VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V BRNĚ
BRNO UNIVERSITY OF TECHNOLOGY

FAKULTA STROJNÍHO INŽENÝRSTVÍ
LETECKÝ ÚSTAV

FACULTY OF MECHANICAL ENGINEERING
INSTITUTE OF AEROSPACE ENGINEERING

TURBULENCE V ATMOSFÉŘE A JEJÍ VLIV NA LETOVÝ PROVOZ

ATMOSPHERIC TURBULENCE AND ITS IMPACT ON AIRCRAFT TRAFFIC

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE
BACHELOR´S THESIS

AUTOR PRÁCE — MARTIN SZARKA
AUTHOR

VEDOUCÍ PRÁCE — RNDr. KAREL KRŠKA, CSc.
SUPERVISOR

BRNO 2013

Vysoké učení technické v Brně, Fakulta strojního inženýrství

Letecký ústav
Akademický rok: 2012/13

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

student(ka): Martin Szarka

který/která studuje v **bakalářském studijním programu**

obor: **Profesionální pilot (3708R030)**

Ředitel ústavu Vám v souladu se zákonem č.111/1998 o vysokých školách a se Studijním a zkušebním řádem VUT v Brně určuje následující téma bakalářské práce:

Turbulence v atmosféře a její vliv na letový provoz

v anglickém jazyce:

Atmospheric Turbulence and its Impact on Aircraft Traffic

Stručná charakteristika problematiky úkolu:

Turbulence ve fyzikálním smyslu a v meteorologickém významu. Turbulence termická, mechanická a dynamická a podmínky jejich vzniku. Turbulence v úplavu. Turbulence v mezní vrstvě atmosféry a ve volné atmosféře. Turbulence a střih větru.

Cíle bakalářské práce:

Popište let v podmínkách turbulence různého druhu a intenzity s ohledem na ovladatelnost a přetížení letounu a také způsoby měření, hlášení a předpovědi turbulence. Zvýšenou pozornost věnujte turbulenci, případně mikroturbulenci při provádění zemědělské letecké činnosti.

Seznam odborné literatury:

Beneš, L. a kol.: Učebnice pilota. Cheb 1995.
Daněk, V.: Mechanika letu I. II. Brno 2009, 2011.
Dvořák, P.: Letecká meteorologie. 2. vyd. Cheb 2010.
Meteorologie (050 00). Učební texty. Brno 2006.
Nedelka, M.: Prehľad leteckej meteorológie. Bratislava 1984.
Materiály z konferencí čs. letecké meteorologie.

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Karel Krška, CSc.

Termín odevzdání bakalářské práce je stanoven časovým plánem akademického roku 2012/13.

V Brně, dne 22.11.2012

L.S.

VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V BRNĚ FAKULTA STROJNÍHO INŽENÝRSTVÍ DĚKANÁT

doc. Ing. Jaroslav Juračka, Ph.D.
Ředitel ústavu

prof. RNDr. Miroslav Doupovec, CSc., dr. h. c.
Děkan

ABSTRAKT

Bakalářská práce zpracovává problematiku vlivu turbulence na letový provoz. Obsahuje základní informace a poznatky pro piloty motorových i bezmotorových letadel. Zvláštní pozornost je věnována turbulenci v bezoblačném prostoru, tryskovému proudění, turbulenci v úplavu a letecké chemické činnosti. Práce je pojata z meteorologického hlediska, jsou zde zahrnuty obecné informace týkající se doprovodných jevů.

Klíčová slova

turbulence, turbulence v bezoblačném prostoru, tryskové proudění, turbulence v úplavu, letecká chemická činnost

ABSTRACT

Bachelor thesis deals with the influence of turbulence on flight operations. It contains basic information and knowledge for pilots of aircrafts and gliders. Special attention is paid to clear air turbulence, jet stream, wake turbulence and air chemical activity. Bachleor thesis is conceived in meteorogical aspect, it includes general information of accompanying phenomena.

Key words

turbulence, clear air turbulence, jet stream, wake turbulence, air chemical activity

Bibliografická citace mé práce:

SZARKA, M. Turbulence v atmosféře a její vliv na letový provoz. Brno: Vysoké učení technické v Brně, Fakulta strojního inženýrství, 2013. 37 s. Vedoucí bakalářské práce RNDr. Karel Krška, CSc..

ČESTNÉ PROHLÁŠENÍ

Prohlašuji, že jsem tuto práci zpracoval samostatně pod odborným vedením vedoucího mé bakalářské práce a s použitím literatury uvedené v seznamu.

V Brně dne 24.5. 2013

PODĚKOVÁNÍ

Především děkuji panu RNDr. Karlu Krškovi, CSc. za odbornou pomoc a vedení při sestavování této bakalářské práce. Mé poděkování patří také panu Ivanovi Kubíčkovi ze Slováckého aeroklubu Kunovice za zapůjčení letových a provozních příruček.

OBSAH

1. Úvod 9
2. Atmosféra 10
2.1 Vertikální členění atmosféry podle změn teploty vzduchu s výškou 11
3. Konvekce 12
3.1 Charakteristiky konvekce 12
3.2 Konvektivní jevy významné pro leteckou činnost 12
4. Druhy turbulence a příčiny jejich vzniku 13
4.1 Termická turbulence 13
4.2 Mechanická turbulence 14
4.2.1 Vírové proudění 15
4.2.2 Proudění ve tvaru vln 15
4.2.3 Rotorové proudění 16
4.3 Dynamická turbulence 16
5. Měření a intezita turbulence 17
6. Vliv přetížení na lidský oběhový systém 18
7. Účinky turbulence na letadlo 19
8. Turbulence v bezoblačném prostoru (CAT/WST) 20
8.1 Struktura CAT/WST 21
8.2 Výskyt CAT/WST 21
8.3 Předpověď CAT/WST 22
9. Tryskové proudění (jet stream JTST) 22
9.1 Struktura JTST 23
9.2 Geografické rozdělení JTST 23
9.2.1 JTST mírných šířek 23
9.2.2 Subtropický JTST 23
9.2.3 Rovníkový JTST 24
9.2.4 Stratosférický JTST 24
9.2.5 Nízkohladinový JTST 24
9.3 Význam JTST pro letectví 24
10. Turbulence v úplavu 25
10.1 Minima radarových rozestupů pro turbulenci v úplavu 25
11. Turbulence v mezní vrstvě atmosféry v členitém terénu z hlediska významu pro leteckou chemickou činnost (LCHČ) 26
11.1 Základní vlastnosti přízemní mezní vrstvy atmosféry 26
11.2 Vliv nárazovitosti větru na let 27
11.3 Místní cirkulace v členité krajině 27
11.4 Praktické způsoby vykonávání LCHČ 28
11.5 Provádění zatáček Z-37 při LCHČ 29
11.6 Meteorologické podmínky při LCHČ 29
12. Předpověď turbulence 30
12.1 Předpověď termické turbulence 30
12.2 Předpověď mechanické turbulence 31
12.3 Předpověď dynamické turbulence 32
13. Znázornění turbulence na mapách význačného počasí 32
14. Závěr 35
15. Seznam použité literatury 36
16. Seznam použitých obrázků 37

1. ÚVOD

Atmosféra se nachází vždy ve více či méně turbulentním stavu. Trajektorie pohybujících se vzduchových částic tedy nevytváří paralelní dráhy, jako je to v případě laminárního proudění, ale jedná se spíš o vířivý pohyb. Turbulentní přostředí je charakteristické neuspořádáním vzdušných rychlostí jak v prostoru, tak i v čase. Tento jev je způsoben především různorodostí zdrojů energií a podmínek, za kterých se pohyb vzduchu realizuje. Víry, vznikající v ovzduší, mají různou velikost a životnost. Tyto parametry záleží na silách, způsobujících jejich existenci. Větší víry, zavislé na rovnovážném stavu sil, jsou labilní a rozpadají se na stabilní víry; jejich rozpadu zabraňuje především viskozita vzduchu.

Turbulentní ovzduší vytváří podmínky pro vznik lokálních zrychlení vzduchu, a tím i změnu vztlaku u letadla, letícího v tomto prostředí. Velikost a směr těchto přídavných zrychlení vyvolává změny polohy letadla, jeho vychýlení, případně vibrace. Pojem *turbulence* - tedy jev, vyvolaný atmosférickou turbulencí, zahrnuje nejen samotnou turbulentnost ovzduší, ale i vlivy pozorovatelné na letadle. Tyto účinky můžeme rozdělit do následujících kategorií:

- Rychlé a někdy i velké změny výšky letadla, představující největší nebezpečí během letu, neboť může dojít ke střetu s překážkami.

- Významné změny rychlosti a kurzu letu, vyžadující náležitou pozornost hlavně při letu podle přístrojů (IFR).

- Změny náklonu letadla kolem podélné nebo příčné osy, které snižují komfort cestování a zvyšují únavu posádky.

- Dosažení kritického úhlu náběhu souvisejícího s možností pádu po křídle, a tím i ohrození plnění nebo samotného chodu proudového motoru v důsledku sníženého množství dodávaného vzduchu. Toto nebezbečí hrozí zejména ve velkých výškách, kde je na uvedenou změnu přítoku vzduchu motor obzvlášť citlivý.

- Únava materiálu vystaveného vlivu turbulence. Její intenzita a četnost zrychlení v různých intervalech by mohly poskytnout významné informace konstruktérům letadel.

Cílem této bakalářské práce je popsat let v podmínkách turbulence různého druhu a intenzity s ohledem na ovladatelnost a přetížení letounu a také způsoby měření, hlášení a předpovědi turbulence. Zvláštní pozornost je věnována také turbulenci při provádění zemědělské letecké činnosti.

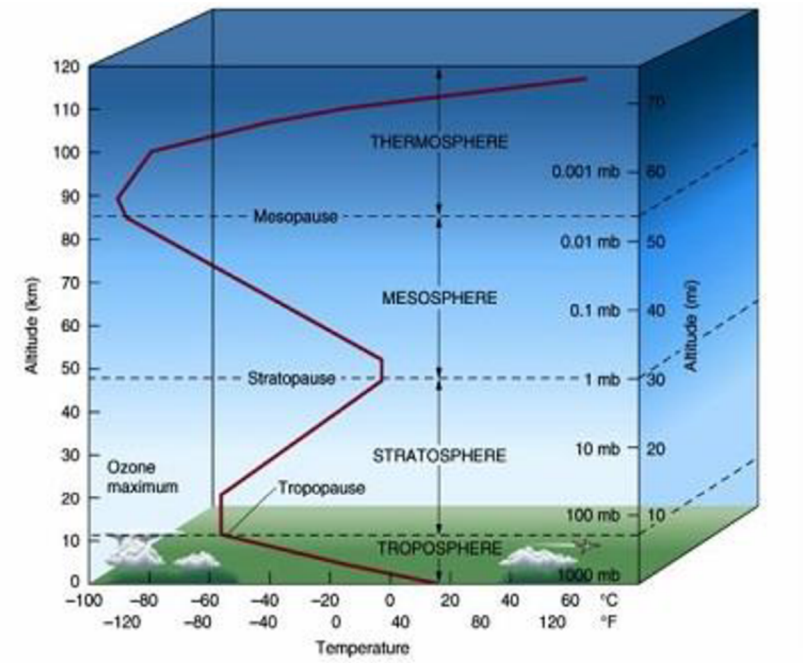
2. ATMOSFÉRA

Atmosféra je plynný obal tělesa v kosmickém prostoru. Těleso jí může být obklopeno pouze za předpokladu, že má dostatečně velkou hmotnost na to, aby plyn vázalo gravitační silou. V případě některých plynů a plynných sloučenin musí být splněna ještě další podmínka – a sice dostatečně nízká teplota. Název pochází z řeckého slova *atmos* (vzduch, pára, dýchání) a *sphaira* (koule, obal). Atmosféru naší planety můžeme rozdělit podle různých hledisek, jako jsou například rozložení teploty vzduchu s výškou, chemické složení nebo koncentrace elektronů. Toto dělení nám pomáhá zkoumat veškeré meteorologické jevy a příčiny jejich vzniku.

2.1 Vertikální členění atmosféry podle změn teploty vzduchu s výškou

Troposféra – rozumíme jí nejnižší vrstvu atmosféry, sahající do výšky přibližně 8 kilometrů v oblasti pólů, 11 kilometrů v mírných šířkách a 18 kilometrů nad rovníkem. Název pochází z řeckého slova *tropein* (promíchávat), čím se vyjadřuje typický jev této vrstvy – vertikální promíchávání vzduchu. Zabírá 75 až 80 % celkové hmotnosti a obsahuje prakticky veškerou vodu atmosféry.

