

# Historie:

teplota, tlak, vítr • Fitz-Roy, 70. 19. stol IMO, Buys-Ballot,  
Norská škola, bratři Bjerknesovi, Richardson, Chormov,  
Jon von Neumann, Charney, Fjörkov - prosinec 1950 NXP,  
graf. integrace - Fjörkov → Brandežs,  
princip num. předpovědi počasí - 5 zákonných zachování  
přístroj × model,  $ra$  konstanty +  $ra$  pro tlak  $\neq$  konst  $p$  / hydrostatický  
 $p \neq$  konst / nehydrostatický

primitivní proměnné, objektivní metody, numerické metody  
obj. analýza, inicializace, vlnové pohyby & měřítka  
prvotní kontrola - hydrostatická, dělení spektra dle Orlanskiho,  
jaka data k dispozici?  
synchronní data, asynchronní data, metody měření

diskretizace - problém tenisového míčku

na systém  
triangulací  
strukturované metody  
metoda konečných elementů  
spektrální metody

do 15. dubna po 4 hodinách  
literatura: Mesoscale meteorology and weathercastings  
Út 15.3. odpadá

### Historie

- problematika num. předpovědi
  - co musím s daty dělat pro přípravu do podoby použitelné pro num. model

pak se integrují pro interval, na který je model spouštěn (dnes Aladin na 65h tj. 2,5 dne)

z toho získám data, která jsou dále zpracovávána dále - jiná data chce energetika, zemědělní, ...

- takže data nesou řadu informací, které se dalším zpracováním (např. zhlazení) ztrácejí.

### kapitoly

- 1) historie
- 2) metody objektivní analýzy - např. optimální interpolace
- 3) inicializace = proces předchozího startu
  - oprava poč. podm., oscilace integračního modelu
  - utlumí a dává skloně např. vertikální mody, Kalmanovské filtry

### = ASIMILACE DAT

- výhody viz objektivní analýza

- 4) vlnové procesy v atmosféře
  - řeší v fázovém prostoru, tj. prostoru vlnových délek a frekvencí

# Historie

- problémy

jediné, co se dalo odhadovat teplota

- vymyslel Galileo Galilei v 16. stol.

směr a rychlost větru

- korouhvičky

- Beaufortova stupnice - dle trvan vln

(zpěněné, velké)

- dle odhadu poloha listů stromů

- odhad síly, možno přepočítat na rychlost větru

- Toricelli

- vynález tlakoměru

- nejprve na měření používal vodu  
dnes se používá Hg

- v daném místě měříme  $T$ ,  $p$ , rychlost a směr proudění

tyto informace se začaly zaznamenávat,  
sledovat jejich dlouhodobější režim,  
z čehož lze odhadovat klima dané oblasti  
tj. od pol. 17. stol.

- řada lidských činností vázaná na počasí  
např. trade winds = pasáty, souvisjící s obchodem

18. + 19. stol.

plachetní lodě nejdaleji běžejí  
pro dopravní loďstvo

velká poptávka pro rychle se hořícím  
zbožím (čaj z Indie)

z dálného východu do Evropy

⇓

vzrostla potřeba znát proudění na Zemi

Fitz-Roy první, který dělal mapy proudění

- člen britské administrativy

- položil základ synoptické školy  
(mapa proudnic - přerušované čáry = slabší proudění)  
mapy tržiny každý den a byly poskytovány  
pro obchodníky dovážející zboží (čaj)

2. pol. 19. stol.

- pára na moře
- Francouzi a Britové
- začalo se opouštět od plachetnic, pře parní lodě  
meziselely na proudění  
lodní stráně vynalezl Čech Ressler  
ale i v období 1. světové války obchodní lodě  
byly některé ještě stále plachetní

předpovědní mapy by měly být v novinách  
dle Fitzze - Roye, stal se součástí nejvýznamnější  
meteorologem

70. léta 19. stol.

- založena IMO = nevládní organizace
  - 1. kongres ve Vídni
  - vznikla díky Krymské válce
    - Balaklavská bouře
- bouře vznikla v J. Šardinské a mířila do oblasti  
černého moře, kde byly lodě zmíceny  
postup této bouře byl však zaznamenáván  
už státy přes ht. bouře prošla
- kdyby byly nějaké informace, katastrofa  
by se nestala
- nejprve informace o dění na moři  
(pro armádu i zvědělce v denním tisku)  
uvěřňovaly se však pouze naměřené hodnoty  
nikoli prognóza  
prognóza byla pouze věc zkušenosti meteorologa  
po dlouhá léta na jednom místě - subjektivní

- v době Fizekage byly kromě mags proudění i mags  
přizemního tlaku, směr a rychlost větru → lze dát  
do rovnice

- 2. pol. 19. stol.  
Brys - Ballot =

- 1942  
Norská = Bergenská škola

- nejprve  
aspira teplotní rozhraní, dále se už místo  
toho zobrazovaly fronty

v 1. sv. v. Norsko neutrální stát, hodně závislé  
na obchodu

- vzducholodě, letadla ve válce  
byly závislé na počasí, a proto přestali uveřejňovat  
informace o počasí, aby je nevyužil soupeř

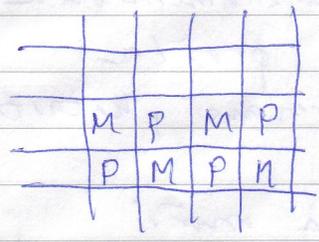
- bratři Bjerknesovi

převodem teoretických fyzik zabývajících se prouděním  
- cyklóna, anticyklóna, vzdušové hmoty, fronty  
prognóza na několik hodin dopředu

buďte-li známa přesně počáteční situace a dynamické  
rovnice popisující to, lze stanovit předpověď počasí  
prognostické re = zachycující časový vývoj

- 1. pol. 20. stol. - Richardson 1922

= 1. numerická integrace rovnice  
pro předpověď



- barotropní model pro hladinu 500 hPa  
- pentil poznamenaná síť,  
tj. v jistých bodech definoval  
tlak, jinde rychlost

výšty mu mnohem větší tlakové konstante  
integraloval to explicitní num. metodou svázanou délkou  
prostorového a časového kroku →  $\frac{\text{čas}}{\text{prostorový krok}} \cdot \text{rychlost} \leq 1$   
- stabilita

⇒ po volbě prostorového kroku je časový už dán

ale nemohlo se moc meteorologů, kteří by na něj navázali

- 1922 více místosti s globem na stěnách a počítači v jamthlych patkách
- lonec 30. let sovětský meteorolog Chromov
  - jeho předpověď už byla úspěšná
  - ale díky válce 2. sv. nebyla rozšířena
  - navíc ruskému mimo Rusko lidé neznali
  - ale meteorologická společnost se k tomu stavěla skepticky, proto se do nějalo

- ENIAC - počítač, byl dána pro civilisty v roce 1949

- počítač jako nástroj pro výpočet na atomovou bombu
- Johz von Neumann
  - numerika + výpočetní zařízení
- Charney
  - věnoval se geosofické aproximaci
- Fjorhov

pokusili se o numerickou integraci rovnic  
prohromi 1950 - článek v časopise  
o integraci barotropního modelu

↓ vznik NWP ↓ numerical weather prediction

od té doby se tím lidé začali zabývat, ale nebyly počítače

metoda grafické integrace - Fjorhov

- posunem 2 papírů po sobě lze zjistit  
mnohý následující čas  
poněkud i v ČR  
příkloněkem prof. Brandejs

$$\frac{d\bar{v}_x}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + f\bar{v}_y + \nu \frac{\partial^2 \bar{v}_x}{\partial z^2} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} T_{zx}$$

$\frac{\partial^2 \bar{v}_x}{\partial z^2} = -\rho \frac{N_x}{N_0} \frac{\partial \bar{v}_x}{\partial z} = \mathcal{R}(z+z_0)$   
 koef. výměny  
 přímom. úsuv (do 50m)  
 parametr drsnosti

- švédský počítač BESK

v 50. letech se vývoj u nás kvůli komunismu zastavil

5 zákloně zachování **PRINCIP NUMERICKÉ PŘEDPOVĚDI POČASÍ**

zákon zachování hmoty - vyjádřen rov. kontinuity  $\frac{d\rho}{dt} + \text{div}(\rho \mathbf{v}) = 0$

na základě nich  
 moment formlovat  
 výšerní předpovědní

$\downarrow$  hypoziti  $\rightarrow$  pohybová rve  
 energie  $\rightarrow$  přes něj mohu vyjádřit změnu teploty či tepla  
 $\frac{d\epsilon}{dt} = \frac{d}{dt} \left( \frac{1}{2} \rho v^2 + \rho \epsilon \right) = \rho \frac{d\epsilon}{dt} = \rho \frac{d}{dt} \left( \frac{1}{2} v^2 + \epsilon \right)$   
 1.4V  
 latentní teplo pro výpar vody  
 (Janoušek -99-)

modely koncentrace pasivní - Spřáhle věch  
 skupenství specifická vlhkost  
 $\frac{d\epsilon}{dt} = \frac{1}{R_v} \frac{d}{dt} \left( \frac{p}{T} \right)$

první pokusy z rozkreslenými lidmi do souřadnicových  
 bodů sítě, z které pro předpověď vycházeli

případně doplnili inicializací

**průřez x model**  
 - model neví vše, co na přístroj působí  
 - model neví vše jako přístroj

vertikální zrostání membrán }  $\Rightarrow$  rve pro nestabilitu  
 p nem' fce z } turbulentní (pro tenkou vrstvu)

vertikálním zrostáním potenciální T je konst. s výškou

Jak najdu rvi pro tlak? nemohu mít starou rvi

1) nemám prvdím - tlakový grad 0, prvdím 0, konst. p

2) rozložím tlak na vlně státní  $\Rightarrow$  přičky rvi pro tlak

3) rozložím tlak na vlně státní

hydrostatický model - 3 složka 'pohyb' rve

chi má z něho úsuv přestává být prognostickou - hydrostatická rovnice

rve kontinuity, oím se stává diagnostickou rvi pro vertikální  
 složku rychlosti; p & v musí být taková, aby  $\text{div} \mathbf{v} = 0$   
 p & v musí být taková, aby  $\text{div} \mathbf{v} = 0$

hranice: horní hranice - Neumannské podm. pro tlak  $\frac{\partial p}{\partial z} = 0$  (normálně vůči hranici)

delm - n -  
 rve tlakové tendence

nehydrostatický

ale tím všude balancují síly?  $\text{div}(\frac{\partial}{\partial t} v) \rightarrow$  zaměřit  $\frac{\partial}{\partial t}(\text{div} v)$  všechny 3 složky pohybových rovnic a chybu mezi rovnicemi pro tlak  
 eplyňná hmota na pohybové rovnice  $\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial z^2} = 0$  z kontinuity, zde jen P strana

