

**Школа молодых ученых и международная конференция по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде: “СITES-2015”
20 – 30 июня 2015 г., Томск, Россия**

Математическое моделирование многокомпонентных геофизических процессов

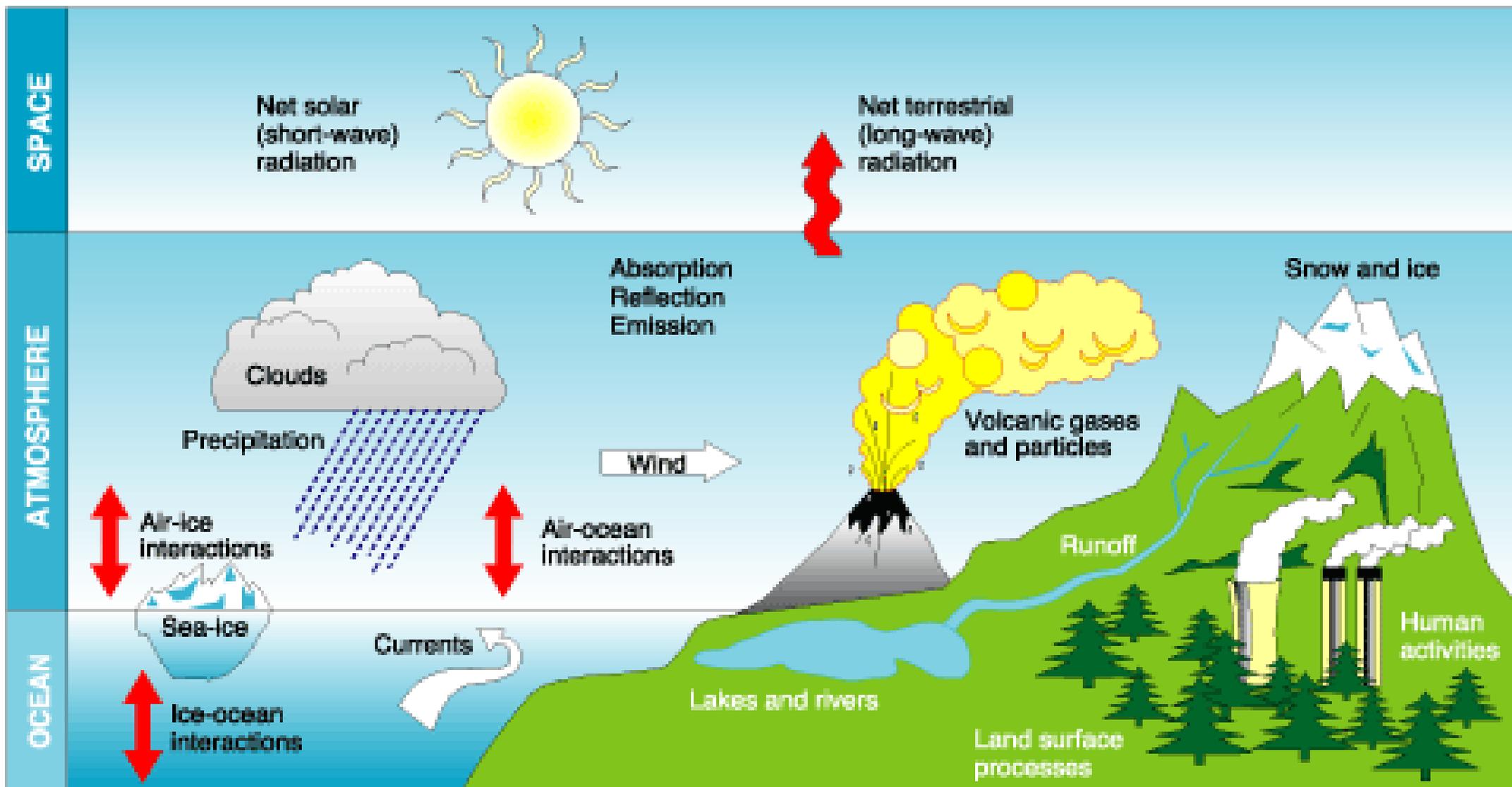
В.Н. Лыкосов

**Институт вычислительной математики РАН,
Московский государственный университет**

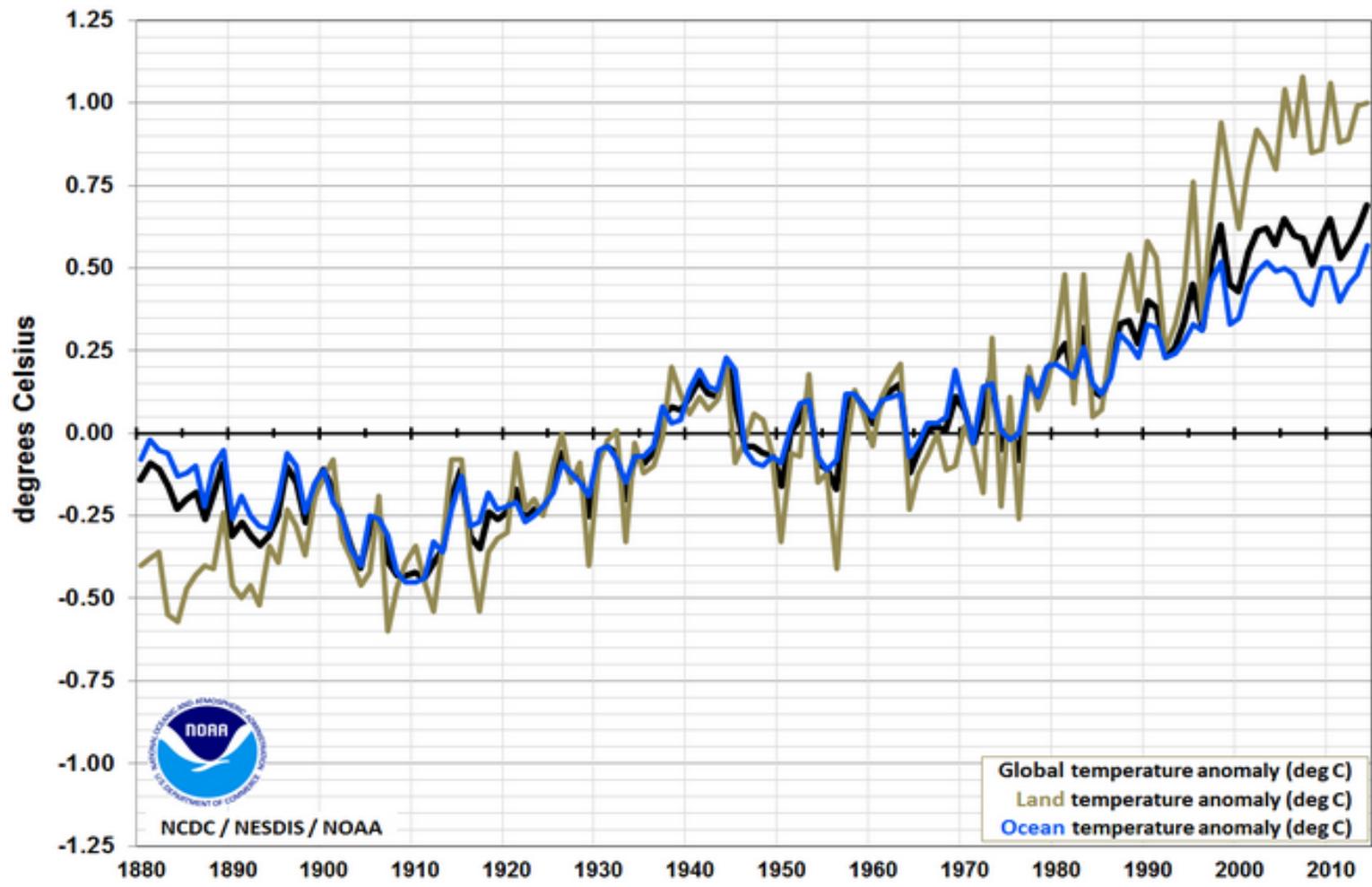
им. М.В.Ломоносова

E-mail: lykosov@inm.ras.ru

Климатическая система (IPCC, 2007)