Teplota vzduchu u horní hranice troposféry se pohybuje v rozmezí od -40 °C do -75 °C, opět podle zeměpisné šířky. Je pro ni charakteristický vertikální teplotní gradient, neboli ubývání teploty s výškou (o 0,65 °C na 100 metrů výšky), který je způsoben tím, že Slunce v podstatě ohřívá zemský povrch a teplo se přenáší od země postupně do vyšších vrstev. Nejteplejší jsou tedy vrstvy nejspodnější. V jednotlivých případech se vyskytují tenké vrstvy, v nichž se teplota vzduchu nemění – *izotermie* nebo dokonce s výškou roste – *inverze*. Bereme-li v úvahu vlhkost vzduchu, je vertikální teplotní gradient způsoben především úbytkem vlhkosti s výškou, a z toho plynoucího zmenšování množství pohlceného dlouhovlnného záření, odraženého zemským povrchem.



Obr. 1 Vertikální členění atmosféry

Vrstva ovzduší, přiléhající k zemskému povrchu, se nazývá *přízemní vrstva* a sahá do výšky 50 až 100 metrů, výjimečně však až do 250 metrů v závislosti na rychlosti větru, členitosti a drsnosti povrchu země. Přízemní vrstva je z leteckého hlediska velice důležitá nejen proto, že přes ni vlastně probíhají veškeré lety, ale hlavně proto, že je pro ni charakteristická velká vertikální změna větru, teploty a vlhkosti vzduchu a to často i deseti až stonásobně větší, než v ovzduší nad ní. Podrobněji se přízemní vrstva dělí na *dynamickou* a *termickou.*

V dynamické přízemní vrstvě se projevují vlivy vyvolané obtékáním různých překážek (budov, terénu, lesů, vodních hladin apod.) a změny meteorologických prvků jsou v ní lineární. Do termické přízemní vrstvy zasahují vlivy zemského povrchu (jde hlavně o vertikální pohyby vzduchu vyvolané ohříváním a ochlazováním povrchu země) a změny parametrů ovzduší jsou v ní naopak nelineární. *Hraniční vrstvou* troposféry rozumíme vrstvu, sahající do výšky 1000 až 1500 metrů, uvnitř které se projevuje vliv zemského povrchu jak termicky, tak i dynamicky.

Tropopauza – neboli přechodná vrstva mezi troposférou a stratosférou je vrstva atmosféry, ve které ustává změna teploty s výškou a také vertikální pohyby vzduchu. Z hlediska letecké dopravy je tropopauza důležitá jako přibližná horní hranice oblačnosti, ale především jako oblast, v jejíž blízkosti obvykle leží osa tryskového proudění (*jet stream*).

Podle změn teploty a tloušťky rozdělujeme základní tři typy tropopauzy:

Typ I.

- vertikální teplotní gradient 0,2 °C / 100 metrů (zpomalení poklesu teploty)
- značná tloušťka
- vrstva je nevýrazná, oblačnost může zasahovat až do stratosféry
- vyskytuje se zejména v polárních oblastech, u nás v zimě

Typ II.

- vertikální teplotní gradient 0 °C / 100 metrů (izotermie)
- malá tloušťka
- vrstva je výrazná, obvykle bývá horní hranicí oblačnosti
- tento typ je charakteristický pro mírné zeměpisné šířky

Typ III.

- teplota s výškou roste (inverze)
- relativně tenká vrstva
- ostrý přechod mezi troposférou a stratosférou, výrazná hranice oblačnosti, zlepšuje dohlednost
- vyskytuje se nejčastěji v subtropických a tropických oblastech, u nás v létě

Výška spodní hranice a tloušťka tropopauzy tedy závisí na teplotě vzduchu, zeměpisné šířce, roční době a synoptické situaci.

Stratosféra – je další vrstva atmosféry, sahající do výšky kolem 50 kilometrů, ve které nedochází k žádnému vertikálnímu promíchávání vzduchu a jednotlivé plyny jsou horizontálně navrstveny – odtud také odvozen její název - *stratus* (latinsky vrstva). V její spodní části do výšky 25 kilometrů se převážně odehrává izotermie, tzn. teplota zůstává stejná. Nad touto hranící však naopak teplota s výškou roste a v blízkosti *stratopauzy* dosahuje hodnot okolo 0 °C – hovoříme o inverzi. Tento jev je způsoben zvýšenou koncentrací ozonu (tato oblast se také nazývá *ozonosféra*), který pohlcuje ultrafialové sluneční záření a následně ohřívá vzduch. Ve stratosféře se nevyskytují kondenzační jevy, jako je známe z troposféry. Vyjímku tvoří zejména malé množství oblačnosti *Cirrus* nebo *Cirrostratus*, ve výškách 25 – 30 kilometrů tzv. *perleťová oblaka*, složená z drobných přechlazených kapek a ledových krystalků. Tato vrstva je obvykle jen nepatrně mechanicky znečištěna, což je doprovázeno velmi dobrou dohledností. Proudění vzduchu nabývá největších hodnot v blízkosti tropopauzy a s výškou dále klesá.

Přechodná vrstva mezi stratosférou a mezosférou, ležící ve výšce okolo 50 kilometrů nad zemí, se nazývá **stratopauza**.

Dalšími vrstavami v atmosféře jsou **mezosféra**, **mezopauza**, **termosféra**, **termopauza** a **exosféra**. Tyto vrstvy jsou z hlediska výskytu turbulence nepodstatné, proto se jimi nadále nebudu zabývat.

3. KONVEKCE

Atmosférická konvekce je víceméně uspořádaný přenos vzuchové hmoty, vody v různém skupenství, tepla a kinetické energie, vyznačující se výraznou vertikální složkou pohybu. Podle příčin vzniku rozlišujeme *konvekci termickou*, která je podmíněna rozdílnou hustotou a tím i teplotou vzduchu a *konvekci dynamickou*, která vzniká při tlakovém spádu nebo výstupem vzduchu na návětrné straně překážek.

3.1 Charakteristiky konvekce

Základní podmínkou vertikálních výstupných proudů je *energie instability*, jejíž mírou je *vertikální teplotní gradient*, čili změna teploty vzduchu s výškou. Tento jev můžeme odvodit z termodynamické věty a základní rovnice statiky atmosféry [7]:

$$T_z = T_0 - \gamma_z$$

T_z ... teplota vzduchu ve výšce z [°C]

T_0 ... teplota vzduchu v základní výšce, vůči které se má T_z určit [°C]

γ_z ... vertikální změna teploty vzduchu ve výšce z [°C / 100 m]

Jednoduchou úpravou dostáváme vztah pro suchoadiabatický teplotní gradient [7]:

$$\gamma = -\frac{T_z - T_0}{z}$$

3.2 Konvektivní jevy významné pro leteckou činnost

Pro leteckou meteorologii a zejména pro bezmotorové létání jsou důležité výstupné pohyby vzduchu zvané *termika*. Nejčastějším jevem a indikátorem spojeným s procesem kondezace vodních par v termice je oblačnost druhu *Cumulus*, při výskytu průměrného větru jsou kumuly odnášeny z ohniska a vzniká tzv. *řetěz kumulů*. V případě nedostatečné vlhkosti vzduchu, se musí plachtař orientovat podle termických vlastností různých povrchů (vodní hladina, louka, pole atd.) a plachtění ptáků (čápů, jestřábů, orlů). Pole výstupných proudů vzduchu připomíná komín, přičemž jeho pomyslné stěny jsou tvořeny okolním vzduchem. Nejvyšší ryhlosti dosahují tyto proudy v blízkosti osy výstupu a na okrajích jsou zpomaleny vlivem tření o okolní vzduch, v jehož následku se tvoří také víry s horizontální osou. Tab. 1 uvádí rychlosti výstupných proudů v závislosti na maximální očekávané teplotě vzduchu u země (T_M) a konvektivní teplotě (T_C).

$T_M - T_C$ [°C]	Výstupná rychlost [m.s^{-1}]	Klasifikace výstupních proudů
0 - 0,9	0 – 0,9	nevyužitelné
1 - 1,9	1 – 1,9	slabé
2 – 2,9	2 – 2,9	mírné
3 – 3,9	3 - 5	silné

Tab. 1 Rychlosti výstupných proudů v závislosti na maximální očekávané teplotě vzduchu u země a konvektivní teplotě [7]

4. DRUHY TURBULENCE A PŘÍČINY JEJICH VZNIKU

Ke vzniku turbulentního stavu ovzduší vedou rozmanité příčiny. Může se jednat o nerovnoměrné ohřívání zemského povrchu, konvergenci a divergenci proudění nebo deformaci proudění působením různých překážek, které stojí proudícímu vzduchu v cestě. Všechny tyto jevy působí většinou zároveň (komplexně), jeden z nich však v daný okamžik dominuje nad ostatními. Podle těchto příčin rozdělujeme turbulenci na *termickou*, *mechanickou* a *dynamickou*.

4.1 Termická turbulence

Termická, neboli *konvekční* turbulence může být důsledkem dvou poněkud různých příčin; buďto nerovnoměrného ohřívání různých částí zemského povrchu, v důsledku čehož se i přilehlé vrstvy vzduchu neoteplují stejnoměrně - hovoříme o termické (*kontaktní*) konvekci nebo instabilitou ovzduší, doprovázenou existencí *vertikální teplotní stratifikace* (teplotního zvrstvení) – zde se jedná o konvekci *spontánní*.

Teplejší vzduch je lehčí, proto stoupá v podobě praménků, zatímco na jeho místo klesá těžší a chladnější vzduch z okolí. Vertikální rychlost vzestupných proudů u termické turbulence, které jsou identifikovatelné zejména oblačností *Cumulus*, *Cumulus congestus* a *Cumulonimbus*, dosahuje řádově hodnot několika m.s^{-1}, výjimečně však i 20 – 30 m.s^{-1}. To se při letu může projevovat krátkodobou ztátou nebo ziskem výšky. Kromě této kupovité oblačnosti se termická turbulence vyskytuje prakticky od země až do výšky několika set metrů nad její vrcholky, které se mohou objevit až za hranicí tropopauzy. S rostoucí výškou se intenzita a pravděpodobnost vzniku termické turbulence zmenšuje, což je odůvodněno větším výskytem instabilního ovzduší ve spodní části troposféry. S přibývající tloušťkou instabilní vrstvy roste pravděpodobnost výskytu intenzivní termické turbulence.

Obr. 2 Kupovitá oblačnost, zleva: Cumulus, Cumulus congestus, Cumulonimbus

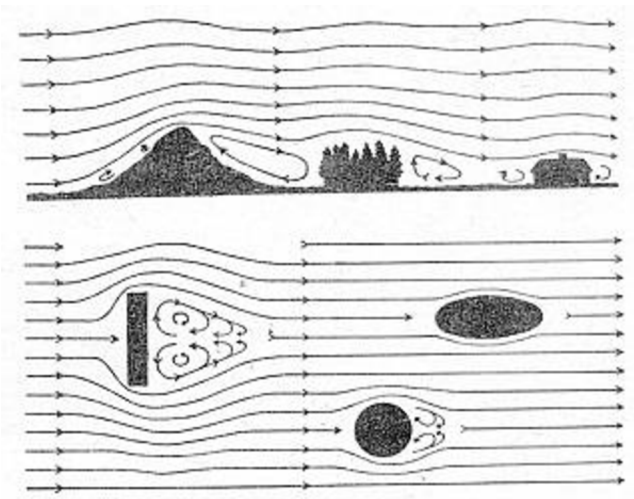
Pokud jde o četnost turbulence tohoto druhu během dne, lze říci, že výrazným denním chodem se vyznačuje termická turbulence v podmínkách *kontaktní konvekce*, která začíná v ranních hodinách (po prohřátí přízemní vrstvy), svého maxima dosahuje v hodinách odpoledních a její intezita se západem Slunce rapidně klesá. Tento proces se odehrává v závislosti na rychlosti ohřívání zemského povrchu a velikosti termických kontrastů v dané lokalitě. V noci se můžeme setkat s termickou turbulencí pouze v oblačnosti Cumulonimbus.

Tendenci turbulentnosti ovzduší je v letectví potřeba posoudit podle místního pozorování výrazné *insolace* (množství přímého slunečního záření, dopadajícího za jednotku času na jednotku plochy zemského povrchu). Objevování prvních kumulů můžeme považovat za počátek rozpadu noční teplotní inverze, jakožto i propojení přízemní vrstvy s volnou atmosférou. Tento jev je doprovázen zesílením větru, což je přirozeným důsledkem odevzdávání kinetické energie vyšších vrstev ovzduší pomaleji se pohybujícím vrstvám, které se třou o zemský povrch. Bezoblačná obloha však nemusí být způsobena malou energií instability, která by nestačila na dosažení kondenzační hladiny, nýbrž malým obsahem vodní páry v ovzduší.

