým je průchod přímého slunečního a difúzního záření zemskou atmosférou, úhlu dopadu a částečného odrazu tohoto záření od zemského povrchu, tepelného záření Země a atmosféry, jsou změny teploty povrchu. Velkou roli přitom budou hrát i fyzikální parametry povrchu. Při stejných podmínkách se zřejmě bude různě ohřívat např. holá půda, půda porostlá rostlinstvem nebo povrch vodní nádrže.

Teplota povrchu půdy bude nejnižší při východu Slunce, během dne bude stoupat, maxima dosáhne kolem třinácté hodiny místního času. Kromě bilance záření hrají při oteplování a odhlazování zemského povrchu významnou roli i další děje, jako vedení tepla do hlubších vrstev půdy, výměna tepla mezi půdou a atmosférou a konečně vypařování vody z povrchu půdy či kondenzace na povrchu půdy a s tím související spotřeba či zisk tepla.

Přímým slunečním zářením se ohřívá atmosférický vzduch jen velmi málo. Teplo získává především od zemského povrchu přímým dotykem. Odtud se teplo šíří do vyšších vrstev atmosféry výměnou, která v denních hodinách směřuje vzhůru (teplo se pronáší od povrchu k vyšším vrstvám atmosféry). V nočních hodinách, kdy je zemský povrch chladnější než vzduch, přechází teplo vzduchu na zemský povrch.

Teplotu vzduchu je vlastně projev neuspořádaného pohybu molekul vzduchu. Teploměr, který umístíme na volném prostranství,

je ovlivněn také tímto pohybem molekul, ale bude také ovlivněn zářením Slunce a oblohy. Teprve když tyto vlivy záření vyloučíme (stíněný teploměr), bude teploměr ukazovat skutečnou teplotu vzduchu.;

Teplota na slunci" nemá žádný vlastní vědecký význam, může být jen jistým měřítkem pro vliv teplotních poměrů na organismus či povrch těles. Je nutné ale podotknout, že i tak nemůže být „teplota na slunci" definována jednoznačně, protože silně závisí na fyzikálních vlastnostech ohřívajícího se tělesa.

2.3 TLAK A PROUDĚNÍ VZDUCHU

Pod vlivem síly tíže působí vzduch na zemský povrch tlakem (hydrostatický tlak), který závisí na množství vzduchu nad povrchem. Proto tlak vzduchu musí s výškou ubývat. Protože ale hmotnost vzduchu závisí na jeho teplotě, bude i tlak vzduchu ovlivňován teplotou. Můžeme říci, že při stejných podmínkách bude tlak vzduchu o vyšší teplotě menší než při nízkých teplotách.

Jako jednotka atmosférického tlaku se v meteorologii používá milibar (mbar). Jak již bylo řečeno, velikost tlaku vzduchu v libovolném místě ovlivňuje mnoho činitelů. Kromě teploty je to i vlhkost vzduchu a zeměpisná poloha místa. Za normální tlak vzduchu ve střední hladině moře se považuje tlak 1013,2 mbar ($=0,101325$ MPa) při teplotě 273 K na 45° zeměpisné šířky.

Úbytek tlaku vzduchu s výškou lze popsat tzv. **barometrickou formulí**. Přibližně platí pravidlo, že při výstupu o každých 5,5 km výšky klesne tlak vzduchu na polovinu. Průměrná výška hladiny 850 mbar je 1500 m, hladiny 700 mbar 3000 m a hladiny 500 mbar 5500 m.

Tlak vzduchu je velmi proměnlivý meteorologický prvek. Někdy pozorujeme jeho vzestup, jindy pokles. Takové kolísání bez viditelné pravidelnosti je způsobeno nerovnoměrným ohříváním zemského povrchu v různých oblastech, výměnou teplejších vzduchových hmot za chladnější, nebo případným hromaděním vzduchu v některých oblastech a naopak odčerpáváním vzduchu z jiných oblastí.

Protože se zemský povrch vzhledem ke své různorodosti ohřívá nestejnoměrně, svírají plochy stejného tlaku vzduchu se zemským povrchem vždy nějaký, byť i malý úhel. **Průsečnice těchto ploch se zemským povrchem nazýváme izobary** (obr. 1). Jakmile se na zemském povrchu vytvoří takové rozdíly, budou se vzduchové částice snažit proudit do míst s nižším tlakem. Tomuto proudění říkáme vítr.



Obr. 1
Izobary jako průsečnice izobarických ploch se zemským povrchem

Kdyby se Země neotáčela kolem své osy, pohybovaly by se vzduchové částice ve směru kolmice k izobarám, ve směru největšího horizontálního spádu tlaku **G**. Protože se ale Země otáčí, působí na libovolnou částici, která se vzhledem k zemskému povrchu pohybuje, další síla - síla **Coriolisova C**. Tato síla je vždy kolmá na směr pohybu vzduchové částice a působí na severní polokouli vpravo, na jižní polokouli vlevo od směru pohybu.

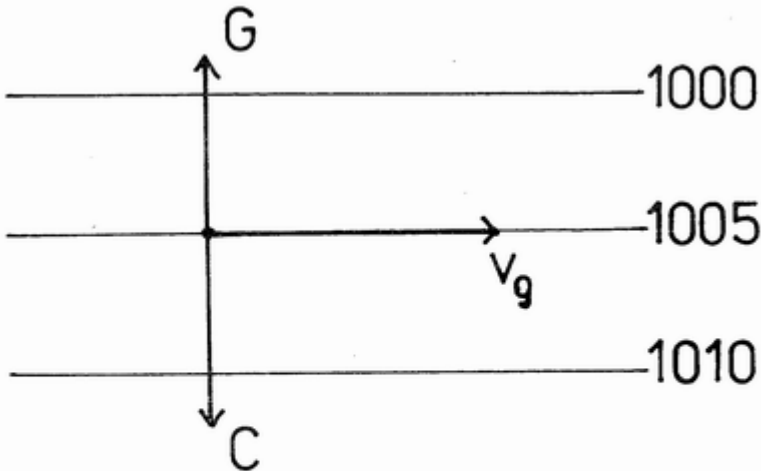
Vznikne-li v horizontální rovině nějaký rozdíl tlaku, začne se vzduchová částice v prvním okamžiku pohybovat ve směru spádu tlaku (kolmo na izobary). Zároveň ale začne působit Coriolisova síla (kolmá na směr pohybu) a poněkud změní směr pohybu částice. Se vzrůstající rychlostí částice roste i velikost Coriolisovy síly a za nějaký čas dojde k ustálenému proudění, kdy síla barického gradientu **G** je v rovnováze se silou **Coriolisova C**. **V takovém případě proudí částice ve směru přímkových izobar tak, že nízký tlak ponechává po levé straně. Takovému větru říkáme geostrofický vítr (obr. 2).**

Ve skutečnosti jsou izobary téměř vždy zakřiveny. Aby se vzduchová částice pohybovala podél zakřivené izobary, musí být vždy v rovnováze síla horizontálního barického gradientu, síla **Coriolisova** a síla odstředivá **O**. Nastane-li rovnováha jmenovaných sil, mluvíme o **gradientovém větru** (obr. 3).

Geostrofické či gradientově proudění se v reálné atmosféře vyskytuje jen ve výškách ngd 1000 m až 1500 m nad zemským po-

vrchem, nad tzv. **mezní vrstvou**. V přízemní vrstvě působí to Už no pohybující se částice další síla - síla tření **F**. Při dosažení rovnováhy všech jmenovaných sil bude výsledkem proudění vzduchu přes izobary směrem k nízkému tlaku vzduchu (obr. 4).

Vítr jako vektor je určen směrem a rychlostí. Směr větru vyjadřujeme obvykle ve stupních nebo pomocí tzv. větrné růžice tak, že udáváme, odkud vítr vane. Rychlost větru měříme v metrech za sekundu či kilometrech za hodinu. Někdy se udává též tzv. **nárazovitost větru**, která bude mít především prvořadý význam pro závěsné létání. Nárazovitost větru závisí na jeho rychlosti (při zvětšení rychlosti se nárazovitost rychle zvětší, při velkých rychlostech se už mění málo). Má výrazný denní chod. Maximální nárazovitost je v odpoledních hodinách, minimální v noci. Nárazovitost větru silně roste se zvětšující se drsností povrchu. Ve zvlněném terénu je nárazovitost značně velká, ale naopak s rostoucí výškou nad povrchem Země se zmenšuje.



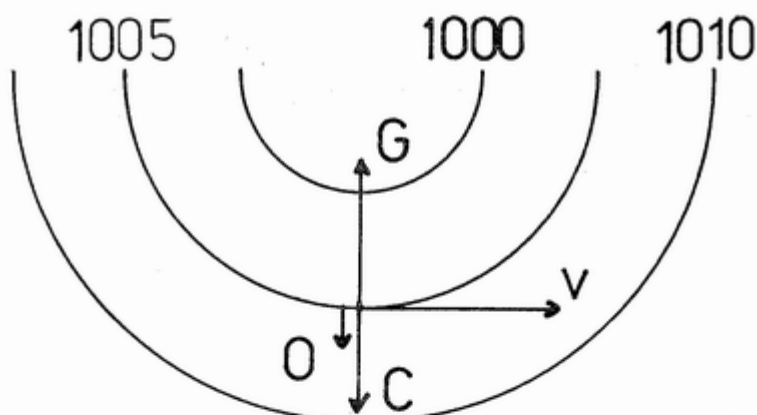
Obr. 2

Geostrofické proudění;

G - síla horizontálního barického gradientu,

C - síla Coriolisova,

v_g - vektor geostrofického větru

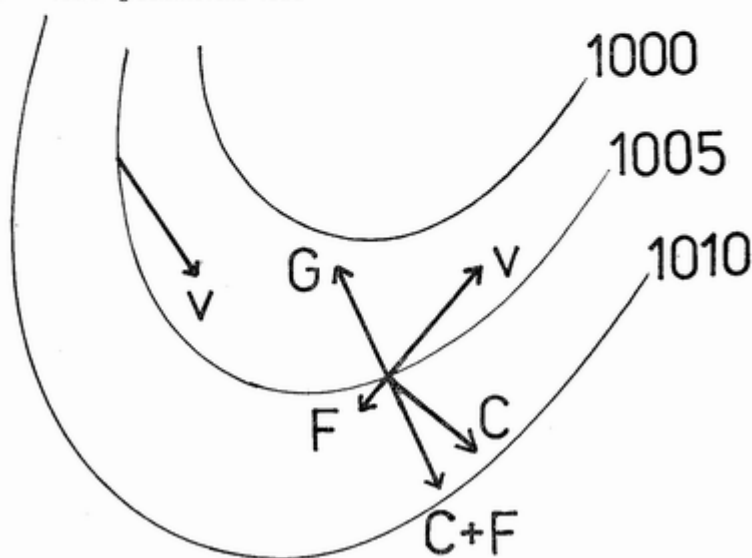


Obr. 3

Gradientové proudění při kruhových, cyklonálně zakřivených izobarách;

O - odstředivá síla,

v - vektor gradientového větru



Obr. 4

F - síla tření,

v - vektor skutečného větru

3. VLHKOST, KONDENZACE, OBLAKY A SRÁŽKY

Volné ovzduší obsahuje za každých podmínek určité množství vodních par v neviditelné formě a teprve za určitých předpokladů, o nichž se dále zmíníme, dochází k tvorbě viditelných vodních nebo ledových částic, a to kondenzací, sublimací nebo mrznutím.

Hodnotu vlhkosti ovzduší vyjadřujeme nejčastěji čtyřmi způsoby: jako **napětí vodních par**, uvádí parciální tlak vodních par v milibarech, jako **absolutní vlhkost**, vyjadřuje množství vodní páry v kg m^{-3} , jako **relativní vlhkost**, označuje poměr aktuálního napětí vodních par k maximálnímu napětí, možnému při dané teplotě, jako **teplotu rosného bodu**, tj. teplota, na kterou se musí vzduch při stálém tlaku ochladit, aby se nasýtil vodní parou v něm obsaženou.

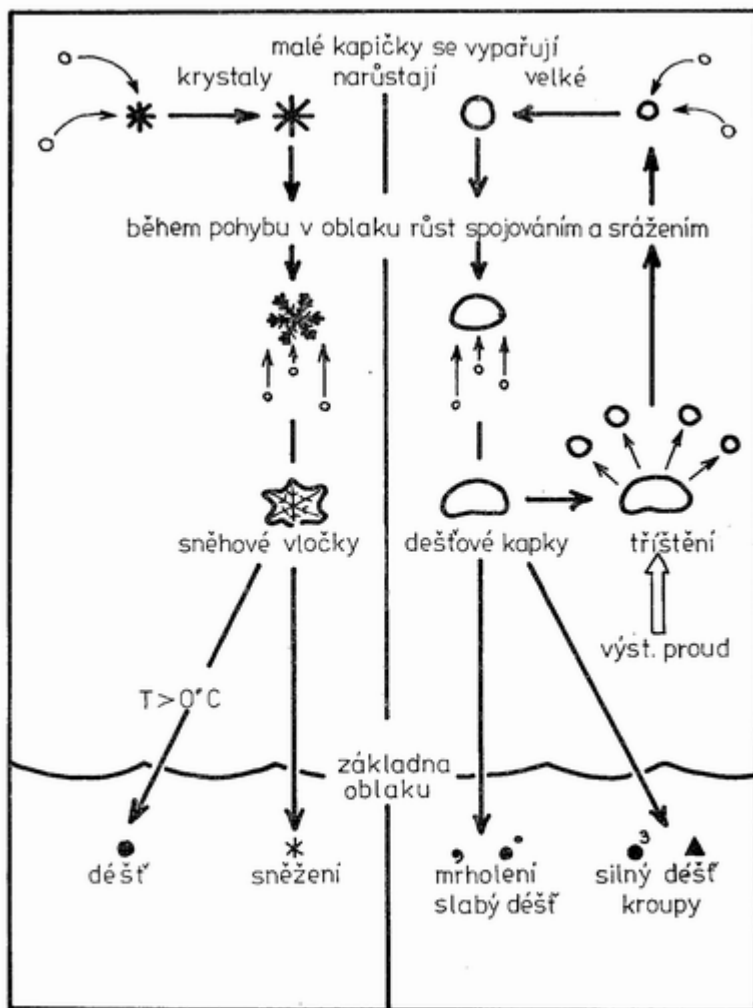
Zatímco první dva způsoby použijeme pouze při teoretických úvahách, druhé dva, přímo měřitelné, budeme používat v praktických příkladech. V definici relativní vlhkosti se objevil vztah vlhkosti a teploty vzduchu, který si přiblížíme jednoduchým pokusem. V určitém množství vody rozpouštíme při stálé teplotě kuchyňskou sůl, kterou se roztok pozvolna sytí až do té doby, pokud se další sůl již nerozpouští, tedy pokud není roztok solí nasycen. Jakmile tento roztok zahřejeme, zjistíme, že se jeho schopnost nasycení zvětšila a můžeme v něm rozpustit další množství soli. Podobně je tomu u vzduchu. Za určité teploty může pojmout jen určité množství vodních par, které se při vyšší teplotě zvětšuje a při nižší teplotě zmenšuje. Jakmile je vzduch vodními parami nasycen (tj. jakmile jeho relativní vlhkost dosáhne 100% nebo teplota rosného bodu je rovna teplotě vzduchu), přebytky vodní páry kondenzují nebo sublimují a objevují se ve viditelné formě. Tento jev hraje významnou úlohu při tvorbě oblaků a srážek.

Vodní páry v ovzduší kondenzují obvykle na **kondenzačních jádrech**, kterými jsou většinou částičky látek snadno jímajících vodu (hygroskopické částice), které často umožňují kondenzaci již při relativních vlhkostech, blízkých 100 %. Nejčastěji to jsou zrnka prachu, krystalky solí nebo produkty spalovacích pochodů a jejich množství kolísá až o tři řády. Velké rozdíly jsou i v chemických a fyzikálních vlastnostech těchto částic.