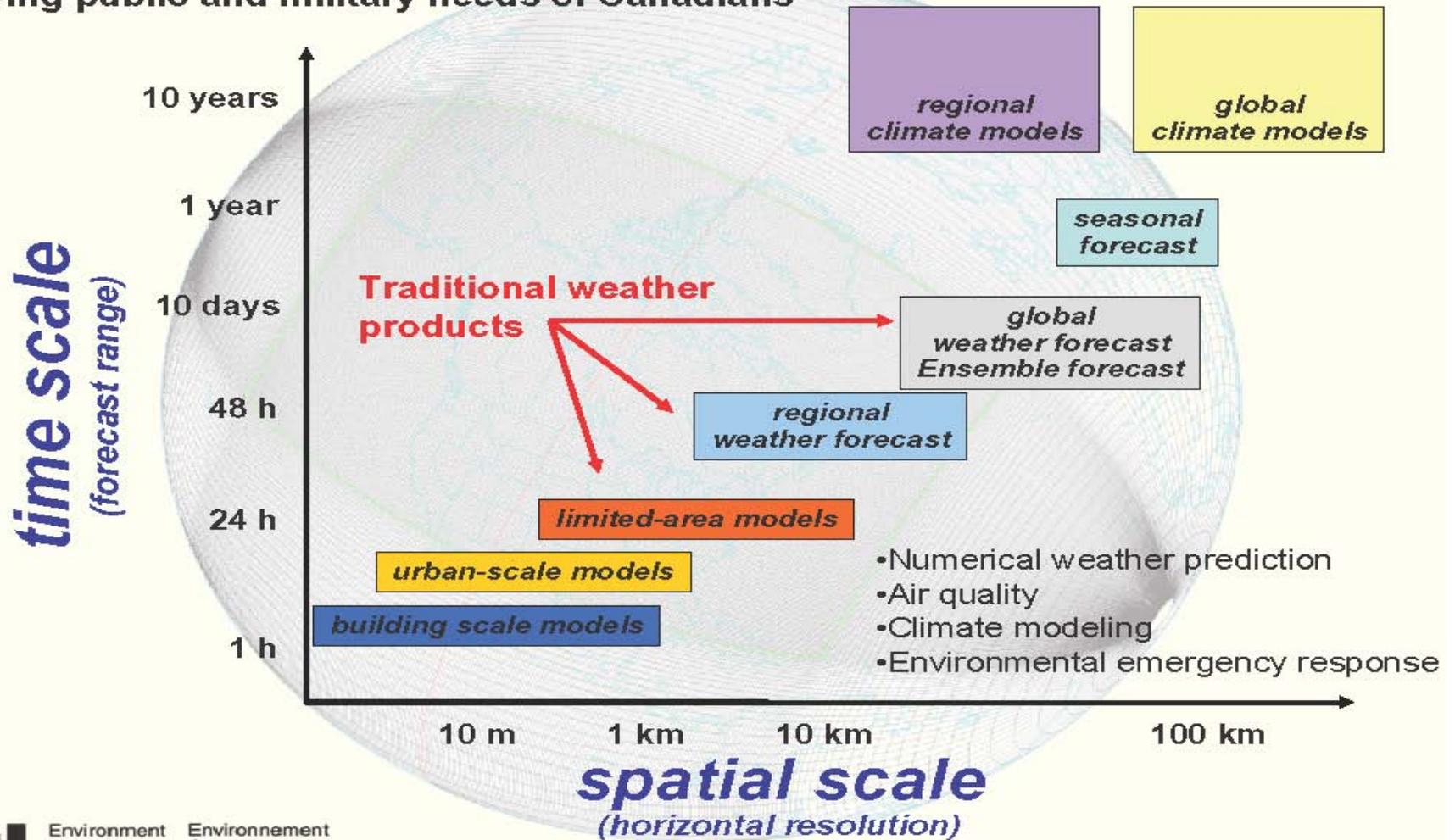


Annual Global Temperature (Land, Ocean, and Combined)



Michel Desgagné (Reading, 13 HPC Workshop, 3-7/11/2008) High performance computing at the Canadian Meteorological Centres

Uninterrupted (24/7, year-round) weather and environmental forecasts, serving public and military needs of Canadians



T. Reichler & J. Kim, 2008

TABLE I. Climate variables and corresponding validation data. Variables listed as “zonal mean” are latitude–height distributions of zonal averages on twelve atmospheric pressure levels between 1000 and 100 hPa. Those listed as “ocean,” “land,” or “global” are single-level fields over the respective regions. The variable “net surface heat flux” represents the sum of six quantities: incoming and outgoing shortwave radiation, incoming and outgoing longwave radiation, and latent and sensible heat fluxes. Period indicates years used to calculate observational climatologies.

Variable	Domain	Validation data	Period
Sea level pressure	ocean	ICOADS (Woodruff et al. 1987)	1979–99
Air temperature	zonal mean	ERA-40 (Simmons and Gibson 2000)	1979–99
Zonal wind stress	ocean	ICOADS (Woodruff et al. 1987)	1979–99
Meridional wind stress	ocean	ICOADS (Woodruff et al. 1987)	1979–99
2-m air temperature	global	CRU (Jones et al. 1999)	1979–99
Zonal wind	zonal mean	ERA-40 (Simmons and Gibson 2000)	1979–99
Meridional wind	zonal mean	ERA-40 (Simmons and Gibson 2000)	1979–99
Net surface heat flux	ocean	ISCCP (Zhang et al. 2004), OAFUX (Yu et al. 2004)	1984 (1981) –99
Precipitation	global	CMAP (Xie and Arkin 1998)	1979–99
Specific humidity	zonal mean	ERA-40 (Simmons and Gibson 2000)	1979–99
Snow fraction	land	NSIDC (Armstrong et al. 2005)	1979–99
Sea surface temperature	ocean	GISST (Parker et al. 1995)	1979–99
Sea ice fraction	ocean	GISST (Parker et al. 1995)	1979–99
Sea surface salinity	ocean	NODC (Levitus et al. 1998)	variable