Pokud hovoříme o synoptických příčinách výskytu termické turbulence, můžeme ji nejčastěji očekávat v jarní a letní anticykloně, nevýrazném tlakovém poli nebo v týlu cyklony při vpádu studeného vzduchu.

4.2 Mechanická turbulence

Podstata vzniku mechanické turbulence není zavislá na teplotních podmínkách ovzduší, ale spočívá ve vytvoření vírů při nelaminárním obtékání překážek nebo třením vzduchových částic o zemský povrch. Do této kategorie se řadí také *turbulence v úplavu* (viz kap. 10).



Obr. 3 Charakter turbulentních vírů během protékání vzduchu nad různými překážkami a při obtékání překážek

Mechanická turbulence způsobena třením vzduchových částic o zemský povrch vzniká i za relativně malými přírodními nebo uměle vytvořenými překážkami, jako jsou například terénní vlny, okraje lesů, budovy apod. Je pozorována již při rychlostech větru 7 až 10 $m.s^{-1}$, při kterých začíná mít přízemní vítr nárazovitý charakter. Tento druh turbulence může významně ovlivnit podmínky letů v bezprostřední blízkosti země, zejména jejich kritickou fázi, tj. vzlet a přistání. Při čelní složce větru (*head wind*) se zvýší vztlaková síla působící na letadlo, takže letoun „poskočí“ směrem nahoru, naopak při zádové složce větru (*tail wind*) nastává nebezpečný propad letadla. Proto jsou vzlety a přistání téměř vždy prováděny proti větru.

Nelaminární obtékání překážek má za následek změnu vektoru proudění, avšak toto samo o sobě nevyvolává vždy mechanickou turbulenci. Obtékání horské překážky můžeme podle *Förchtgottovy klasifikace* v závislosti na mohutnosti vrstvy a profilu větru rozdělit na *vírové*, *vlnové* a *rotorové* [4].

4.2.1 Vírové proudění

Vírové proudění doprovází mírná rychlost větru okolo 6 až 10 m.s^{-1}, která roste s výškou, kulminuje na vrcholu horské překážky a nadále zůstává konstantní. Za touto překážkou se vytváří vír, sahající do výšky několika set metrů, jehož osa bývá většinou horizontálně orientována.

4.2.2 Proudění ve tvaru vln (nevhodně nazývané vlnové proudění)

Na rozdíl od předcházejícího případu u vlnového proudění zůstává rychlost větru po dobu výstupu horské překážky v podstatě stálá (přes 10 m.s^{-1}) a nad jejím vrcholem naopak zesiluje. Po překročení této překážky vznikají na úrovni horského hřebene 2 až 3 rotory, rovněž s horizontálně orientovanou osou, které můžou být indetifikovány charakteristickou oblačností *Cumulus fractus* (nízký oblak ve tvaru chomáčku vaty). Aktivní turbulentní vrstva u vlnového proudění dosahuje výšky až čtyřnásobku převýšení horské překážky.

Nad aktivní turbulentní vrstvou je prostor laminárího proudění vzduchu zvaný *horská vlna* (odtud název vlnového proudění), zasahující v některých případech až do stratosféry.

Pro vyjádření *délky horské vlny* můžeme použít Queneyho vztah [7]:

$$L = 2\pi v \frac{T}{g(\gamma - \gamma_a)}$$

L ... délka vlny [km]

v ... průměrná rychlost větru v uvažováné vrstvě [m.s^{-1}]

T ... průměrná teplota vzduchu v uvažované vrstvě [°K]

g ... gravitační zrychlení [m.s^{-2}]

γ ... adiabatický gradient teploty [°C / 100 m]

γ_a ... skutečný gradient teploty [°C / 100 m]

Z uvedeného vztahu vyplývá, že průměrná rychlost větru v hraje při stanovení délky horské vlny důležitou roli. Podle S. Corbyho lze tuto hodnotu taktéž vyjádřit vztahem závisícím pouze na parametru v [7]:

$$L = 0{,}6v - 3$$

Dalším parametrem v souvislosti s vlnovým prouděním je tzv. *amplituda vlny*, která se orientačně stanovuje použitím vzorce [7]:

$$A = \frac{v_y \,.\, L}{2\pi v_x}$$

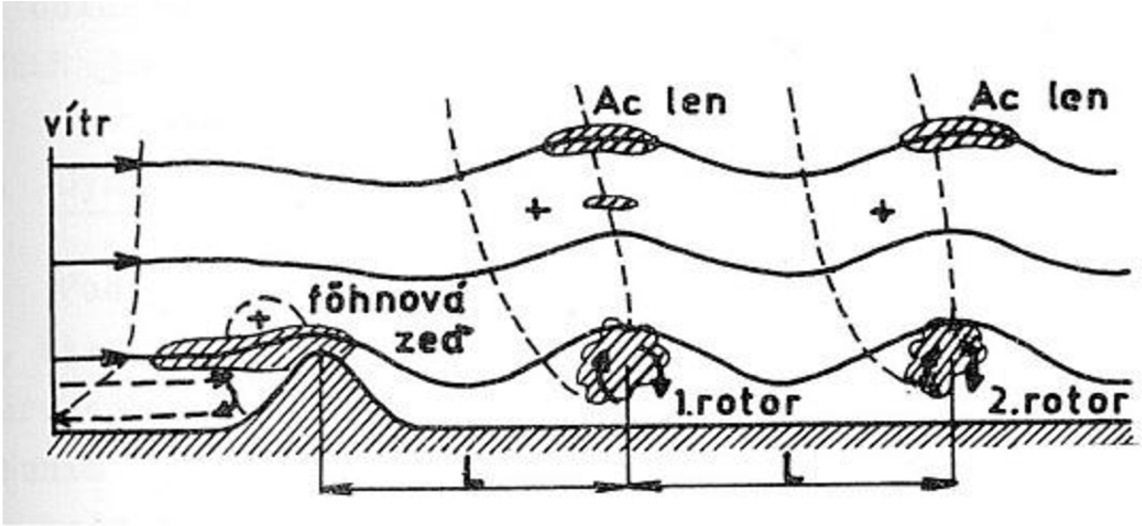
A ... amplituda vlny [km]

v_x ... průměrná rychlost větru v úrovni vlny [m.s^{-1}]

v_y ... průměrná rychlost výstupních proudů ve vlně [m.s^{-1}]

V našich horských podmíkách se průměrná délka vlny pohybuje okolo 10 kilometrů, při rychlostech větru přes 40 $m.s^{-1}$ můžeme pozorovat vlnu o délce až 22 kilomterů s apmlitudou 1 kilometr.

V letectví a zejména pak v jeho bezmotorové kategorii nás tyto parametry zájímají v souvislosti s výstupnými proudy. Zajímavostí je, že v praxi byly naměřeny hodnoty výtupných proudů 2 $m.s^{-1}$ při vertikálním teplotním gradientu 0,7 °C / 100 metrů, zatímco při gradientu 0,4 °C / 100 metrů se tyto proudy pohybují rychlostí 5 $m.s^{-1}$, v extremním případech dokonce 15 $m.s^{-1}$ [7].



Obr. 4 Vlnové proudění podle Förchtgotta

4.2.3 Rotorové proudění

Rotorové proudění se vyskytuje při dostatečně velké kinetické energii stabilní vrstvy, která jen nepatrně převyšuje horskou překážku. Prostor za touto překážkou je z hlediska činnosti letectva zvlášť nebezpečný. Víry, tvořící se na její závětrné straně při relativním převýšení pouhých 100 až 200 metrů vyplňují celý prostor a mají silně turbulentní charakter. Rotory jsou opět při dostatečném obsahu vodních par v ovzduší identifikovatelné oblačností *Cumulus fractus*.

Obr. 5 Cumulus fractus

4.3 Dynamická turbulence

Dynamická turbulence v letectví vzniká ve volné atmosféře. Označujeme jí jev, při kterém vnější prostředí uděluje letadlu přídavná zrychlení, která vznikají v důsledku vertikálních a horizontálních *střihů větru*, neboli změny směru a rychlosti proudu vzduchu na malou vzdálenost. Silný střih větru způsobuje výrazné kolísání rychlosti letadla a znesnadňuje jeho řiditelnost. Jelikož dopředná rychlost letadla mnohonásobně převyšuje vertikální,

zajímají nás hlavně vertikální střihy větru. Tento jev vzniká v zónách *konvergence* a *divergence* proudění; prostor konvergence je charakterizován výstupnými proudy nad hladinou a sestupnými pohyby pod hladinou této konvergence, u divergence je to opačně.

Vertikální střihy se obvykle vyskytují v inverzních vrstvách silných několik set metrů, ležících ve spodní troposféře do výšky 3 až 4 kilometry. Další oblast vývoje dynamické turbulence se nachází v prostoru pod základnou tropopauzy. V přízemní vrstvě se dynamická turbulence váže na turbulenci termickou a mechanickou se všemi jejich vlastnostmi a charakteristikami.

K problematice střihu větru v nízkých hladinách se využívají data z *dopplerovského sodaru*, který se na našem území nachází v Tušimicích. Dalším zdrojem dat o střihu větru v nízkých hladinách jsou *windprofilery*, v zahraničí umístěny v blízkosti drah (u nás byly instalovány v Chebu, Doksanech, Temelíně a Kuchařovicích). Byly plánovány i jako vybavení nové paralelní dráhy na Letišti Václava Havla, ale jejich výstavba se prozatím odkládá z finančních důvodů. Aktuální výstupy z měření windprofilerů lze nalézt na stránkách www.chmi.cz, - je to předposlední textový odkaz na stránce vpravo dole. Data ze všech čtyř windprofilerů jsou zasílána na observatoř Praha - Libuš. Dále jsou k dispozici informace z letadel, předávajících zprávu AMDAR, kterou je schopen asimilovat do svých výpočtů předpovědní model ALADIN. Jsou to data z přistávajících a odlétajících letadel sestavovaná jednotně a automaticky v určitých hladinách. ČSA nejsou zatím do programu AMDAR zapojeny, ale např. Lufthansa a mnoho evropských dopravců tento systém využívá.

Přízemní střih větru může být zvláště nebezpečný pro těžká dopravní letadla ve fázi přistání, jelikož potřebují ke korekci případných následků dynamické turbulence a obnovení plného výkonu při opakování přistání relativně mnoho času. Například ruský letoun IL-62 sklesá neuvěřitelných 200 ft po zařazení plného výkonu, než dosáhne režimu *positive climb*, neboli začně stoupat.

5. MĚŘENÍ A INTEZITA TURBULENCE

Základní přístroje k měření intenzity turbulence jsou *akcelerometr*, případně *akcelerograf*. Tyto přístroje měří velikosti dynamického zrychlení, které turbulence udělují letadlu. Pracují na principu měření síly, vzniklé změnou rychlosti pohybujícího se předmětu (závaží), upevněného na pružině. Moderní *piezoelektrické akcelerometry* využívají polohu seismické hmotnosti vůči pouzdru senzoru ke stanovení piezoelektrického napětí – vzniklý náboj se vybíjí přes vnitřní odpor a svody.

Základna akcelerometru je pevně spojena s měřeným objektem, čili s letadlem, na které působí atmosférické poryvy. Takový systém letadlo + akcelerometr má omezenou citlivost a indikuje jenom ohraničený úsek spektra turbulence. Frekvnece záznamů závisí na velikosti poryvů a rychlosti letu. Samotná citlivost na jednotlivé poryvy je dána aerodynamickými vlastnostmi letadla. Stupnice akcelerometru bývá cejchována v jednotkách *g* (násobky gravitačního zrychlení), proto se přístroj na měření této veličiny nazývá i *g-metr*. Přehled o intenzitě turbulence obsahuje tab. 2.

Intenzita turbulence	Zrychlení	Poryvy v $m.s^{-1}$	Projevy
Slabá	do 0,2 g	1 -5	Malé záchvěvy letadla – u citlivých osob může způsobit nepříjemné pocity.
Mírná	0,2 – 0,5 g	5,1 – 10	Silnější nárazy, které u některých osob vyvolávají nevolnost a chůze v kabině letadla je obtížná. Letadlo je však stále ještě možno udržet v letové hladině.
Silná	0,5 – 1,0 g	10,1 – 15	Prudké výkyvy letadla, nelze dodržet letovou hladinu a kurz, některé přístroje (variometr, rychloměr) ukazují nepřesně, chůze v kabině letadla je nemožná, je nutno se připoutat k sedadlům.
Velmi silná – extrémní	nad 1g	nad 15	Může dojít k mechanickému poškození letadla.

Tab. 2 Klasifikace intenzity turbulence podle ICAO [6]

Účinky turbulence různé intezity na podmínky letu jsou v podstatě následující:

- *Slabá turbulence* vyvolává jednotlivé lehké záchvěvy letadla. U citlivých osob se stává let nepříjemným.