Předpokladem kondenzace je tedy přítomnost kondenzačních jader a stálý vzrůst relativní vlhkosti vzduchu, k němuž dochází při jeho ochlazování adiabatickým výstupem, stykem s chladnějším povrchem, nebo mísením vzduchových hmot. Pro každé kondenzační jádro existuje určitá mezní hodnota vlhkosti, daná jeho fyzikálně chemickými vlastnostmi, při níž dodhází na jádru ke kondenzaci. Jakmile rostoucí relativní vlhkost dosáhla této mezní hodnoty pro největší a nejhygroskopičtější jádra, a tím vznikly i první zárodečné kapičky, je její další zvyšování prudce omezeno a vznik dalších kapiček přímou kondenzací přestává. Proto je počet účinných kondenzačních jader daleko menší než celkový počet jader v daném objemu vzduchu. Při prudkém ochlazování však dosahuje relativní vlhkost hodnoty přesahující 100 %. takže jsou takřka současně zasažena i malá a méně účinná jádra a vzniká velké množství kapiček různých velikostí. Proto mlha a vrstevnaté oblaky, vznikající pomalými pochody, obsahují méně kapiček s malými rozdíly velikosti, než kupovitě oblaky s rychlým vertikálním vývojem.

Co do fáze oblačných elementů rozeznáváme oblaky vodní, ledové a smíšené. Vznik vodních oblaků jsme vysvětlili v předchozím odstavci. Ledové oblaky se tvoří při nízkých teplotách mrznutím zárodečných oblačných kapiček vzniklých na zvláštních druzích jader, zvaných ledová jádra. K sublimaci dochází v atmosféře pouze při vysokém přesycení par vzhledem k ledu na tuhých jádrech, jejichž šesterečná struktura, odpovídající krystalické struktuře ledu, zaručuje dostatečnou účinnost tuhých jader při nízkých teplotách. Ve srovnání s množstvím kondenzačních jader je však počet těchto sublimačních jader velmi malý. Ve smíšených oblacích se setkává jak plynná, tak kapalná i tuhá fáze vody současně. Tento stav je však velmi nestálý a vede k dalším vývojovým změnám oblaku (obr. 5).

Napětí par závisí i na zakřivení povrchu kapičky. Malé kapičky v oblaku se vlivem svého většího povrchového tlaku par vypařují a tato vodní pára opět kondenzuje na kapičkách větších. Ačkoli tento rozdíl napětí par je nepatrný, je zmíněný pochod velmi důležitý pro počáteční stadium růstu kapek. Jakmile však kapičky dosáhnou většího průměru než 30 μm , probíhá tento proces velice pozvolna. Větší kapičky mají ovšem i větší pádové rychlosti, spojují se a srážejí s okolními oblačnými elementy v závislosti na poměru jejich velikostí a dále narůstají. Tímto způsobem vzniká mrholení nebo slabý déšť z některých druhů vrstevnaté oblačnosti. V oblacích se silnějšími výstupními proudy vyrostou zmíněnými pochody za příznivých podmínek kapičky do takové velikosti, že se



Obr. 5
Procesy vzniku srážek ve smíšených (levá strana) a vodních (pravá strana) oblacích

ve výstupném proudu vlivem aerodynamických sil rozstříkují a produkují tak značné množství malých kapiček, které však jsou stále ještě poněkud větší, než jsou základní oblačné elementy. Každá z těchto nových kapek, vynášených opět do výšky, může proces růstu a tříštění několikrát opakovat na způsob řetězové reakce. Hmota vodních kapek se tak stále zvětšuje. Kapky mají snahu sledovat sestupné proudy v oblaku a vypadávají formou srážek k zemskému povrchu.

Další způsob, jak vznikají srážky, je přechod přes ledovou fázi. Napětí par nad přechlazenou vodou je při záporných teplotách podstatně vyšší než napětí par nad povrchem ledu. Existují-li tedy v oblaku současně kapičky přechlazené vody vedle ledových krystalů, narůstají rychle krystalky na úkor kapek a v krátkém čase mohou dosáhnout takové velikosti a pádové rychlosti, že spojování a srážení s oblačnými kapičkami po jejich dráze převyšuje růst kondenzací nebo sublimací. Srážkové částice narůstají, až posléze vypadávají z oblaku ve tvaru sněžení, nebo během pádu roztávají a jeví se pod základnou oblačnosti jako déšť. To je obvykle případ oblačnosti s velkou vertikální mohutností, zpravidla přesahují hladinu teploty -12°C , při níž je největší rozdíl napětí par mezi ledem a přechlazenou vodou.

Jak již bylo řečeno, předpokladem vzniku oblaku je kondenzace vlhkosti, způsobená nejčastěji ochlazováním vystupujícího vlhkého vzduchu, a oblaky lze z tohoto hlediska považovat za viditelné příznaky vertikálních pohybů v atmosféře. Podle vývojových pochodů, které oblaky vytvářejí, a podle jejich struktury rozeznává mezinárodní klasifikace deset rodů:

- 1. cirrus (Ci),**
- 2. cirrocumulus (Cc),**
- 3. cirrostratus (Cs).**

Tyto oblaky jsou ledové a nacházejí se obvykle ve vysokých hladinách. Mají tvar vláken, závojų nebo chomáčků. Slunce jimi prosvítá a nemají vlastní stín.

- 4. altocumulus (Ac),**
- 5. altostratus (As).**

Zde se jedná o smíšené nebo vodní oblaky, které se obvykle nacházejí ve středních výškách. Mají širokou paletu tvarů a struktur. Slunce jimi někdy prosvítá, ale mají vlastní stín.

- 6. nimbostratus (Ns),**
- 7. stratus (St).**

Jsou to vrstevnaté oblaky, které mají základny v poměrně nízkých výškách.

8. **stratocumulus (Se),**
je vrstevnatý oblak s kupovitou strukturou,
9. **cumulus (Cu),**
10. **cumulonimbus (Cb).**

Tyto dva poslední oblaky jsou kupovité s vertikálním vývojem.

Pro naše účely bude většinou stačit dělení daleko jednodušší, na oblaky vrstevnaté, vznikající pomalým výstupem (výkluzem) vzduchu nad většími oblastmi, a oblaky kupovité vznikají na rychlejších lokálních výstupných proudech obvykle konvektivního původu. O podmínkách vzniku těchto výstupných proudů pohovoříme jednak v kapitole 5. v souvislosti s projevy atmosférických front, v kapitole 7. o mechanické turbulenci, v kapitole 8. o konvekci a v kapitole 9. o místních cirkulacích.

Mlha v našich geografických podmínkách vzniká při dostatečné vlhkosti vzduchu, nejčastěji ochlazováním při vyzařování zemského povrchu (kapitola 6.), při ochlazování teplejšího vlhkého vzduchu proudícího nad prochlazený podklad, nebo při mísení teplejší vlhké a studené vzduchové hmoty. Tvoření mlhy je proces poměrně pomalý. Mlha se skládá z velkého množství maličkých kapiček téměř jednotné velikosti, a je tedy jako taková koloidně velmi stabilní. V meteorologii mluvíme o mlze tehdy, je-li horizontální dohlednost pozemního pozorovatele zmenšena vodními kapičkami na méně než 1000 m.

4. ATMOSFÉRICKÉ FRONTY, CYKLONY, ANTICYKLÓNY

4.1 VZNIK ATMOSFÉRICKÝCH FRONT

Vzduch ležící delší dobu nad nějakou oblastí, přizpůsobuje své fyzikální vlastnosti podložce. Teplota v přízemní vrstvě vzduchu odpovídá tepelné bilanci zemského povrchu. Změny teploty vzduchu s výškou odpovídají zeměpisné poloze místa, vlhkost vzduchu záleží především na tom, leží-li vzduch nad mořem či pevninou a také na geografické oblasti. Říkáme, že v tomto případě je vzduch v tepelné a radiační rovnováze s podkladem. Jde tedy o vzduchovou hmotu určitých fyzikálních vlastností a zůstávají tato hmoty bez pohybu, potom se její vlastnosti s časem příliš nemění.

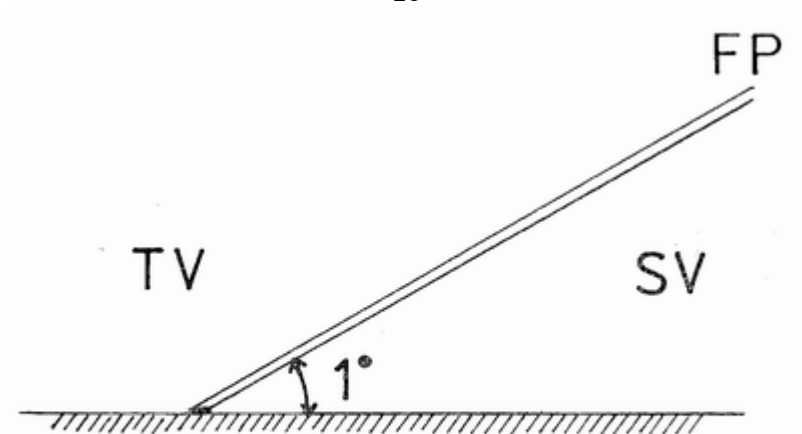
Nad jiným územím vznikne samozřejmě jiná vzduchová hmoty, která se bude svými fyzikálními vlastnostmi od té první lišit, především teplotou, vlhkostí, obsahem prachu apod.

Při přechodu z jedné vzduchové hmoty do druhé se téměř vždy setkáme s velmi složitou povětrnostní situací. Je to především vertikálně mohutná oblačnost s nízkou základnou a se srážkami. Může se zde vyskytnout mlha, bouřky, velmi prudký a nárazovitý vítr. Způsobují to pochody, které se odehrávají na rozhraní mezi dvěma vzduchovými hmotami.

Dvě vzduchové hmoty různých fyzikálních vlastností se mísí na styčné ploše (není to plocha v geometrickém slova smyslu, ale vrstva o tloušťce až několika set metrů) a vytvářejí množství povětrnostních dějů, které jsou pro toto rozhraní typické a závisejí na vlastnostech obou vzduchových hmot.

Přechodová vrstva mezi dvěma vzduchovými hmotami svírá se zemským povrchem malý úhel, obvykle menší než 1° . Je skloněna vždy na stranu studeného vzduchu a nazývá se frontální plocha nebo fronta a její průsečnice se zemským povrchem čára fronty nebo též zkráceně fronta (obr. 6).

Protože frontální rozhraní je především rozhraní teplotní, rozeznáváme v praxi fronty teplé, studené a okludované.



Obr. 6

Rozhraní mezi teplou a studenou vzduchovou hmotou;

TV - teplý vzduch,

SV - studený vzduch,

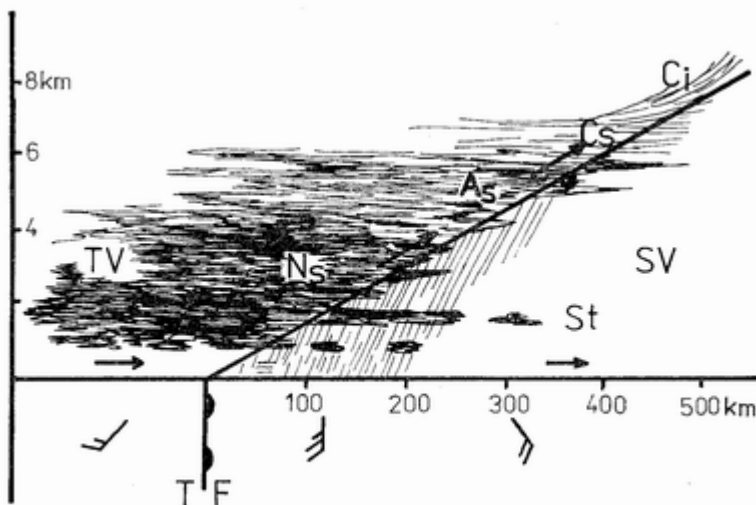
FP - frontální plocha

4.2 TEPLÁ FRONTA

Postupuje-li teplý vzduch větší rychlostí než před ním ležící vzduch chladnější, vykluzuje teplý vzduch po studeném vzhůru a jejich styčné ploše říkáme teplá fronta (obr. 7). Při výstupu se teplý vzduch rozpíná a tím se ochlazuje. Relativní vlhkost vertikálně se pohybujícího vzduchu stoupá a v určité výšce dojde k nasycení vzduchu vodními parami, ke kondenzaci a vytvoření oblaků. Ve většině případů vypadávají i srážky. Jak je znázorněno na obr. 7, je nejnižší základna oblačnosti při čáře fronty. S rostoucí vzdáleností od fronty (ve směru pohybu fronty) se základna oblaků zvyšuje.

Postupuje-li teplá fronta směrem k pozorovateli, objeví se nejprve oblačnost typu cirrus a cirrostratus, která přejde v altostratus. Základna oblačnosti se dále snižuje a nastupuje oblačnost typu nimbostratus, jehož základna může především v zimním období klesnout až k zemskému povrchu.

Na teplé frontě se vyskytují trvalé srážky všeho druhu. V našich zeměpisných šířkách vypadávají srážky na teplých frontách častěji v zimě než v létě. Šířka srážkového pásma je asi 300 km, v případě sněžení 400 km a leží většinou před čarou fronty.



Obr. 7
Schéma teplé fronty

Postupuje-li k nám teplá fronta od západu, potom vítr před ní bývá jižní, za frontou se stáčí na jihozápad. Tlak vzduchu před teplou frontou poměrně silně klesá, po přechodu zůstává stálý, případně mírně klesá. V zimní polovině roku provází často přechod teplé fronty přechlazený nebo mrznoucí déšť a tvoří se námraza a ledovka. V letní polovině roku nebývají u nás teplé fronty příliš výrazné. Základna oblačnosti neklesá velmi nízko (výjimku tvoří horské oblasti) a často chybí výraznější oblast srážek. Výjimečně se i na teplých frontách mohou vytvořit bouřky, které přinášejí nebezpečí zvýšené turbulence.

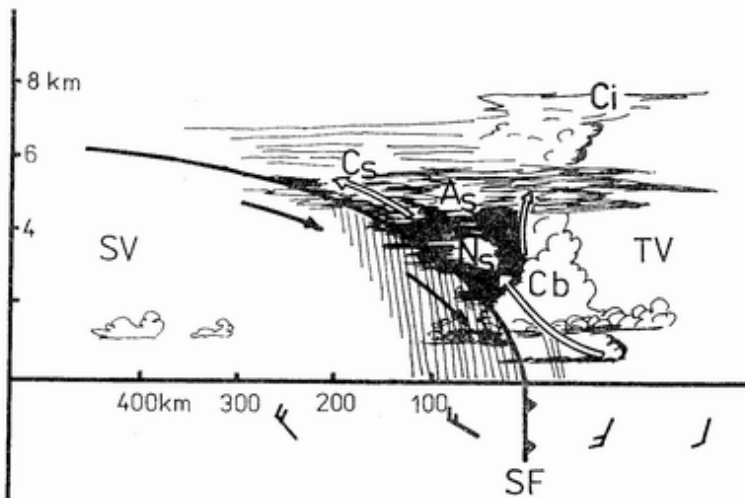
4.3 STUDENÁ FRONTA

Studená fronta je stejně jako teplá fronta rozhraní mezi studeným a teplým vzduchem. V tomto případě však postupuje rychleji vzduch studený a vlivem své větší hustoty se tlačí jako klín pod teplý vzduch, který je nucen vstupovat podél frontálního rozhraní vzhůru. Při výstupu se vzduch rozpíná a ochlazuje, jeho relativní vlhkost stoupá. V určité výšce dojde k nasycení vzduchu vodními parami, ke kondenzaci a vytvoření oblačnosti. Druh oblaků závisí převážně na teplotních poměrech vytlačovaného teplé-

ho vzduchu, především na chodu teploty s výškou. Při vhodných podmínkách, které se u nás vyskytují především v teplé polovině roku, dochází na přední straně klínu studeného vzduchu k vytvoření bouřkových oblaků (cumulonimbus), jejichž vrcholky přesahují mnohdy 10 km.