$\Rightarrow$  rovnice eliptického typu pro tlak, kde bude řešit

$\rightarrow$  postup:

- 1)  $u, v, w$  ze známých hodnot  $\rightarrow$  v každém časovém bodě na základě starší hodnoty tlaku jejich  $\text{div} \neq 0$
- 2) nové pole tlaku  $\rightarrow$  přiručit tlak pomocí něj aktualizují pole rychlosti, aby splňoval  $\text{div} = 0$

všechny možnosti  $\Rightarrow$  mám pole rychlosti

- potřebuji mít zajištěný vstupní data

primitivní proměnné -  $T, p$ , složky rychlosti  
 (del brzo vlnový přenos)  $\downarrow$  pro neutrální zvrstvení atm.,  
 komprese - kmitání.

potřeba nalézt metodu, aby kdykoli to bude analyzovat získal stejný výsledek

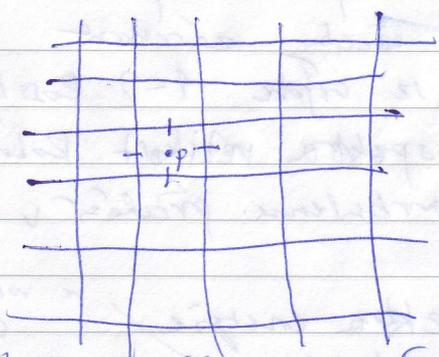
OBJEKTIVNÍ METODY

nelineární členy odvolám v Navier-Stokesových rovnic způsobuji, že mám znám analytický tvar řešení

možno použít num. metody:

koněčné diference

- danou oblast rozdělím na uzlové body



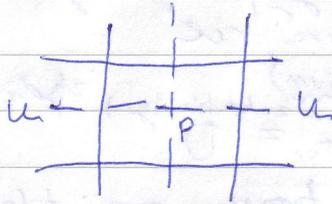
- 7 -

ale kde budu mít určené proměnné? ve středech čtverců, v uzlech? vše

ve středech pouze skalární veličiny a ve středech stran jednotlic

rychlosti provádím CSF dle Arakawa  
 $=$  posunutá síť

- je to kombinace 2 sítí
- síťe vůči sobě posunuté



→ informace mohou dostat do bodů v síti  
 jak to udělat síť objektívně analyzovat  
 interpolací

při použití stejné metody objektívně analyzovat  
 dostaneme vždy stejné výsledky

inicializace - dáva dobrý pole prouků a hmoty  
 kt. musí být vzájemně gravitační

rozložení hmoty - určeno tlakem  
 nejmenší informace, kt. model sleduje je krok síti  
 nejmenší se o malé turbulentní oblasti s malými grav. vlny

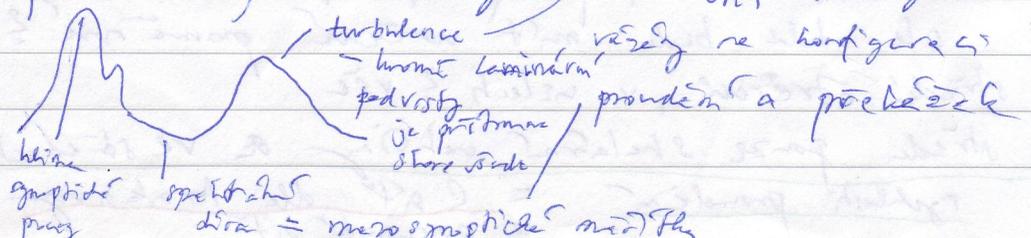
pokud bych použila surové hodnoty, v modelu  
 vzniknou jery, kt. ale model nemá  
 ⇒ model tam má pouze procesy velikosti  
 měřítka + větší

vlnové pohyby

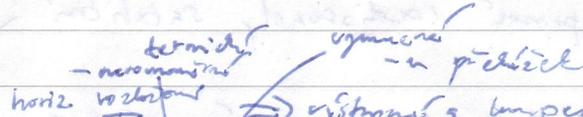
- velké množství
- měřítka - synoptické, mezo, mikro, ...
- ale v atmosféře  $\exists$  všechny zároveň
- holkem zaměřením se vidí 1-2 rozsahy vlny
- na druhé straně spektra velikost Kolmogorovského  
 měřítka, kdy turbulence přechází v disipaci

- tj. mm

→ přenos spektra energie ve volné atmosféře  
 CAT - síť rychlosti



- v modelech mechanika ze spektra až po mezoscale měřitelná



① prvotní kontrola

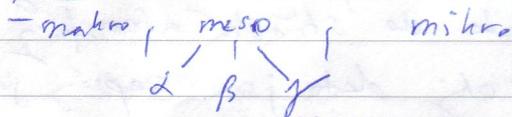
- např. hydrostatická (to provádím i pro nehydrostatických model)  
 pře vše kromě konvekce mohu parametrizovat  
 a použít hydrostatickou verzi

vertikální rychlost  $\frac{dw}{dt} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \sim 10 \text{ m/s}$   
 centimetrový pohyb /  $\Downarrow$  člen je řádově  $\sim$  stejný velký  $\Downarrow$  lze zanedbat

mnohem menší oproti ostatním  $\Rightarrow$  zanedbám  
 ale není 0.

$\Downarrow \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = -g$

dělení spektra dle Orlandiho



pokud zařadím do 1 škálovky bude na mě působit silové působení  
 v rozlišení dané kategorie  
 měření v podobě nižší rozlišením

to se zahrnuje formou parametrizace

pokud tak E zarazím u mezoscale, tak v oblasti díry  
 začne narůstat energie - model vybočíme

$\Rightarrow$  parametrizace zajišťují dobrý chod energie

if Rossbyho číslo malé  $\rightarrow$  musíme se zanedbat vliv Coriolise,  
 pře na těchto rozměrech se uplatní vliv Coriolise

$|Kv \cdot \nabla| \ll |\omega \times v|$  ... Coriolis vliv

$\Downarrow \frac{\frac{U^2}{L}}{\omega U} = \frac{U}{\omega L} = Ro \ll 1$



## 2. zach. hybnosti

- Navier - Stokesovy rce  
řešením pouze numerické

→ musíme povrch koule / oblast diskretizovat

= pokrytí sítí bodů, ve kt. řešení hledáme  
3D problém

→ 2D mapy - přízemní mapy - promítaně vertikálně  
do  $z=0$   
řez v 1 hladině - termobarická

- výškové - pro  $p = \text{konst.}$

pokud se zajímáme o vývoj → 4D (t navíc)

## Metody měření

① přízemní měření - synoptická stanice

- nerovnoměrné rozložení

E, Z Asie, S Mexiko, Kanada, V Asie

jeon celkem dobře pokryty,

ale Austrálie, vnitrozemí Afriky,

Brázsko, polární oblasti nejsou dobře pokryty

důležitější Spol,

pže v d polu je oceán

vodní plochy - málo husté, náročnost provozu

přechod na automatické,

ale ty nově vše - např. oblačnost

(výška, stupeň pokrytí)

- synchronní pozorování

hlavní termíny 0, 6, 12, 18, 24h světového času

vedlejší 7h dále po 6h

## 2) Sondáže pomocí balónů

- met. prvky ve vyšších vrstvách atmosféry
- v ČR ± 10 stanic do mezinárodní sítě
- Praha - libuš } ⇒ pouze 2
- v S částí Moravy }  
na letištkách vojenských pokud se létá
- rozložení nehomogenní
  - nejlépe Evropa, S Amerika (ale ne už S Kanada) dobře pokryty
  - J Amerika - pouze J část
  - J Afrika - J část
  - jinak Austrálie, a zbytek nemá dobře pokryt
  - vední plochy - stejná hustota jak u přízemních

## ' Aerorondáž

- 0, 92 k standardní doba vypouštění
- 6, 98 k navíc provádí ČHMÚ
- sonda se může za dobu letu dostat trochu jinak, ale hodnota je připsána 1 místu, problém i s časem
- vypouštění 15 min před časem měření celý profil připsán 1 času
- ale pro určení celoprostorové situace (od Ameriky po Ural, k J Africe) tato odchylka (1000m) nehraje roli, ale pro Atlantik (Sst Evropa) je to nezanedbatelné
- ale přesto se to dělá o hledání geoidu
- rychlost  $w$ , směr, tlak - redukce na hladinu moře
- kmité stanic horských,  $T$ , vlhkostní parametry,
- náhle sluneční parametry

## výšková

- $r$  a směr proudění,  $p$  v jisté hladině,  $T$ ,  
 $T$  rosného bodu - z vlhkostního bodu or sytostní  
duplněk

## = synchronní data - zjišťována na celém globu současně

1. mat. sondy 30. léta 20. stol.

dřív v balónech, aeroplány  
příkopníkem byl český Kraus, M. zavel službu v rámci  
britského královského letectva

## asynchronní měření

- prováděny, když je zaměřen tam, kde potřebujeme
- sondáže náškatelní pomocí polárních družic  
(NOAA od 60. let 20. stol.)

oblačnost, vodní pára,  $T$  vrstev až po zem  
aerondáže mohou být nahrazeny sondážemi z družic,  
přičemž jsou méně přesná

## družice

- nej hustší data v místech pod družicami  
se vzdáleností se zmenšuje
- výška: několik set km nad zemí
- signál získatelný pouze v době přeletu, ale data  
o vyšším rozsahu  
x data

## geostacionární družice

= nehybnost vůči zemi

- nad rovníkem v určitých zem. délkách
- pro nás nejdůležitější 0, 0
- 5-6
- výška 35 km nad zemí  
nejméně zhruba pár měsíců obrátěný
- data lze získávat nepřetržitě

## Civilní letectví

- každý větší aeroplán má mít zajištěn  
což mu umožňuje vyhnout se špatnému počasí  
po konzultaci s řídicím střediskem (aby se nesrazily)
- v 80. letech  $\exists$  vzdušní korydory  
tedy ne $\exists$ , ale stát má právo zakázat  
jisté trasy (vojenská cvičná cvičení, u letišť...)