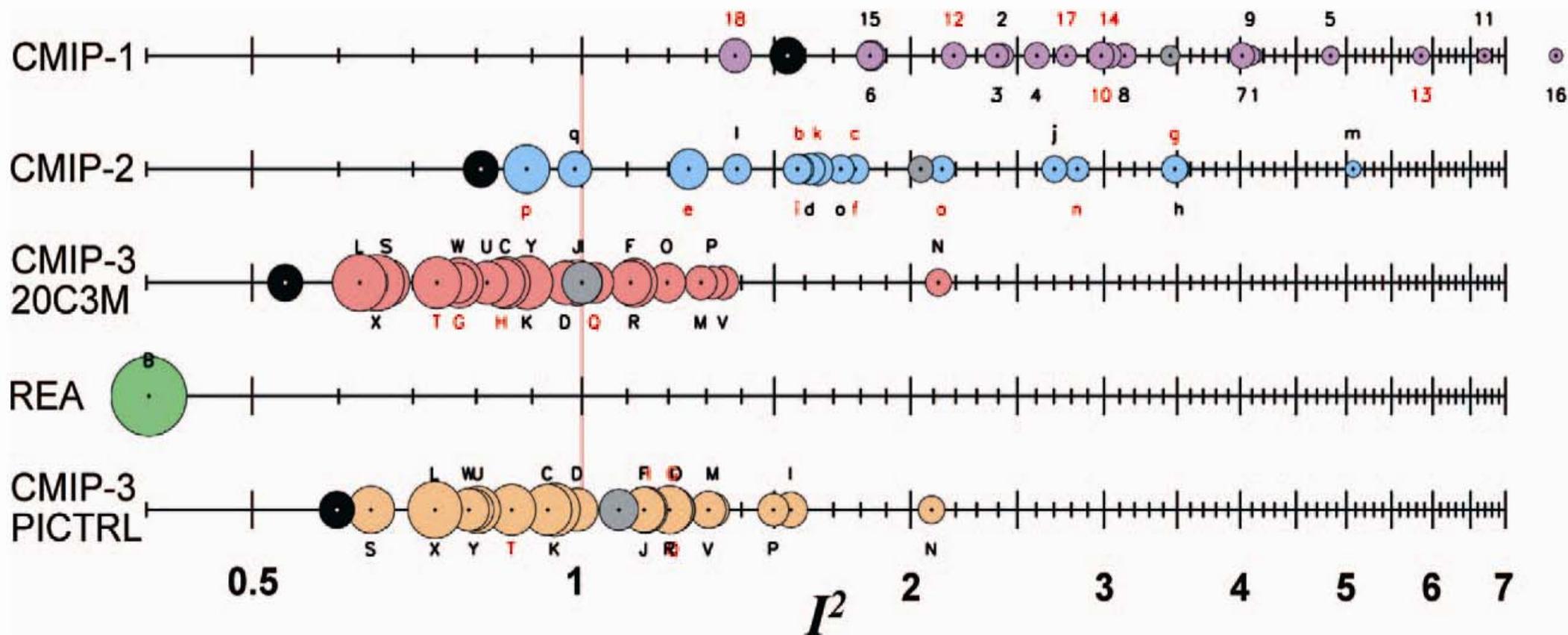


FIG. 1. Performance index I^2 for individual models (circles) and model generations (rows). Best performing models have low I^2 values and are located toward the left. Circle sizes indicate the length of the 95% confidence intervals. Letters and numbers identify individual models (see supplemental online material at doi:10.1175/BAMS-89-3-Reichler); flux-corrected models are labeled in red. Grey circles show the average I^2 of all models within one model group. Black circles indicate the I^2 of the multimodel mean taken over one model group. The green circle (REA) corresponds to the I^2 of the NCEP/NCAR reanalyses. Last row (PICTRL) shows I^2 for the preindustrial control experiment of the CMIP-3 project.

Уравнения крупномасштабной динамики атмосферы

$$\frac{du}{dt} - \left(f + \frac{u}{a} \operatorname{tg} \varphi \right) v + \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} + \frac{RT}{p_s} \frac{\partial p_s}{\partial \lambda} \right) = F_u,$$

$$\frac{dv}{dt} + \left(f + \frac{u}{a} \operatorname{tg} \varphi \right) u + \frac{1}{a} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} + \frac{RT}{p_s} \frac{\partial p_s}{\partial \varphi} \right) = F_v,$$

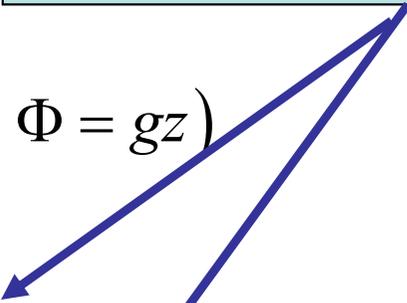
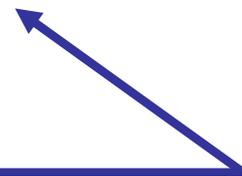
$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{RT}{\sigma}, \quad \left(\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} + \dot{\sigma} \frac{\partial}{\partial \sigma} \right)$$

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial p_s u}{\partial \lambda} + \frac{\partial p_s v \cos \varphi}{\partial \varphi} \right) + \frac{\partial p_s \dot{\sigma}}{\partial \sigma} = 0, \quad (\sigma = p / p_s, \Phi = gz)$$

$$\frac{dT}{dt} - \frac{RT}{c_p \sigma p_s} \left[p_s \dot{\sigma} + \sigma \left(\frac{\partial p_s}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial p_s}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial p_s}{\partial \varphi} \right) \right] = F_T + \varepsilon,$$

$$\frac{dq}{dt} = F_q - (C - E).$$

Параметризация
процессов
подсеточных
масштабов



Процессы подсеточных масштабов

- Неадиабатические источники тепла (радиация, фазовые переходы влаги, облачность, осадки и т.д.)
- Турбулентность в пограничном слое атмосферы, верхнем слое океана и придонном пограничном слое
- Конвекция и гравитационные волны
- Цикл углерода и метана; фотохимические процессы
- Перенос тепла и влаги в почве, растительном и снежном покрове; гидрологический цикл суши
-

Earth System Model

R. Loft. The Challenges of ESM Modeling at the Petascale

ESM Vision

Coupled Ocean-Land-Atmosphere Model

~1 km x ~1 km (cloud-resolving)
100 levels, **whole atmosphere**
Unstructured, adaptive grids

~100 m
10 levels
Landscape-resolving

~10 km x ~10 km (eddy-resolving)
100 levels
Unstructured, adaptive grids



Assumption: Computing power enhancement by a factor of 10^4 - 10^6

Уравнения мезомасштабной гидротермодинамики атмосферы (Miller, White, 1984; Miranda, 1990; Лыкосов и соавт., 2012)

$$\frac{\partial u p_s}{\partial t} + \frac{\partial u^2 p_s}{\partial x} + \frac{\partial v u p_s}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\sigma} u p_s}{\partial \sigma} = -p_s \frac{\partial \phi'}{\partial x} + \sigma \frac{\partial p_s}{\partial x} \frac{\partial \phi'}{\partial \sigma} + f v p_s + p_s (D_u + R_u),$$

$$\frac{\partial v p_s}{\partial t} + \frac{\partial u v p_s}{\partial x} + \frac{\partial v^2 p_s}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\sigma} v p_s}{\partial \sigma} = -p_s \frac{\partial \phi'}{\partial y} + \sigma \frac{\partial p_s}{\partial y} \frac{\partial \phi'}{\partial \sigma} - f u p_s + p_s (D_v + R_v),$$

$$\frac{\partial \tilde{w} p_s}{\partial t} + \frac{\partial u \tilde{w} p_s}{\partial x} + \frac{\partial v \tilde{w} p_s}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\sigma} \tilde{w} p_s}{\partial \sigma} = -S_v p_s \frac{\partial \phi'}{\partial \sigma} + p_s g \left(\frac{\theta'}{\theta_s} - q_r \right) + p_s (D_w + R_w),$$

$$\frac{\partial \theta' p_s}{\partial t} + \frac{\partial u \theta' p_s}{\partial x} + \frac{\partial v \theta' p_s}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\sigma} \theta' p_s}{\partial \sigma} = -S_v \tilde{w} p_s \frac{\partial \theta_s}{\partial \sigma} + p_s \frac{L_v}{c_p} \left(\frac{p_0}{p} \right)^k (C - E) + p_s (D_\theta + R_\theta),$$

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} + \frac{\partial u p_s}{\partial x} + \frac{\partial v p_s}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\sigma} p_s}{\partial \sigma} = 0, \quad \left(\frac{\partial^2 \phi'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi'}{\partial y^2} + \frac{\partial}{\partial \sigma} S(\sigma) \frac{\partial \phi'}{\partial \sigma} = F \right)$$

$$\frac{\partial q_v p_s}{\partial t} + \frac{\partial u q_v p_s}{\partial x} + \frac{\partial v q_v p_s}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\sigma} q_v p_s}{\partial \sigma} = p_s (E - C) + p_s (D_{q_v} + R_{q_v}).$$