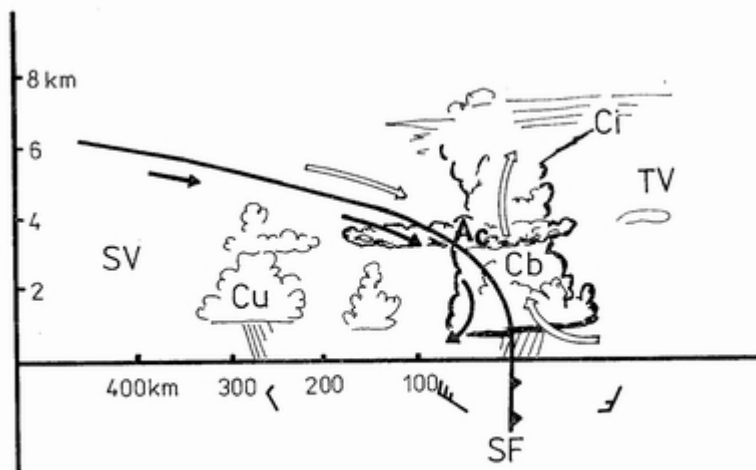
V ostatních částech frontálního rozhraní je druh oblačnosti určován vzájemným charakterem proudění teplého a studeného vzduchu. Proudí-li teplý vzduch i ve vyšších hladinách vzhledem ke studenému pomaleji, pak výstup teplého vzduchu po frontálním rozhraní pokračuje do velkých výšek. Takto vzniklá oblačnost se velmi podobá oblačnosti teplé fronty, ovšem sled jednotlivých druhů oblačnosti je opačný. Takové frontě říkáme studená fronta 1. druhu (obr. 8). Srážky na čele fronty mají značně proměnlivou intenzitu vzhledem k výskytu kumulonimbů. Se vzrůstající vzdáleností od čáry fronty se mění v trvalý déšť nebo sněžení. Srážky vypadávají především za čarou fronty.

V naší zeměpisné oblasti se často vyskytuje případ, kdy teplý vzduch ve výšce proudí vzhledem ke studenému relativně rychleji. Ve vyšších vrstvách atmosféry se proto vyskytují sestupné pohyby podél frontálního rozhraní a tyto pohyby brání vzniku oblač-



Obr. 8
Schéma studené fronty 1. druhu

nosti. Zůstává jen poměrně úzký pás bouřkových oblaků, které jsou vázány na čelo postupujícího studeného vzduchu. Horizontální rozměry této oblačnosti (ve směru kolmém na čáru fronty) jsou jen desítky kilometrů. Takové studené frontě říkáme studená fronta 2. druhu (obr. 9).



Obr. 9
Schéma studené fronty 2. druhu

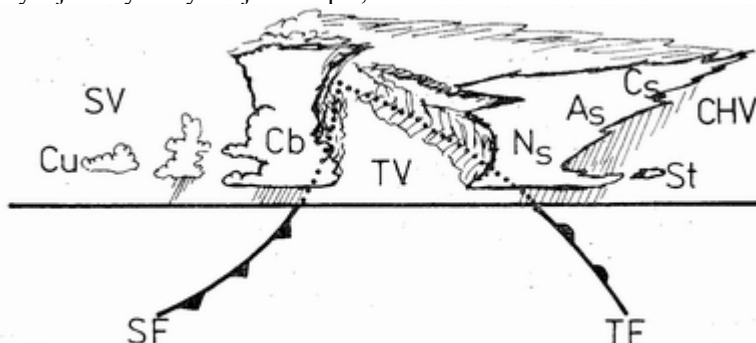
Postupuje-li tato fronta směrem k pozorovateli, vidíme nejprve hradbu bouřkové oblačnosti, kterou molhou někdy předcházet cirry. Po předhodu čáry fronty se brzy vyjasní a vyskytne se pouze kupovitá oblačnost ve studené vzduchové hmotě, která ale může vytvořit spojitou vrstvu stratokumulů a altokumulů. Srážky na studené frontě 2. druhu mají přelháňkový charakter. V letní polovině roku se pak molhou vyskytnout prudké lijáky i kroupy.

Vítr před studenou frontou, která k nám postupuje od západu, bývá jihozápadní až jižní a za frontou se stáčí k severozápadu až severu. Tlak vzduchu před frontou klesá, za frontou často strmě stoupá.

Je důležité upozornit na to, že přechod jakékoliv studené fronty je provázen turbulencí ve všech výškových hladinách. Při přechodu fronty, zejména v letním období, je velmi časté náhlé zesílení větru, předhážející až do hodnot vichřice. Tento jev provází stočení větru a extrémní zvýšení nárazovosti větru, především v přízemní vrstvě.

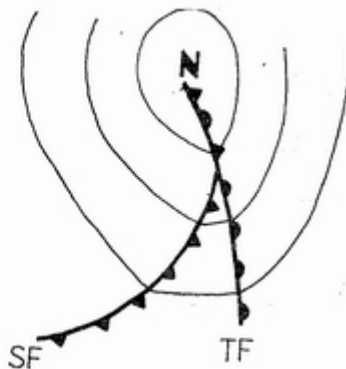
4.4 OKLUDOVÁ FRONTA

Za teplou frontou postupuje obvykle studená fronta, a to ve stejném směru. Obě fronty jsou vlastně částí jedné hlavní fronty, takže ohraničují jednu vzduchovou hmotu, která leží mezi nimi (obr. 10). Studená fronta se pohybuje obvykle rychleji než teplá,



Obr. 10
Rozhraní mezi teplým a studeným vzduchem

a proto se obě fronty setkají nejdříve u zemského povrchu a v blízkosti středu tlakové níže, kde původní vzdálenost obou front byla nejmenší. Při tomto procesu, kterému říkáme okludování, se setkají dvě studené vzduchové hmoty. Jedna, která ustupovala před teplou frontou a druhá, která postupovala za studenou frontou. Teplý vzduch, který se nacházel mezi oběma frontami, je vytlačen vzhůru nad zemský povrch (obr. 11). Frontální rozhraní, které vznikne splnutím obou front, se nazývá okludovaná fronta nebo krátce okluze.

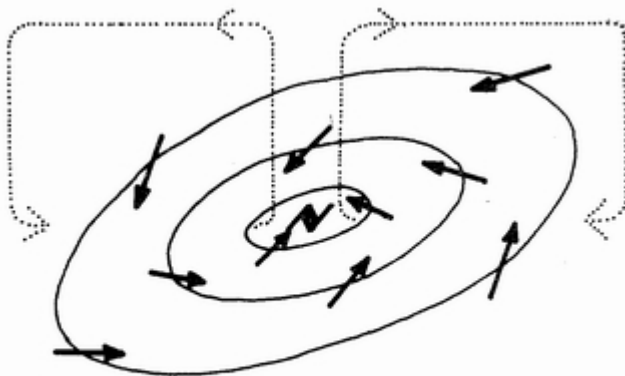


Obr. 11
Proces okludování

Teplé okluzy jsou u nás častější v zimní polovině roku a celkový ráz chodu povětrnostních prvků je blízký přechodu teplé fronty. V letní polovině roku jsou v našich zeměpisných šířkách nejčastější studené okluzy s charakterem počasí velmi blízkým studeným frontám, včetně nebezpečných projevů turbulence v přízemní vrstvě při jejich přechodu.

4.5 TLAKOVÁ NÍŽE - CYKLÓNA

Frontální systémy jsou jednoznačně vázány na oblasti nižšího tlaku vzduchu. Můžeme říci, že systém teplé a studené fronty se vyskytuje právě v oblasti nejnižšího tlaku vzduchu, kterou nazýváme cyklóna. O tlakové níži mluvíme v místech, kde je na povětrnostní mapě alespoň jedna uzavřená izobara a tlak vzduchu uvnitř této izobary je nižší než v okolí. V prostorové představě jsou izobarické plochy v oblasti cyklóny prohnuty směrem k Zemi (obr. 1). Kdybychom předpokládali, že vítr je gradientový, potom by vzduchové částice proudily v cyklóně podél izobar a proti směru otáčení hodinových ručiček. V přízemní vrstvě přistupuje síla tření, která uchyluje vzduchové částice vlevo od směru gradientového, proudu. Tím se stává tlaková níže v přízemní vrstvě oblasti sbíhavosti vzduchových částic, která má za následek vznik výstupních pohybů. Ty pak hrají významnou roli v povětrnostních dějích v oblasti cyklóny (obr. 14).



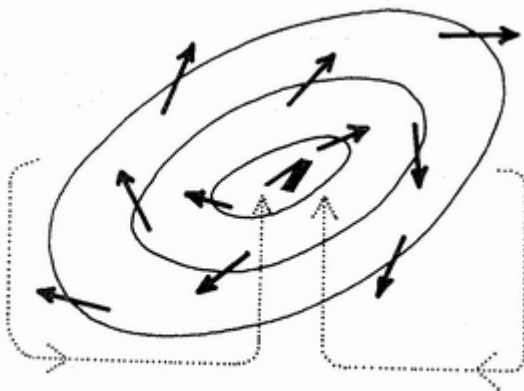
Obr. 14
Proudění v cyklóně v přízemní vrstvě

Vznik cyklón není zatím ve všech případech dostatečně objasněn. Při pozorování se ukázalo, že cyklóny mohou vznikat především dvěma způsoby:

- a) Termicky - v místech, kde dochází k přehřátí vzduchu (např. nad Pyrenejským poloostrovem, někdy i nad Balkánským poloostrovem především v létě). Takto vzniklá níže nemá žádný zvláštní vliv na změnu podmínek počasí.
- b) Při vzniku vlny na frontálním rozhraní. Tímto způsobem vzniká většina tlakových níží v mírných zeměpisných šířkách. Takové cyklóny jsou spojeny s frontálními plochami. Obsahují v počátečním stadiu teplou a studenou frontu a podmínky počasí při přechodu cyklóny jsou určovány především podmínkami počasí na frontách. V pozdějším vývojovém stadiu cyklóny vzniká fronta okluze nejdříve v blízkosti středu cyklóny. Podmínky počasí při přechodu okludované níže se mění podle toho, která oblast níže zasahuje příslušné území. Přechází-li tato níže místo pozorování svou střední oblastí, potom jsou podmínky počasí určovány počasím na okluzní frontě. Přechází-li střed okludované níže severně od místa pozorování, podmínky počasí na jejím okraji určuje teplá a studená fronta.

4.6 TLAKOVÁ VÝŠE - ANTICYKLONA

V místech, kde jsou izobarické plochy vyklenuty vzhůru, vzniká tlaková výše - anticyklóna. Na povětrnostní mapě ji definujeme jako tlakový útvar s alespoň jednou uzavřenou izobarou a tlak vzduchu uvnitř této izobary je vyšší než v okolí (obr. 1). V anticyklóně směřuje tlakový gradient od středu k okrajům. Na vzduchové částice, které se v prvním okamžiku začnou pohybovat v jeho směru, bude působit síla Coriolisova a stočí je vpravo od směru původního pohybu (na severní polokouli). Protože ve většině případů bude odstředivá síla malá (poloměr křivosti izobar u anticyklony bývá veliký), dojde k ustálenému stavu, kdy se vzduchové částice pohybují podél izobar a obíhají střed anticyklóny ve směru pohybu hodinových ručiček. V přízemní vrstvě způsobuje síla tření částečné stočení větru do směru tlakového gradientu a vzduchové částice potom proudí napříč izobar směrem ze středu anticyklony. Anticyklona je tedy v přízemní vrstvě oblastí rozbíhavosti vzduchových částic. Odčerpávání vzduchu ze středu tlakové výše je kompenzováno sestupným pohybem vzduchu z vyšších vrstev atmosféry (obr. 15).



Obr. 15
Proudění v anticyklóně v přízemní vrstvě

Anticyklona obvykle neobsahuje frontální systémy a existence sestupných pohybů v oblasti tlakové výše je jedním z důležitých dějů utvářejících charakter počasí v tlakové výši. Většinou pokládáme oblast anticyklóny za oblast pěkného počasí s malou oblačností, beze srážek a jen se slabým prouděním. Takové počasí existuje v blízkosti středu anticyklóny především v letních měsících. V okrajových oblastech anticyklóny se podmínky počasí mohou dost podstatně lišit. Tak např. na přední straně tlakové výše (vzhledem ke směru pohybu) se často vyskytuje značná oblačnost s přeháňkami a čerstvý severozápadní nebo severní vítr. Teplota vzduchu může být relativně nízká. Naopak na zadní straně anticyklony jsou vysoké teploty, jižní proudění a místní bouřky.

V zimní polovině roku je počasí určováno jednak typem vzduchové hmoty, která tvoří tlakovou výši, jednak radiačními pochody v oblasti této výše. Je-li anticyklona tvořena vzduchovou hmotou, která vznikla nad pevninou a má tedy malý obsah vodní páry, potom jsou podmínky počasí velmi blízké letním anticyklonám (téměř jasno, slabé proudění) s tím rozdílem, že se zde vyskytují extrémně nízké teploty. Je-li zde ovšem anticyklona tvořena vlhkou vzduchovou hmotou, často se v přízemní vrstvě vyskytuje mlha nebo nízká oblačnost, případně vypadávají srážky ve tvaru mrholení. V takové oblasti máme pocit sychravého a nevlídného počasí. Ve vyšších hladinách, obvykle nad 1500 m až 2000 m, bývá ve stejné anticykloně bezoblačné a relativně teplé počasí.

5. MEZNÍ VRSTVA OVZDUŠÍ

Z aerodynamiky je známo, že při proudění vazké tekutiny nad pevným povrchem lze v zásadě dobře rozlišit dvě oblasti. Oblast **volného proudu**, kde nepozorujeme téměř žádný vliv povrchu, a druhou oblast, kde tření o povrch má na tekutinu podstatný vliv. Tato druhá oblast se nazývá **mezní vrstva**. Určování její tloušťky (nebo výšky, vycházíme-li od zemského povrchu) má za základ rychlostní profil proudění, tj. průběh rychlosti proudu v závislosti na výšce nad určitým bodem povrchu. Rychlost proudění těsně při povrchu musí být rovna nule, s výškou nad povrchem pak spojitě vzrůstá až do úplné hodnoty rychlosti vnějšího nerušeného proudu. V určitém rozsahu výšek brzdí povrch vlivem tření částičky proudící tekutiny silou, která působí proti směru proudu. Tuto sílu nazýváme **třecí odpor**. Jako výšku mezní vrstvy obvykle uvažujeme hladinu, kde rychlost dosahuje 95 % rychlosti volného proudu a kde již tedy vlivy vazkosti mohou být považovány prakticky za zanedbatelné.

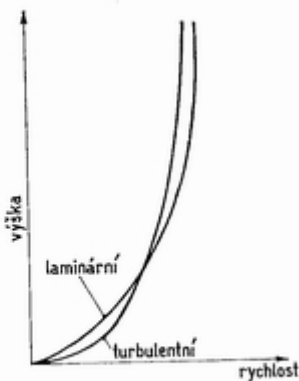
Podle pochodů, kterým podléhají jednotlivé mikročástice a makročástice proudící tekutiny, rozeznáváme dva charakteristické druhy proudění, a to **laminární** a **turbulentní**.

Při laminárním proudění se částice pohybují ve vrstvách rovnoběžných se směrem proudu. Mezi sousedními vrstvami přecházejí jen molekuly, zatímco částice makroskopické se vůči sobě rovnoběžně posouvají. V přírodě se vyskytuje laminární proudění poměrně zřídka.