- klavně na S polokouli (S Atlantik, S Pacifik)
- data zachycena s chybami  
(běh v  $\rightarrow$  vzduch proudí - aeroplán 700-900 km/h)  
laboratorní

## data získávána v době mřížových karpasů

- SODAR, LIDAR = laborator Laserový
- do výšek 2 km
- pro operační provoz nepoužitelné,  
jen z klimatologického hlediska

## pilotážní balony

- vypouštějí se v určité hladině
- zůstávají dle rychlosti stoupání  
a směru proudění  
přibližné info o rozložení vertikálního  
pole T

## kvantifikovaná měření pozorování

- typ obláček, pokrytí, výška obláček,  
rychlost a směr proudění
- nejmenší přesnost, ale nejlepší
- vyškolení pozorovatelé WMO

$\Rightarrow$  počáteční rozložení veličin

# DISKRETIZACE

- řešení na omezené oblasti

- musím stanovit hraniční podmínky,  
kt. jsou zdrojem chyb, při neznámém přesném  
řešení na hranici, proto oblast co nejvíce

- modely s nižším machovským číslem  
(i je střeang  $M \approx 0,3$ )

mohou vyzábit vysokofrekvenční oscilace,

kt. se mohou šířit i proti směru proudění,  
pokud  $M > 1$  ... pouze ve směru, což by nebyl problém  
subsonické

- na vstředkové hranici podm. jsou ok,

ale na výstředkové problémy

- např. Kameňový model  
Britský vnitřní model

- v horizontále

$\varphi, \lambda$  systém - tj. geografické souřadnice

kartézské souřadnice

$f =$  oza. pro Coriolisův parametr

$\beta =$  změna Coriolisova parametru

na glóbul dle tvaru plochy a na celém oblaku  
bude  $f = \text{konst.}$  = řešení na  $f$  ploše

pokud nevznášejí  $f = \text{konst.}$ , ale přechází meziřtkou  
změnou  $f = \text{konst.}$ , tj.  $\frac{\partial f}{\partial y}$  or  $\frac{\partial f}{\partial x} = \text{konst.}$

pak řešení na  $\beta$  ploše

↳ toto je přesnější

- problém tenisového míčku

- 1. aproximace: koule

- mat. - " - : geoid

- singularita na pólech s vnitřem

proto kartézské, ani  $\varphi, \lambda$  souřadnice nejsou OK,

ale používá se v Německu

KOSMO MODEL

= globus pokryt sférickými trojúhelníky,

kt. se dají dát zmasírovat

jak ale přivést ruc do této soustavy?

- rozšíření do 2km

diskretizace na

system

$x, y, z$

$x, y, \rho$

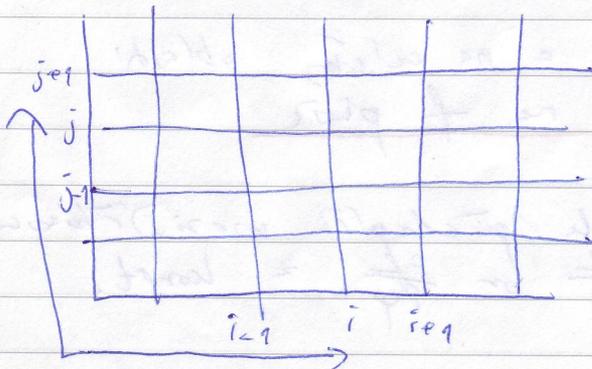
f plocha

B plocha

$\varphi, \lambda$

triangulace = Němci

strukturované metody vyvíjejí strukturovanou síť



vytvářejí síť pro

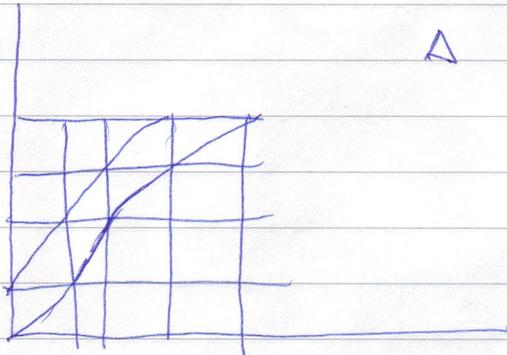
průběh vln

2 2 indexové

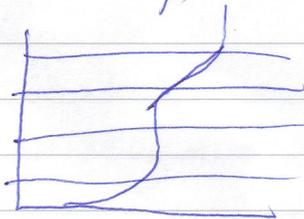
na 1 indexové fázi

## metoda konečných elementů

- moc se nepoužívá
- rozdelit oblast na  $\Delta$



$\Delta$  může zavést i nepravidelné  
např. na pobřeží



- komplikované, proto se nepoužívá
- protože používá nestrukturovanou síť,  
matice bude plná, proto se nepoužívá

## spektrální metody

- Gaussova kvadratura

dále pp., že síť je pravidelná a budou dělat  
interpolaci do míst, kde jsou uzlové body

# Analýza

- ručně
- není zaručena reprodukovatelnost
- snaha celý postup objektivizovat, tj. zavést reprodukovatelnost, tj. výjdu-li ze stejných dat, získám vždy stejný výsledek  
chci také, co nejrychlejší zpracování, získám data, kt. pak mohu vyhodnotit

## - historie

prvotní umístění ~ astronomické observatoře (19. st. l.)  
chtěli vidět, kde mohou pozorovat hvězdy  
mající na pobřeží (válečné námořnictvo)

→ nepravidelná síť

od 50. let díky začátku num. předpovědi začle snaha  
toto řešit

↓

metoda objektivní analýzy

1) reprodukovatelnost

2) objektivní data v kódech sítě pro další použití  
do num. modelů

1. metoda navržená Pazofským na konci 50. let

- použil kubické polynomy, jimiž prohlédl většinu  
v jednotlivých stanicích

→ matice vah dle Taylora do 2. řádku

- max. pro 10 elementů (ne stanic),  
protivě pak narůstala chyba metody

- metoda založená na vážením

- stanoví váhy interpolace dle funkce předpisu  
do určitých bodů

von Karmanova cesta vířů

- obtíkáni břevna, když studený, stabilní zvrstvený vzduch

- objeveno až z družic

- viz Wikipedia

- Strouhalovo číslo - s jakou frekvencí se víř odtrhávají  
dal potřeba  $Re$  velká

$$Re = \frac{\text{inertální síly}}{\text{síly viskozity}} = \frac{(\rho v) L}{\nu \Delta n} = \frac{L \frac{v^2}{L}}{\nu \frac{v}{L}} = \frac{v L}{\nu}$$

pp. pravidelnou obdélníkovou / čtvercovou sítí

problém interpolace pomocí vhodně vybrané fce  
hladíme na ní požadavky:

1) výsledek reprizovatelný  
 =

2) pozitivně definitní přístup  
 - tj. nemá docházet ke změně znaménka  
 - např.

pole koncentrací - v celém poli nedosáhnou záporných hodnot

3) zvolená metoda by měla zachovávat tvar,  
 tj. pokud máme určité křivost, tak smysl  
 křivosti by měl být zachován

4) s rozumným způsobem zacházet s chybami měření,  
 aby se chyba po interpolaci moc nevětšovala

chci rovnoměrné rozložení chyby po celé oblasti

5) mělo by se jednat o robustní techniku, tj. nevyžaduje  
 speciální zacházení

6) časová efektivnost

# analýza

## univarianta

= zabývat se pouze 1 proměnnou

- nepř. z naměřených hodnot  $T$  v bodech měření  
získán rozložení v síti bodů

## multivarianta

= společně se analyzuje několik prvků datové sady

- nepř. pro volnou atmosféru 500 hPa

- geopotenciální výška, pole proudění

zde platí geostrofická rovnováha - pole  $p$  je jednoduše spojeno s polem větru

- pokud známe vlnový vektor  $v$  s polem  $p$ ,  
tak tato analýza by měla být vyřešitelná
- dnes častější

- liší se v implementaci

→ kromě nejstarší metody - Panofského - se vychází z vyřešení 1. odhadu rozložení vlnění

- dříve: rozložení klimatických vlnění

pro danou oblast a oblačnost má dostatečné množství vlnění  
a tyto vlnění = 1. odhad

- dnes: známá historie, tj. výsledky naměřené a modelové.  
model integrovat na malý interval  
slouží jako 1. odhad

Panofskij - 1. metoda 1949

- měl k dispozici soubor na měřících stanicích, ty approximoval polynomem alespoň 3. řádu

Taylorova řada:

$$f(x_0 + x, y_0 + y) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{n!} \left( x \frac{\partial}{\partial x} + y \frac{\partial}{\partial y} \right)^n f(x_0, y_0)$$

souřadnice stanice  $(x_0, y_0)$       počet měření  $n$       do polynomu 3. stupně

$$= f(x_0, y_0) + x \frac{\partial f(x_0, y_0)}{\partial x} + y \frac{\partial f(x_0, y_0)}{\partial y} + \frac{x^2}{2!} \frac{\partial^2 f(x_0, y_0)}{\partial x^2} + \frac{xy}{2!} \frac{\partial^2 f(x_0, y_0)}{\partial x \partial y} + \frac{y^2}{2!} \frac{\partial^2 f(x_0, y_0)}{\partial y^2} + \frac{x^3}{3!} \frac{\partial^3 f(x_0, y_0)}{\partial x^3} + \frac{x^2 y}{2!} \frac{\partial^3 f(x_0, y_0)}{\partial x^2 \partial y} + \frac{xy^2}{2!} \frac{\partial^3 f(x_0, y_0)}{\partial x \partial y^2} + \frac{y^3}{3!} \frac{\partial^3 f(x_0, y_0)}{\partial y^3} + R$$