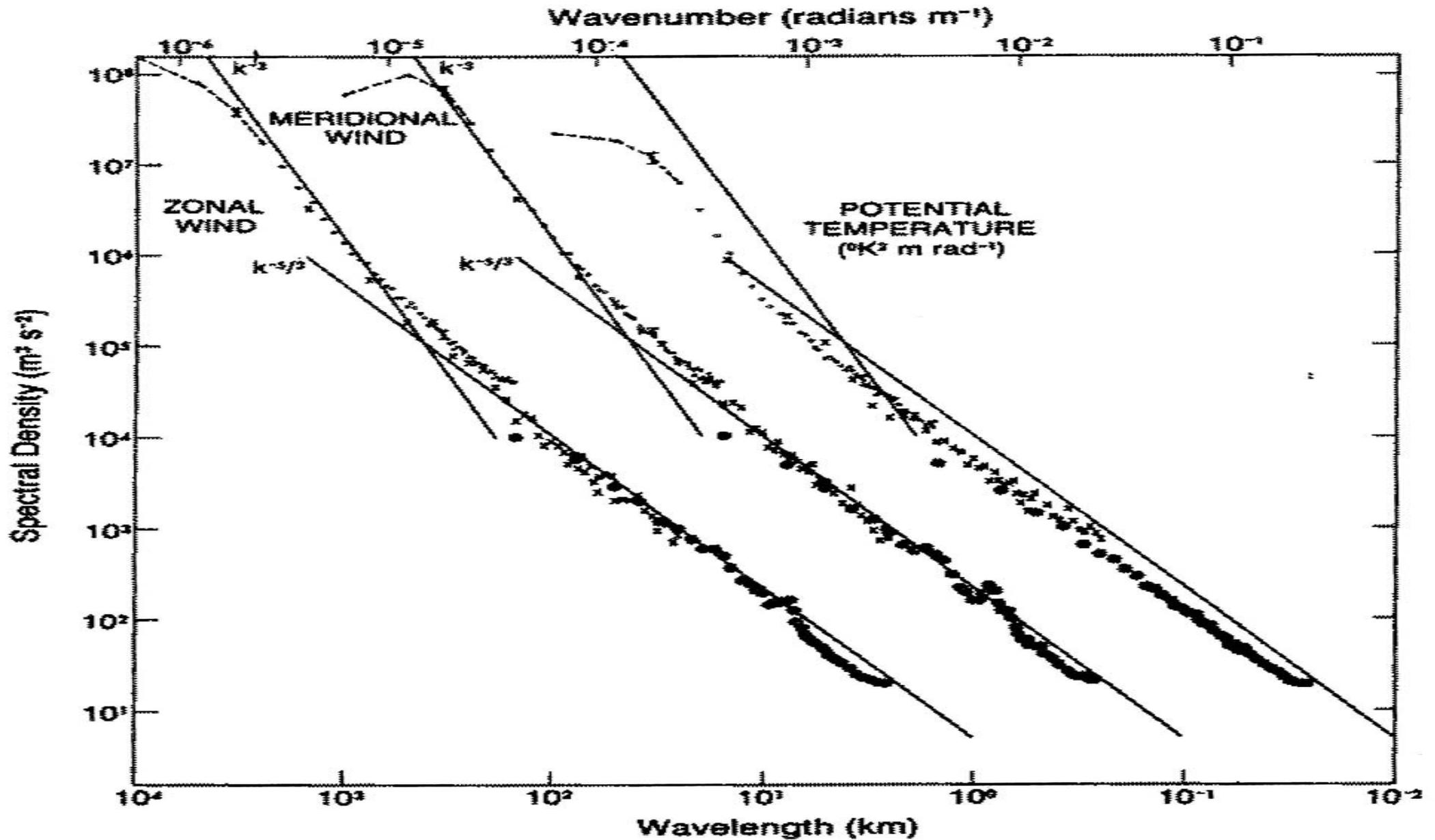


FIG. 1. Variance power spectra of wind and potential temperature near the tropopause from GASP aircraft data. The spectra for meridional wind and temperature are shifted one and two decades to the right, respectively; lines with slopes -3 and $-5/3$ are entered at the same relative coordinates for each variable for comparison. [Reproduced with permission from Nastrom and Gage (1985).]

Palmer T.N. Towards the probabilistic Earth-system simulator: a vision for the future of climate and weather prediction. - Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 2012, v. 138, no. 665, p. 841-861.

Масштаб времени: $\tau(k) \sim k^{-3/2} E^{-1/2}(k)$, $[k] = m^{-1}$, $[E] = m^3 / c^2$

Пусть $\tau(k)$ характеризует время, за которое ошибки в спектральной компоненте модельного решения с волновым числом k за счет нелинейных взаимодействий повлияют на точность воспроизведения компоненты с волновым числом $k/2$. Пусть также k_L соответствует (условной) правой границе длинноволновой (крупномасштабной) части спектра.

Вопрос: каково время T , за которое ошибки в коротковолновой части спектра (на больших волновых числах $2^N k_L$, $N \gg 1$) повлияют на воспроизведение крупномасштабных процессов?

$$T(N) = \tau(2^N k_L) + \tau(2^{N-1} k_L) + \dots + \tau(2^0 k_L) = \sum_{n=0}^N \tau(2^n k_L)$$

$$E(k) \sim k^{-3} \quad \rightarrow \quad \tau(k) = \text{const} \quad \rightarrow \quad T(N) \sim N$$

$$E(k) \sim k^{-5/3} \quad \rightarrow \quad \tau(k) \sim k^{-2/3} \quad \rightarrow \quad \lim_{N \rightarrow \infty} T(N) \sim 2.7 \tau(k_L)$$

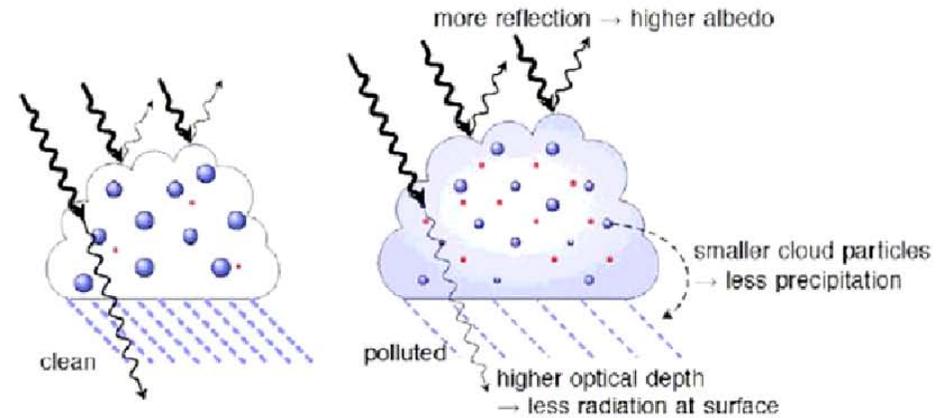
Aerosols and Climate

Aerosols interact with clouds and the hydrological cycle by acting as cloud condensation nuclei and ice nuclei.

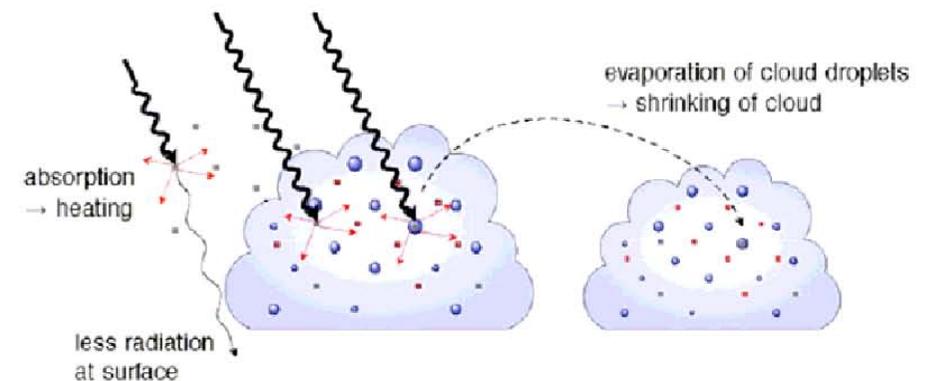
A larger number of cloud condensation nuclei increases cloud **albedo** and reduces **precipitation efficiency**, which result in a reduction of the global annual mean net radiation at the top of the atmosphere.

These effects may be partly offset by **evaporation** of cloud droplets due to absorbing aerosols and/or by **more ice nuclei**.

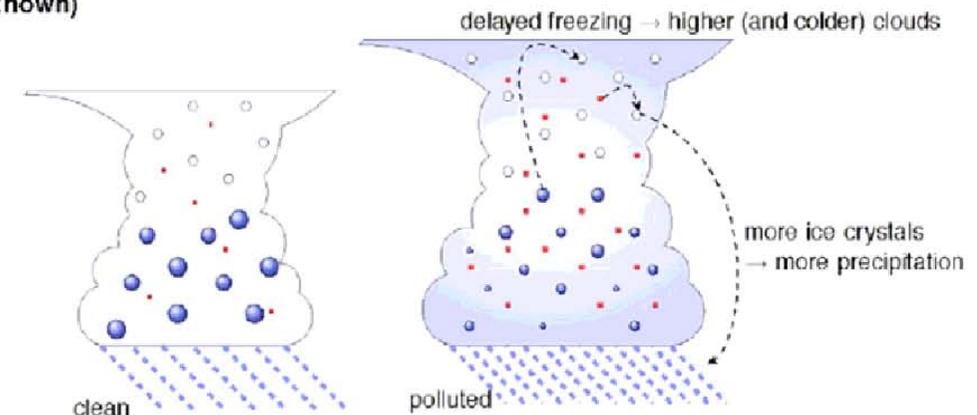
Cloud albedo and lifetime effect (negative radiative effect for warm clouds at TOA; less precipitation and less solar radiation at the surface)



Semi-direct effect (positive radiative effect at TOA for soot inside clouds, negative for soot above clouds)