Turbulentní proudění je nepoměrně složitější. Z jedné vrstvy do druhé totiž pronikají i částice makroskopické, jejichž směšovací pohyby způsobují, že proud ztrácí svůj vrstvý charakter a stává se nepravidelně rozvířený.

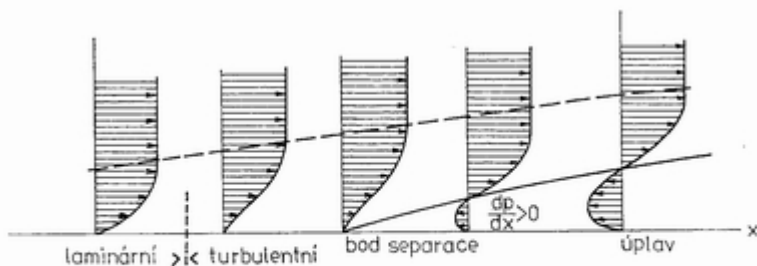
Obdobně rozeznáváme i laminární a turbulentní mezní vrstvu. Turbulentní mezní vrstva, s níž se v atmosféře nejčastěji setkáváme, se vyznačuje tím, že přenos hybnosti mezi částicemi se děje nejenom silami viskozními (tj. vlastními pohyby molekul), nýbrž převážně turbulentním promícháváním makroskopických částic vzduchu, a je tedy daleko intenzivnější. Z toho plyne, že brzdění proudění při povrchu se přenáší podstatně výše než při laminárním toku (obr. 16). Výška turbulentní mezní vrstvy je tedy větší. Naproti tomu hybnost částic z vnějšího nerušeného proudu se přenáší blíže k povrchu, kde vytváří prudší pokles rychlosti než při proudění laminárním. Větší gradient rychlosti u povrchu znamená i větší třecí odpor turbulentní mezní vrstvy. Známe-li rychlost

proudění v některé hladině, pak rozdíl rychlostí k další hladině můžeme zhruba určit jako čtvrtou odmocninu z rozdílu uvažovaných výšek.



Obr. 16
Rychlostní profil v laminární a turbulentní mezní vrstvě

Mezní vrstva atmosféry je v neustálém vývoji, který se projevuje změnami rychlostního profilu, v přechodech z kvasilaminárního typu do turbulentního a především v jevu, který nás bude prvořadě zajímat, v odtrhávání (separaci) proudu vzduchu od povrchu (obr. 17). Při proudění nad hladkým rovinným povrchem se statický tlak při povrchu téměř nemění. V blízkosti terénních nerovností, obtékaných proudem vzduchu, se však vždy setkáváme se změnami rychlosti a tedy i se změnami tlaku. Jestliže se proud

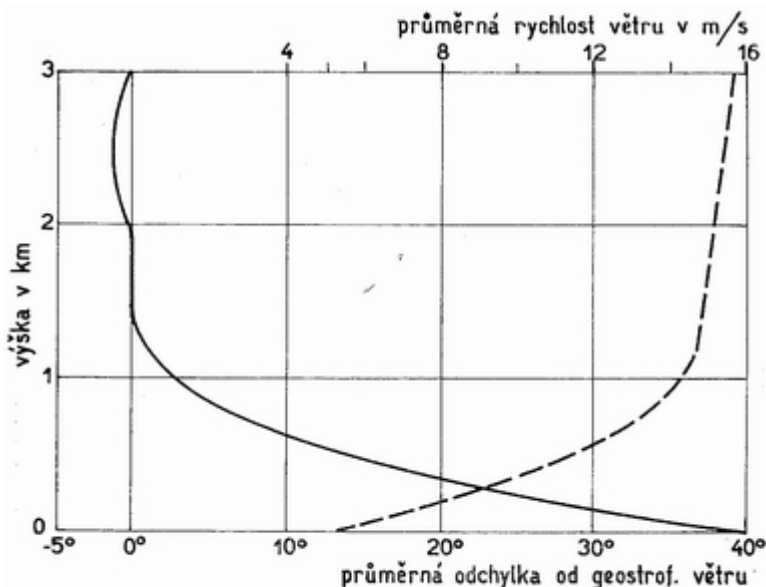


Obr. 17
Vývoj mezní vrstvy

vzduchu urychluje, laminarita mezní vrstvy trvá déle a přechod do turbulence, případně odtržení se oddaluje. Naopak při zmenšující se rychlosti se tento přechod urychluje. V oblasti rostoucího statického tlaku jsou částice brzděny nejen vnitřním třením, ale i tlakovým gradientem, který se je snaží hnát z míst vyššího tlaku na místa s tlakem nižším, v tomto případě proti jejich původnímu pohybu. Rychlostní profil mezní vrstvy se tím zcela deformuje a zpětné proudění při povrchu vytváří nestabilní víry, které mohou zcela změnit tvar vnějšího obtékání. K separaci (odtržení) proudu může dojít jak při laminárním, tak při turbulentním proudění. Při intenzivnějším přenosu hybnosti z vnějšího proudu do mezní vrstvy jsou brzděné částice znovu urychlovány, takže turbulentní mezní vrstva dovede překonat podstatně vyšší vzrůst tlaku než vrstva laminární a lépe lpí při povrchu. K separaci dojde teprve tam, kde je turbulentní mezní vrstva natolik mohutná, že přenos hybnosti částic nestačí proud při zemském povrchu znovu urychlit.

Podobně jako se s výškou mění rychlost proudění, mění se i jeho směr. Nad mezní vrstvou považujeme proudění za téměř stacionární, rovnoběžné s izobarami, při němž je síla tlakového gradientu a urychlující síla zemské rotace v rovnováze. Vlivem třecího odporu, jako další síly, která vstupuje do hry, se mění i směr větru, a to nejvíce při zemském povrchu. V našich zeměpisných podmínkách představuje tato změna v průměru asi $+4^\circ$ (proti smyslu otáčení hodinových ručiček) na vzrůst výšky 100 m. V hladinách nad 1000 m je to pak již jen asi 1° (obr. 18).

Až dosud jsme se ve svých úvahách o mezní vrstvě atmosféry omezili na vyšetřování podmínek proudění. Kromě všeobecných vztahů mezi teplotou, tlakem a prouděním (kapitola 3.), hraje v utváření charakteru mezní vrstvy významnou úlohu **radiační bilance zemského povrchu**. Z celkového množství vzážené sluneční energie (solární konstanta = 100 %) se v průměru 42% odráží do světového prostoru (38 % odráží atmosféra, 4 % zemský povrch). Zbylých 58 % energie se distribuuje zhruba podle schématu na obr. 19. Asi 14 % pohltí atmosféra, a 44 % zemský povrch. Z tohoto množství pak výpar spotřebuje asi 18 %, ohřev přízemních vrstev ovzduší asi 6 % a 20 % pak: představuje efektivní vyzařování zemského povrchu. Uvedené hodnoty představují průměr. Ve skutečnosti tu jsou zásadní rozdíly mezi obdobími, kdy zemský povrch a atmosféra záření většinou přijímá (vzářovací typ) a kdy tuto energii vrací do prostoru (typ vyzařovací). Nás budou především zajímat způsoby přenosu tepla mezi zemským povrchem a ovzduším.

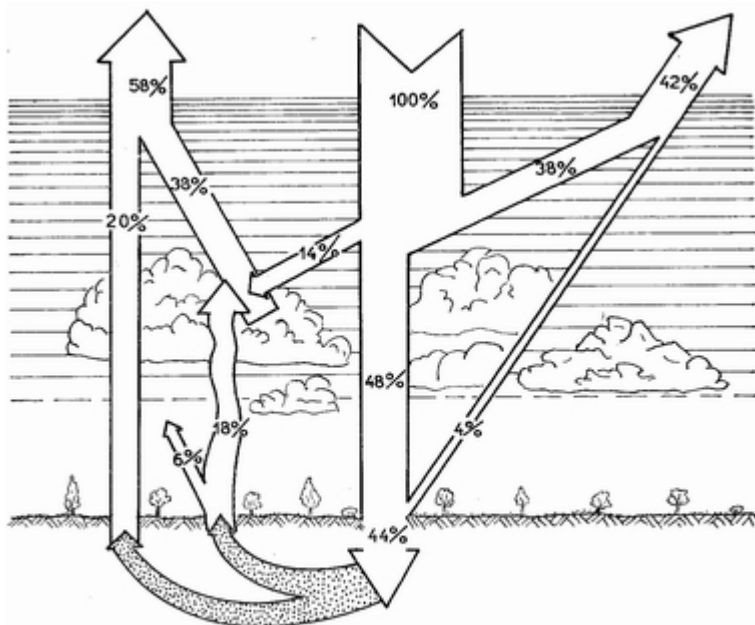


Obr. 18
Průměrné změny směru a rychlosti větru v našich geografických podmínkách

Molekulární vedení tepla vychází z kinetické teorie plynů, podle níž pohyblivější molekuly ztrácejí svoji hybnost na úkor molekul pomalejších, jinými slovy, teplejší těleso předává teplo chladnějšímu. Toto pozvolné vedení tepla ovlivňuje teplotní profil v půdě a přirozeně pak i v tenké vrstvě, přiléhající k zemskému povrchu. Jak rychle se teplo šíří, závisí na **tepelné vodivosti půdy i vzduchu**. Přenos teploty určuje teplotní vodivost, která závisí přímo na tepelné vodivosti a nepřímo na hustotě a specifickém teple média.

Druhý způsob vedení tepla je záření. Podle fyzikálních zákonů vydává každé těleso **záření**, jehož celková intenzita je úměrná čtvrté mocnině absolutní teploty. I když jsme v schématu radiační bilance zemského povrchu předpokládali, že přijaté sluneční záření odpovídá hodnotě vypařování, je kvalita obou zcela rozdílná. Čím je těleso teplejší, tím více se posunuje maximum jeho vyzařování ke kratším (ultrafialovým) vlnovým délkám a naopak chladnější tělesa (jako zemský povrch) vyzařují v delších (infračervených) vlnových délkách. V souvislosti s vyzařováním se zmíníme i o odrazu záření. **Poměr mezi odraženým a dopadajícím**

zářením se nazývá albedo a závisí především na fyzikálním stavu povrchu půdy (např. čerstvá sněhová pokrývka má albedo 75 % až 95%, písek 15% až 40%, les 5% až 20%, zčeřená vodní plochy 3% až 10% atd.).



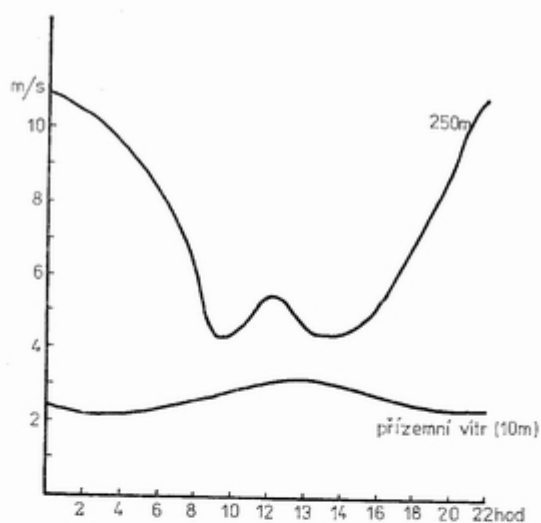
Obr. 19
Schéma distribuce vzájemné sluneční energie

Výpar zpravidla odnímá teplo zemskému povrchu. Při opětné kondenzaci nebo sublimaci (rosa, jinovatka) se latentní teplo znovu uvolňuje a přispívá k oihřevu vzduchových vrstev.

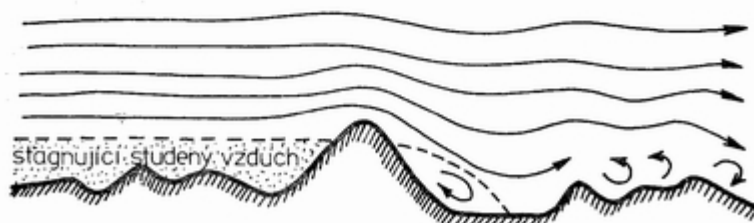
Jak jsme konstatovali, tepelná vodivost vzduchu je podstatně horší než u půdy, ale díky své menší hustotě má vzduch výrazně lepší teplotní vodivost. Kdyby se teplo od zemského povrchu šířilo pouze molekulárním vedením, dosáhlo lby polední zvýšení teploty do výšky prvního poschodí až k večeru. Vzhledem k tomu, že ještě v tisícimetrové výšce nacházíme denní chod teploty, předpokládáme, že tu musí existovat ještě jiný, výraznější přenos tepla. Tento přenos se nazývá **výměna tepla**, která je způsobena

směšovacími turbulentními pohyby vzduchových částic. Poněvadž se při turbulentním mísení vzduchových hmot mísí i jejich vlastnosti, přenáší se výměnou teplo o několik řádů rychleji než molekulárním vedením. Z turbulentních pohybů mají význam zvláště pohyby vertikální. Jsou projevem buď **turbulence mechanické**, podmíněné drsností povrchu, nerovnostmi a překážkami, přes které nebo kolem nichž vzduch proudí (kapitola 7.), nebo **turbulence termické - konvekce** - vznikající v důsledku termodynamické nerovnováhy (kapitola 8.). Přirozeně se můžeme setkat s různými kombinacemi obou vlivů.

O vlivech **teplotního vrstvení** (průběhu teploty s výškou) přízemních vrstev atmosféry bude pojednávat kapitola 8. Na tomto místě se spokojíme se zjištěním, že teplotní zvrstvení může být buď **instabilní**, tj. takové, že urychluje vertikální pohyby, **stabilní**, které tlumí vertikální pohyby, nebo **indiferentní**, které se k nim chová netečně. Zvláštní případ velmi stabilního zvrstvení je tzv. **inverze** - vrstva, ve které teplota s výškou roste. Vzniká buď intenzivním vyzařováním zemského povrchu, nebo advekci teplejšího vzduchu nad prochlazený podklad, či kombinací dvou vlivů. Stabilita ovzduší má pro podmínky proudění významný vliv především tím, že mění předpoklady pro vertikální výměnu hybnosti, deformuje profil rychlosti větru a způsobuje výrazný rozdíl mezi denním chodem rychlosti větru v nižších a vyšších polohách. V několika nejnižších desítkách metrů nad zemským povrchem je denní maximum rychlosti větru v časných odpoledních hodinách, kdy dosahuje maxima i instabilita a přenos hybnosti směrem dolů. Minimální rychlost se pak vyskytuje v souvislosti se stabilizací přízemní vrstvy ovzduší ve druhé polovině noci. Nad touto nejnižší vrstvou dochází ke změně fáze denního chodu. Minimální rychlost se vyskytuje kolem poledne a maximální pak během noci, kdy je vertikální změna malá (obr. 20). Jestliže v průběhu vyzařování došlo k vytvoření velmi stabilní vrstvy při zemském povrchu, pak vrchní i hranice inverze působí jako velmi hladký povrch, pod ní je obvykle bezvětří nebo velmi slabé proudění a nad ní mírný nebo čerstvý vítr. Tento jev bývá ostře vyjádřen zvláště v členitém terénu, kde jsou údolní polohy zaplaveny stagnujícím studeným vzduchem. Vrchní hranice stabilní přízemní vrstvy bývá tedy nejen hladinou význačné změny průběhu teploty s výškou, ale i hladinou, kde se ostře mění podmínky proudění co do rychlosti i směru (obr. 21).