hodnoty uzelových bodů

↓ souhrnně zapsáno

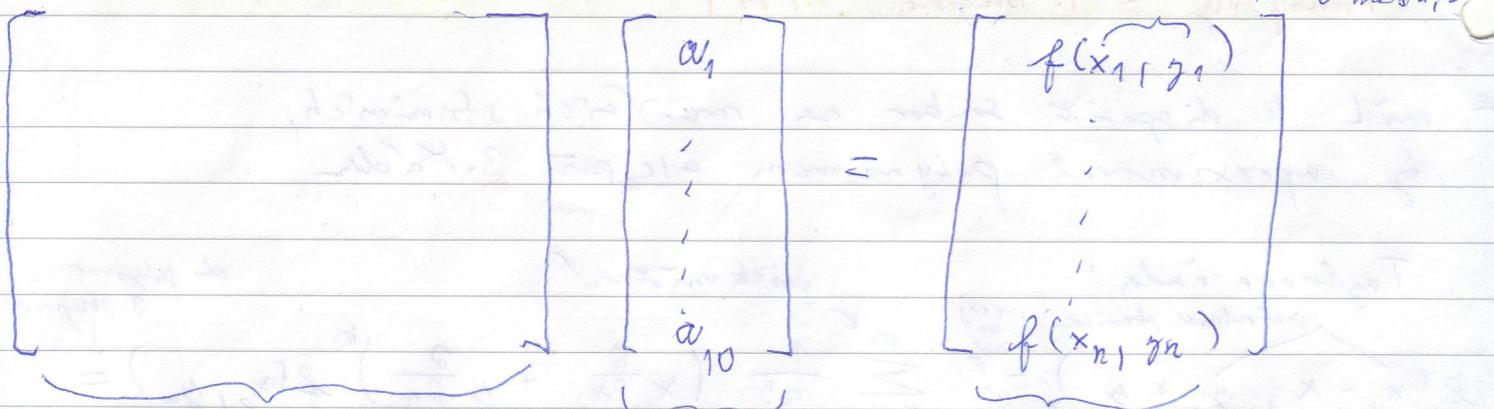
$$f(x, y) = \sum_{i+j \leq 3} a_{ij} x^i y^j$$

hodnoty ve stanicích      spíše bern max polynom 3. stupně

váhy jimiž potřebujeme pozorovat ve stanicích      uzelových bodech  
 vynásobit, abychom získali hodnoty ve stanicích

1	$x_1$	$y_1$	$x_1 y_1$	$x_1^2$	$y_1^2$	$x_1^2 y_1$	$x_1 y_1^2$	$x_1^3$	$y_1^3$
⋮									
1	$x_n$	$y_n$							

10 koeficientů v každém řádku  
 odvozeno pro 10 pozorování, teoreticky to bylo možno  
 učinit pro více než 10 pozorování



vzdálenosti od místa stanice  
do daného úseku  
blíže, do měřít chci  
hodnoty interpolovat  
- znám

řady, které  
měřím

hodnoty ve stanicích

větší počet měření vede ke snížení přesnosti výsledků

$$A a = z \rightarrow a = A^{-1} z \quad (a_n = f(x_n, y_n))$$

na větší je matice  $A^{-1}$  (řád  $n \times 10$ ) dobře podmíněná,  
naše dimenze je dost velká

↓  
čas je iterativní

hlavně když se to má řešit v složitější aritmetice,  
abych dostala lepší výsledky

↓

nesplňuje podmínky robustnosti a malého časového  
nároku na hledání výsledného pole

iterační metoda:

$$f(x) = 0 \xrightarrow{\text{připíše}} x_{k+1} = \varphi(x_k)$$

$$Ax = b \rightarrow x = Vx + Vb$$

např. metoda tečen = Newton

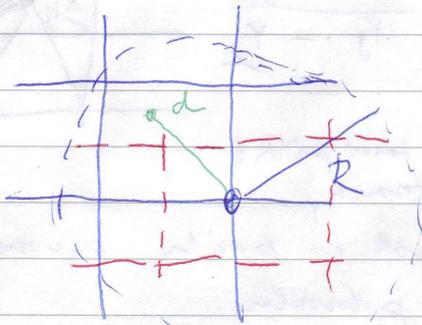
$$f(x) = 0 \rightarrow x_{k+1} = x_k - \frac{f(x_k)}{f'(x_k)}$$

$$x_i^{(k+1)} = \frac{1}{a_{ii}} \left( b_j - \sum_{j=1, j \neq i}^n a_{ij} x_j^{(k)} \right)$$

~~zde  $A^{-1} z = 0$~~

# Technika postupných korektur 1955

- Bergthorsson, Döös  
dale rozpracoval Cressman - 1959
- používa sa do tej chví
- Cressman zavedl **polomer ovlivnenia**  
chci interpolovať do uzlových bodov



chci interpolovať do  
do nej mi prispívajú  
hlavné stanice ležiace  
v oblasti polomeru ovlivnenia

polomer ovlivnenia môže byť pre stejné <sup>uzlový bod</sup> stanice  
a rôzne vertikálne rázangy (T, uhlost)  
nebo možno treba voliť R dle typu terénu

⇒ stanov váhy, jimiž musíme vynásobiť údaje ze stanice  
dle vzdialenosti od bodu

v uzlovém bode o souřadnicích  $i, j$ :

$X_{gij}$  1. odhad  
↓  
v-ty iterace  
↓  
ij - uzlový bod

znám prvotní odhad jak na stanicích, tak v uzlových  
bodech dle kvadratické integrace modelu

chci: prvotní odhad na stanicích - dej hodnoty z uzlu do stanic

$$X_{gs}^{(v)} = \sum_{i=1}^{j+1} \sum_{j=j+1}^{l+1} W_{ij} X_{gij} \rightarrow \text{projekce } \times \text{ uzlové body}$$

aby byly zahrnuty  
i hranice oblasti

$l, j$  ... čísla gridových bodů v zónálním a meridionálních  
směrech

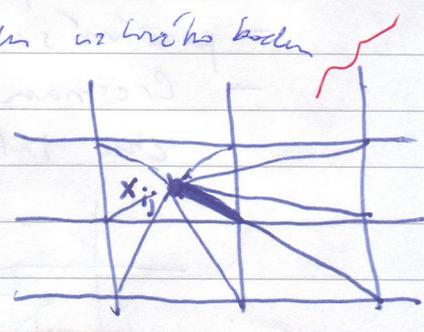
chci rozšířit, zde stanice, ze kt. chci interpolovat  
 leží uvnitř čtverce / mnoho, ale vždy v rámci R

pokud leží stanice v směr x paralelním gridu uzlových bodů  
 binomické interpolace

váhy na stanici  
 $W_{ij}$   
 $i, j$   
 uzlový bod

$$W_{ij} = \prod_{\substack{k=1+1 \\ k=1-1 \\ k \neq j}} \frac{x - x_k}{x_j - x_k} \prod_{\substack{d=j+1 \\ d=j-1 \\ d \neq j}} \frac{y - y_d}{y_j - y_d}$$

$x$  - bod stanice  
 $x_k$  - uzlové body  
 $x_j$  - uzlový bod  
 $y$  - hodnota na které počítat  
 $y_d$  - uzlové body  
 $y_j$  - uzlový bod

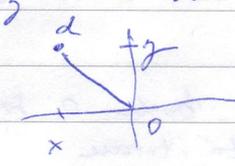


tj. musíme to být u stanice,  
 při v tom případě bych ho brala rovnou  
 na stanici a neinterpolovala

pokud stanice leží v R, ale ne v gridu

$$W_{ij} = \begin{cases} \frac{R^2 - d^2}{R^2 + d^2} & d \in R, \text{ d... vzdálenost mezi grid. bodem a danou stanicí} \\ 0 & d \geq R \end{cases}$$

$d = \sqrt{x^2 + y^2}$  v lok. systému



stanice na poloměru obvodu  
 nebo dále

Pandřšíj : dle naměřených údajů interpoluj do uzlových bodů

zde opatrně : mám 1. odhad a dle něj vyjádřit pomocí vah hodnoty 1. odhadu v místě pozorování, zde mám ale i hodnotu pozorování

to mi dá inkonzistenci, ozn.  $E_s^V$  v-ta itance

$$E_s^V = X_s^V - X_{g_s}^V$$

to, co jsem tam získal interpolací

chci, aby do kleslo na předem zadanou hodnotu blíže 0

pat je to totiž přesně

korrektur hodnot v (v+1) iteraci

E užijte pro hodnoty v nejbližších kódech v-té iteraci

$$C_{ij}^{(v+1)} = \frac{\sum_s W_s^v E_s^v}{\sum_s W_s^v} \quad \text{korrektura pro } (v+1) \text{ iteraci}$$

$\uparrow$  přes stanice  
 $\uparrow$  váhy

$W_s^{(v)} = W_{ij} \beta \gamma$   
 $\beta \dots$  časový váhový faktor  $= e^{-\frac{dt}{\Delta t}}$

$\gamma \dots$  faktor oddělení doh pozorování, pře doh nemít být stejné  
 váhová dle parciálních modelů čísla (např. aby  $\beta = 0,1$ )

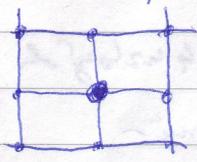
$\gamma \dots$  faktor ovlivňující spolehlivost dat  
 méně spolehlivá ...  $\gamma$  menší  $\times$  spolehlivější

data se data hledala dle těžiště oblasti (minimální je maxima, zůstává minima)

$$X_{g_{ij}}^{v+1} = X_{g_{ij}}^v + \frac{1}{S} C_{ij}^{(v+1)}$$

když se dostane do úrovně přesnosti, kt. čis, skončí inializuje se model Gh před začátkem víceraťm počasi

**výsledkem pole se datke hledat - používá se filter**



9-ti bodový filter

nezhlazení hodnoty jsou špatné pro neklineární oblasť v prognostických modelech, navíc mohou získať gradienty velké, kt. jsou v prostředí difúzií rozměňtované a proto je nevhodné filtrem

- použit dodnes

# Barnesova metoda

- v době měřových modelů
- opět vřetena interpolace
- scanování se používá
  - oblast měřového projektu
  - pro každým projektem si pole úspěšným, tím měním parametry

scanování užitím vážená lineární sumy porovnává na doplněných

- 1. scan v uzlovém bodě v oblasti zájmu kolem každého gride

$$u_{ij}^{ev} = \sum_{s=1}^N w(d_s, R) u_s^0 \quad // \text{ tj. interpolace ze stanic do gridu}$$

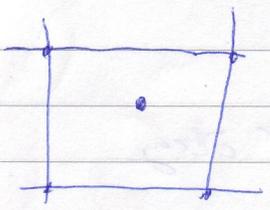
$u_{ij}^{ev}$  v uzlovém bodě odhad křivky 1. scanování  
 $w(d_s, R)$  přes stanici v určité oblasti zájmu poloměr ovlivnění  
 $u_s^0$  interpolace ze stanic do gridu  
 vzdálenost mezi místem porovnání a uzlovým bodem

může předepsat tvar, kde. a'ho, jak se se vzdáleností od uzlového bodu mění vliv

## distribuce

$$\Delta^v = u_s^v - u_s^{ev}$$

jak se mění  $u_s^v$  na stanicích  
 odhad poměrů v této scanování (dane oblasti) ziskám poměrů průměrně ze 4 uzlových bodů



vzděl, co mění naměřený a průměr ze 4 uzlových bodů

$$u_{ij}^{e(v+1)} = u_{ij}^{ev} + \sum_{s=1}^N w(d_s, R) \Delta^v$$

obecný výraz pro Barnesovu váhovou funkci:  $w(d_s) = e^{-\frac{d_s^2}{4k}}$  kde  $k$  parametr definující tvar filtru pro vzdálenosti det od filtru