- *Mírná turbulence* (někdy chybně označována jako střední) způsobuje častější poryvy a nepatrné změny polohy letadla. Dochází k chvění ručiček palubních přístrojů. Stanovený režim letu však není narušený. U některých osob dochází k nevolnosti.

- *Silná turbulence* bývá doprovázena prudkými poryvy letadla. Dochází k jednotlivým výraznějším změnám výšky (prosednutí) letadla. Variometr a rychloměr indikují nesprávné hodnoty. Režim letu je narušený, dodržení letové hladiny a kurzu se stává obtížným. Také použití autopilota je stížené v důsledku velkých změn rychlosti. U osob na palubě dochází při záporných přetíženích k pocitu nadlehčení a při kladných se dostavuje „vmáčknutí“ do sedadla. Chůze na palubě je prakticky nemožná a je nutné se připoutat.

- Při *extrémní*, neboli *velmi silné turbulenci* dochází ke značným změnám polohy i výšky letadla. Údaje variometru a výškoměru jsou značne zkreslené. Při nesprávné činnosti posádky může dojít k ohrožení letadla. Nepřipoutaným cestujícím hrozí vážnější zranění.

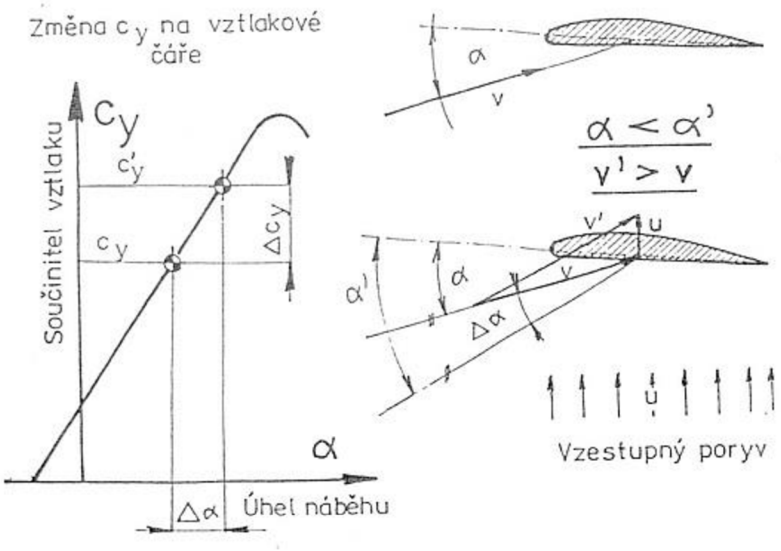
6. VLIV PŘETÍŽENÍ NA LIDSKÝ OBĚHOVÝ SYSTÉM

Při prudkých změnách směru a rychlosti letu se projevují účinky zrychlení na lidský organismus – hovoříme o *přetížení*. Dochází při něm k mechanickému napínání tělesných orgánů, ale působí také na tělesné kapaliny, zejména krevní oběh. Účinky přetížení závisí na době trvání, směru působení a rychlosti nárůstu (gradientu) přetížení. V letectví hraje nejdůležitější roli přetížení v podélné ose těla.

Při kladném přetížení ve směru hlava – nohy (+Gz) srdce čerpá krev se zvýšeným odporem, proto se krev z dolní poloviny těla obtížně vrací a dochází ke sníženému zásobení mozku okysličenou krví. Naopak při záporném přetížení (-Gz) dochází k překrvení hlavy. Fyziologické účinky turbulence na lidský organismus nezávisí jenom na velikosti kladných a záporných přetížení, ale i na frekvenci, se kterou se dostavují. Při letu v turbulentním prostředí rychlostí 600 až 900 km.h^{-1} se kmitočet přetížení pohybuje obvykle v mezích od 0,8 do 2 Hz. Často však může frekvence nabývat hodnot od 4 do 5 Hz, což jsou frekvence blízké přirozeným kmitům tekutin v lidském organismu, a proto je člověk těžko snáší [5].

7. ÚČINKY TURBULENCE NA LETADLO

Chování a zatížení letounu je ovlivněno rychlostí proudícího vzduchu, který způsobuje změnu obtékání letounu, a tím i úhlu náběhu. Při letu v turbulentním ovzduší se pilot setkává s tzv. *poryvy větru*, neboli stoupajícími a klesajícími proudy vzduchu, které se pohybují rychlostí u. Vlétne-li letoun do takového poryvu rychlostí v, změní se jeho úhel náběhu α o hodnotu $\Delta\alpha$, tedy $\alpha' = \alpha + \Delta\alpha$, neboť rychlosti u a v se sčítají (obr. 6). Změna úhlu náběhu $\Delta\alpha$ vyvolá i změnu součinitele vztlaku c_y na hodnotu $c_y' = c_y + \Delta c_y$ a tím dochází ke změně násobku n, což má za následek zvětšení zatížení křídla a celé konstrukce letadla.

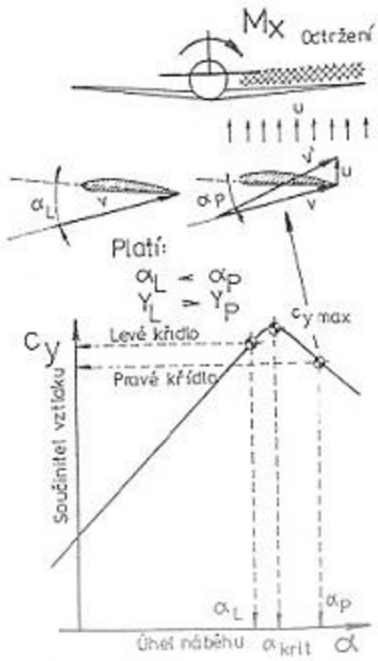


Obr. 6 Změna úhlu náběhu křídla vlivem svislého stoupavého poryvu

Pokud letoun vlétne například pravým křídlem do stoupajícího poryvu, může dojít k překročení kritického úhlu náběhu α_{KRIT}, a tím ke snížení vztlaku na tomto křídle. To vede k nesymetrickému rozložení vztlaku podél rozpětí a vzniku klonivého momentu M_x, který může způsobit pád po křídle (*nesymetrický pád*), autorotaci nebo vývrtku (obr. 7). Tento jev je nebezpečný zejména při letu v malých výškách, protože pilot nemá dostatek času zareagovat.

Méně nebezpečný je tzv. *symetrický pád*, kdy stoupající poryv zasáhne obě poloviny křídla současně. Klopivý moment působí na letoun ve smyslu „těžký na hlavu“, což vede ke zmenšení úhlu náběhu, a tím i ke zvýšení rychlosti.

Pilot by měl při průletu turbulencí v malých výškách používat spíše větších rychlostí (nikoliv však maximálních) a neměl by se pohybovat na hranici mezního součinitele vztlaku c_y.



Obr. 7 Vznik nesymetrického proudění na křídle vlivem poryvu a vznik klonivého momentu Mx

8. TURBULENCE V BEZOBLAČNÉM PROSTORU (CAT/WST)

Dynamická turbulence v horní troposféře a spodní stratosféře, především v blízkosti tropopauzy a tryskového proudění, bývá zdrojem nebezpečných poryvů a často se vyskytuje v bezoblačném prostoru - odtud její název *clear air turbulence (CAT)* nebo také *wind shear turbulence (WST)*. Je to jakákoliv turbulence ve výšce nad 6 kilometrů, která není spojena s oblačností vertikálního vývoje, ale může vznikat v oblačnosti *Cirrus*, *Cirrostratus*, *Cirrocumulus* nebo v kouřmu. Zájem o turbulenci v bezoblačném prostoru vzrostl ve druhé polovině minulého století, kdy začala houstnout doprava ve větších výškách. V 60. letech se již nahromadilo mnoho informací o této turbulenci s cílem zjistit příčiny jejich vzniku, jakožto i účinky na letadla. Spojené státy adaptovali pro tyto účely letoun B-52, který se při jednom z výzkumných letů dostal do oblasti poryvů větru okolo 40 $m.s^{-1}$ v docela bezoblačném prostoru, přičemž jeho ovladatelnost byla téměř nemožná. Rychloměr tohoto letounu ukazoval hodnoty od 400 do 940 $km.h^{-1}$ a akcelerometry indikovaly přetížení -2,4 až +2,2 g. To vedlo k vážnému poškození tohoto bombardéru [7].

Obr. 8 Výšková oblačnost, zleva: Cirrus, Cirrostratus, Cirrocumulus

Základní podmínky pro vznik CAT/WST jsou:

- existence vrstev ovzduší se stabilní termickou stratifikací
- horizontální střihy větru

Hlavním zdrojem vzniku je dynamická turbulence, vytvořená vlivem velkých střihů větru, která vzniká působením vnitřního tření mezi vrstvami vzduchu s rozdílnými rychlostmi a směry proudění.

8.1 Struktura CAT/WST

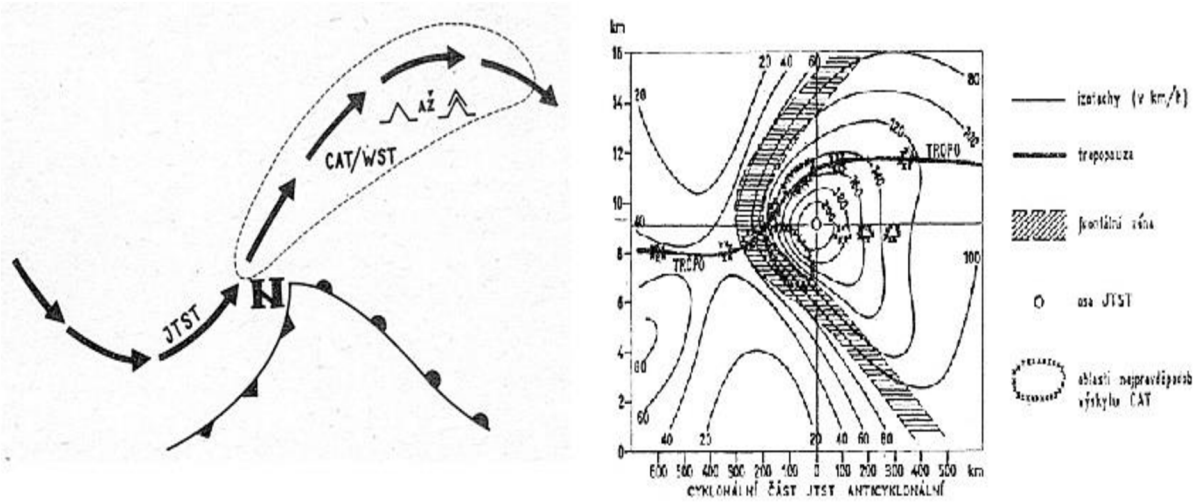
Pásma CAT bývají poměrně ostře ohraničena a jejich přítomnost většinou není spojena s žádným viditelným meteorologickým jevem, proto se letoun do této oblasti dostane velice rychle, ale stejným způsobem z ní také vyletí. Tato doba bývá řádově desítky minut, avšak průlet tímto druhem turbulence může trvat i hodinu – v závislosti na rozměrech jejího výskytu a samozřejmě rychlosti samotného letounu. Průměrná vertikální mohutnost tohoto jevu nebývá větší než 1 kilometr, zpravidla se pohybuje v rozmezí 400 až 600 metrů, přičemž jednotlivá pásma jsou rozložena nad sebou a oddělena vrstvami relativně klidného ovzduší. Horizontální rozměry pásem CAT mohou dosahovat až stovky kilometrů na délku a desítky kilometrů na šířku.

8.2 Výskyt CAT/WST

Piloti se s turbulencí jasného nebe nejčastěji setkávají 500 až 1000 metrů pod skloněnou tropopauzou na straně nízkého tlaku vzduchu. Ve spodní stratosféře nastává výrazný pokles její četnosti a ve výškách nad 15 kilometrů v mírných zeměpisných šířkách je jevem velmi nepravděpodobným.

Ačkoliv to příliš nekoresponduje s názvem této turbulence, CAT mírné intezity se vyskytuje také v oblačnosti Cirrus, Cirrostratus, Cirrocumulus a Cirrus uncinus ve tvaru charakteristických háčků.

Pravděpodobnost výskytu CAT lze určit podle tvaru *izohyps* (izolinie stejné výšky dané tlakové hladiny) na výškových synoptických mapách. Všeobecně jsou příhodné podmínky pro její vznik v blízkosti osy brázdy nízkého tlaku vzduchu a na hřebenu vysokého tlaku, ale také v oblasti silného rozbíhání izohyps (delta JTST) – obr. 9.