Obr. 20
Denní chod rychlosti větru ve výšce 10 m a 250 m



Obr. 21
Podmínky proudění za přítomnosti inverze a bez ní

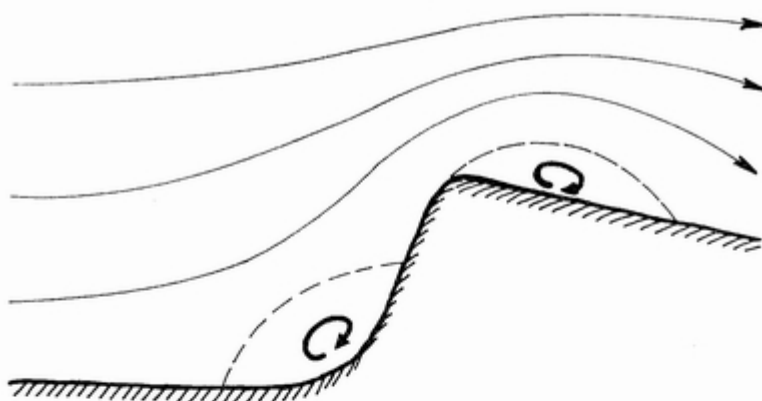
6. MECHANICKÁ TURBULENCE

Z nepřeberné řady definic turbulence, kterou nám nabízí odborná literatura, si vybereme tu nejstručnější a v dalším se budeme zajímat o projevy chaotické vírnatosti, vyvolané ve vzdušném proudu v okolí překážek především za podmínek odtržení (separace) mezní vrstvy od povrchu (kapitola 6.). Ze svých úvalh také vyloučíme turbulentní víry malých rozměrů (řádu metru a menších), které prakticky nemohou ovlivnit režim letu závěsného kluzáku. Poněvadž problém mechanické turbulence nelze prakticky zobecnit, probereme odděleně jednotlivé typické příklady, při nichž především náhlé změny rychlosti nebo směru větru mohou ohrozit bezpečnost letu.

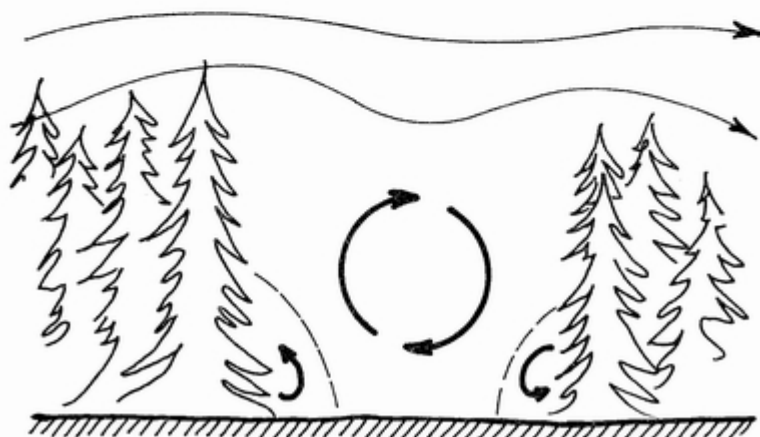
Z hlediska pilota závěsného kluzáku dochází k nejvýznamnějším projevům mechanické turbulence na ostrých hranách terénních překážek příslušných rozměrů vlivem separace vzdušného proudu (obr. 22). Na obrázku je znázorněn terén, který patrně bude považován za výhodný. Nicméně nelze vyloučit možnost, že v určitém rozsahu rychlosti proudění se vytvoří víry jak na úpatí svahu, tak za jeho hřebenem, v nichž se může takřka skokem měnit směr i rychlost proudění. V menším měřítku je nutné s podobným jevem počítat i na okrajích dostatečně vysokého lesa či v blízkosti budov (obr. 23). Ve větším měřítku pak při proudění napříč údolím (obr. 24 a 25) nebo při obtékání kuželové překážky (obr. 26).

Další zvětšování rozměru překážky vede ke studiu závětných jevů projevujících se při proudění přes horská pásma a hřebeny jako závětrné rotory, případně závětrné vlny, dobře známé plachtařům.

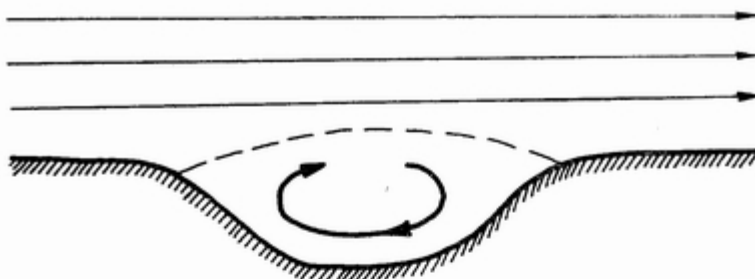
Nejjednodušší případ závětných jevů je vytvoření jednoho velkého kvasistacionárního víru, za nímž se proud v nevelké vzdálenosti opět homogenizuje (obr. 27a). Nepřekvapuje, že na závětrném svahu se můžeme setkat s větrem vanoucím proti směru všeobecného proudění. Při zvyšování rychlosti proudu (nebo zvětšování překážky) vzniká v určitém rozmezí rychlostí (který závisí na převýšení překážky a teplotním rozvrstvení) speciální případ vírového systému, způsobujícího závětrné vlnění. V bodě separace se periodicky uvolňují víry, které se pozvolna pohybují úplavem do závětrí překážky, nebo setrvávají prakticky na stejném místě. Za hřebenem pak vzniká kvasistacionární systém rotorů (vírů s horizontální osou rotace), projevující se za příznivých podmínek víceméně souvislým pásmem kupovitých oblaků (na nichž bývá rotace pozorovateli dobře patrná), který vnucuje vlnovou deformaci volnému proudu ve vyšších hladinách (obr. 27b).



Obr. 22
Vznik vírů u příkrého svahu

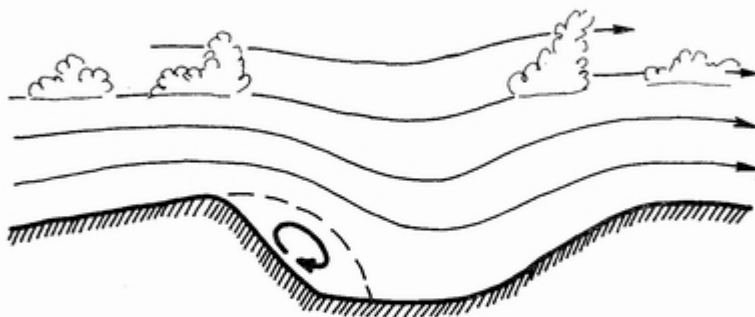


Obr. 23
Vznik vírů při příčném proudění přes korytovou konfiguraci překážky



Obr. 24

Proudění přes údolí, při němž není narušen vnější proud



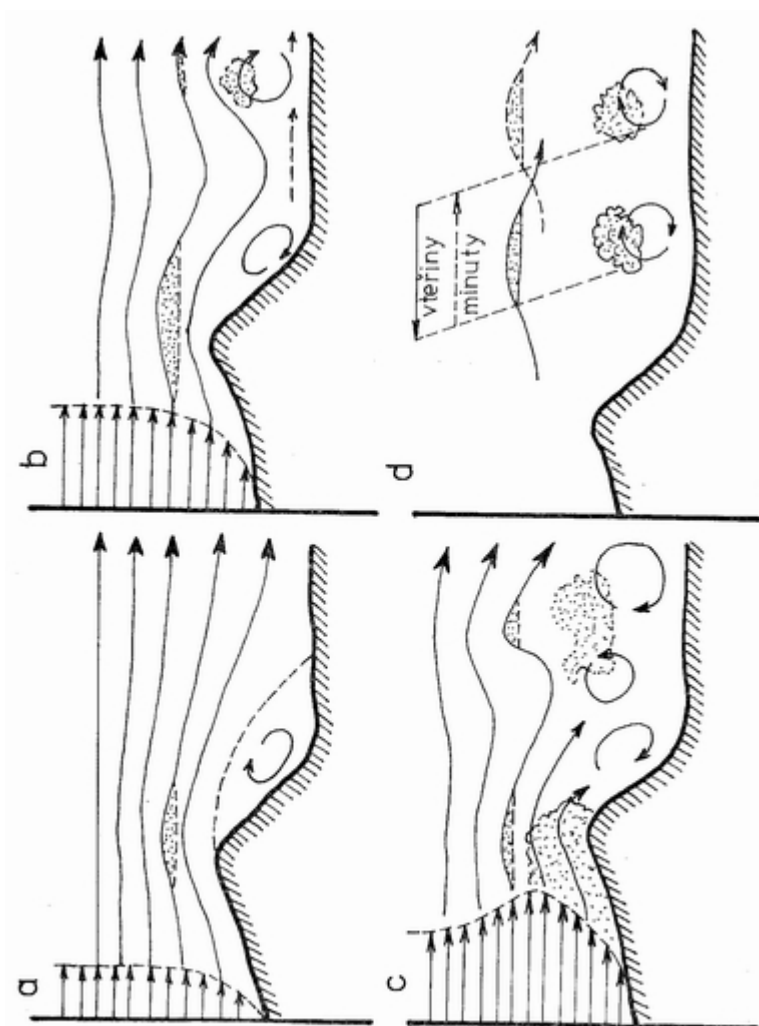
Obr. 25

Proudění napříč údolím s vlnovou deformací vnějšího proudu



Obr. 26

Obtékání kuželové překážky



Obr. 27

Proudění v závětrří horského hřebene;

- a - jeden závětrrný kvazistacionární vír,
- b - uspořádané vlnové proudění s rotory,
- c - chaotické proudění,
- d - pulzace rotorových a vlnových pásem.

Stabilita polohy rotorů pravděpodobně závisí u dané překážky na rychlosti a vertikálním profilu proudění. První rotorové pásmo za překážkou se projevuje nejmarkantněji. Je obvykle situováno rovnoběžně se hřebenem překážky ve vzdálenosti odpovídající osminásobku až desetinásobku jejího převýšení. Za těchto situací je přízemní vítr v závětrné oblasti překážky značně proměnný a nárazovitý, lišící se v čase i v prostoru až o 180° i při značných rychlostech.

S rostoucí rychlostí proudění je vírový (a tím i vlnový) systém čím dál méně stabilní. Začne se to projevovat tím, že poloha rotorových pásem pulzuje. Víry se pozvolna posunují do závětrí, ztrácejí energii a poté se zdánlivě skokem vracejí zpět proti větru do původní polohy (ve skutečnosti tu vznikl ovšem další nový rotor a ten původní se rozpadl v úplavu). Současně pulzuje i vlnový systém ve vyšších hladinách, což lze dobře pozorovat na změnách tvaru a polohy charakteristických čočkovitých oblaků.

Další zvýšení rychlosti proudění má za následek růst rotorové aktivity a pozvolný zánik jakýchkoliv příznaků uspořádanosti. Chaotické poměry v přízemní vrstvě se odrážejí i v neuspořádaných poměrech ve vyšších hladinách, vlnové délky se zkracují a interferují, až konečně v turbulentním proudu vlnové projevy zcela zanikají.

Za příznivých podmínek teplotního a vlhkostního zvrstvení se může mechanická turbulence stát impulsem pro vznik konvektivních výstupných proudů. Při zmínce o teplotním zvrstvení je třeba zdůraznit ještě další významný efekt stability přízemní vrstvy na projevy mechanické turbulence. Způsobují to údolní inverze. Slabě ventilovaná údolí, zaplněná studeným vzduchem, mění totiž zcela charakter konfigurace terénu z hlediska drsnosti povrchu. To se projevuje nejen na denním chodu rychlosti, ale zejména v malém kolísání směru a nárazovosti větru nad inverzní vrstvou. Vzdušný proud klouže po hladině studeného vzduchu prakticky nenarušovaném mikrodrsností a makrodrsností zemského povrchu a proudění nad inverzí se blíží proudění laminárnímu (obr. 21).

Podobným způsobem vzniká i fohn, proslulý teplý a suchý sestupný proud v závětrí horských masívů, na jejichž návětrné straně se nachází zmíněné jezero studeného vzduchu. Teplejší vzduch nad inverzí se při nenasyčeně adiabatickém sestupu dále otepluje a spolu s vlivem na rozpuštění oblačnosti se i klimaticky projevuje na průměrných hodnotách teploty, vlhkosti, srážek i slunečního svitu.

7. KONVEKCE

Konvekce (termická turbulence) je nejširší třída turbulentních pohybů. Obecně rozumíme konvekci pulzace vertikální rychlosti vzduchu způsobené silami vztaku, které na vzduchovou částici působí. Konvekci také rozumíme termicky podmíněný, ne vždy uspořádaný vertikální pohyb vzduchových částic či kvant.

Konvekce je vyvolávána buď instabilním zvrstvením atmosféry, které nastává, když vertikální gradient teploty (úbytek teploty vzduchu s výškou) v případě nenasyceného vzduchu je větší než $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ na každých 100 m výšky, v případě nasyceného vzduchu vodními parami je větší než $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ na každých 100 m (v přízemní vrstvě), nebo nestejnoměrným ohříváním zemského povrchu. V prvním případě mluvíme o **spontánní konvekci**, ve druhém o **konvekci kontaktní**. Spontánní konvekce může vzniknout pochopitelně v libovolné hladině, kontaktní pouze u povrchu.

V přízemní vrstvě obvykle působí oba druhy konvekce a termickou turbulenci lze pozorovat při instabilním i slabě stabilním zvrstvení atmosféry. Při slabě stabilním zvrstvení atmosféry je turbulence vyvolána pouze kontaktní konvekci a její intenzita roste se zvětšováním kontrastů v teplotním poli podkladu.

Často rozlišujeme **uspořádanou a neuspořádanou konvekci**. K uspořádané konvekci patří různé druhy buněčné cirkulace, která má význam především pro bezmotorové i motorové létání a nebudeme se jí dále zabývat.

Při neuspořádané konvekci má prostorové rozezení jednotlivých konvektivních proudů chaotický charakter.

Mimo oblaky jsou rozměry jednotlivých konvektivních proudů od několika centimetrů až po stovky metrů, v konvektivních oblacích mohou být ještě o řád vyšší. V tomto případě hraje podstatnou roli uvolněné teplo při kondenzaci vodní páry, která způsobuje vzrůst rozměrů výstupného proudu a výšku jeho dosahu.

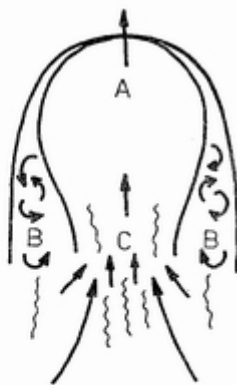
7.1 STRUKTURA KONVEKTIVNÍHO PROUDU

Elementy neuspořádané konvekce mohou mít dvě formy. První formu představují jednotlivé izolované objemy vzduchu - „**bubliny**“. Druhou formou jsou přibližně **vertikální vzdušné proudy**. Který z druhů neuspořádané konvekce se skutečně vyskytne, závisí patrně na termodynamických podmínkách v atmosféře a na charakteru podkladu.

Vrchní část „bubliny“ má tvar polokoule a spodní tvoří úplav relativně chladnějšího vzduchu (obr. 28). Taková představa o konvektivním proudu je zobecnění „částicové metody“ z termodynamiky atmosféry, dobře známé plachtařům, kteří ji používají při předpovědi konvekce. V případě „bubliny“, bereme v úvahu i vzájemné působení vystupujícího objemu vzduchu a okolního prostředí. Toto vzájemné působení se projeví turbulentní výměnou charakteristik mezi „bublinou“ a okolním vzduchem.

Rozměry „bubliny“ bývají několik metrů až několik desítek metrů. Největší z nich se tvoří sléváním několika menších. Konvektivní „bubliny“ se v atmosféře vznášejí a jejich přemístění v atmosféře není vázáno na místo, nad kterým vznikly.