Tento parametr obdržím zedním (třeba Gaussovský) podmínky,  $e^{-\frac{R^2}{4k}} = \xi$  - tj. kde  $\xi$  je malé číslo vybrané tak, aby v  $d=R$  bylo  $w \approx \xi$  mábena je max. hodnotou v  $d=0$

To veda k hodnotě:  $k = \frac{R^2}{16}$

⇓ konečná definice váhové funkce:

$$w(d_s, R) = e^{-\frac{R^2}{4d}}$$

konečné interpolování gr. N: d je:  $\sum_{j=1}^N w(d_s) U_j$  hodnoty nemějí měnit vstání

$$U_{ij} = \frac{\sum_{s=1}^N w(d_s, R) U_s}{\sum_{s=1}^N w(d_s, R)}$$

↓ normalování na váhy

... interpolované hodnoty  
v zvolených bodech  $i, j$   
na omezené oblasti

- s tím spojeny mezo synaptické modely

Panofsky - teoretický jev

Cressman - barotropní model na polocevní / celí rovníkové  
viz 3 křivky z historie ... ch

## Metoda optimální interpolace

- poprvé zavedena norským meteorologem A. Eliassenem  
v r. 1954

- využívána v meteo modelech  
např. model RANS nebo floridky  
používá se pro přípravu vstupních dat

↙ univariantní aplikace  
multivariantní — " —

- možnost využít dynamické závislosti vztahů,  
kt. relacej musí sledovat

- kombinace prvotního odhadu dat (= velmi krátkodobá  
předpověď) a pozorování  
z toho se získá výsledné pole

= statistická metoda

- pro konkrétní případ to nemusí být nejlepší  
metoda

z dlouhodobého hlediska získám minimalizaci dat

↪ pokud mám velký počet dat získám  
optimální výpočet

uvaz. analýzu geopotenciálu  
 měříme málo 2 předpokládáme  
 hledáme analýzu v gridech:  $Z_g^a$

~~$Z_g^a$~~   $Z_g^g$  (v gridovém bodu 1. odhad)  
 (nepř. 2 krátkodobé integrace modelu - 6h)  
 dříve velký soubor klimatických dat - v místě stanic  
 $\Rightarrow$  přeinterpolovat do gridů  
 (obserováno v místě stanic)

$$Z_g^a = Z_g^g + a_1 (Z^o - Z^g)_1 + a_2 (Z^o - Z^g)_2$$

↑  
1. odhad interpolací do stanic  
zde se objeví vedlelnost od uzlu

neznáme váhy  
 hledáme takové, aby suma čtverců byla minimální

od obou stran odečti průměrnou (true) hodnotu  $Z^T$ ,  
 kt. by měla být v uzlovém bodu, ale neznáme ji

$$Z^T - Z_g^a = Z^T - Z_g^g - [a_1 (Z^o - Z^g)_1 + a_2 (Z^o - Z^g)_2]$$

chyba analýzy      chyba průměrného přiblížení  
 = chyba průměrného odhadu získaného ze skutečné hodnoty  
 chyba numerické metody

chci určit  $a_1, a_2$   
 minimalizují kvadrat chyby analýzy L strany

$$\frac{\partial}{\partial a_i} (Z^T - Z_g^a)^2 = 0 = \frac{\partial}{\partial a_i} [Z_g^g - (a_1 Z_1 + a_2 Z_2)]^2$$

pro dostatečně velký soubor ansamblek

získání 2 rovnice pro 2 neznámé  $a_1, a_2$

toho platí pro 1 uvažovaný bod

$$\begin{aligned} (Z_1 Z_1) a_1 + (Z_1 Z_2) a_2 &= Z_1 z^g \\ (Z_2 Z_1) a_1 + (Z_2 Z_2) a_2 &= Z_2 z^g \end{aligned}$$

chyba 1. odhadu  
 $Z^T - Z^g$   
 $\Rightarrow$  neznámé

neznámé

$z^g$  lze určit na základě statistické analýzy, ale to se nepoužívá

zavede se pomocnou veličinu  $\epsilon$ , která přejíždí le chybně

porovnání uvaž. bod chyba porovnání 1. odhad (např. výstupů modelu)

$$Z = \underbrace{Z^T - Z^g}_{\text{v stejném bodě}} = Z^T + \epsilon - Z^g$$

$$Z = Z^T - Z^g + \epsilon = z^g + \epsilon$$

↑  
chyba 1. odhadu  
v místě dříve  
matematické integrace  
modelu

tabulka, jak se chyby mění v závislosti na  $T$ , s výřtkem po dosazení ( $z_i \epsilon_j$  vyznačím)

$$\begin{aligned} (\overline{z_1 z_1} + \overline{\epsilon_1 \epsilon_1}) a_1 + (\overline{z_1 z_2} + \overline{\epsilon_1 \epsilon_2}) a_2 &= \overline{z_1 z^g} \\ (\overline{z_2 z_1} + \overline{\epsilon_2 \epsilon_1}) a_1 + (\overline{z_2 z_2} + \overline{\epsilon_2 \epsilon_2}) a_2 &= \overline{z_2 z^g} \end{aligned}$$

= rozptyl ↑ odmocnina z rozptylu = směrodatná odchylka

$Z_1$  Variance chyby odhadu v bodě 1

$Z_2$  2

$\epsilon_1$  chyba porovnání v místě 1

$\epsilon_i \epsilon_j$  jakým způsobem jsou věci sobě svázané

kovariance

$z_i z_j$  se modelují

konstanta  $|ij|$  v libovolném tvaru exp  
(vztahující úhel) jako kladná vzdálenost  
vzdálenost  
mezi body  $i, j$

$$z_i z_j = d_i d_j \exp(-k S_{ij})$$

standardní odchylka 1. odchylka v bodě  $i, j$   
 $i$  uvažovaný bod  
 $j$  kde máme měření

$$\text{ když je vzdálenost } 0 \rightarrow d_i d_j = z_i z_j$$

hledám parametry  $k$ , aby rozdíl mezi parametry byl co nejmenší -  
mezi modelovým chováním a chováním 2 řad

protože velký počet bodů a v případě mletí  
bych pro každý bod měla měření

- např. model MEZOMETU model RANS  
pro mezosynoptické měření

vlastní integrace rovnic modelu nezabírá tolik času  
oproti přípravě dat, pře zaviní se tím, jak dobře  
integrace proběhne

multivariantní

vítr v jistém bodě (2)

$$Z_g^a = Z_g^g + a_1 Z_1 + a_2 (U^0 - U^g)_2$$

vzhledem k tomu, že zahrnujeme pouze informace  
je vhodné mít 2. vektor  $i$  jinde než 1,  
např. ve vektorích hladinách nebo u sběrů geostrofických  
rovnováhy pro vektor  $z = 0$   $Z$

zde se objeví crossvariance, kř. naprogramují pomocí  
geostrofického vztahu:

$$z_i z_j = -\frac{g}{f} \frac{\partial}{\partial y} (z_i z_j)$$

- pro 1 konkrétní měření rovněž dělat dobré  
výsledky,  
ale pokud mám dostatečně dlouhé soubory užitých  
důj, taku je minimalizace vadit chyb  
je optimální

- používat v asimilaci dat

- pokud mám vzájemnou problem v různých metodách  
~~váhy se naměníly,~~  
ale zde se případ od případu mění ( $\delta_i, \delta_j$  je  
jina)

čím mám menší rozdíly, tím se více uplatňují  
vertikální nehomogenity  
ještě větší, kde lze brát v úvahu  
(např. na o hledání geopotenzialu)



Zavedení orografie do modelu

např.

obálková  $\approx$  z rovinných výšek - 2D rozděl  
se spočítaly sítě odlehly v směru  $x, y$ ,  
plocha byla aproximována na sítě  $\delta$  ??

→ došlo ke zhlazení orografie  
jesonky plošně rozsahují 2) výšit výška než měla  
rozsahit, ale výšit kolonise

pokud bych měla uvolnit body }  
=> údělí mi úplně zavinone

např. u Prahy je dobré až rozlišení 250m

- mám příliš vyčíslené pro předpověď,  
ale důležité např. pro šíření koncentrací ve městě

dobře slušně se chovájí spojitá data  
např.

1)  $p$  - větší hodnoty u horských průhledech  
nebo břežka u fronty  
ale pořád je to pole spojitě

2)  $T$  se mohou vyskytnout větší grad  
má sít stanic takové rozlišení, až charakter  $T$  dohedele  
popsat?

3) nespojitá data - srážky, oblačnost, vlhkost  
veliký se prostorově i časově  
mění

otážka prostorového rozlišení modelu a sítě  
např. u 100 km může i nemít zachytit fronty

problém frekvence prováděných měření  
(situace může probíhnout v době, kdy se měření  
neprovádí)

každý model pomůže rozlišovat informace ale  
dat, kt. jeem v počátečním rozběhu vnes  $L$ , co se v dalším t bude  
ve ostatním je nem. instabilita, interference odražených  
vln s vlnami na hranici, obrazové podmínky

Sondaž (Praha, Morava) - vzdálenosti řádů několik 100 km

pro použití pro předpovědi

leto - horko, nad Prahou uspořádání konvekce → cb

→ sonda jiná prolekt

co s tím? v okolních sondách úplně jiné rozložení

$T, p, \text{vhlusky}$

vrať, zde model, do nichž tyto data děláme, kde

rozmit cb je mnohdy než roemár modelů,

chi bylo informace zahrnout ořve.