Obr. 9 Vlevo: nejčastější výskyt CAT/WST v prostoru cyklony ve stádiu plného rozvoje, vpravo: struktura CAT

„Turbulence v bezoblačném protoru se zpravidla vyskytuje ve vrstvách s tloušťkou několik set metrů, šířka pásma bývá desítky kilometrů a délka několik desítek až stovek kilometrů. Její trvání se na určitém místě většinou omezuje na dobu 0,5 – 1 hodinu. Při střihu větru od 0,6 do 1,0 m.s^{-1} na 100 metrů výšky se vyskytuje obvykle turbulence v bezoblačném prostoru slabé intenzity, při střihu 1,1 až 1,6 m.s^{-1} na 100 metrů jde zpravidla o mírnou turbulenci a při větších změnách rychlosti větru s výškou bývají splněny podmínky pro vznik silné turbulence v bezoblačném prostoru . Podle výsledků pozorování se turbulence v bezoblačném prostoru

v 75% případů váže na tryskové proudění; její maximum bývá na cyklonální straně tryskového proudění 500 až 1000 metrů pod místem největšího sklonu tropopauzy“ [12].

8.3 Předpověď CAT/WST

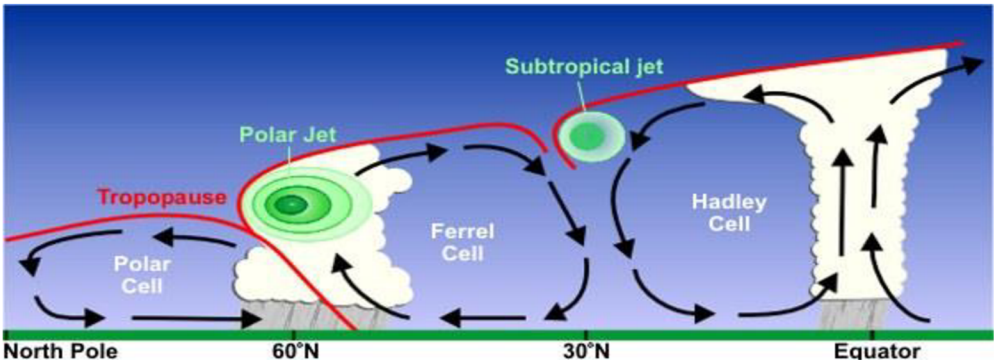
„K předpovědi CAT meteorologům slouží následující zdroje:

a) mapa maximálního větru
b) mapa tropopauzy
c) výškové mapy AT horní troposféry a spodní stratosféry – AT 300, AT 250, AT 200 hPa
d) vertikální řezy atmosférou, ukazující polohu JTST hlavně z hlediska vertikálního rozdělení rychlostí proudění a znázorňující průběh tropopauzy v prostoru JTST
e) mapa vertikálních střihů větru
f) přízemní synoptická mapa se zakreslenou polohou frontálních rozhraní“ [6].

Důležitou roli při předpovědi CAT hraje také hlášení posádek ve spolupráci s řízením letového provozu, které umožňují okamžité zhodnocení situace ohledně turbulence.

9. TRYSKOVÉ PROUDĚNÍ (JET STREAM - JTST)

Jet stream (německy Strahlstrom, rusky strujnoje těčenije, slovensky dýzové prúdenie, česky tryskové proudění) je silné proudění vzduchu ve tvaru zpolštělé trubice, doprovázené značnými vertikálními a horizontálními střihy větru a dosahující nejvyšších rychlostí v podélné ose této pomyslné trubice. Toto proudění se vyskytuje v horní troposféře a spodní stratosféře, tedy ve výškách blízkých tropopauze. V mírných zeměpisných šířkách jsou to výšky 8 až 11 kilometrů, v nízkých zeměpisných šířkác výšky 14 až 16 kilometrů. Vzniká v oblastech velkých horizontálních teplotních a tlakových gradientů, tedy mezi studenými cyklonami a teplými anticyklonami. Na výškových mapách absolutní topografie (zejména AT 300 hPa až AT 200 hPa) jsou tyto oblasti charakterizovány velkým zhuštěním izohyps a tedy i velkými rychlostmi větru. Oblast, kde dochází ke sbíhání (*konfluenci*) izohyps a zesílení proudění nazýváme *vchod tryskového proudění* a oblast, v níž dochází k rozbíhání (*difluenci*) izohyps a všeobecnému slábnutí proudění označujeme jako *delta tryskového proudění*. Část JTST ležící vlevo od osy (díváme-li se po směru proudění) nazýváme cyklonální stranou JTST a část ležící vpravo anticyklonální stranou JTST, přičemž největší nahuštění izohyps pozorujeme na cyklonální straně.



Obr. 10 Vznik tryskového proudění

9.1 Struktura JTST

- **Délka**: 1500 až 6000 kilometrů, někdy obepíná celou zeměkouli

- **Šířka**: 400 až 600 kilometrů, přičemž subtropické bývají širší, než JTST mírných zeměpisných šířek; pokud se spojí dva nebo více proudů, můžou nabývat šířky i 2000 kilometrů

- **Vertikální mohutnost**: 2 až 6 kilometrů, subtropické jsou opět mohutnější

- **Rychlosti**: střední a východní Evropa – 100 až 150 km.h^{-1}
  západní Evropa – 200 km.h^{-1}
  východní pobřeží Asie, Tichý oceán – 300 až 500 km.h^{-1}
  Japonsko - 500 až 700 km.h^{-1}

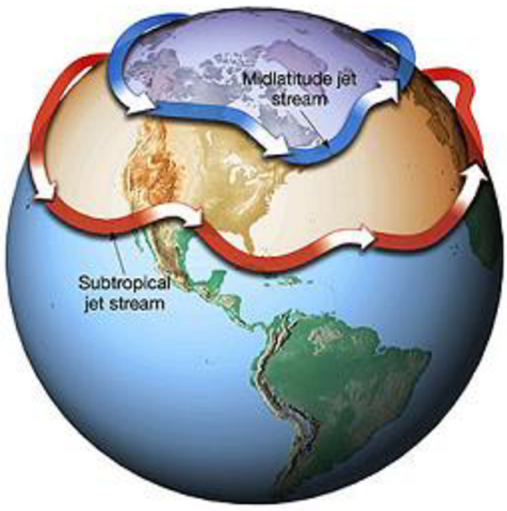
V horizontálním směru rychlost proudění na obě strany směrem od osy tryskového proudění výrazně klesá. Stejně tak i ve vertikálním směru je JTST charakterizován výraznými změnami proudění – obvykle výrazným zesílením ve spodní části proudu. Jinými slovy – JTST je ohraničen zvýšenými gradienty rychlostí proudění a z toho plynoucích střihů větru.

9.2 Geografické rozdělení JTST

Jde o rozdělení JTST podle místa výskytu. Jednotlivé JTST se však liší také intezitou, strukturou a výškou nad zemí.

9.2.1 JTST mírných šířek (mimotropický JTST)

Mimotropický JTST se vyskytuje mezi výškovými studenými cyklonami a teplými anticyklonami, jak bylo řečeno výše. Jeho rychlosti se neustále mění v závislosti na vývoji cyklonální aktivity, velikosti horizontálních teplotních gradientů níže ležících vrstev vzduchu troposféry, zpravidla však nabývají maximálních hodnot okolo 200 km.h^{-1}. JTST mírných šířek bývá intezivnější v zimním období, z důvodu rozmanitější cirkulace vzduchu. Často dochází ke spojení polárního JTST a arktické fronty nad západním Atlantikem. V blízkosti západního pobřeží Evropy se JTST znovu dělí na dvě větve - severní větev směřuje do vysokých zeměpisných šířek, zatímco jižní se stáčí do západní nebo střední Evropy a dále nad Středozemí.



Obr. 11 Subtropický JTST a JTST mírných šířek

9.2.2 Subtropický JTST

Tento druh tryskového proudění má většinou původ na severní straně subtropických výškových teplých anticyklon (Karibské moře, severní Afrika, severní Indie apod.). Osa tohoto proudění leží v hladinách okolo 200 hPa a jeho směr je západní až jihozápadní. V zimě dosahuje rychlostí 150 až 300 km.h^{-1}, přičemž maxima můžeme pozorovat nad východními oblastmi pevnin.

9.2.3 Rovníkový JTST

Je tvořen na jižní straně výškových subtropických anticyklon severní polokoule. V hladinách okolo 40 hPa jej můžeme pozorovat nad jižní Arábií, Indií a Tichým oceánem poblíž rovníku. Většinou má východní směr, je poměrně úzký a jeho rychlost dosahuje menších hodnot 100 až 120 km.h^{-1}.

9.2.4 Stratosférický JTST

Stratosférický JTST se tvoří obvykle mezi 50° až 70° severní šířky s maximální rychlostí ve výškách okolo 50 kilometrů. V zimě převládá západní směr tohoto proudění zatímco v létě dochází ke změně vyšších vrstev (od 20 kilometrů výše) na východní. Jeho průměrná rychlost je 150 km.h^{-1}.

9.2.5 Nízkohladinový JTST

Proudění ve spodní části troposféry v úrovni horní hranice mezní vrstvy atmosféry, v níž končí vliv zemského povrchu nazýváme *nízkohladinové tryskové proudění* (anglicky *low level jet – LLJ*). Jeho rychlost dosahuje více než 100 km.h^{-1}. Pokud je směr jeho proudění orientován ve směru od severu k jihu, hovoříme o *ryzím nízkohladinovém proudění*, v opačném případě se jedná o *jižní LLJ*. Podle podmínek, ovlivňujících výskyt a intenzitu dělíme LLJ na [6]:

a) LLJ podmíněný orograficky – uplatňuje se vliv terénu
b) LLJ zvýrazněný termickými zvláštnostmi krajiny – jeho příčinou je vzájemný vztah termických a barických gradientů v dané lokalitě
c) LLJ vázaný na noční přízemní inverzi teploty vzduchu nebo inverzi výškovou
d) LLJ spojený s prouděním v systému planetární cirkulace atmosféry (oblasti zesíleného proudění)

9.3 Význam JTST pro letectví

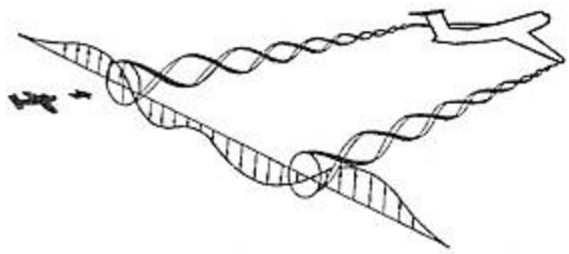
Je zřejmé, že při plánování letů je potřeba brát ohled na výskyt a směr tryskového proudění jednak proto, že dosahuje extrémních rychlostí, ale také proto, že jeho existence bývá většinou doprovázena silnými turbulencemi zvláště tam, kde jsou gradienty rychlostí největší. Při předletové přípravě je nutné znát polohu trati vzhledem k ose JTST a znát výšku tropopauzy v různých fázích letu.

Obr. 12 Jet stream

Při letu proti směru proudění se snažíme letět pokud možno co nejdál od jeho osy, byť za cenu zdánlivého prodloužení délky trati. Těchto extrémních rychlostí je naopak možno využít při letu ve směru JTST ke zkrácení doby letu. Jako příklad mohu uvést svou praktickou zkušenost při letu z New Yorku do Milána v lednu 2013, při kterém jsme využili tryskového proudění v hladině FL330 dosahujícího rychlosti až 320 km/h. Doba letu se tím zkrátila přibližně z 10 hodin na 7 hodin.

10. TURBULENCE V ÚPLAVU

Turbulence v úplavu je jev vyvolaný rotačním pohybem vzduchu v prostoru koncových částí křídel velkých proudových letadel během letu nebo při pojíždění. Její účinek na jiné letadla závisí na poměru hmotností daných letadel, rychlosti zdroje turbulence, ale i na teplotním zvrstvení vzduchu a výškového profilu větru [8]. Podle předpisů Annex 11 ICAO [3] rozdělujeme v této souvislosti letadla do tří váhových kategorií, podle kterých se stanovují rozestupy mezi letadly za účelem eliminace účinků této turbulence:



Obr. 13 Turbulence v úplavu

a) HEAVY (H) - typy letadel o hmotnsoti 136 000 kg nebo větší
b) MEDIUM (M) - typy letadel o hmotnosti menší než 136 000 kg, ale větší než 7000 kg
c) LIGHT (L) - typy letadel o hmotnosti 7000 kg nebo menší

10.1 Minima radarových rozestupů pro turbulenci v úplavu

„Pokud není předepsáno jinak, musí být minimum podélného radarového rozestupu 9,3 km (5,0 NM). Kde je tak předepsáno příslušným úřadem ATS, může být minimum radarového rozestupu sníženo, ne však pod:

- *5,6 km (3,0 NM), pokud to schopnosti radarového zařízení na daném místě dovolují*
- *4,6 km (2,5 NM) mezi za sebou letícími letadly, usazenými na stejné trati konečného přiblížení ve vzdálenosti do 18,5 km (10 NM) od konce dráhy“* [3].