Glaciation effect (positive radiative effect at TOA and more precipitation), thermodynamic effect (sign of radiative effect and change in precipitation not yet known)



В силу своей большой пространственной протяженности слоистая облачность может быть явно рассчитана в численных моделях прогноза погоды и климата, что, тем не менее, все равно предполагает **параметризацию микрофизических процессов**. В общем случае во внимание принимаются следующие формы состояния влаги и их концентрации: водяной пар, облачная вода, облачный лед, снег и дождь. Для описания термодинамических процессов привлекаются уравнения следующего вида (см., например, Warner, 2011):

$$\frac{dq}{dt} = F_q + S_3 + S_{12} + S_{13} - S_1 - S_2 - S_4,$$

$$\frac{dq_l}{dt} = F_{q_l} + S_4 - S_5 - S_6 - S_7 - S_9,$$

$$\frac{dq_{ice}}{dt} = F_{q_i} + S_2 + S_5 - S_8 - S_{10} - S_{12},$$

$$\frac{dq_{snow}}{dt} - w_{gs} \frac{\partial q_{snow}}{\partial z} = F_{q_s} + S_1 + S_8 + S_9 + S_{10} - S_{11} - S_{13},$$

$$\frac{dq_{rain}}{dt} - w_{gr} \frac{\partial q_{rain}}{\partial z} = F_{q_r} + S_6 + S_7 + S_{11} - S_3.$$

Жесткая система! Метод расщепления по физическим процессам (Марчук, 1967): 1) перенос по траекториям и диффузия, 2) микрофизика.

Турбулентность в геофизических пограничных слоях

A painting of a three-masted sailing ship, likely a galleon, navigating through a turbulent sea. The ship is tilted, and the water is dark and churning with white foam from the waves. The sky is filled with numerous birds, possibly seagulls, flying in various directions. The overall scene conveys a sense of intense natural forces and turbulence.

- Шероховатость поверхности
- Многомасштабность
- Стратификация

Пограничный слой атмосферы

Пограничный слой атмосферы располагается вблизи поверхности Земли, имеет характерный вертикальный размер ~ 1 км и является ключевым звеном климатической системы, обеспечивая:

(1) преобразование энергии солнечной радиации, поглощенной подстилающей поверхностью, в энергию крупномасштабных движений в атмосфере и океане (с помощью турбулентного переноса),

(2) тепловлагоперенос в системе "растительность - снег - почва"

(3) контроль уровня диссипации кинетической энергии всей климатической системы.

Моделирование динамики пограничного слоя атмосферы

Цели:

- (1) воспроизведение пестрой картины атмосферных движений над реальной подстилающей поверхностью при сравнительно однородных процессах в свободной атмосфере,
- (2) изучение процессов взаимодействия деятельного слоя суши и верхнего слоя океана с атмосферой,
- (3) разработка схем параметризации для гидродинамических моделей общей циркуляции атмосферы и климата,
- (4) оценка возможностей направленных воздействий с целью уменьшения рисков, связанных с опасными явлениями, и достижения экономического эффекта (рассеяние туманов, борьба с заморозками и засухой, изменение турбулентного режима, в частности, **снижение сопротивления** и др.).

Средства:

1. Комплексные натурные эксперименты, такие, например, как НЬЮФАЭКС-88, проведенный в рамках программы "Разрезы", в ходе которого получены синхронные данные по атмосферным и океаническим параметрам. На суше: САПЭКС (советско-американский пылевой эксперимент, сентябрь 1989 г., Таджикистан), экспедиции ИФА РАН в Калмыкию и Приаралье (1995 г. - 1998 г.), LSP (Land Surface Processes) - в полупустынных областях Индии (1997 г.) и др. Базы наблюдаемых данных с разнообразной информацией об изучаемых процессах.

2. Модель как "лабораторный стенд":

- 1) уравнения,**
- 2) замыкания,**
- 3) вычислительная технология (численный метод и программная реализация),**
- 4) численные эксперименты,**
- 5) обработка и анализ результатов экспериментов.**

Проблемы

Когерентные структуры (крупные вихри, внутренние гравитационные волны и т.п.); неоднородность подстилающей поверхности; наличие растительного и снежного покрова; специфика турбулентного перемешивания внутри растительности, особенно, в лесу; радиационные процессы; волны на поверхности водных объектов; сальтация и диффузия частиц почвы, снега и воды в атмосферу.

Три типа движений (полностью упорядоченное среднее течение, когерентные структуры типа крупных вихрей или внутренних волн, хаотическая трехмерная турбулентность) и проблема турбулентного замыкания уравнений Рейнольдса; необходимость учета специфики, связанной с орографическими неоднородностями подстилающей поверхности (катабатический ветер, горно-долинная циркуляция и т.п.); инверсионные слои; слоистые и слоисто-кучевые облака, образующие облачность достаточно высокого балла, и мелкие кучевые облака, формирующие, как правило, сильно разреженную облачность; взаимодействие со свободной атмосферой.

Эффект Томса

Toms B.A. Some observation on the flow of linear polymer solutions through straight tubes at large Reynolds numbers. - Proc. 1st Intl. Congr. on Rheology, v. II, p. 135-141, North Holland, Amsterdam, 1948.

- **Томс: при добавлении в воду полимерной присадки (раствор полиметилметакрилата в монохлорбензоле) трение между турбулентным потоком и трубопроводом значительно снижается.**
- **Эффект Томса обуславливается образованием на границе твердое тело-жидкость молекулярных растворов, которые ослабляют турбулентность потока. Установлено, что добавка полимеров более эффективно действует при высоких скоростях потока, когда его турбулентность проявляется сильнее.**
- **Практическое применение: "смазывают" различными присадками трубопроводы, "смазывают" полимерами морские и речные суда, напорные колонны глубоких скважин и т.д.**
- **Эффект Томса наблюдается и при движении твердых частиц в жидкости (в частности, за счет стратификации плотности взвеси).**

Dust Storm
(Stratford, Texas, USA, April 18, 1935. NOAA: George E. Marsh Album)