Umí s tím nějaký model pracovat?

cb aktivní všechny ostatní body, kt. bude letět

v poloměru ověřením, ale v reakce mrak

je jen nad Prahou

Sampling = příklad

- konvekce, abn. fronty

ještě interval pozorování dost dlouhý, situace přejde  
mezi bude pozorování

60. letě?

nad J Sheardineci do Stř. Evropy fronta (studená)

v Praze odstartoval aeroplán, kt. o ní nevěděl;

a spadl

⇒ teď máme známou situaci v to,

ale data, kt. používáme mají informace i jiné, než chom

i od dlouhých plektů, Rossbyho po zvrhnutí dly

v p

u pole proudění je mimo rozložení tlaků pole

lokálních forcing přehrážek - hor, zvláště

vlag za horami, dle pohybu se generuje

turbulence

přirody má větší aktivnost - neprojevují se nejmenší

- 35 - osídlení

pro dobrý start modelu potřebují, aby pole  $h$  ( $p$ )  
a pole proudění ( $u$ ) byly vzájemně v rovnováze  
i z hlediska modelu (v případě tek. jím),  
má ještě řešení a s jistými jím můžeme pracovat

musím analyzovat inicializaci, kde uvádí tyto pole  
do rovnováhy z hlediska rozlišením modelu

proces hubiček vstupu dat je projevem hledání  
rovnováhy mezi oběma poli

požadavek provedení inicializace jsem schopem provádět  
model i pro krátkou integraci (např. pole ne interpolaci)

Které 2 pole jsou pro inicializaci rozhodující?

v závislosti na zem. úřad

v měřích z. ú. inicializaci spíše data pole útoky  
měří hodnoty  $f$ , mrazíky tam uvádí  
tlakové útoky, tedy  $m$  a  $p$

útok  $\rightarrow$  z. ú. tam útok bor v potaz  $p$

dříve se používaly inicializační procedury  
pomocí **balancování** aby se dostalo do rovnováhy pole  
tlak a útok, čímž jsem mohl zvolit kdy  
bude **adjustovat**  $p$  a  $u$   
 $\downarrow$   
útok

požadavek je to racionálně inicializovat model či model,  
kde se spouští jen kvůli studii je do modelu

zde máji historii pro inicializaci

má předchozí běh

pro nestabilitelný model vol nestabilizovaný pole proudění  
a z mého újdi pro inicializaci, aby bylo v teo  
splněna ne kontinuita

dále se budou zabývat racionální modely  
(1<sup>min</sup> 2. denní zprávy)

Linearizovaná verze metody populární od 70. do 90. let

Linearizovaná metoda normálních módů

- vrtičeřin  
složité, komplexní

vychází z linearizovaných vln a přechází se do  
modálního prostoru

- v poč. stavu nebo vlny, reáln. model při volběm  
praxe dobře,

- **mehydrostatický model** - musí být mechanický  
kt. řady procesů odfiltruj  
např. meletička aproximace  $\rho_{div} = 0$   
výhoda, že odfiltruje vrtičeřin se vlnič  
gravitací - zohrné vlny podléhá  
vznikají v důsledku stlačitelnosti atmosféry

někdy ale zohrné vlny potřebují  
- exploze, kdy se stlačitelnost  
může mít nestabilitelnou atm.  
ale obvykle jo

elastika vázání ne stlačitelnost

- stlač. model - ~~do~~ ree kontinuit v plném tvaru  
→ má pole tlaku  
- musí ale poziciat květlý časový krok integrace

je pro mělkou vodu

proudění

$$\text{Machovo číslo} = \frac{\text{aktuální } v}{v \text{ zvuku}}$$

$< 1$  ... subsonické

$= 1$  ... sonické

$> 1$  ... supersonické

model na omezené oblasti - např. Aladin  
 nebo model založený na využití schémat vyšších řádů  
 přesnosti zadání pomocí diferenciál,  
 pokud bude mít vlnové délky na / pod hranici rozlišitelnosti  
 modelu → bude je špatně analyzovat,  
 dochází k odrazu vln od hranice, vznikne superpozice,  
 proudění je subsonické, proto můžeme jít pomalu  
 i proti směru proudu  
 kdy by byly supersonické or nadzvukové vlny se šířilo  
 ve směru záhlubního proudění

pole proudění a hustoty chci vztah do vzájemné  
 rovnováhy což mi znamená tento jev

PROCESY

krátko periodické - chci odfiltrovat  
 - rázně + zvltné (podebné = postupně zhušťování v prostoru)  
 dlouho periodické - chci porovnat s co nejmenší zónou  
 odfiltruji anelasticitou vln, vln kontinuity  
 - hluboká vlnění

hydrostatická rovnováha

hraniční podmínky

dobře zadání - úloha není přeřčena ani nedouřčena  
 špatně

v aprox. mám prostorové derivace

mají být dobře specifikovány v modelu i z hlediska  
 numeriky

např. dif. vce 1. řádu - diferenciální schéma  
 potřebuje 2 podmínky okrajové  
 x  
 diferenciální jen 1

rae advection:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + u \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0$$

→ u

Podmínky:

**Dirichlet** - na obou stranách udán  $\phi$   
- tím čím více svázan  
musím umožnit  $\phi$ , aby se s časem vyvíjelo

**Neumannovské podm.**

- derivace u směru normály k ose  
na obou koncích, tj:  $\frac{\partial \phi}{\partial x} = 0$   
ale změna  $\phi$  může být libovolná

} ill-posed  
špatně

mohl na jedné straně - vstupní dat  $\phi$  a na konci  
 $\frac{\partial \phi}{\partial x} = 0$

Když je hydrostatický model nelze specifikovat konkrétní podmínky, aby byla všechna dobře specifikována. To se řeší pomocí zkrácení.

**Hydrostatický model**

- odfiltrovávat jiné typy vln, nt. nechcem  
chi zanechat nízkofrekvenční pohyby a vyhodit  
vysokofrekvenční

initializace

= rozdělit pohyby do různých vlnových délek,  
vysokofrekvenční vynechat

skalární  $f$  a  $\psi =$  proudová funkce  
 splývající:  $\vec{v}_\psi = -\nabla_H \psi \times \vec{k}$ ;  $\vec{v} = \vec{v}_\psi + \vec{v}_{cp}$ , kde  $\nabla_H \cdot \vec{v}_{cp} = 0$   
 $\vec{v}_\psi = -\nabla_p \psi \times \vec{k}$ ;  $\vec{v}_{cp}$  neúplněvis zřít / neúplněvis charakter  $\nabla_i \times \vec{v}_{cp} = 0$

## Balanční rce

- aplikací div na pohybové rce
- $\Rightarrow$  diagnostická rce spazující pole proudění a tlaku
- můžeme vycházet z pole proudění / tlaku  
 procesy spojené s rotací země a  $f$   
 mají větší vliv ve vyšších zem. vrstvách  
 $\Rightarrow$  pole tlaku zatíženo větší chybou  
 u rovnání  $\rightarrow$  tam vycházejí z pole proudění

pole proudění a k tomu se přizpůsoboval  $p$   
 $\Rightarrow$  Poissonova funkce

pole tlaku a spojití pole proudění  
 - lin. úloha s derivacemi 1. řádu  
 - lehčí

## Machenhauer 70. léta

- inicializace pomocí normálních módů
- pohybové rce jsou nelineární  
 $\Rightarrow$  nelineární r. módy  
 $\rightarrow$  složitě

## vertikální módy

- horizontálně se to řešího jinak,  
 vertikálně pomocí normálních módů  
 - 80. a 90. léta

při inicializaci mohou data udávat, kt. nesplňují  
 podmínky, kt. by měly  
 (dříve chybou pozorovatele, něco, co model nemůže schopet  
 vidět - třeba meozyklony)  
 $\Rightarrow$  střed je prázdné

Normální mody

- necht' máme model - srovnání, <sup>např.</sup> které může způsobit oscilace
- limity dány vlastností strany = vlastní mody strany
- zrakem atmosféra si lze také takto představit závisť na vertikálním teplotním zrostení nemperturbantem

= frekvence vlastních limitů zem. atmosféry můžou určít f. větrů a menší zachovájí menší, pře by nepř' uží' vliv na gmoptické měřítka, vyšší frekvence (gravitační, ...) odstran

mali = dlouhé Rossbyho vlny

věšen na f ploše, tj. Coriolis konst.

- zodpovědné za synoptickou situaci

Necht' máme

vše mě (ké vady) (2.1-2.3)

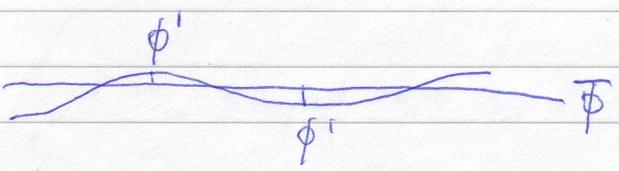
$$\frac{\partial u}{\partial t} - f_0 v + \frac{\partial \phi'}{\partial x} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} = N_u$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + f_0 u + \frac{\partial \phi'}{\partial y} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} = N_v$$

$$\frac{\partial \phi'}{\partial t} + \bar{\phi} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = -\phi' \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) -$$

$$\phi = \bar{\phi} + \phi' \quad -u \frac{\partial \phi'}{\partial x} - v \frac{\partial \phi'}{\partial y} + Q = N_\phi$$

všechny mediabatické procesy, které ovlivňují geopotenciál



- necht' ve vektorialním rozsahu jsou  $u, v$  z hodnot.