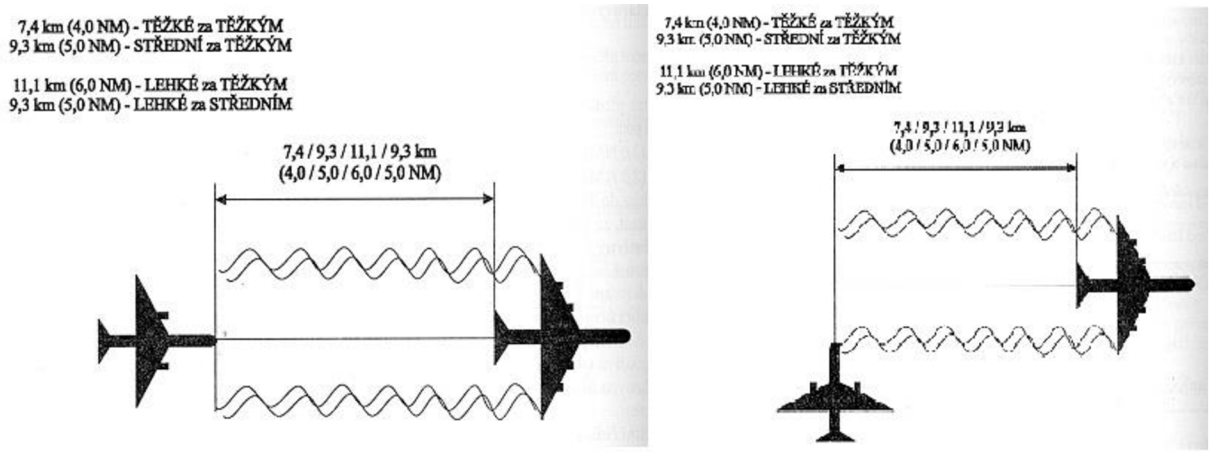
Snížené minimum rozestupu na 2,5 námořní míle se smí uplatnit pouze za dalších předpokladů, které ovšem nijak nesouvisí s meteorologickou situací. Tab. 3 uvádí minima radarových rozestupů podle turbulence v úplavu, která se musí uplatňovat pro letadla ve fázích přiblížení a vzletu.

Předchozí letadlo	Následující letadlo	Radarové rozestupy při turbulenci v úplavu
HEAVY	HEAVY MEDIUM LIGHT	7,4 km (4,0 NM) 9,3 km (5,0 NM) 11,1 km (6,0 NM)
MEDIUM	LIGHT	9,3 km (5,0 NM)

Tab. 3 Radarové rozestupy letadel podle turbulence v úplavu [3]

„Minima uvedená výše se musí uplatňovat, když:

- *letadlo letí bezprostředně za jiným letadlem ve stejné nadmořské výšce nebo méně než 300 m (1000 ft) pod*
- *obě letadla používají stejnou dráhu nebo paralelní dráhy, které jsou od sebe vzdáleny méně než 760 m*
- *letadlo křižuje trať jiného letadla za ním ve stejné nadmořské výšce nebo méně než 300 m (1000 ft) pod“* [3]



Obr. 14 Minimální radarové rozestupy letadel podle turbulence v úplavu

10. TURBULENCE V MEZNÍ VRSTVĚ ATMOSFÉRY V ČLENITÉM TERÉNU Z HLEDISKA VÝZNAMU PRO LETECKOU CHEMICKOU ČINNOST

10.1 Základní vlastnosti přízemní mezní vrstvy atmosféry

Metodika letecké chemické činnosti (dále jen LCHČ) na našem území předepisuje aplikaci látek z výšky převážně 3 až 10 metrů nad zemědělskými objekty, a proto se v této kapitole budu věnovat pouze přízemní vrstvě atmosféry, ve které se projevují zejména teplotní účinky zemského povrchu, které způsobují výrazný denní chod základních meteorologických prvků jako jsou teplota, vlhkost a vítr. Vertikální gradienty teploty i rychlosti větru jsou v přízemní vrstvě - tedy ve výškách do 100 metrů nad zemí řádově deseti až stonásobně větší, než je tomu ve volné atmosféře.

V praxi narážíme na problém neexistujících vhodných přístrojů na měření teploty a větru v přízemní vrstvě s dostatečnou přesností, která by postačovala pro výpočet *Richardsonova parametru* a využíváme klasické radiosondážní měření, což je na požadavky LCHČ nedostatečné.

Při izotermickém zvrstvení je turbulentní ovzduší vyvoláno pouze dynamickými faktory a rychlost větru se mění podle logaritmického zákona [9]:

$$u = c \,.\, log\,(Z / Zo)$$

u ... složka rychlosti větru ve směru osy x [m.s^{-1}]

Z ... výška [m]

Zo ... parametr vyjadřující drsnost povrchu [cm]

- pole s vysokým porostem Zo = 5 cm
- pole s trávou, oranice Zo = 1 cm
- rovné plochy Zo = 0,5 cm
- sněhová pokrývka Zo = 0,1 cm

Pro nerovnovážné podmínky je možno použít mocninový zákon pro napětí turbulentního tření [9]:

$$u_Z = u_1 \,.\, Z^{\varepsilon}$$

u_Z ... rychlost větru ve výšce Z [m.s^{-1}]

u_1 ... rychlost větru ve výšce 1 metr [m.s^{-1}]

ε ... exponent (0,07 až 0,53)

10.2 Vliv nárazovitosti větru na let

Vliv nárazovitosti větru na LCHČ je nesmírně důležitý. Při poryvech větru dochází ke změně rychlosti v krátkém časovém sledu, přičemž u dynamické turbulence jsou to vlivem obtékání nerovností sekundy a u turbulence termické řádově minuty.

LCHČ u nás se provádějí ponejvíce s letounem Z-37 Čmelák. Aby tento stroj mohl úspěšně vykonávat chemickou činnost, musí se jeho rychlost pohybovat mírně za hranicí pádové rychlosti, což je v tomto případě 90 km.h^{-1}. Pokud rychlost větru bude kolísat například v rozmezí 5 - 13 m.s^{-1} a práškař poletí rychlostí 30 m.s^{-1}, může při poryvu větru nastat pokles rychlosti na 25 m.s^{-1}, a tím dojít k okamžité ztrátě potřebného vztlaku a prudkému „propadu“ Čmeláka směrem k zemi. Vezmeme-li v úvahu velmi malou výšku letu a rychlost na hranici pádové rychlosti, je zřejmé, že pilotovi hrozí v takových případech velké nebezpečí. Kritické případy mohou nastat zejména pokud je letoun v náklonu, neboť minimální rychlost při průletu zatáčkou je dána vztahem [2]:

$$v_{minz} = v_{min} / \sqrt{\cos \gamma}$$

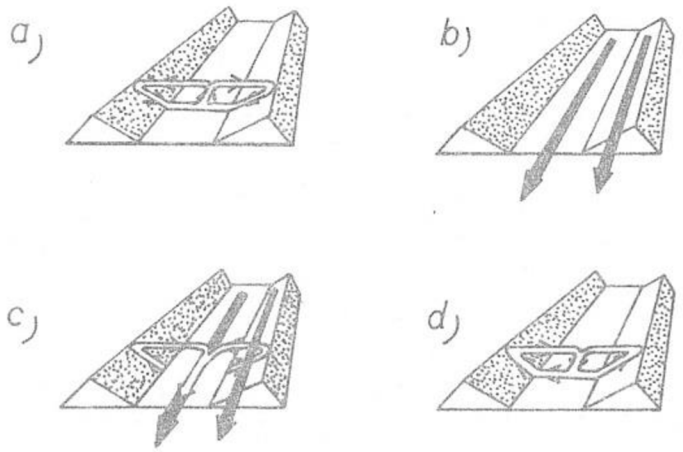
kde γ je úhel náklonu. Vliv náklonu na zvyšování minimální rychlosti v zatáčce je uveden v tab. 4.

Náklon	15°	30°	45°	60°
Zvýšení v_{min}	1,7%	7,5%	19%	41%

Tab. 4 Vliv náklonu na zvyšování minimální rychlosti v zatáčce

10.3 Místní cirkulace v členité krajině

Na obr. 15 jsou schématicky znázorněny případy vertikálního a horizontálního proudění v údolí omezeného strmými svahy. V důsledku nočního vyzařování zemského povrchu se vzduch na svahu ochlazuje a začne klesat do údolí jako *horský vítr*, druh *katabatického větru*.



Obr. 15 Vertikální a horizontální proudění v údolí. Před východem Slunce je dobře vyvinuté katabatické proudění (a), které brzy ráno přechází v celkové proudění podél dna údolí (b). Celkové proudění doznívá po východu Slunce a současně vzniká proudění po svazích směrem vzhůru (c). Toto proudění se v průběhu dopoledne vyvine na údolní vítr, anabatické proudění (d) [9].

Z uvedeného tedy vyplývá, že piloti vykonávající LCHČ například nad vinicemi mohou využívat přirozeného rozšiřování aplikované látky s ohledem na denní dobu. Nejvhodnější dobou pro LCHČ jsou brzké ranní hodiny, kdy je vítr nejslabší.

10.4 Praktické způsoby vykonávání LCHČ

Letecké ošetřování pozemků se provádí postupným nanášením aplikované látky v rovnoběžných pruzích, ve kterých má mít tato látka rovnoměrnou koncentraci. Podle způsobu kladení těchto pruhů rozdělujeme létání na:

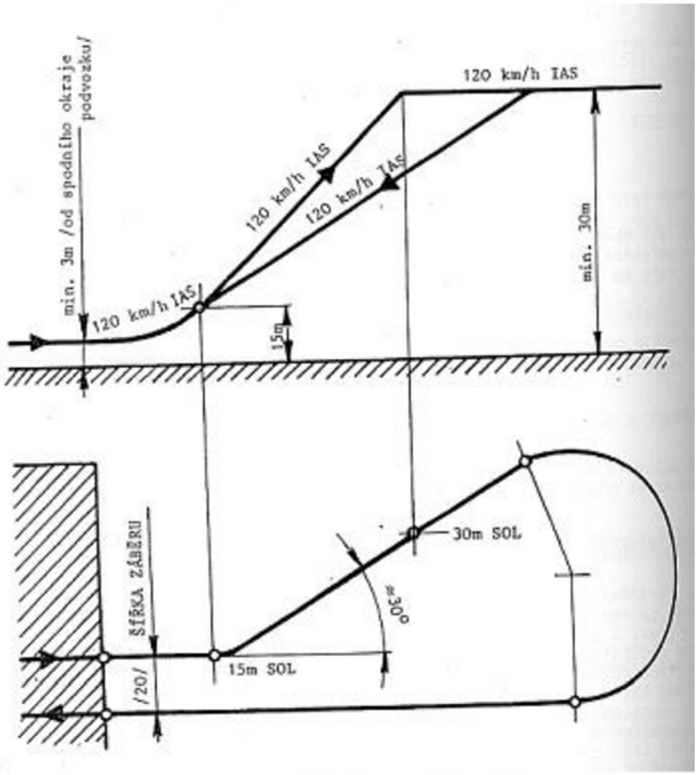
- létání pracovní zatáčkou
- létání průběžné
- létání obloukem
- létání jednosměrné

Pilot vybírá z předchozích možností na základě terénních podmínek, rozmístění jednotlivých polí, překážek a také svojí vlastní zkušenosti.

Jak již bylo zmíněno, aplikace chemického postřiku se provádí ve výšce minimálně 3 metry nad zemí, v případě lesů 10 metrů nad vrcholkami stromů. Výbava letounu Z-37 Čmelák obsahuje pouze citlivý barometrický výškoměr, což prakticky znamená, že pilot musí mít jednotlivé výšky „v oku“.

10.5 Provádění zatáček Z-37 při LCHČ

Způsob provádění zatáček je znázorněn na obr. 16. Na tomto obrázku vidíme pravou zatáčku, ale tytéž hodnoty platí i pro levou zatáčku. Na konci obdělávané plochy pilot uzavře zemědělské zařízení, převede letoun přechodným obloukem do stoupavého letu a stoupá rychlostí 120 km.h^{-1} IAS do výšky minimálně 30 metrů. Ve výšce 15 metrů provede odchýlení z původního směru asi o 30°. Ve výšce 30 metrů provede horizontální zatáčku o 210° s náklonem 30° rychlostí 120 km.h^{-1} IAS. Toutéž rychlostí pak klouzá do pracovní výšky a nasazuje na okraji obdělávané plochy posunut příčně o šířku záběru (například 20 metrů). Po vyrovnání otevírá zemědělské zařízení. Při správně provedené zatáčce a normálních podmínkách je nejzazší bod zatáčky vzdálen cca 750 metrů od okraje obdělávané plochy [11].