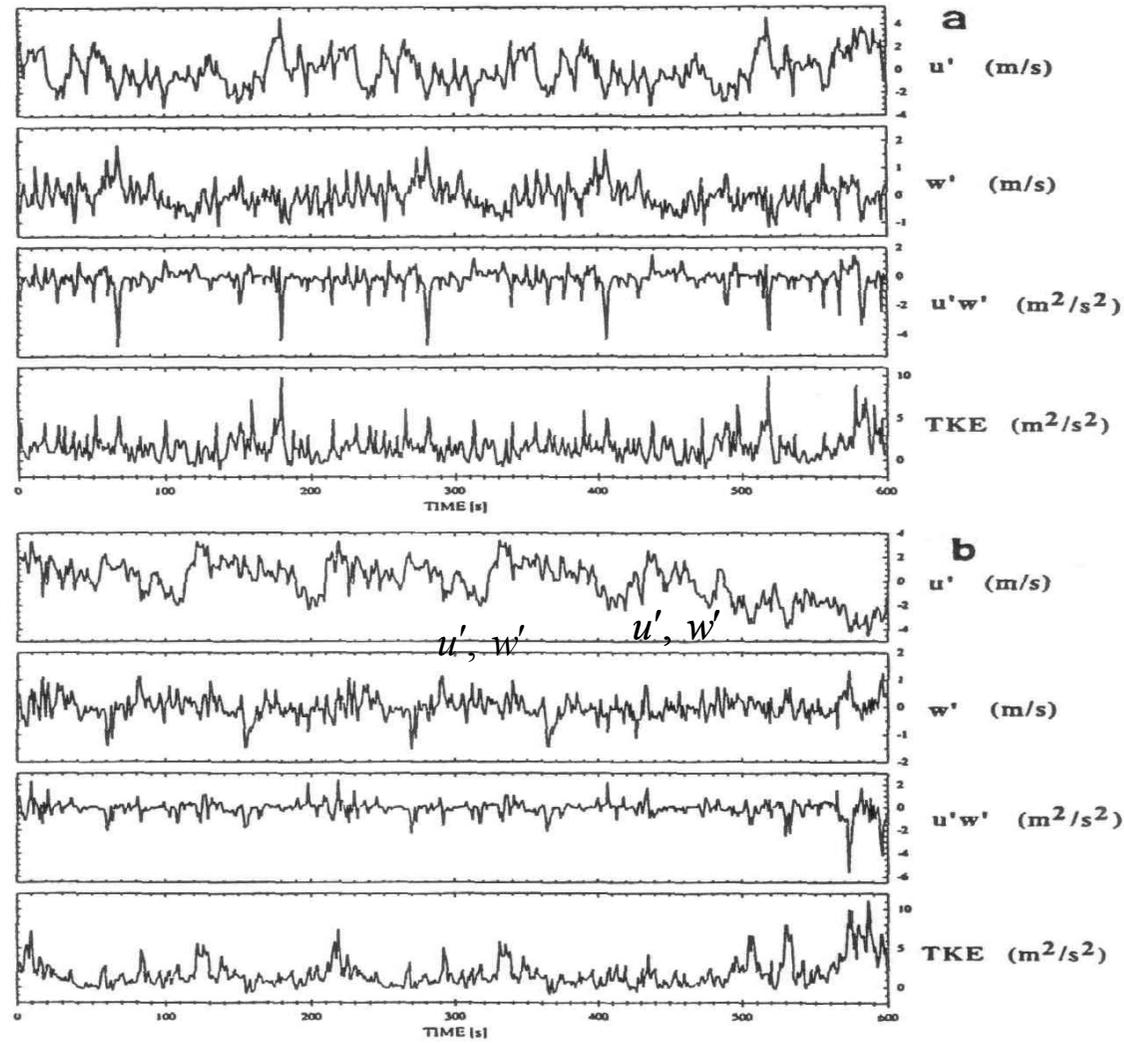
Снежные бури



**Буря мглою небо кроет,
Вихри снежные крутя;
То, как зверь, она завоет,
То заплачет, как дитя,
То по кровле обветшалой
Вдруг соломой зашумит,
То, как путник запоздалый,
К нам в окошко застучит.**

А. Пушкин, «Зимний вечер» (1825)

**←== А. Саврасов «Зимняя ночь»
(1869)**



Примеры временных рядов пульсаций скорости u', w' , вертикальной компоненты потока импульса $u'w'$ и кинетической «энергии» турбулентности $TKE = (u'^2 + v'^2 + w'^2) / 2$ в условиях снежной метели (a) и без нее (b).

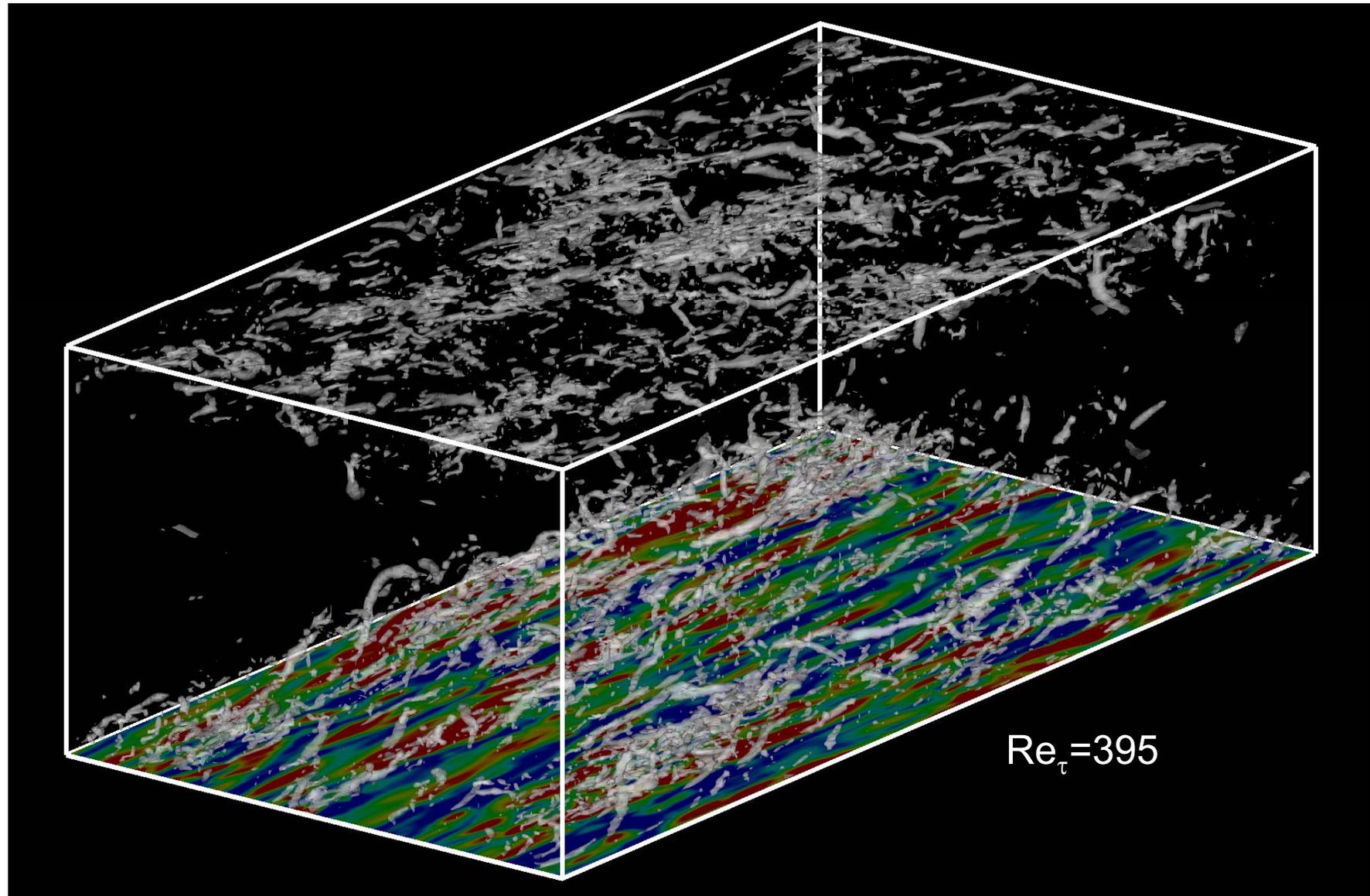
Polymeric stresses, wall vortices and drag reduction