- model mělké vody linearizovaný, pře nelineární členy má na P straně, bude s nimi sice formálně pracovat, ale pak je zanedbává

- pp. biperiodická oblast, tj. v směru  $x$  i  $y$   
 → aplikuj Fourierovu transformaci v obou směrech

vektor fyzikálních modelů

$$(2.4) \begin{bmatrix} u \\ v \\ \phi \\ N \end{bmatrix} = \sum_{n=-M}^M \sum_{m=-M}^M \begin{bmatrix} u_n^m \\ v_n^m \\ \phi_n^m \\ N_n^m \end{bmatrix} e^{i \left( \frac{2\pi n x}{L_x} + \frac{2\pi m y}{L_y} \right)}$$

Fourierovy koeficienty

básová funkce

$M$  ... max. hodnota vlnového čísla  
 vzdálenost 2 bodů ležících na téže paprsku  $k$  vzniká se fázově harmonické vlny v kódu  $k = \frac{2\pi}{\lambda}$   
 vlnová délka = daním okamžiku  $2\pi$  vektor šíření (vlnový vektor)

$L_x, L_y$  max. rozsah oblasti ve směru os  $x, y$   
 vlnové číslo  $\sigma = \frac{1}{\lambda}$

koeficienty rozvoje, pro každou hodnotu  $n, m$  to je 1 číslo

model dán sítí  $n \times m \Rightarrow n \times m$  vektorů  
 z nichž každý je rozvojit dle  $e$

$i^n$  je tan, při uhlíng jsm ve  $i$  s obě fázové posunutí

zajistuje čistě jen rozměr

přejde tím do prostoru vlastních dělné procesů  
 tím, jak  $\frac{1}{\lambda}$  určí  $m, n$  - tím delší dělné vlny  
 vln, která při posunutí  
 zde je amplituda pouze fázové, básová jen prostor

zde je analytická funkce, kterou lze zderivovat,  
~~proč to není~~

vezmeme 3 reálné proměnné  $u, v, \phi$  a za každou z nich dosadíme Fourierův obraz.  
 v každém poloze máme  $u, v, \phi$

jde o F.  
 obraz se dělí  
 od  $\phi$   $\rightarrow$   $\phi$   
 $\downarrow$   $\rightarrow$   $\phi$

$$\frac{\partial}{\partial t} u_n^m = f_0 i v_n^m - ik \sqrt{\phi} \phi_n^m + N_{u_n}^m$$

$$\frac{\partial}{\partial t} i v_n^m = -f_0 u_n^m - iL \sqrt{\phi} \phi_n^m + N_{v_n}^m$$

$$-i \frac{\partial}{\partial t} i v_n^m = i f_0 u_n^m + i^2 L \sqrt{\phi} \phi_n^m - i N_{v_n}^m$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \sqrt{\phi} \phi_n^m = -\bar{\phi} ik u_n^m - \bar{\phi} i^2 L \phi_n^m + N_{\phi_n}^m$$

$$k = \frac{2\pi m}{L_x} \quad \text{zonální vlnové číslo}$$

$$l = \frac{2\pi n}{L_y} \quad \text{meridionální vlnové číslo}$$

vektor  
 Four. explicitně

$$X_n^m = \begin{bmatrix} u_n^m \\ v_n^m \\ \phi_n^m \end{bmatrix} \quad (2.8)$$

Po provedení algebraických úprav:

(dráha se mění  $-i$   
 3. děl  $\sqrt{\phi}$ )

$$\frac{\partial}{\partial t} X_n^m = i A_n^m X_n^m + N_n^m \quad (2.9)$$

matice  
 soustav

nelineární zdroj pro  $u, v, \phi$

$$A = \begin{bmatrix} 0 & f_0 & -k \sqrt{\phi} \\ f_0 & 0 & i l \sqrt{\phi} \\ -k \sqrt{\phi} & -i l \sqrt{\phi} & 0 \end{bmatrix} \quad (2.10)$$

⇒ můžeme najít řešení linearizované verze,  
když  $N_n^{\text{red}} = 0$  položíme.

vektory

Hledáme vlastní ~~vektory~~ matice  $A$ , což jsou vlastní mody  
problému.

$$A \vec{x} = \lambda \vec{x}$$

vl. vektor      vl. číslo

Matice je Hermitovská, vždy komplexně sdružená se sdružená

⇒ má pouze  $\mathbb{R}$  vlastní čísla

Jaká jsou vlastní čísla?  $\det(A - \lambda E) = 0$  (je konstantní, pře být považováno  $f_0 = \text{konst.}$ )

na hl. diagonále 0 ⇒

frekvence normálních  
módů

$$\lambda_0 = 0 \dots$$

$$\lambda_{2,3} = \pm (f_0^2 + \phi(k^2 + l^2))^{1/2} =$$

$$= \pm \sigma$$

zda jde od  $V \rightarrow Z$   
or  $Z \rightarrow V$

frekvence inerciálních  
gravitačních vln  
- kratší

- šíří se  $Z \rightarrow V$  or  $V \rightarrow Z$

- díky tomu, že je  $f_0$   
má se vlnová čísla

1 vlna na celou oblast

at' po max. počet,  $k, l$ .

se tam vyskytnou dle volby  $n, m$

fázová rychlost inerciálních grav. vln

$$c = \frac{g}{\text{mod}(k)}$$

$$\text{fázová rychlost} = \frac{\sigma}{h} = \frac{\text{frekvence}}{\text{vl. číslo}}$$

$$|c| = \frac{\sigma}{\sqrt{k^2 + l^2}} = \left[ \phi + \frac{f_0^2}{k^2 + l^2} \right]^{1/2}$$

frekvence Rossbyho dlouhých je konst.

fázová rychlost  $\dot{v} = \frac{g v_{\text{in}}}{h}$  závisí na vlnové délce,

dj. vlny jsou disperzivní,

dj. buď - fi tam mít pomocí bude se rozšířovat

do oblasti - závisí na vlnových délkách, kde  
se tam vyskytnou

normální módy jsou  $\vec{v}_j$

$$A \vec{v}_j = \lambda_j \vec{v}_j$$

hledané hodnoty  $\lambda_j$  hodnoty vl. čísel matice A  
normálních módů

Pro Rossbyho mód :  $A \vec{v}_j = 0$

$$R = \begin{bmatrix} -i l \sqrt{\bar{\phi}} / f_0 \\ k \sqrt{\bar{\phi}} / f_0 \\ 1 \end{bmatrix} \quad \begin{array}{l} \text{normováno k geopotenciálu} \\ \text{na 1} \end{array}$$

charakterizuje fáz. obraz vlniček

připomíná geostrofi dan rovnováhu

$\Rightarrow$  u dlouhých vln můžeme pp., že je vztah geostrofi splněn

Pro gravitační inverzní módy od  $Z \rightarrow V$  od  $V \rightarrow Z$

$$G_{E,W} = \begin{bmatrix} i f_0 l \mp \sigma k \\ -f_0 k \pm i \sigma l \\ \sqrt{\bar{\phi}} (k^2 + l^2) \end{bmatrix}$$

$\uparrow$  vlnová  
práce  
jedna  
na  $V$

vlnová čísla

posun  $\circ 90^\circ$

To jsou lineární normální módy.

- popisují chování 3 možných prvků

Rossbyho vlna  $\rightarrow$  nomenklatura parametry

$f_0 = \text{konst} \Rightarrow$  frekvence  $\neq 0$

gravitační inverzní vlny

- disperzní obecně

- vlnová rychlost je menší v závislosti na vlnové

- menší ústředí frekvence

## Projekce na normální módy

chci v převedených datech  $(u, v, \phi)$

rozlišit, ze co odpovídají Rossbyho a ze co grav. in. vlny

normální módy tvoří úplný systém ortogonálních,

kde lze úplně rozvést vlničku

↓  
jako vlničku vlničku lze rozvést do modálního prostoru

vzhledem k systému 3 nezávislých vln

zavede si modální matici

- sloupce = normální módy
- provede úpravu formální

$$E = \frac{1}{\sigma} \begin{bmatrix} -i l \sqrt{\phi} & \frac{i f_0 l - \sigma k}{\sqrt{2(k^2 + l^2)}} & + \text{v otáčení} \\ k \sqrt{\phi} & -\frac{f_0 k + i \sigma l}{\sqrt{2(k^2 + l^2)}} & - \text{---} \\ f_0 & \frac{\sqrt{\phi} (k^2 + l^2)}{\sqrt{2(k^2 + l^2)}} & \text{identické} \end{bmatrix}$$

budeme-li mít lib. vektor  $X$

do modálního prostoru ho transformují dle

$$X = E y \quad (2.19)$$

$y$  je vlnička

$$y = E^{-1} X$$

$E$  je ortogonální - aby systém byl úplný, musí být tvořen ortogonálními vektory

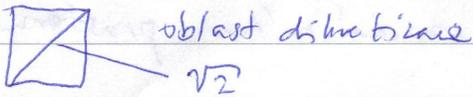
$E^{-1}$  lze určit konjugovanou transponovanou maticí  
conjugate transposition

(2.21 - 2.23)

$$y_R = \frac{1}{\sigma} (i l \sqrt{\phi} u + k \sqrt{\phi} v + f_0 \phi)$$

$$y_{GE} = \frac{1}{\sigma \sqrt{2(k^2 + l^2)}} \left( -(i f_0 l + \sigma k) u - (f_0 k + i \sigma l) v + \sqrt{\phi} (k^2 + l^2) \cdot \phi \right)$$

$z \rightarrow y$



$y_{GW}$

$u, v, \phi$  jsou naměřené hodnoty  
známé

Jestliže  $pk$  kmitů a proudění mají být v geostrof. rovnováze, nebudou existovat grav. močly, musí být 0, zůstane jen Rossbyho.

Když bude vycházet jen z geopotenciálu, tak se bude proudění do Rossbyho modu i do grav. vln pak mnohdy kmit, aby  $y_{GE}$  a  $y_{GW}$  byly 0.  
→ vysokefrekvencní vlny

V atmosféře jsou amplitudy gravitačních vln obvykle mnohem menší než Rossbyho.  
dojde ke vzájemnému rozpojení

$$\frac{\partial}{\partial t} E y_{\uparrow} = i A E y_{\uparrow} + E q_{\uparrow} \quad | \cdot E^{-1}$$

$$\frac{\partial y_{\uparrow}}{\partial t} = i E^{-1} A E y_{\uparrow} + q$$

vektor amplitud normálních módů mechanických členů

(2.29-2.31)

toto dávká diagonální matici  $D$ , ke. má vlastní vektory  $x_j$  jako diagonální členy, a všude jinde 0.  
bím škála rozpojení systém:  $\frac{dy_R}{dt} = \Lambda y_R + q_R$   $\rightarrow y_R(t) = y_R(t=0) e^{\Lambda t} + \int_0^t e^{\Lambda(t-\tau)} q_R(\tau) d\tau$

$$\frac{dy_{GEW}}{dt} = i \Lambda_{GS} y_{GEW} + q_{GE,W} \rightarrow y_{GE,W} = y_{GE,W}(t=0) e^{i \Lambda_{GS} t} + \int_0^t e^{i \Lambda_{GS}(t-\tau)} q_{GE,W}(\tau) d\tau$$

→ rozdělof systém ODR

Po vynošení mechanického člen (q) a integraci osilují, s t se mění s t frekvence, což je v. osk s maticí A

dokud při hodnotě osivles' uvažujeme h 0.

vysokofrekvenční  $\rightarrow$  snazší odfiltrovat  
 $\rightarrow y_{ce} | y_{GW} = 0$

$\rightarrow$  zjednodušení

vlastní masy tvoří fázový výhled prostor

bud' máme geopotenciál a přizpůsobíme pole proudění  
nebo naopak

V posledních letech se přechází na inicializaci pomocí digitálních  
filtrů.