Obr. 16 Způsob provádění zatáček Z-37 při LCHČ

Správné vykonání této zatáčky zaručuje bezpečný let a kvalitní aplikaci postřiku. Za rok může pilot LCHČ vykonat až 25 000 takovýchto zatáček, takže není potřeba zdůrazňovat, jak velké riziko tento složitý avšak potřebný úkon představuje. Vzhledem k tomu, že rozsah manévrovací rychlosti se ještě více zmenší, pokud letoun stoupá, je potřeba provádět zatáčku v horizontálním letu.

10.6 Meteorologické podmínky při LCHČ

Přípravek	Vítr
granulovaná hnojiva	8 m.s^{-1}
prášková hnojiva	5 m.s^{-1}
jemně mleté prášky	4 m.s^{-1}
tekutá hnojiva	5 m.s^{-1}
fungicidy	6 m.s^{-1}
insekticidy a biologicky aktivní látky	4 m.s^{-1}
herbicidy/desikanty	2 m.s^{-1}
poprach	2 m.s^{-1}
mlžení	2 m.s^{-1}

Tab. 5 Maximální povolené rychlosti větru při vykonávání LCHČ [10]

Měření větru musí být prováděno vždy [10]:

- před zahájením letové činnosti
- při postřiku každou hodinu

- při práci s tuhými chemikáliemi každé 3 hodiny
- při každé výraznější změně větru

Tato důležitá letecká činnost nemá sepciální meteorologické zabezpečení na odpovídající úrovni. Mnohotvárnost a komplikovanost jevů v přízemní vrstvě bez dostatečného pravidelného měření nedovouje meteorologům podat ucelenou a pravdivou informaci o skutečném stavu ovzduší.

12. PŘEDPOVĚĎ TURBULENCE

Turbulence je z hlediska meteorologického zabezpečení letectva velmi důležitý jev, a proto je kladen velký důraz na zvyšování úrovně úspěšnosti její předpovědi. K předpovídání slouží mnoho vzorců, grafů a jiných kritérií, které mají stanovit parametry charakterizující termodynamický stav ovzduší. Tyto metody jsou však pouze přibližné, obvykle zaměřené pouze na jeden druh turbulence, takže dosažené výsledky nejsou dostatečně uspokojivé. Zejména v praktickém ověřování úspěšnosti předpovědí se skutečnými pozorováními jsou velké rozdíly.

12.1 Předpověď termické turbulence

Jedním z nejobecnějších kritérií při předpovědi termické turbulence v atmosféře je tzv. *Richardsnovo číslo*, které je dáno vztahem [7]:

$$R_i = \frac{g\,(\gamma - \gamma_a)}{T\left(\frac{dv}{dz}\right)^2}$$

R_i ... Richardsnovo číslo [-]

g ... gravitační zrychlení [m.s^{-2}]

T ... průměrná teplota vzduchu uvažované vrstvy [°K]

γ ... adiabatický gradient teploty vzduchu [°C / 100 m]

γ_a ... skutečný gradient teploty vzduchu [°C / 100 m]

$\frac{dv}{dz}$ ... vertikální gradient rychlosti větru [m.s^{-1} / 100 m]

Pokud uvažujeme také horizontální gradient teploty vzduchu, dostáváme vztah ve tvaru [7]:

$$R_i = 21{,}7\, sin^{2\varphi}\, \frac{(\gamma - \gamma_a)}{\left(\frac{dT}{dS}\right)^2}$$

φ ... zeměpisná šířka uvažovaného místa [°]

$\frac{dT}{dS}$ ... změna teploty vzduchu [°C / 1000 km]

Kritická hodnota Richardsnova čísla rozděluje podmínky vhodné pro vznik turbulence od ostatních, avšak určení tohoto parametru je velmi problematické a v jeho stanovení se mnozí

meteorologové značně liší. V praxi se nejčastěji využívá předpověď turbulence podle R_i takto:

- R_i = 0,5 – 4 ... existují podmínky pro vznik slabé turbulence
- R_i < 0,5 ... předpokládá se mírná až silná turbulence

V ostatních případech se vznik turbulence nepředpokládá. Stanovení kritické hodnoty R_i je velmi problematické zejména proto, že ověření úspěšnosti předpovědi je de facto nemožné. Toto kritérium má navíc pouze diagnostický charakter, protože předpověď skutečného gradientu teploty vzduchu γ_a a vertikálního gradientu rychlosti větru dv/dz není o nic snadnější, než předpověď turbulence samotné. Kromě kritcké hodnoty Richardsonova číla je důležitá také jeho změna s výškou dR_i/dz, přičemž platí, že čím je tato změna větší, tím vhodnější podmínky pro vznik turbulence jsou. Největším problémem při předpovědi turbulence bývá předpověď její intezity. Silná termická turbulence je většinou doprovázena oblačností *Cumulus congestus* nebo *Cumulonimbus* (bouřkový oblak), v ostatních případech můžeme očekávat jen slabou až mírnou turbulenci, s výjimkou CAT.

12.2 Předpověď mechanické turbulence

K předpovědi závětrných rotorů a vlnění u mechanické turbulence můžeme uplatnit tzv. *Scorerův parametr* [7]:

$$\frac{S}{S^2} = \frac{g}{v^2} \cdot \frac{1}{\Theta} \cdot \frac{d\Theta}{dz}$$

S ... Scorerův parametr [-]

g ... gravitační zrychlení [m.s^{-2}]

v ... průměrná rychlost proudění v uvažované hladině [m.s^{-1}]

Θ ... potencionální teplota vrstvy [°C]

(tepota, kterou by měl vzduch suchoadiabaticky přemístěný z dané hladiny do úrovně 1000 hPa)

dz ... změna výšky [m]

Pokud Scorerův parametr s výškou klesá, nastávají podmínky vhodné pro vznik vlnového proudění a naopak. Jeho výpočet pomocí radiosondážního výstupu je příliš zdlouhavý, proto se v praxi dělí troposféra na dvě vrstvy: 1000 až 700 hPa a 700 až 300 hPa. Hodnota S je pak závislá pouze na teplotě vzduchu v hladinách 700 a 300 hPa a na rychlosti větru v hladinách 850 a 500 hPa. Pokud známe převýšení hřebene a rychlost větru v jeho hladině, lze maximální vertikální rychlosti a vlnovou délku proudění odečíst z grafů. Jelikož mají pásma hor většinou různou výšku a jsou orientována různými směry, je i tato metoda dosti časově náročná a meteorologové jsou odkázáni především na své zkušenosti. Kromě těchto numerických kritérií se k určení mechanické turbulence používají další relativně jednoduché orientační informace. Příznivé podmínky pro tento jev můžou nastat například při rychlosti přízemního větru nad 10 m.s^{-1}, vertikálním střihu větru převyšujícím hodnotu 2 m.s^{-1} na 100 metrů nebo horizontálním teplotním gradientu 5 °C na 100 kilometrů.

12.3 Předpověď dynamické turbulence

Při předpovědi dynamické turbulence velkých výšek se využívá její vazby na tlaková pole. Jedná se především o polohu cyklonální strany tryskového proudění, deltu tryskového proudění, polohu osy brázdy nízkého tlaku, velkých horizontálních střihů větru a gradientů teploty v horizontálním směru. Při plánování letu se využívají tzv. *mapy střihu větru*, zejména v hladinách okolo tryskového proudění. Při překročení kritické hodnoty vertikálního střihu větru můžeme očekávat dynamickou turbulenci, její hodnota se však opět různí od 2 do 3 $m.s^{-1}$ na 300 metrů změny výšky.

13. ZNÁZORNĚNÍ TURBULENCE NA MAPÁCH VÝZNAČNÉHO POČASÍ

Během předletové přípravy posádek, kterou představuje meteorologický briefing a konzultace, poskytuje letecká meteorologická služba kromě verbální formy také písemné informace - neboli *letovou meteorologickou dokumentaci*. Tato dokumentace obsahuje materiály jako jsou mapy, tabulky, aerologické řezy a text, který je vpodstatě zkrácenou verzí zpráv v otevřené řeči. Všechny uvedené formy letové meteorologické dokumentace se používají podle doporučení letecké organizace (WMO a ICAO). Pro lety delší než dvě hodiny se letová meteorologická dokumentace skládá minimálně z:

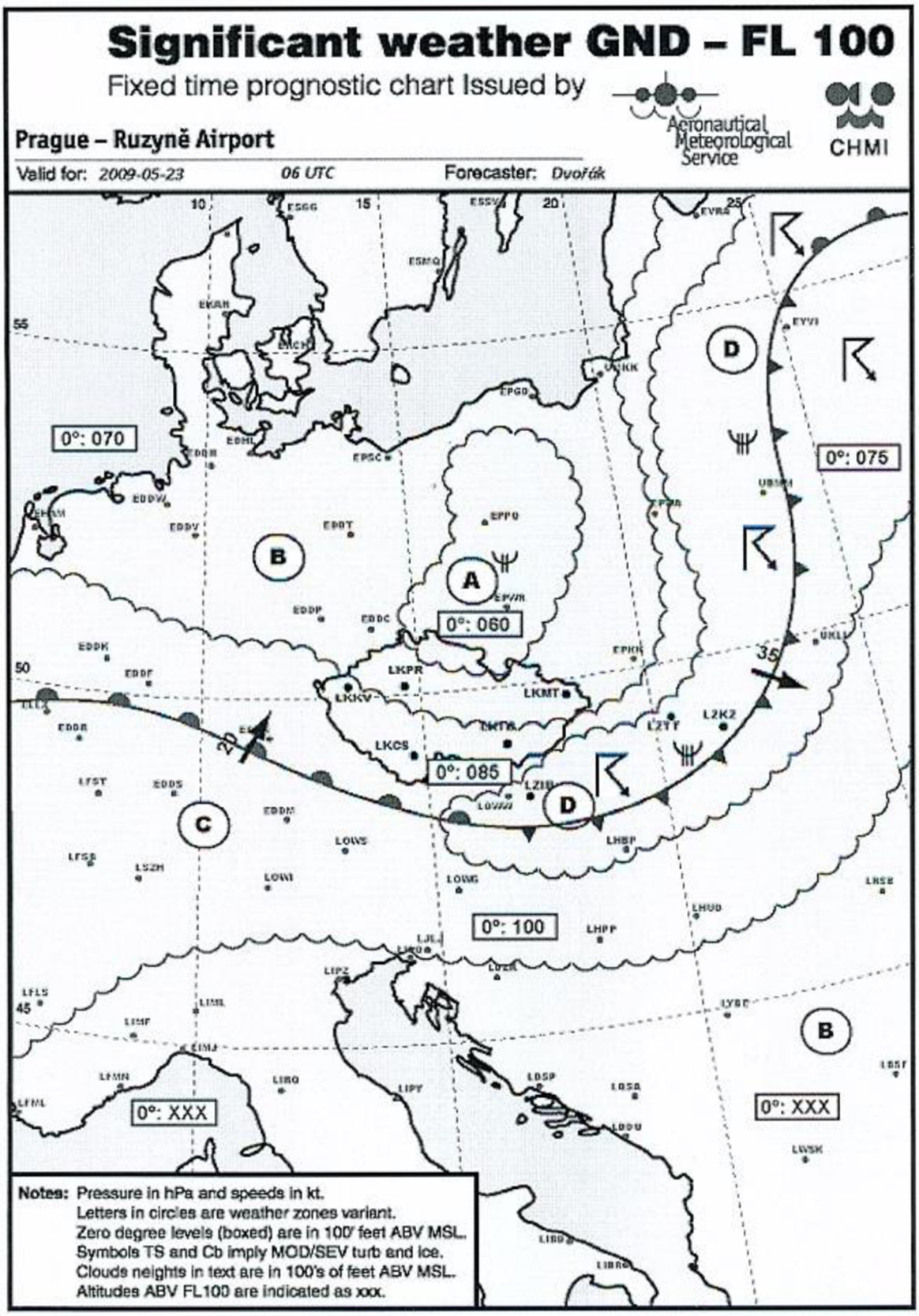
- Mapy význačného počasí (Significant Weather Chart – SW mapa)
- Výškové mapy s údaji o teplotě vzduchu a větru v úrovni blízké plánované letové hladiny
- Mapy tropopauzy v závislosti na plánované letové hladině

Na obr. 18 je zobrazena mapa význačného počasí pro střední Evropu od země do FL100. K této mapě je přiřazen výpis (obr. 17), na kterém je ve zkratkách popsána meteorologická situace. Turbulence je zde předpovídána pouze v oblasti D, v tomto případě je slabá až mírná v hladinách FL050 až FL100.