V atmosféře pozorujeme také konvektivní proudy, jejichž vertikální rozměr může více jak desetkrát převyšovat rozměr horizontální. I když jsou tyto proudy typické především pro vnitřní části konvektivních oblaků, mohou se vyskytnout i u zemského povrchu. Nad silně prohřátými částmi zemského povrchu při malé rychlosti přízemního větru je základ konvektivního proudu jakoby



Obr. 28

Schéma konvektivní „bubliny“;

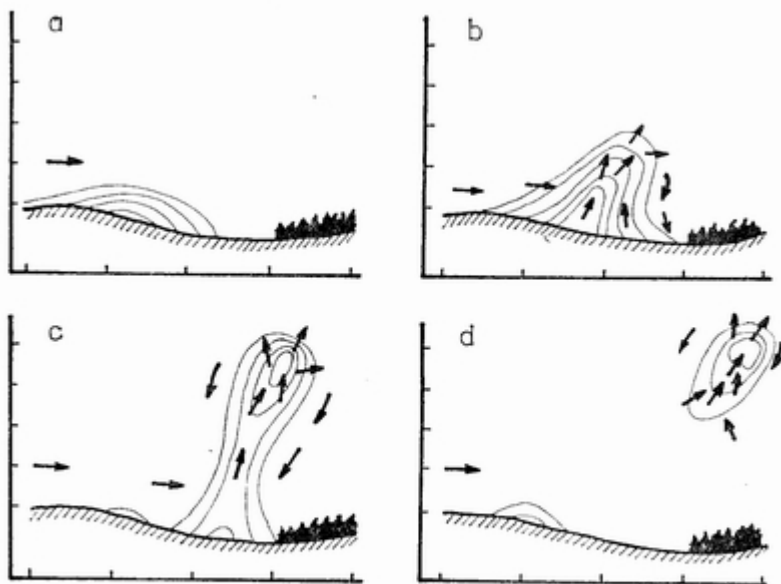
A - vrchní část ohřátého vzduchu,

B - oblast mísení s okolním vzduchem,

C - oblast úplavu relativně chladnějšího vzduchu

vázán ke zdroji tepla, nad kterým se tvoří. Takové vertikální proudy, které jsou poutány k místu zdroje, mohou dosahovat sta až tisíce metrů. Často je tvoří rychle za sebou vystupující „bubliny“. Je-li navíc ve vrstvě konvekce ještě silná instabilita, může se stát, že se konvektivní proudy otáčejí kolem vertikální osy proti směru otáčení hodinových ručiček, ale někdy i opačně. Extrémní příklad rotujících vírů jsou písečné či prachové víry, které jsou u nás časté v létě (tzv. rarášek).

Jestliže vítr u zemského povrchu zesiluje, konvektivní proudy se naklánějí ve směru větru. Později se oddělují od zemského povrchu a mění se na volně se pohybující izolované vzduchové objemy. Po oddělení od země je zahřátý vzduch nahrazen chladnějším vzduchem z vyšších vrstev atmosféry a z okolí. Za určitý časový interval se tento vzduch nad daným místem ohřeje a proces vzniku konvektivního proudu se opakuje. Pokud není bezvětří, nabývají konvektivní proudy v přízemní vrstvě dříve nebo později formy „bubliny“ (obr. 29).



Obr. 29

Časové schéma vzniku konvektivního elementu ve formě „bubliny“

7.2 DENNÍ A ROČNÍ CHOD KONVEKCE

Neuspořádaná konvekce má ostře vyjádřený denní chod. Nad pevninou je maximum v časně odpoledních hodinách a minimum v noci. Nad velkými vodními plochami je denní chod obrácený, protože právě v noci dosahuje instabilita ve spodní mezní vrstvě největší hodnotu.

Nejčastěji se konvekce rozvíjí v létě při počasí s malou oblačností. Brzy ráno po jasné noci se v přízemní vrstvě 200 m až 400 m vytváří teplotní inverze (teplota vzduchu se zde s výškou zvětšuje). Rozrušování přízemní inverze probíhá po východu Slunce. Mezi osmou až devátou hodinou místního času se u povrchu stává teplotní zvrstvení labilní a začíná se rozvíjet konvekce. V určité výšce nad povrchem však může inverze ještě trvat. Postupem času začne velmi mělká konvektivní vrstva vertikálně mohutnět. Kolem desáté hodiny se několik set spodních metrů stává labilních a ve vyšších vrstvách se utváří zvrstvení, které je blízké indiferentnímu zvrstvení. V poledních hodinách už vystupují jednotlivé „bubliny“ či konvektivní proudy do výšek i několika kilometrů. Po šestnácté až sedmnácté hodině obvykle konvekce slábne, ale zeslabení neprobíhá ve všech výškách stejnoměrně.

Někdy pozorujeme případy, kdy je zvrstvení mírně stabilní, ale konvekce přece existuje. Je to především způsobeno velkým přehřátím vzduchu nad vhodným terénem. Tím získá jisté množství vzduchu dostatečnou tepelnou energii, a je-li vhodným impulsem (např. mechanickou turbulencí) „odtrženo“ od místa vzniku, může i při mírně stabilním zvrstvení vystoupit do určité výšky. Vertikální rychlost stoupající vzduchové hmoty se v tomto případě s výškou zmenšuje.

Na rozvoj konvekce má velký vliv i změna větru s výškou v konvektivní vrstvě. Hraje ovšem dvoustrannou roli. Jednak při zesilování větru s výškou se zvětšuje intenzita mechanické turbulence a tedy i pravděpodobnost vzniku mohutnějších kvant vzduchu pohybujících se vlivem mechanické turbulence vertikálně, které mohou vybudit konvekci. Na druhé straně vzrůstající rychlost větru s výškou tlumí vývoj již existujících elementů konvekce.

Maximální konvekce v našich zeměpisných šířkách nad pevninou je v jarním a letním období. Minimální konvekce je naopak v zimním období. Často se vyskytne velmi intenzivní konvence provázená silnou turbulencí za jasných dnů v září i počátkem října, ovšem jen v relativně mělké vrstvě nepřesahující několik set metrů. Takový roční chod je výsledkem radiační a tepelné bilance zemského povrchu a atmosféry.

7.3 CHARAKTERISTIKY KONVEKTIVNÍCH PROUDŮ

Experimentálně bylo zjištěno, že nad vhodným terénem, nad zahřátou částí půdy o ploše asi 2 km² se tvoří stoupavý proud každých 10 až 15 minut, nejčastěji ve tvaru „bubliny“. Frekvence vzniku konvektivních proudů závisí na reliéfu krajiny, tepelných charakteristikách půdy, rychlosti větru atd. Velmi často se tvoří výstupné proudy nad částmi zemského povrchu, kde se charakteristiky podkladu ostře mění.

K fyzikálním charakteristikám elementů atmosférické konvekce patří jejich rozměry, rozložení teploty a vertikální rychlosti uvnitř stoupavého proudu.

Výzkumy struktury polí meteorologických prvků při konvekci ukázaly, že v přízemní vrstvě do 25 m až 50 m mají pulzace konvektivních elementů chaotický charakter a rozměry konvektivních elementů nepřevyšují 100 m až 200 m. Nad výškou 50 m se mohou při výhodných podmínkách vyskytnout elementy s rozměrem kolem 1 km.

Letecká měření ukázala, že horizontální rozměry výstupných proudů se obecně mění v širokých mezích. Nejčastěji zjištěné hodnoty průměrů stoupavých proudů byly od 30 m až 40 m do 70 m až 80 m. V jednotlivých případech překročily uvedené hodnoty desetkrát až patnáctkrát. Za předpokladu, že sestupné proudy jsou rozloženy vně oblasti výstupného proudu rovnoměrně v celém prostoru (tento předpoklad často neplatí), je rychlost sestupných pohybů 3,5krát až 4krát menší než rychlost výstupu.

Ve vrstvě od 10 m do 50 m rostou velmi rychle s výškou průměrné rozměry konvektivních proudů. Ve větších výškách zůstávají pak prakticky beze změny. Při zvláště příhodných podmínkách můžeme pozorovat sloupce stoupajícího vzduchu s prachem, které mají tvar obráceného kuželu, jehož vrchol je u zemského povrchu.

Z měření teplot uvnitř stoupajícího vzduchu ve srovnání s okolním vzduchem vyplývá, že teplotní rozdíl se pohybuje od několika desetin stupně do 1 °C až do 2 °C. Teplejší je samozřejmě vystupující vzduch. Hodnota teplotního rozdílu závisí na denní době, fyzikálním stavu atmosféry a na vlastnostech podkladu. Výstupné proudy nejsou pouze teplejší, ale zdá se, že jsou i vlhčí než okolní vzduch.

Při studiu vztahů mezi velikostí teplotního rozdílu a vertikální rychlostí se ukázalo, že s růstem teplotního rozdílu roste i vertikální rychlost.

Maximální vertikální rychlost uvnitř stoupavých proudů se pohybuje mimo oblaky v širokých mezích. Od několika desítek cen-

timetrů za sekundu až do několika metrů za sekundu. Nejčastěji se vyskytující hodnoty stoupavých proudů v našem pásmu jsou kolem 2 m/s. Většinou nepozorujeme ostré maximum výstupných rychlostí v ose stoupavého proudu, ale jistou oblast přibližně stejné vertikální rychlosti. V úzkých stoupavých proudech zaujímá tato oblast asi 10% průměru, v širších stoupavých proudech až 32%.

7.4 DRUHY KONVEKCE

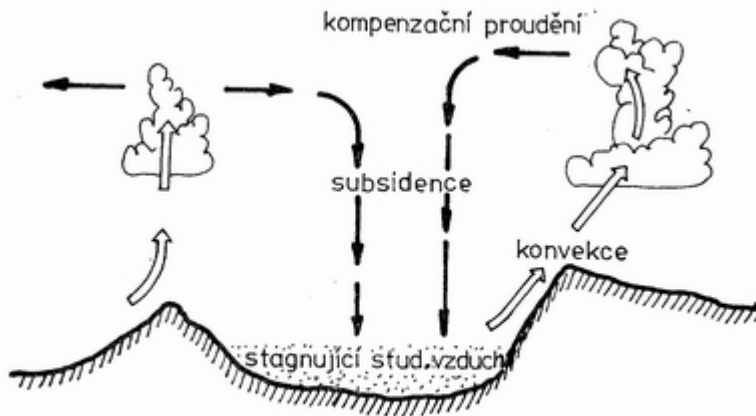
V závislosti na fyzikálním stavu atmosféry můžeme mluvit o oblačné a bezoblačné konvekci. V prvním případě stoupá objem vzduchu až do výšky, kdy se stane nasycený vodními parami a dojde ke kondenzaci a vytvoření typického oblaku - kumulu. (Při výstupu musí totiž teplota objemu vzduchu klesat, neboť uvažovaný objem vzduchu se přemísťuje do míst s nižším tlakem, kde se rozpíná.) Tím koná práci a nevyměňuje-li si teplo s okolím tzv. **adiabatický děj**, musí ji konat na úkor své vnitřní energie, která je úměrná teplotě. Obsah vodní páry se v uvažovaném objemu nemění a pokračuje-li výstup dostatečně dlouho, může se vzduch zchladit až na teplotu, při které jsou vodní páry obsažené v uvažovaném objemu právě nasyceny a dojde ke kondenzaci. Teplotu, při které dojde ke kondenzaci, nazýváme **teplotou kondenzační hladiny**. Oblačnost typu kumulu označuje vlastně vrcholy konvektivních proudů v jakémkoliv tvaru.

O bezoblačné neboli „čisté“ konvekci mluvíme tehdy, když konvektivní elementy nedosáhnou hladiny kondenzace. Tento případ nastává tehdy, je-li konvektivní vrstva relativně mělká a vzduch hodně suchý. Konvektivní proudy pak nejsou pohledem identifikovatelné. V žádném případě se ovšem nedá tvrdit, že by bezoblačná konvekce byla méně intenzivní než oblačná. Naopak při zemském povrchu do výšek 200 m až 300 m mohou být konvektivní elementy bezoblačné konvekce intenzivnější, především pokud jde o maximální hodnotu výstupné rychlosti a projevy turbulence.

8. MÍSTNÍ CÍRKULACE

Místní cirkulace, o nichž budeme hovořit, představují uzavřené systémy proudění vznikající v členitém terénu. Jejich složkami jsou obvykle výstupné nebo sestupné proudy způsobené rozdílem hustot vzduchu při zemi a ve volné atmosféře během ohřevu nebo ochlazování zemského povrchu, spolu s vynucenými kompenzačními horizontálními i vertikálními pohyby.

Vznik konvektivního proudění nad horami v časných dopoledních hodinách vytváří lokální termickou cirkulaci potlačující vývoj konvekce v údolních polohách. Výstupné proudy - s konvergencí v nízkých hladinách a divergencí vzduchu ve vyšších hladinách - jsou kompenzovány sestupnými pohyby nad rozsáhlejšími oblastmi nížiny (poněvadž součin rychlostí a hmot vystupujících se rovná součinu rychlostí a hmot sestupujících) s poměrně malými rychlostmi, obvykle nepřesahujícími 0,5 m/s. Samotná konvekce nad horami tedy vede v přilehlých nížinných oblastech k **subsidenční** a stabilizaci ovzduší, potlačení konvektivní aktivity a časovému odsunutí nástupu konvekce do doby intenzivnější insolace (obr. 30).

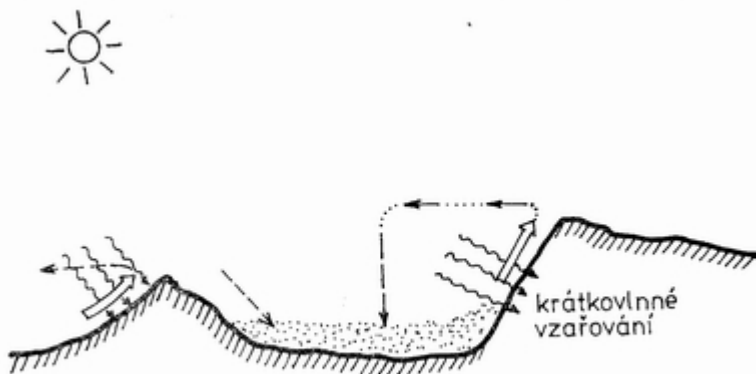


Obr. 30
Konvekce nad horami a kompenzační proudění

Nad horami vzniká konvekce mnohem častěji a je ve srovnání se sousedními údolními polohami intenzivnější. Působí zde důležitou úlohu dvě příčiny:

1. Větší horizontální teplotní rozdíly. Svahy jsou totiž různě vystaveny slunečnímu záření a jsou-li příhodně exponovány, zachycují mnohem víc paprsků než plochy horizontální a svahy odvrácené, takže jsou teplejší. (Teplo na jednotkovou plochu na svahu je koncentrováno na menší horizontální průmět.)
2. Rozdíl přízemní teploty na horách a ve stejné výšce ve volné atmosféře. Opomeneme-li zakalení ovzduší, pak příjem záření je zhruba stejný na horách jako v údolích. To znamená, že přízemní teplota vyvýšeného místa je při insolaci vždy vyšší než teplota konvekci vystupujícího vzduchu z údolí. Stejně přehřátí pak dává vznik mnohem silnějšímu výstupnému proudu v horách než v rovině a v souladu s tím vznikne stejně silný výstupný proud nad horami při mnohem menším přehřátí. K tomu obvykle dává impuls i mechanická turbulence. Tento efekt se projevuje nejvýrazněji v době počátku konvektivního proudění.