- najde se frekvenční odřezávání - od této frekvence  
jsou pohyby odřezány  
aplikují se vstupní data vstupují do modelu  
a tak je připraven na integraci
- od 90-let

tohoto je model rovnice ve formě normálního modelu.  
Jsou to DDR, kt. jsou ekvivalentní původnímu  
systému PDR

velmi krátkodobá předpověď = nowcasting

- výsledky nebezpečného jevu každých 10ek min - několik h
  - nemá smysl zpracovávat data složitě, pře to stojí dost času
  - založeny na interpolačních metodách
  - vychází se z modelové předpovědi pole větru do kt. se jev stoji
- pohled známé modelové historií jevu, mizem ji tam dát taky - pro korektní jevy (přítlačové srážky, kroupy, ...)

- data, špatná odeberu ???

provést hydrostatickou kontrolu.

- pro předpověď velkých optických deží platí

rozinterpolovat do uzbojích bodů

(Gaussova kvadratura pro spektrální modely)

objektivní metodou

není zajištěn rovnováha mezi polem tlaků a prouděním

inicializace - pole dostanem do vzájemné rovnováhy,

ale někdy odstranit

data, co potřebujem

data působící jako šum,

chceme odstranit



startujem prognostický model

= asimilační proces

protože zde dáváme dohromady nepozorovaná data získané v asimilačním okně a historii - využít

výsledkem 3-6 h integrace modelu

datům přiřazují různé váhové fce

chceme znát vstupní pole co nej přesněji,  
ale při měření zajištěna chybami,  
skutečný stav nikdy neznáme

Ensembleové předpovědi = spaghetti grafy

500 geopotential

- 116, 552, 576 gpdam

- vezme se 10 pů. polí

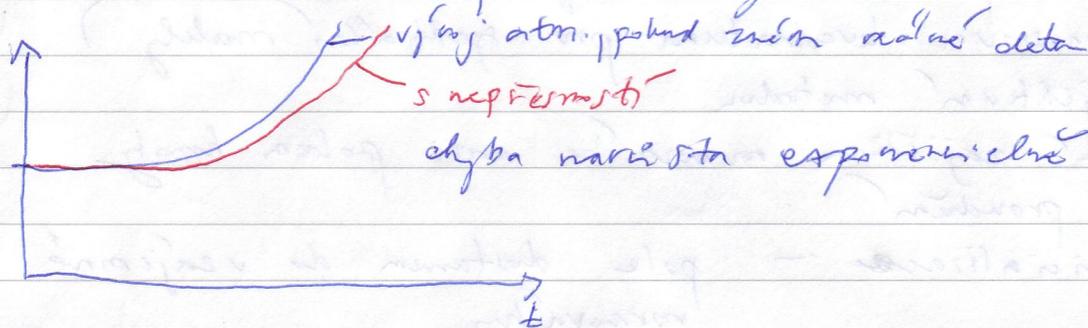
9 perturbovanými - tj. složena do pů. det  
chyb malá

1 bez perturbace

datům po 12h, 48h, ... předpověď

většou se předpovědi rozcházejí, v některých oblastech  
mapy však ne

Ensemble = soubor dat, ze kt. se vychází



pokud bychom zavedli všechny měřítka

(od drápace po dubové úhry - 3 úhry kolem Země),

tak by chyba byla menší,

ale např. turbulenci musíme vždy parametrizovat (LES)

kyž je úspěšnost předpovědi 50% a ↓  
předpověď ztrácí smysl

system je predpoväditeľný pouze lokálne,  
časové omezený - max. 10 dní

menšie lokálne silny, kt. odlišujú počasie,  
ale jen tlačené údavy, fronty pale div, ...

celokontový model

polokontový - n - - 9 hranicá podm. a rovnice, kt. je  
ale celkem pivozená

lokálny model - n - - hranicá podm. se přijevrat budou  
proto je přesně deš od zájmové  
oblasti, pře uprostřed se nepřijevrat  
má se ze dleho, ty se má  
to nezajímá

00, 06, 012

↑  
sem dej asimilační ohno

↓  
pre čas 03 - 09

v hlavním synoptickém čase provádím integraci modelu

staršíja krátkodobý ~~čik~~ pro zjištění předpovězho  
pole

konkré vstupních met. údajů a geografických

např. síťový (zauč) štém potřebují velké měřítkové mapy  
pro výpar - kde les, město, louka, ...

Subjektiva při dopředu - může být dobrá jen lokálně  
barotropna - Fjorkvov

pp. předpovědi na 3 dny  $\sim 80\%$

Toto jsou analytická řešení lineárnizované verze soustavy rovnic (2.1) - (2.3).

Analýza poskytlé počáteční hodnoty  $u, v, \phi, i$

(2.24) - (2.28) pak může být užita k získání  $y_R(t=0), y_{GE}(t=0)$  a  $y_{GW}(t=0)$

nakonec (2.29) - (2.31) využita k vypočítání hodnot normálních módů v čase  $t$ .

Užitím (2.19), (2.8) a inverze (2.4)

pak dovoluje spočítat pole větru a hmoty ve fyzikálním prostoru.

Z (2.29) je vidět, že Rossbyho mód  $y_R$  zůstává konst. v čase.

Každopádně gravitační mód bude oscilovat s jejich vysokou frekvencí  $\sigma$  dokud jejich počáteční amplitudy  $y_{GE}(t=0)$  a  $y_{GW}(t=0)$  nejsou 0.

Inerciálně-gravitační vlny jsou disperzivní.

Předpokládáme, že máme nullové pole větru a loklizované pole hmoty - poruchu v 1 bodu.

Tento stav bude vyvolávat oba typy vln

s širokým spektrem horizontálních měřítek.

Každá inverzně-gravitační vlna bude cestovat pryč od poruchy se svou vlastní charakteristickou fázovou rychlostí takto vedoucí k rozšířování trvaní ~~oproti~~ počátečnímu stavu ~~částečně~~ gravitačního módu.

gravitační vlny jdou pryč  
→ zůstávají jen Rossbyho



Toto ve finále způsobí stav, kde zůstane jen Rossbyho vlny v oblasti počáteční poruchy.

Proces přechodu je znám jako geostrofičeské přizpůsobení.

# ALadin

- horizontální rozlišení 4,7 km
- 87 vertikálních hladin
- časový krok 180s
- 4 termíny analýzy 00, 06, 12, 18 UTC

## Asimilace dat

### Operativní model Aladin

#### 1) Analýza povrchových polí - pomocí OI

- zprůměrní na základě pozorování SYNOP (T2m, RH2m)
- analýza T pomocí modelu globálního ARPEGE
- pomocí klimatologického modelu se do modelu zahrnují ~~ještě~~ informace, kt. jsou očekávány

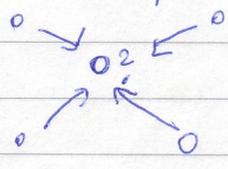
(tj. např.  $\phi$  výšky sněhu 20cm a předpověď 1m, <sup>což</sup> je moc  
 → model dělá, aby relaxoval k 20cm)

#### 2) výšková pole

- z modelu ARPEGE
- spjeme s Aladinem
- potom BLENDING a máme výškové

### Kontrola kvality měření

- vyřazení trvale nepřesných měření - blacklist
- kontrola správnosti zasídané zprávy
- kontrola měření vzhledem k předběžnému polí
- kontrola prostorové konzistence



nainterploji z ostatních stanic  
 a dívám se, zda měření na stanici?  
 je podobné nainterplování hodnotě

- redukce dat - 10% z družicových měření se jen používá

# Metody tvorby analýzy

- analýza

= pravidelná prostorová reprezentace prognostických proměnných v daném čase

## Asimilace družicových dat do Aladinu

- měření zatížena systematickými chybami,  
je nutné je odstranit

- měří radiance, z čeho se odvozují T a vlhkost.

↙ náhodné chyby

systematické chyby = biases

- třeba závislé na úhlu směřování

oblasti družic, družice může být rozkmitána  
slučován úhlem

$$\text{BIAS} = \langle y - h(x) \rangle$$

← měřené hodnoty

→ předběžné pole

← měřené hodnoty

→ nejprvejší odhad, co máme

## Krátkodobá

26. 4.

### předpověď celostátní

- 1) situace - např. výběžek vyššího tlaku vzduchu, fronta
- 2) počasí - oblačno, přeháňky  
skupenství srážek, nejvyšší T, na horách v 1000 m  
směr + rychlost větru v m/s
- 3) tlaková tendence
- 4) rozptýlové podmínky - jen v zóně  
výstražní jazyk (všechny náhledy - jen na zemi)  
nebo ráno, v pohledu, věter a teplota  
vydává kolem 11h

- tabulka srážek

- konzultace

- tabulka pro kraje na 1 týden pro plynaře

- odpovídání předpovědi: na noc + den

## Střednědobá předpověď

- konzultace

- struktura stejná

- 2x or 3x týdenní předpověď pro Alpy denní

- vydání kolem 11 hodin

- předpovědi pro města

## Výstražná služba

- min 1x denně

## Krajská a silniční předpověď

- pro údržbu komunikací

- pro dálnice

## Průmyslová předpověď

- pro energetiku

Dlouhá doba předpovědi

- 3 krát měsíčně

na 28 - 31 dnů

## Výstražná služba

- z předpovědi počasí
- vydává pouze synoptika na centrálním předpovědním pracovišti
- meteorologické  
hydrologické  
čistotařské  
jaderné, chemické

neděláme: zemětřesení, Laviny, mořské jevy

- vydává se na rábček

hodnocení výstrahy (po krajích)

- úspěšná
- částečně úspěšná
- neúspěšná
- nevzdána

- T: max 30/34/37  
min -12/-20/-25

- nárazy větru: 20, 25, 50 m/s

- sněžení: 3/5 cm za 1h

10/20/30 cm za 12h

15/30/50 24

- nárazové jevy: ledovky, náledí  
námrza 3cm

- bouřky: kroupy (velikost)  
srážky (intenzita) množství za 1/3 h

- dešť: náraz větru  
35/50/70 mm za 12h

40/60/90 mm za 24h

- ČHMÚ je za záloha povinen

- 5 stupňů indexu nebezpečí počasí

- plati vždy jen 1 výstraha

- výstrahu lze zrušit, když nebezpečí pomine

## Meteoalarm

- ~~pro sense daní státy~~

- Evropa + Kypr

7:50