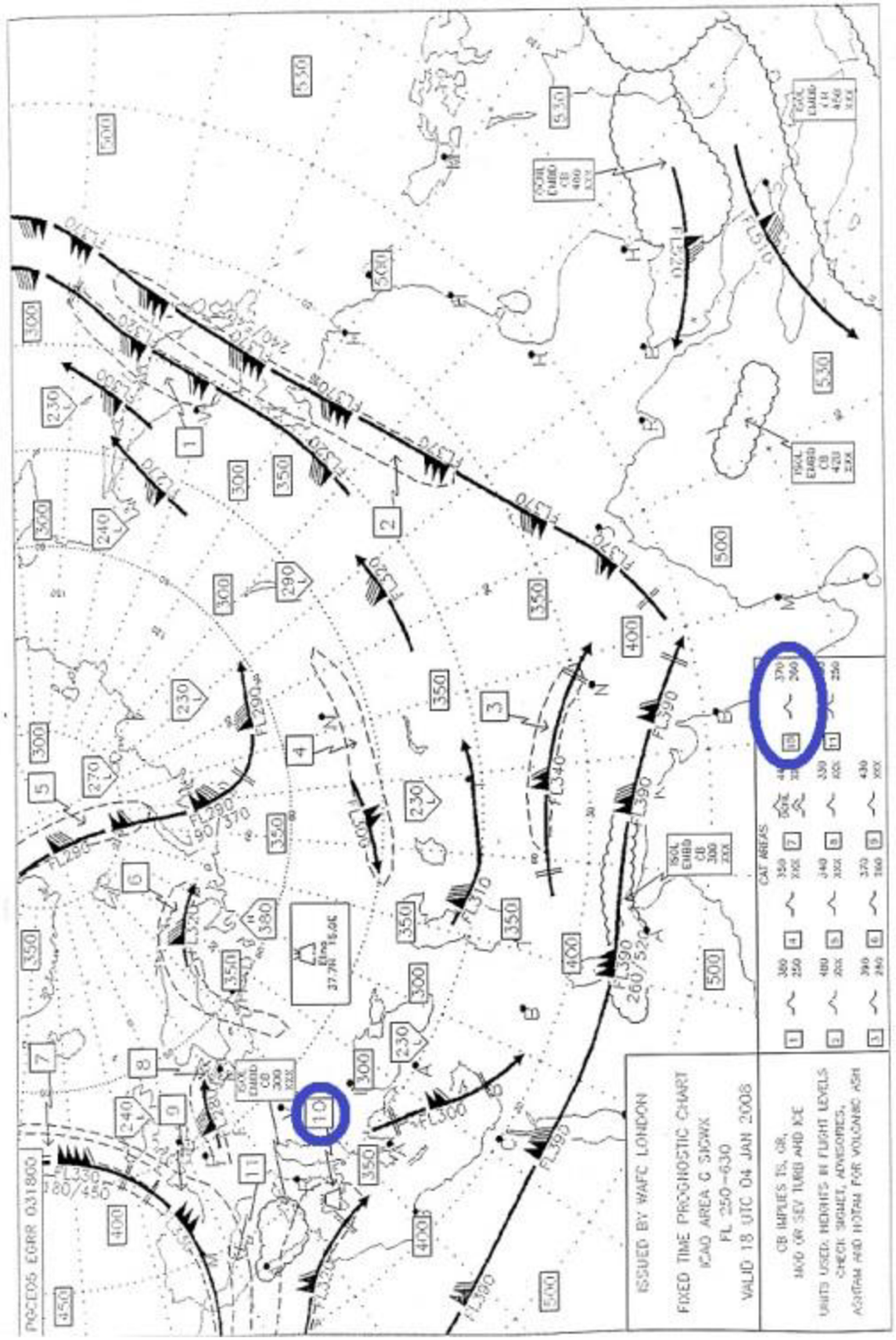
Výšková mapa na obr. 19 zobrazuje význačné počasí nad Evropou a Asií v letových hladinách FL250 až FL630. V pravém dolním rámečku je zde uvedena legenda s oblastmi CAT (1-11), které jsou zakresleny na mapě. Například nad Sicílií (pole 10) je zde předpovídána mírná turbulence v letových hladinách FL260 až FL370.

```
AAAALK AMIS 230305
FIXED TIME PROGNOSTIC CHART - SIGNIFICANT WEATHER GND/FL100
AERONAUTICAL METEOROLOGICAL SERVICE PRAHA - RUZYNE/AIRPORT

VALID FOR:09-05-23    0600UTC                FORECASTER:PD

==================================================================
VARIANT    VIS        WX          CLOUDS
==================================================================
A          10+        NSW         FEW/SCT AC 080-090/090-100
ISOL       5-10      -SHRA        SCT/BKN SC 040-050/060-070
ICE:       FBL, ISOL MOD 060-065/080-090
TURB:      NIL
==================================================================
B          10+        NSW         SKC/FEW SC 060-070/070-080
ISOL       0.1-1      FG, MIFG    SKC/FEW ST 010-015/015-020
ICE:       NIL
TURB:      NIL
==================================================================
C          5-10       NSW         SCT, ISOL BKN AC 070-080/080-100
                                  FEW, ISOL SCT CU SC 040-050/060-070
ICE:       NIL
TURB:      NIL
==================================================================
D          5-10      -SHRA        SCT/BKN AC AS 070-080/XXX
                                  SCT/BKN CU SC 040-050/060-070
LOC        2-5        TSRA        SCT/BKN CB 030-040/350-370
ICE:       MOD, LOC SLT 050-060/XXX
TURB:      FBL/MOD 050/100
==================================================================
WARNINGS AND/OR REMARKS: NIL
==================================================================
VISIBILITY IN KM.
CLOUDS HEIGHTS ARE IN 100'S OF FEET ABV MSL.
ALTITUDES ABV FL100 ARE INDICATED AS XXX.
```

Obr. 17 Výpis k mapě na obr. 18



Obr. 18 Mapa význačného počasí pro střední Evropu od země do FL100



Obr. 19 Výšková mapa význačného počasí od FL250 do FL630

14. ZÁVĚR

Turbulence je pro letectví jedním z povětrnostních jevů, které často nebezpečně ovlivňují dráhu letounu proti vůli pilota. Pojem turbulence zahrnuje nárazovitost větru a v praxi i výrazné vertikální proudění vzduchu. Někdy bývá přímo spojován s termínem *kymácení letadel*. Nárazovitost větru znesnadňuje řízení letounu, ale podstatně nemění hladinu letu. Vertikální proudy naopak nezatěžují řízení, ale často způsobují značné změny letové hladiny.

Působením turbulence na letoun vznikají aerodynamické síly ovlivňující vztlak. Jestliže je vertikální poryv kladný (působí směrem nahoru), způsobuje u posádky a cestujících pocit zvýšení jejich vlastní hmotnosti a vtlačení do sedadel. Naopak při záporném poryvu se dostaví pocit odlehčení a vytahování ze sedadel. Piloti mohou eliminovat projevy turbulence snížením rychlosti letu, musí však dodržovat bezpečný odstup od pádové rychlosti. Pro každé letadlo bývá stanoveno pásmo rychlostí nejvhodnějších pro let v turbulenci. Je zřejmé, že účinky turbulence na plně naložené letadlo jsou menší, než na letadlo prázdné. Dalším faktorem, ovlivňujícím přetížení, je hustota vzduchu. S rostoucí hustotou rostou také účinky turbulence.

Nejčastěji se letadla s turbulencí setkávají v hladinách do 3000 metrů. S rostoucí výškou její četnost ubývá až do spodní hranice troposféry, kde se její počet opět zvyšuje. Ve spodní stratosféře se turbulence vyskytuje velmi zřídka. Podle statistik je turbulence z 80% případů slabé intezity, v 16% mírné intezity a asi 1% až 3% silné a extrémní intezity.

Je všeobecně známo, že cílem letecké meteorologie je přispívat k bezpečnosti, pravidelnosti, výkonu, hospodárnosti a komfortu létání. Proto je významným úkolem meteorologů určovat polohu výskytu turbulence, vydávat její předpověď a výstrahy před ní, protože právě turbulence jako nebezpečný meteorologický jev snižuje bezpečnost létání a zhoršuje jeho komfort. Smyslem této práce bylo pojednat o turbulenci ve všech souvislostech a uvědomit si její význam pro provoz všech druhů letadel.

15. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

[1] BENEŠ, L. a kol., 1995. Učebnice pilota. 1. vyd. Cheb: Svět křídel. 292 s. ISBN 80-85280-30-2.

[2] DANĚK, V. - FILAKOVSKÝ, K., 2006. Základy letu (081 00). 1. vyd. Brno: CERM. 314 s. ISBN 80-7204-449-4.

[3] DVOŘÁK, J. - CHLEBEK, J., 2006. Letecký zákon a postupy ATC (010 00). 1. vyd. Brno: CERM. 484 s. ISBN 80-7204-439-7.

[4] ČERNAVA, S. a kol., 1972. Letecká meteorologie. Praha: SNTL. 336 s.

[5] HÁČIK, L., 2006. Lidská výkonnost a omezení (040 00). 1. vyd. Brno: CERM. 96 s. ISBN 80-7204-471-0.

[6] KRÁČMAR, J. - KRŠKA, K. - SOBOTA, J. - SVATOŠ, V., 2006. Meteorologie (050 00). 1. vyd. Brno: CERM. 304 s. ISBN 80-7204-447-8.

[7] NEDELKA, M., 1984. Prehľad leteckej meteorológie. 1. vyd. Bratislava: ALFA. 222 s.

[8] NEDELKA, M. a kol., 1998. Slovenský letecký slovník terminologický a výkladový. 1. vyd. Bratislava: Magnet-Press Slovakia. 494 s.

[9] PANENKA, I. a kol., 1977. Turbulentnosť hraničnej vrstvy atmosféry v horskej krajine z hľadiska významu pre leteckú chemickú činnost. In: Súčasné otázky československej leteckej meteorológie, s. 214 – 231. Bratislava: Hydrometeorologický ústav v Bratislave. 270 s.

[10] Provozní příručka pro letecké práce, 2006. Kunovice: Slovácký aeroklub Kunovice. 156 s.

[11] Příručka letová pro letoun Z-37A Čmelák, 1972. Kunovice: Slovácký aeroklub Kunovice. 149 s.

[12] SOBÍŠEK, B. a kol., 1993. Meteorologický slovník výkladový a terminologický. 1. vyd. Praha: Academia + Ministerstvo životního prostředí ČR. 594 s. ISBN 80-85368-45-5.

16. SEZNAM POUŽITÝCH OBRÁZKŮ

1. http://www.stormchase.skyrock.com
2. http://www.en.wikipedia.org
   http://www.hansdeleenheer.blogspot.com
3. NEDELKA, M., 1984. Prehľad leteckej meteorológie. 1. vyd. Bratislava: ALFA. 222 s.
4. ČERNAVA, S. a kol., 1972. Letecká meteorologie. Praha: SNTL. 336 s.
5. http://www.mariaruthbooks.blogspot.com
6. BENEŠ, L. a kol., 1995. Učebnice pilota. 1. vyd. Cheb: Svět křídel. 292 s.
7. BENEŠ, L. a kol., 1995. Učebnice pilota. 1. Vyd. Cheb: Svět křídel. 292 s.
8. http://www.commons.wikimedia.org
   http://www.severe-weather-fan.com
   http://www.cher-homespun.blogspot.com
9. KRÁČMAR, J. - KRŠKA, K. - SOBOTA, J. - SVATOŠ, V., 2006. Meteorologie (050 00). 1. vyd. Brno: CERM. 304 s.
   NEDELKA, M., 1984. Prehľad leteckej meteorológie. 1. vyd. Bratislava: ALFA. 222 s.
10. http://www.my.opera.com
11. http://www.3bmeteo.com
12. http://www.allstar.fiu.edu
13. NEDELKA, M. a kol., 1998. Slovenský letecký slovník terminologický a výkladový. 1. vyd. Bratislava: Magnet-Press Slovakia. 494 s.
14. DVOŘÁK, J. - CHLEBEK, J., 2006. Letecký zákon a postupy ATC (010 00). 1. vydání. Brno: CERM. 484 s.
15. PANENKA, I. a kol., 1977. Súčasné otázky československej leteckej meteorológie. Bratislava: Hydrometeorologický ústav v Bratislave. 270 s.
16. Příručka letová pro letoun Z-37A Čmelák, 1972. Kunovice: Slovácký aeroklub Kunovice. 149 s.
17. http://www.lis.rlp.cz
18. http://www.lis.rlp.cz
19. http://www.lis.rlp.cz