I za podmínek stabilního zvrstvení a dříve než konvekce, vzniká na příznivě exponovaných osluněných svazích **anabatické proudění**, výkluz teplého vzduchu, podmíněný rozdílem teplot vzduchu na svazích a ve volné atmosféře v odpovídající hladině (obr. 31). Vertikální mohutnost tohoto vystupujícího proudu dosahuje až 200 m nad terén při rychlosti 2 m/s až 9 m/s. Tyto hodnoty závisejí na strmosti svahu a hodnotě teplotního gradientu volného ovzduší. Obecně řečeno, mírné svahy a gradienty blízké

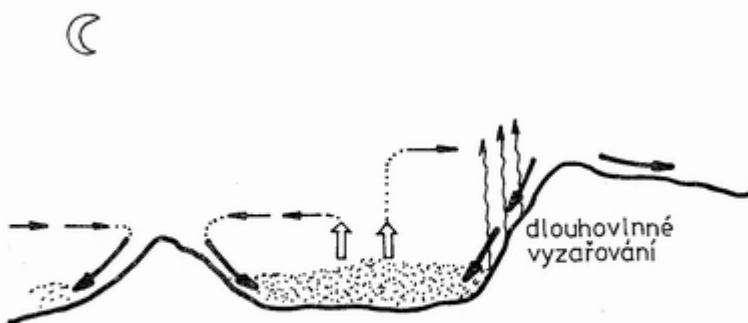


Obr. 31
Anabatické proudění a jím způsobená místní cirkulace

1 °/100 m jsou příznivé vzniku mohutnějších vrstev anabatického proudu, zatímco příkré svahy a stabilní gradienty produkují poměrně mělké vrstvy vykluzujícího vzduchu. Rychlost anabatických proudů závisí ještě na intenzitě insolace a tepelné charakteristice zemského povrchu tak, že větší výstupné rychlosti bývají v mělkých proudících vrstvách a naopak. Rychlostní profil takového proudu, kolmý na svah, dosahuje maxima ve výšce kolem 30 m. Proto tento jev využívají jen nejzkušenější plachtaři. Anabatické proudění vzniká na osluněných svazích během první hodiny po východu Slunce a pozvolna slábne, jak se vyrovnávají teplotní rozdíly vzduchu při svazích a ve volné atmosféře. Na anabatické proudění obvykle navazuje konvektivní proudění. Podobně jako při konvekci nad horami i v tomto případě způsobují kompenzační sestupné pohyby nad údolím subsidenci a stabilizaci ovzduší.

Opakem tohoto mechanismu je **systém proudění katabatického**.

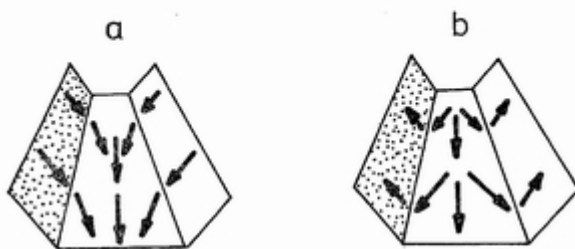
Vlivem ochlazování přízemních vrstev vzduchu při nočním vyzařování za klidného a jasného počasí má chladnější a tím i hustší vzduch na svazích snahu stékat do údolí. Intenzita tohoto proudění, tj. vertikální rozsah a rychlost, závisí nejen na sklonu, ale i délce svahu, tepelných vlastnostech povrchu a jeho aerodynamické drsnosti (obr. 32). Vertikální mohutnost katabatického proudu je obvykle mělká a nepřesahuje 150 m, maximální rychlosti asi v jedné pětině této výšky od svahu se pohybují mezi 1 m/s až 3 m/s.



Obr. 32
Cirkulační schéma při katabatickém proudění

Časově je katabatické proudění omezeno dobou intenzivního vyzařování. Vzniká navečer nebo v noci, a to velmi náhle, během několika minut a končí pozvolna v době východu Slunce. Na svazích, pokrytých sněhem nebo ledem, se může udržet jako tzv. **ledovcový vítr** po celý den, Katabatické proudění přispívá k akumulaci studeného vzduchu v údolních inverzních polohách. V počáteční fázi procesu vytlačuje studený vzduch se svahů teplejší vzduch středem údolí vzhůru (kompenzační proudění). Tento případ nazývají plachtaři **noční termika**.

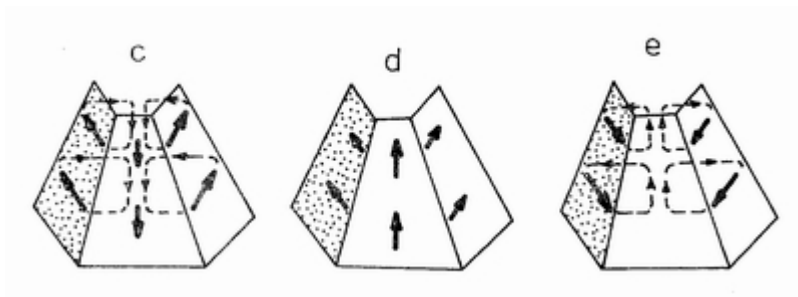
Rozsáhlejší údolí můžeme schematicky rozložit do tří různě skloněných ploch. Jedná se o dva příkřejší svahy a dno údolí (údolní nivy) ležící mezi nimi. Podle expozice a vlastností může každá z těchto ploch produkovat zmíněné efekty a souhra mezi nimi má pravidelný denní chod. Před východem Slunce převládá katabatické proudění dolů se svahů i údolím ve formě stálého větru. Brzy po východu Slunce vznikají na nejpráhodnějších místech svahů anabatické proudy, které postupně sílí, případně je střídá nástup konvekce nad horami. Dno údolí však zůstává pod vlivem kompenzačních sestupných proudů. Teprve odpoledne převládne proudění údolím vzhůru na úkor výstupného proudění na svazích, které postupně slábne. Setrvá ještě nějaký čas potom, co nasadí na bočních svazích sestupné katabatické proudění, pokud ochlazování nedosáhne takové intenzity, že opět obnoví celkový proud údolím dolů (obr. 33).



Obr. 33

Údolní cirkulace za stálého, pěkného počasí;

a - půlnoc, b - těsně před východem Slunce, c - dopoledne, d - odpoledne,
e - večer



Mořské vánky (brizy) jsou další lokální cirkulace, se kterými se mohou piloti závěsných kluzáků setkat v blízkosti velkých vnitrozemních vodních ploch. Jsou to opět termicky způsobené cirkulace, měnící smysl proudění podle denní doby (lépe řečeno podle střídání vzařovacího a vyzařovacího režimu) tak, že vanou vždy do oblasti teplejšího vzduchu - ve dne na pevninu, v noci nad vodní plochu.

9. NEBEZPEČNĚ POVĚTRNOSTNÍ PODMÍNKY

Za vysloveně nebezpečné povětrnostní podmínky pro lety na závěsných kluzácích můžeme označit ty, při nichž dochází:

- k náhlému zhoršení dohlednosti vlivem oblaků, mlhy nebo silných srážek,
- ke ztrátě ovladatelnosti vlivem vertikálních poryvů,
- k náhlým výrazným změnám rychlosti a směru proudění v prostoru a čase (tzv. střihy větru).

Pokud je vznik nebo výskyt těchto podmínek spojen s procesy v synoptickém měřítku, jsou poměrně dobře a včas předpověditelné. Posouzení synoptické situace se musí - stejně jako v jiných leteckých činnostech - stát základním materiálem v rozhodovací fázi před letové přípravou.

9.1 VLV STŘÍDÁNÍ TLAKOVÝCH ÚTVARŮ

Přemísťování tlakových útvarů, změny jejich intenzity, jsou podmíněny všeobecnou cirkulací atmosféry. Při sledování běžných povětrnostních zpráv vysílaných rozhlasem a především televizí můžeme být relativně dobře informováni o rozložení tlakových útvarů i o jejich přesunu. Příprava k odcestování do terénu vhodného pro závěsné létání se může řídit všeobecnou předpovědí počasí. Vzhledem k tomu, že i krátkodobá předpověď (na 24 až 48 hodin) nemůže být zcela přesná, nelze vyloučit některé omyly. Pro dostatečný počet případů bude procento chybných předpovědí relativně malé.

Vlastní lety závěsných kluzáků jsou většinou tak krátké, že změny celkové povětrnostní situace je nijak neovlivní. Především to platí pro výcvikové lety, kde čas strávený nad terénem se počítá na sekundy či minuty. V případě několikahodinových svahových letů by měl být pilot závěsného kluzáku vhodným způsobem informován především o změnách směru a rychlosti větru, které jsou důsledkem změn celkového tlakového pole a souvisejí tedy jak s přesunem, tak s vlastním vývojem tlakových útvarů.

Pro bezpečné létání na závěsných kluzácích je třeba také uvažovat vhodnost dané povětrnostní situace. V letním období budou vždy méně vhodné povětrnostní situace, při kterých se vyskytuje konvekce. Jsou to především anticyklonální situace, kdy malá oblačnost i slabé proudění skýtá všeobecné podmínky pro vznik termické turbulence v denních hodinách. Při těchto situacích lze pilotům závěsných kluzáků doporučit takový druh sportovní činnosti, který je možno provozovat v bezprostředním kontaktu se

zemským povrchem (nemáme pochopitelně na mysli plachtaře, pro jejichž činnost je taková povětrnostní situace ideální). V každém případě budou pro závěsné létání vhodnější situace s velkou vrstevnatou oblačností, beze srážek a s přiměřenou rychlostí proudění. Takové počasí se často vyskytuje v okrajových oblastech tlakových níží.

V chladné polovině roku jsou u nás cyklonální situace často doprovázeny srážkami nebo alespoň velmi nízkou oblačností, která může zahalovat vrcholky kopců. Vzhledem k tomu, že základna takové oblačnosti se může s časem velmi rychle měnit, bylo by velmi riskantní podniknout i krátký několikaminutový let, při kterém by se náhle (i když ne třeba trvale) snížila spodní základna oblačnosti. Let v oblačnosti nebo v mlze, při silném omezení viditelnosti zemského povrchu, bude pro závěsný kluzák vždy extrémně nebezpečný. **V takovém případě totiž hrozí ztráta prostorové orientace.** Ve většině případů by měla nastát situace bez nadsázky za následek smrtelnou havárii. **Je bezpodmínečně nutné nepodnikat lety při nízké oblačnosti, kdy se oblaky téměř dotýkají vrcholů příslušných svahů.** Jakákoliv i náhodná změna rychlosti či směru větru může mít v daném terénu za následek snížení základny oblaků. Pilot, který létá několik metrů nebo desítek metrů nad svahem, se může během okamžiku do této snížené základny oblaků dostat. **Pro nouzové řešení této situace lze doporučit rovný let od svahu proti větru.** Při maximální stabilitě závěsného kluzáku a s velkou dávkou štěstí je možné situaci zvládnout. Nelze doporučit žádné zásahy do řízení podmíněné vlastním pocitem o poloze vzhledem k zemi. Je však nutné spolehnout se při rovném letu na stabilitu závěsného kluzáku. Naštěstí turbulence vázaná na tento druh oblaků bývá zanedbatelně malá a je-li vhodný svah (např. Raná u Loun či Straník u Žiliny), může takový let proběhnout v relativně klidném ovzduší, které je pro úspěšné vyřešení situace naprosto nezbytné. Netřeba připomínat, že klid, rozvaha a pochopitelně především zkušenost pomohou takovou situaci zvládnout.

Pokud to tedy teplotní podmínky dovolí (většinou je velmi chladno), budou ve studené polovině roku pro závěsné létání vhodnější anticyklonální situace, pochopitelně při malé oblačnosti a vhodném proudění. Jak víme z předcházejících kapitol, není konvekce a s ní spojená termická turbulence u nás v zimě téměř žádná. Můžeme také říci, že vyskytne-li se za anticyklonální situace velká oblačnost s nízkou základnou, pak změny výšky této základny nebývají ani rychlé, ani podstatné, a při nezbytné opatrnosti můžeme za takové povětrnostní situace létat.

9.2 VLIVY OBLASTÍ FRONTÁLNÍCH SYSTÉMŮ A BOUŘEK Z TEPLA

Přechod jakéhokoli frontálního systému bývá spojen s rychlou změnou podmínek počasí. Výjimky tvoří rozpadávající se fronty a většina teplých front v letním období. Dobře vyvinuté teplé fronty mívají srážkovou oblast několik set kilometrů širokou a z tohoto hlediska zde neexistují vhodné podmínky pro lety. Samotný přechod teplé fronty přes dané místo je charakteristický snížením základny oblačnosti mnohdy až na zem, srážkami, které po přechodu fronty ustávají, a změnou směru i rychlosti proudění. V teplém vzduchu za teplou frontou se často utvoří mlhy, mohou vypadávat i srážky ve tvaru mrlhování.

U teplých front v letní polovině roku často úplně chybí oblast srážek, vyskytne se jen zvětšená oblačnost, jejíž základna bývá mimo horské oblasti několik set metrů nad povrchem. Většinou je omezen i výskyt konvekce a proto lze takové situace pro létání doporučit.

U studených front je situace komplikovanější. **V každém případě je čelo studené fronty oblastí, která je pro lety velmi nebezpečná,** především výskytem mechanické a termické turbulence.

Pro oblast před studenou frontou bývá typická střední oblačnost a časté bouřky. Je-li tedy při předpovědi počasí předpokládán přechod studené fronty, je nutné zvláště v letní polovině roku počítat s výskytem silné až extrémní termické turbulence na čele fronty nebo v jisté vzdálenosti před ní. V takovém případě jsou podmínky počasí určovány především podmínkami bouřkové oblačnosti.

Z pohledu pozorovatele (pilota závěsného kluzáku létajícího na návětrí vhodného terénu) se ohlašuje příchod studené fronty v letní polovině roku především výskytem bouřkových oblaků, které mají tvar pásu. Těsně před čelem fronty zeslabuje ve většině případů rychlost proudění, mění se i jeho směr. Velmi často vane vítr proti čelu fronty. I při předcházejících vhodných podmínkách pro lety na čas pozorujeme často takovou změnu proudění těsně před studenou frontou, která způsobuje zeslabení až zánik podmínek příhodných pro let. Při přechodu čela fronty nebo předfrontální bouřkové oblačnosti pozorujeme náhlé stočení a zesílení proudění, provázené bouřkovými efekty (elektrické výboje a silné srážky ve tvaru přeháňky). V tomto okamžiku má proudění extrémně turbulentní charakter, kdy se slučuje termická turbulence vyvolaná mohutnými výstupnými a sestupnými pohyby spojenými s bouřkovou činností a mechanická turbulence spojená

s náhlým zesílením proudění nad drsným terénem. Při přechodu fronty se vyskytuje obvykle maximum rychlosti větru, 'bouřková oblačnost, jejíž základna může klesnout do blízkosti zemského povrchu, a v letní polovině roku extrémně silná turbulence. **Oblast čela studené fronty je pro lety závěsných kluzáků absolutně nevhodná.**

Za studenou frontou, po přechodu pásu bouřkové oblačnosti, trvá poměrně rychlé proudění s velkou nárazovitostí podporovanou instabilním zvrstvením studeného vzduchu postupujícího za studenou frontou. I když po přechodu fronty srážky většinou velmi brzy ustávají (výjimku tvoří srážky studené fronty 1. druhu) a spodní základna oblačnosti se především v letní polovině roku zvedá do několika set metrů, nejsou tyto podmínky vhodné pro závěsné létání. Vyskytují se zde obvykle velmi intenzivní termické turbulence spojené s konvektivními pohyby a zesílená mechanická turbulence horizontálního proudění vlivem existující instability ve studeném vzduchu.

Proto musíme v letním období vždy počítat se silnou turbulencí a lety, které probíhají při těchto podmínkách, řadit do kategorie letů obtížných až nebezpečných.