Ronald J. Adrian

*Arizona State University-Tempe
Mechanical and Aerospace Engineering*

“High Reynolds Number Turbulence”, Isaac Newton Institute, Sept. 8-12, 2008

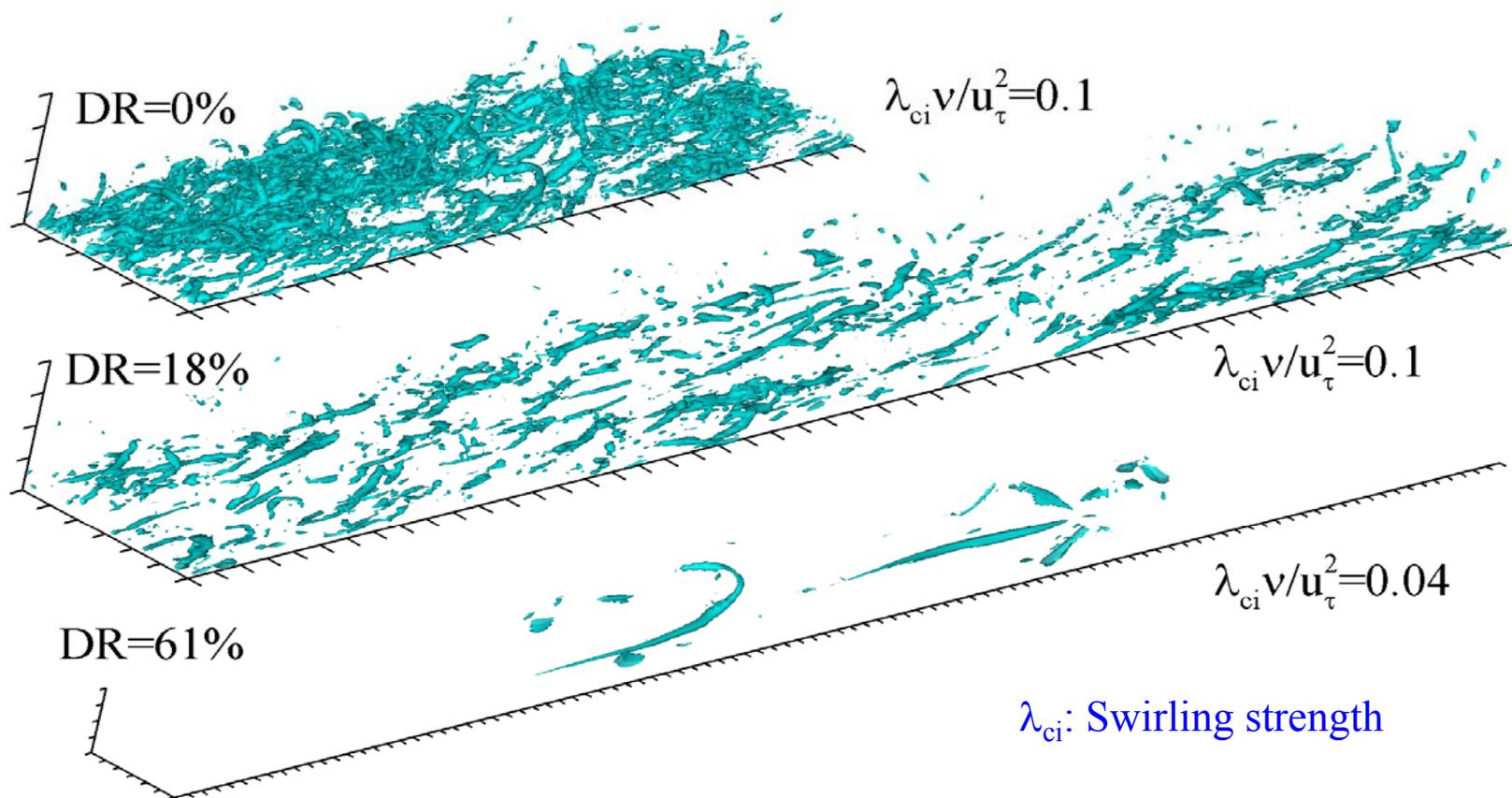
Eddies in Wall Turbulence



Near-wall vortical structures are closely related with production of Reynolds shear stress. (Quasi-streamwise vortices, low-speed streaks, hairpin vortices, vortex packets, etc)

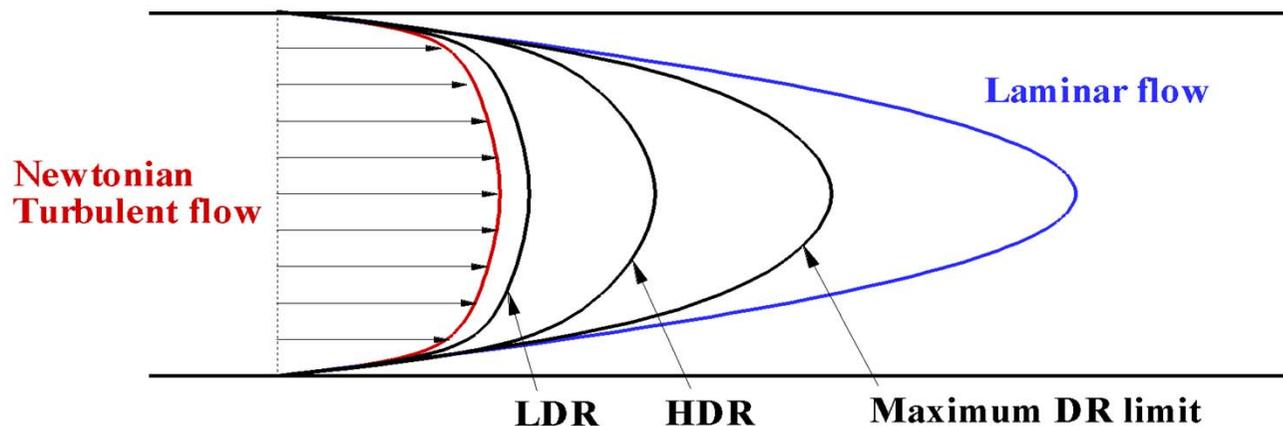
Near-Wall Vortical Structures

- ❑ Vortical structures in polymer solutions are:
- ❑ Weaker
- ❑ Thicker
- ❑ Longer
- ❑ Fewer

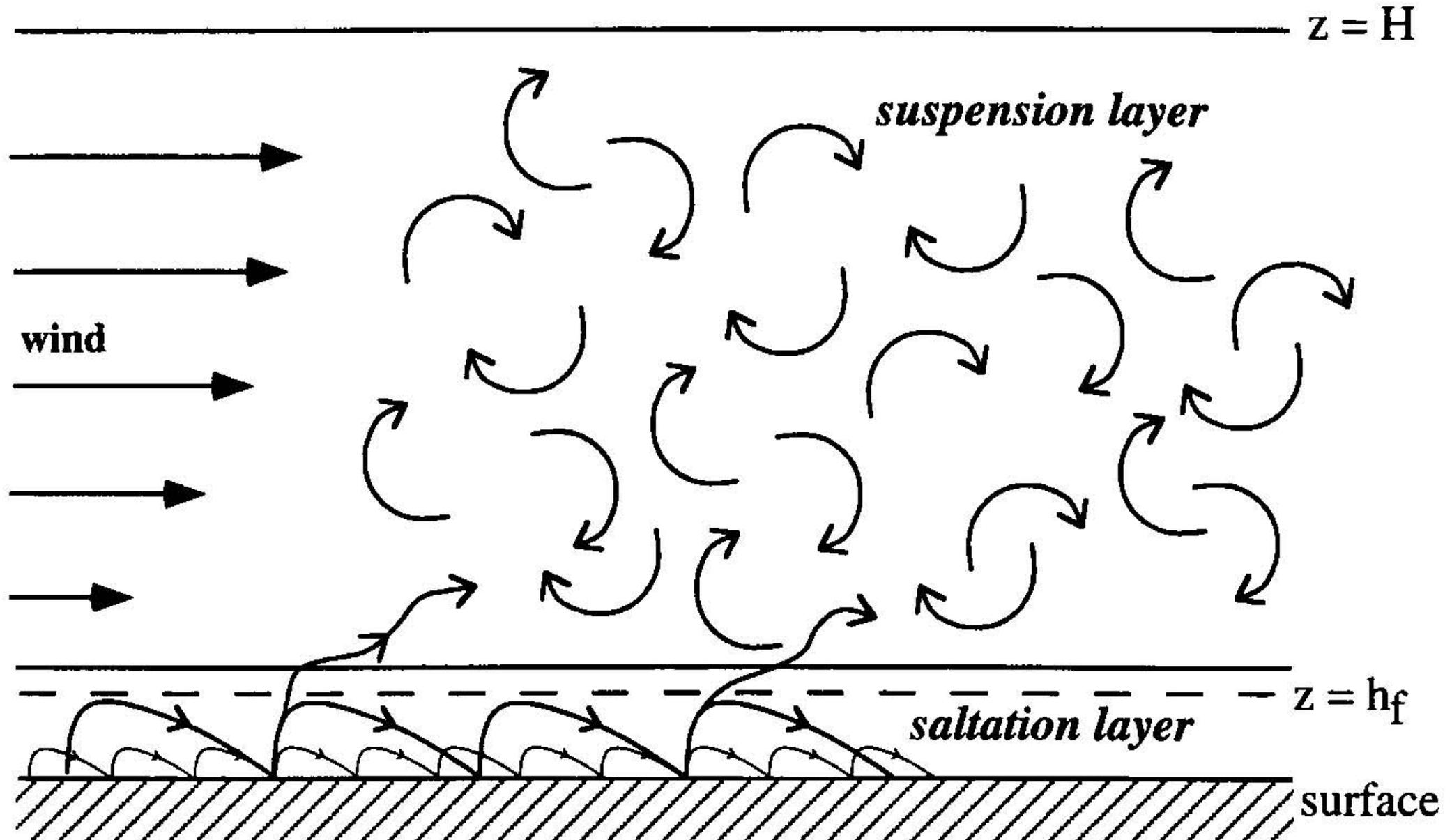


Structural changes found in experiments

- Increased spacing and coarsening of streamwise streaks
- Damping of small spatial scales
- Reduced streamwise vorticity
- Enhanced streamwise velocity fluctuations
- Reduced vertical and spanwise velocity fluctuations and Reynolds stresses
- Parallel shift of mean velocity profile in low DR
- Increase in the slope of log-law in high DR