V zimní polovině roku je konvekce v našich zeměpisných šířkách omezena na minimum a při přechodu studené fronty se nemusíme setkat se silnou termickou turbulencí. Vzhledem k tomu, že teplotní zvrstvení ve studeném vzduchu bývá i v zimní polovině roku zpočátku instabilní nebo velmi blízké instabilnímu, vyskytuje se i velká nárazovitost proudění. Lety v tomto intervalu nelze doporučit ani ve vhodných terénech. Teprve po přechodu studené fronty (několik hodin) dostává proudění „normální“ charakter bez zvýšené nárazovitosti v závislosti na tom, jak se studená vzduchová hmota v zimě nad pevninou stabilizuje. **V tomto období při relativně silném proudění beze změny směru lze lety doporučit.**

Varování týkající se studených front platí podobně i pro místní bouřky (bouřky z tepla), které nejsou vázány na frontální rozhraní a vyskytují se uvnitř instabilních vzduchových hmot. **Při déletrvajícím letu na návětrí svahu musíme neustále pozorovat vývoj kupovité oblačnosti.** Zjistíme-li, že kupovitá oblačnost v blízkosti svahu (několik kilometrů) získává charakter komulonimbů a přibližuje se, je nezbytné okamžitě let přerušit a vyhnout se tak velmi nebezpečné turbulenci spojené s každým bouřkovým oblakem. Také náhlá změna směru a rychlosti větru může být spojena vzhledem k členitosti terénu s nebezpečnými jevy závětrí nebo bočního ofukování svahu.

9.3 VLIV MÍSTNÍCH PODMÍNEK

Daleko větší nebezpečí však pro relativně krátké lety závěsných kluzáků představují povětrnostní podmínky vázané na místní specifické vlivy. I ty jsou svým způsobem předpovídatelné, i když spíše formou potenciálních než konkrétních možností. Přirozeně tu mají nesmírný význam zkušenosti. K tomu, aby byly vykoupeny co nejmenším počtem nehod, mají sloužit následující řádky.

Vyšetřování řady leteckých nehod při startu nebo přistání na letištích v blízkosti horských překážek vedla k závěrům, že jejich příčinou byla náhlá změna směru nebo rychlosti proudění v přízemní vrstvě vzduchu, zastihující letadlo v takovém letovém režimu, že pokles rychlosti způsobil významnou změnu úhlu jeho stoupání nebo klesání. V těchto případech se většinou jednalo o stroje pohybující se poměrně vysokými rychlostmi, kdy změna rychlosti větru o 20 km/h až 30 km/h byla relativně malá. Tím větší důsledky se projeví u závěsných kluzáků, jejichž rychlost je s uváděnou změnou rychlostí větru srovnatelná. **Všechny projevy mechanické turbulence jsou nebezpečné.** Jestliže je v místě startu rychlost větru vyšší než 5 m/s, může dojít k separaci vzdušného proudu a ke vzniku zpětného proudění za terénními překážkami. **Nebezpečné podmínky se mohou projevit v kterémkoli závětrí a jejich intenzita roste s rychlostí proudění.** Je také nutno počítat s interferujícími vlivy i vzdálených překážek. Pozorovatel je na ně upozorněn rozdílnými projevy větru na vegetaci, na šíření kouře nebo prachu, nebo rozdílem mezi podmínkami proudění při zemi a jejich odhadem podle tahu nejnižších oblaků. Má-li k dispozici přístroje na měření větru, pak mu neujdou ani fluktuace směru ani nárazovitost při značné průměrné rychlosti.

Užitečnost základního přístrojového vybavení na místě startu je dána i jistou možností výstrah při náhlém zesílení nebo změně směru větru i na jinak bezpečných svazích nebo kopcích. Tato změna větru může být způsobena jak synoptickými, tak místními vlivy nebo jejich kombinací. **Vzhledem k nízké rychlosti letu závěsných kluzáků je totiž výrazně omezen i bezpečně využitelný rozsah rychlostí větru.** Při zesílení větru je kluzák snášen do závětrí, kde se s největší pravděpodobností setká s intenzivní turbulencí, se silnými sestupnými pohyby a se změnou směru větru až o 180°. Všechny tyto faktory mohou závěsný kluzák doslova srazit na závětrný svah. **Z tohoto hlediska nelze doporučit řešení takových situací riskantní změnou směru letu po větru do oblasti aerodynamického úplavu, který může sahát stovky metrů do závětrí. S přihlédnutím na místní podmínky je vhodnější při prvních**

známkách zesilujícího větru hledat únik pode! svahu do mísi:, kde je nižší převýšení a tedy i nižší rychlost vzdušného proudu, a na vhodném místě přistát proti větru.

9.4 VLIV KONVEKCE

Z toho, co bylo v předcházejících kapitolách o konvekci řečeno vyplývá, **že všechny povětrnostní situace, při kterých lze předpokládat vývoj konvekce, budou vždy svým způsobem pro bezpečnost letů závažných kluzáků problematické.** Konvekce způsobuje termickou turbulenci a v každém případě turbulence jako taková vyvolává vysoké nároky především na příčnou stabilitu závažných kluzáků a na letovou vyspělost pilotů. Při cvičných rovných letech ze svahu můžeme očekávat prudké vertikální konvektivní nárazy, které mohou ovlivnit jen jistou část závažného kluzáku (mohou způsobit náhlé a velmi výrazné naklonění, které ve výšce několika metrů nad zemí nemusíme zvládnout). Návětrí svahu je místo, kde se nejčastěji uvolňují termické „bubliny“ a mimoto je zde velká pravděpodobnost setkání s termickým poryvem. To pochopitelně závisí na orientaci svahu a na druhu a rozmanitosti terénu v jeho okolí. Střídavý výskyt trávy nebo lesního porostu se skalami a lomy (velmi častý případ u jinak příhodných svahů) bude zvyšovat pravděpodobnost výskytu konvektivních pohybů. **Největší nebezpečí je v tomto případě ve výškách několika desítek metrů nad terénem.** Zde jsou ještě konvektivní proudy velmi úzké a na velmi malé vzdálenosti se střídají výstupné rychlosti se sestupnými. Připouštíme, že ve výškách nad 100 m může pilot závažného kluzáku, který je ovšem vybaven příslušnými přístroji, využít konvektivního proudu k získání výšky, dokáže-li ovšem využít jeho výstupné části. Lety tohoto druhu nepatří do rámce předkládané příručky a nebudeme je hlouběji rozebírat. Připomeneme jenom, že **v každém případě je konvektivní proud zdrojem turbulence toho či onoho měřítka, a že po stránce bezpečnosti jej nemůžeme pokládat za oblast vhodnou pro let.** Ze zkušeností pilotů bezmotorových letadel je známo, že při kroužení v relativně klidném stoupavém proudu se může zcela náhle vyskytnout turbulence, která se mimo jiné může projevit velmi silnými bočními poryvy. Tyto poryvy je možné kormidlem bezpečně zvládnout, ale předpokládá to značnou zkušenost pilota. Domníváme se, že podobné poryvy by současným závažným kluzákům mohl způsobit téměř nepřekonatelné potíže a vzhledem k dosud nedokonalým znalostem techniky pilotáže v nezvyklých polohách mohou vést i k nehodě.

Povětrnostní situace s výskytem především kontaktní konvekce nelze pro bezpečné lety, zvláště lety výcvikové, doporučit.

Vertikální složky pohybů mechanické turbulence se mohou projevovat stejným způsobem. **Z tohoto hlediska představují turbulentní úplavy za překážkami stejné nebezpečí jako podmínky intenzivní konvekce.**

9.5 VLIV DOHLEDNOSTI

K dalším nebezpečným místním podmínkám patří ztráta vizuálního kontaktu se zemí vlivem náhlého zhoršení dohlednosti. V členitém terénu k tomu dochází především v období rozpouštění ranních údolních mlh, pozvolna přecházejících ve více či méně vrstevnatou oblačnost stratous. Charakter jednotlivých údolí může být diametrálně odlišný a zmíněná oblačnost podléhá místnímu proudění a cirkulacím, které se mohou značně odlišovat od podmínek v místě startu. Při silném a nárazovitém větru může vysoká vlhkost vzduchu působit tvoření oblačnosti jak na návětrné straně kopců, tak v jejich závětrném úplavu ve výškách nižších, než je kondenzační hladina převládající nízké oblačnosti.

Je přirozené, že nebezpečí náhlého snížení kondenzační hladiny, tvoření nízkých chuchvalců oblačnosti nebo snížení dohlednosti srážkami představuje blížící se bouřka nebo přeháňka. Je třeba připomenout, že pohyb bouřek či přeháněk vykazuje v členitém terénu jistě nepravidelnosti. I zde můžeme všeobecně předpokládat, **že se bouřky a přeháňky pohybují podle výškového větru v hladině vrcholu kupovitého oblaku.** Směr oblaku lze určit podle deformace jeho viditelné vrchní části.

10. ZAVĚR

V předkládané příručce jsme se snažili upozornit na nejzávažnější děje a jevy v zemské atmosféře, které mohou způsobit jisté potíže při provozování nejmladšího odvětví sportovního způsobu pohybu člověka ve spodních vrstvách troposféry. Závěsné létání se jistě bude dále rozvíjet, budou se měnit a zdokonalovat konstrukce kluzáků. Účel a principy zůstanou ale stejné. Pohyb člověka vzduchem pomocí co nejjednoduššího a všem dostupného zařízení, snadno přemístitelného, ale především bezpečného.

Musíme si uvědomit, že závěsný kluzák je jednoduché technické zařízení, které ke svému provozování nutně vyžaduje jednoduché povětrnostní situace. Proto není vhodné pokoušet se o zdolávání složitých povětrnostních situací, jejichž složitost je dána interakcí meteorologických podmínek a terénu.

Dalším získáváním letových zkušeností se některé ještě dnes sporné otázky vyřeší a jiné naopak vzniknou.

Zůstává ale skutečností, že jakákoli lidská činnost pracovní i rekreačně sportovní provozovaná pod „širým nebem“ bude ještě dlouho závislá na dějích v zemské atmosféře a tyto děje budou určovat jisté meze, ve kterých se ta či ona činnost může s daným stupněm rizika provozovat. Základní znalosti meteorologie, porozumění nejdůležitějším dějům v zemské atmosféře a neustálá snaha po co největším zdokonalení vlastních znalostí o prostředí, které nás obklopuje a ovlivňuje, které dýcháme a cítíme, by měla být vlastní nejen pilotům jakýchkoli zařízení, ale každému jedinci. Znalosti meteorologie pomohou určit zmíněné meze činnosti. Můžeme bez obav říci, že čím dokonalejší znalosti (nejen meteorologie) bude pilot závěsného kluzáku mít, tím uvážlivěji a bezpečněji bude při svém sportu postupovat.

Předkládaná příručka nemůže být vyčerpávající. V omezeném rozsahu není možné podat ucelený přehled o těch meteorologických otázkách, které by piloty závěsných kluzáků mohly zajímat. Můžeme jim doporučit studium nebo alespoň informativní četbu veškeré meteorologické literatury určené pilotům letadel a především literaturu týkající se mezní vrstvy atmosféry. Bohužel je této literatury velmi málo a zdroje poznávání budou především spočívat v četbě příslušné časopisecké literatury. Letecké časopisy uveřejňují a jistě budou uveřejňovat nové poznatky a zkušenosti pilotů závěsných kluzáků i příspěvky meteorologů.

Lze předpokládat, že postupem času se upřesní některé meteo-

rologické poznatky podávané v příručce čistě kvalitativně. Jak jsme několikrát zdůraznili, otázky fyziky mezní vrstvy, především proudění v blízkosti zvlněného zemského povrchu, nejsou ještě dokonale propracovány. Ve značné míře zatím představují pouze empiricko-statistické výsledky. Z tohoto hlediska nemůžeme očekávat, že je meteorologie schopna zabezpečit zcela bezrizikovou leteckou činnost. I tak může meteorologie svými současnými znalostmi dějů v mezní vrstvě atmosféry a jejich aplikacemi pro závěsné létání podstatně zvýšit bezpečnost této činnosti. Právě tak, jako se neobejdeme bez základních znalostí aerodynamiky a konstrukce závěsného kluzáku, nemůžeme se obejít bez znalostí meteorologie.

REJSTŘÍK

aditibotický děj - změna termodynamického stavu vzduchové částice, při které nedochází k výměně tepla mezi ní a okolím

albédo - poměr toku odraženého záření ku toku dopadajícího záření (obvykle

vyjádřený v procentech)

anabatické proudění - proudění teplejšího vzduchu podél svahů vzhůru podmíněné rozdílem teplot vzduchu u svahu a ve volné atmosféře v odpovídající výšce

anticyklona - tlaková výše

barický - tlakový

Coriolisova síla - síla inertní (nekonající práci), která působí na každé těleso pohybující se vzhledem k Zemi; působí vždy kolmo na směr pohybu a na severní polokouli vpravo od něho

cyklona - tlaková níže

difuzní záření - záření rozptýlené molekulami vzduchu a všemi ostatními částicemi, které atmosféra obsahuje

divergence - rozbíhání

efektivní vyzařování - rozdíl mezi zářením Země a zářením atmosféry

fluktuace - kolísání

fronta - přechodová vrstva (styčná plocha) mezi dvěma vzduchovými hmotami různých fyzikálních vlastností; též průsečnice této plochy se zemským povrchem

gradient - změna veličiny na jednotku délky ve směru největšího spádu této veličiny

hybnost - součin hmotnosti a rychlosti

inzolace - tok přímého slunečního záření na horizontální plochu

instabilní atmosféra - vrstva vzduchu, ve které je vertikální teplotní gradient v případě suchého vzduchu větší než $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ na 100 m, v případě nasyceného vzduchu větší než přibližně $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ na 100 m

interference - vzájemné prolínání a skládání dvou či několika dějů

inverze teploty - vzrůst teploty vzduchu s výškou

izobara - průsečnice izobarické plochy s horizontální rovinou (např. s hladinou moře), na povětrnostní mapě spojnice míst stejného tlaku vzduchu

interakce - vzájemné působení

katabatické proudění - proudění chladného vzduchu ze svahů do údolí podmíněné ochlazováním ve večerních a nočních hodinách

konvekce - vertikální proudění vzduchových částic působené termickými příčinami

konvergence - sbíhání

laminární proudění - částice se pohybují ve vrstvách rovnoběžných se směrem proudu

latentní teplo - utajené teplo (uvolní se např. při kondenzaci vodní páry)

mezní vrstva - vrstva atmosféry přilehlá k zemskému povrchu, kde na proudění má podstatný vliv síla tření

milibar - meteorologická jednotka tlaku vzduchu, při čemž 1 mbar = 100 Pa

ozón - plyn s chemickou značkou O₃, který se v atmosféře Země vyskytuje v proměnném množství a pohlcuje ultrafialové paprsky slunečního záření

radiace - záření

rotor - vzduchový vír s horizontální osou

solární konstanta - tok slunečního záření mimo zemskou atmosféru při střední vzdálenosti Země od Slunce

stříh větru - změna směru a rychlosti větru s výškou

subsidence - sesedání (sestupné pohyby řádu cm/s)

teplotní zvrstvení - chod teploty vzduchu s výškou

termický - teplotní

turbulence - neuspořádané pohyby vzduchu překrývající základní proud

úplav - oblast turbulence za tělesem obtékaným kapalinou či plynem

vazkost - odpor působící při proudění mezi částicemi tekutiny (vnitřní tření)

Účelová odice ÚV Svazarmu
Knížnice zájmové, branně technické a sportovní činnosti

Meteorologie pro piloty závěsných kluzáků

Vydal ústřední výbor Svazu pro spolupráci s armádou v Praze roku 1981
jako svou 4441. publikaci, 62 stran, 33 obrázků

Napsali RNDr. Milan Koldovský a Doc. RNDř. Jaroslav Kopáček, CSs.

Obálku navrhl František Prouza

Obrázky překreslila Eva Macáková

Šéfredaktorka Nina Erbenova

Odpovědný redaktor Jan Horký

Technický redaktor Jindřich Běhal

Náklad 5000 výtisků

Publikace je vydána pro vnitřní potřebu Svazarmu a rozšiřuje se bezplatně
Vytištěno prostřednictvím podniku TZ Sportpropag ve Státní tiskárně v
Praze 2

Do elektronické podoby upravil Marian Dragosek