**Barenblatt and Golitsyn (1974) => Wamser and Lykossov (1995),
Dery and Taylor (1996), Bintanja (2001)**



Слой постоянных потоков

- ❑ Согласно теории подобия Мони́на-Обухова, безразмерные вертикальные профили скорости ветра, температуры и влажности в приземном слое описываются некоторыми универсальными функциями, зависящими от безразмерной переменной z/L , где L - так называемый масштаб длины Мони́на - Обухова.
- ❑ В практическом плане, эта процедура эквивалентна аэродинамическому методу, сводящемуся к расчету приповерхностных потоков импульса, тепла и влаги с помощью коэффициентов обмена, значений скорости ветра и дефицитов соответствующих субстанций.
- ❑ Асимптотическое поведение универсальных функций (при сильно устойчивой или сильно неустойчивой стратификации плотности) изучено достаточно подробно, но требуются данные наблюдений, чтобы восстановить их поведение для промежуточных режимов.
- ❑ Этот подход хорошо зарекомендовал себя в условиях статистически однородной подстилающей поверхности, прост в реализации и было вполне естественным использовать его в моделях общей циркуляции атмосферы.
- ❑ Вместе с тем, в размерах элементарной ячейки сетки модели подстилающая поверхность редко бывает однородной.
- ❑ Наличие растительного и снежного покрова, специфика турбулентного перемешивания внутри растительности, особенно, в лесу, радиационные процессы, сальтация и диффузия частиц почвы и снега в атмосферу, перенос брызг с поверхности океана в штормовых условиях - все это существенно воздействует на процессы турбулентного взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью.

Турбулентные потоки импульса $\tau_\lambda, \tau_\varphi$, явного тепла H_s и влаги E_s на поверхности земли определяются с помощью аэродинамического метода:

$$\begin{aligned}\tau_{(\lambda, \varphi)} &= \overline{\rho(u', v')w'} = -\rho_h C_d U_h (u_h, v_h), \\ H_s &= c_p \overline{\rho w' \theta'} = -c_p \rho_h C_H U_h (\theta_h - \theta_s), \\ E_s &= \overline{\rho w' q'} = -\rho_h C_E U_h [q_h - r_s q_{\max}(\pi, T_s)]\end{aligned}$$

где $U = \sqrt{u^2 + v^2}$ - модуль скорости ветра; $\theta = (1 + 0.61q)T(p_0/p)^{R/c_p}$ - потенциальная температура ($p_0=1000$ гПа); r - относительная влажность; q_{\max} - насыщающее значение удельной влажности.

Коэффициенты сопротивления C_d и тепловлагообмена C_H, C_E связаны с интегральными коэффициентами переноса импульса C_m , тепла C_θ и влаги C_q соотношениями $C_d = C_m^2, C_H = C_m C_\theta, C_E = C_m C_q$. В свою очередь, интегральные коэффициенты переноса $C_i (i = m, \theta, q)$ в соответствии с теорией подобия Монина-Обухова представляются в виде

$$C_i = \frac{K}{\ln(h/z_{0i}) - \Psi_i(\zeta)},$$

где $\zeta = z/L_{mo}$ - безразмерная высота, Ψ_i - соответствующие универсальные функции, z_{0i} - параметр шероховатости, K - постоянная Кармана.

По определению, масштаб Монина-Обухова имеет вид

$$L_{MO} = \frac{\rho_0}{g} \frac{u_*^3}{\overline{\rho'w'}}$$

где $u_* = \sqrt[4]{\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2}}$ - скорость трения, $\overline{\rho'w'}/\rho_0$ - поток плавучести, ρ_0 - некоторое стандартное значение плотности. В модели общей циркуляции ИВМ РАН (Марчук и др., 1984, Алексеев и др., 1998) использованы универсальные функции, представляющие собой комбинацию (Казаков и Лыкосов, 1982) получивших широкое распространение эмпирических интерполяционных функций Бусинджера-Дайера (Businger et al., 1971) с законом "степени -1/3". Эти функции асимптотически описывают режим свободной конвекции и позволяют избежать нереально заниженных значений турбулентных потоков при малых скоростях ветра.

Взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью в высоких широтах в зимний период времени происходит на фоне как правило устойчивой стратификации пограничного слоя. В условиях дефицита коротковолновой радиации поверхность снега выхолаживается (особенно интенсивно - при безоблачном небе), что приводит к дальнейшему усилению устойчивости приземного слоя и, как следствие, к ослаблению компенсирующего этот процесс турбулентного переноса явного и скрытого тепла.

В рамках традиционного подхода интегральные универсальные функции Ψ_i при устойчивой стратификации, то есть при $\zeta \geq 0$, задаются следующим образом:

$$- \Psi_i = \beta(\zeta - \zeta_{0i}),$$

где $\zeta_{0i} = z_{0i} / L_{mo}$, а $\beta \approx 5$ - эмпирический безразмерный коэффициент. Особый интерес представляет так называемое потоковое число Ричардсона Rf

$$Rf = \frac{\zeta}{1 - \zeta d\Psi_m / d\zeta}.$$

Легко убедиться, что $\lim_{\zeta \rightarrow \infty} Rf = Rf_\infty$, причем "критическое значение" $Rf_\infty = \beta^{-1}$.

Согласно теоретическим представлениям (Монин и Обухов, 1954), стационарная развитая турбулентность над статистически однородной подстилающей поверхностью не может существовать $Rf > 1$. В реальных условиях подстилающая поверхность редко бывает однородной, а происходящие над ней процессы - стационарными. Поэтому часто вместо теоретических универсальных функций используются «подгоночные» зависимости от характеристик состояния атмосферы (скорости ветра, в первую очередь) или от динамического числа Ричардсона

$$Ri = \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta / \partial z}{(\partial u / \partial z)^2 + (\partial v / \partial z)^2}.$$

Взвешенные частицы

При большой скорости ветра, например, м/с, во взаимодействии атмосферы с подстилающей поверхностью возникают новые эффекты. На океане развитие поверхностного волнения приводит к тому, что в штормовых условиях не только меняется шероховатость поверхности, но и возникает приповерхностный слой с большим количеством капель воды. На суше в результате действия сил напряжения трения мелкие частицы (снега, пыли, песка и т.д.) также отрываются от подстилающей поверхности и находятся в потоке во взвешенном состоянии. Если концентрация частиц достаточно велика, то среду можно рассматривать как двухфазную жидкость, плотность которой определяется, в том числе, и концентрацией частиц. Существенное уменьшение аэродинамического сопротивления (Barenblatt and Golitsyn, 1974, Wamser and Lykossov, 1995, Lykossov, 2001) в такого рода течениях сказывается и на характере турбулентного переноса во внешней (по отношению к приповерхностному слою) области пограничного слоя атмосферы. Плотность смеси «воздух – частицы» может быть представлена следующим образом:

$$\rho = \rho_a(1 - C) + \rho_p C = \rho_a(1 + \varepsilon_e C), \quad \varepsilon_e = (\rho_p - \rho_a) / \rho_a$$

Масштаб Монина-Обухова для этих условий может быть записан в виде

$$L_{MO} = \frac{\rho_a (1 + \varepsilon_e \bar{C}) u_*^3}{\kappa g \left[\overline{\rho'_a w'} (1 - \bar{C}) + \rho_a \varepsilon_e \overline{w' C'} \right]}$$

Если воспользоваться уравнением баланса концентрации частиц в стационарном приближении

$$\frac{d}{dz} (\overline{w' C'} - w_g \bar{C}) = 0, \quad C_{z \rightarrow \infty} \rightarrow 0: \quad \overline{w' C'} = w_g \bar{C}.$$

В случае термически нейтральной атмосферы $L_{MO} = \frac{(1 + \varepsilon_e \bar{C}) u_*^3}{\kappa g w_g \varepsilon_e \bar{C}} > 0.$

$$\overline{w' C'} = -K d\bar{C} / dz, \quad K \frac{d\bar{u}}{dz} = u_*^2, \quad K = \kappa u_* z \left(1 + \frac{\beta \kappa g w_g \varepsilon_e z \bar{C}}{u_*^3} \right)^{-1},$$

$$\frac{d\bar{C}}{dz} + \frac{w_g \bar{C}}{\kappa u_* z} \left(1 + \frac{\beta \kappa g w_g \varepsilon_e z \bar{C}}{u_*^3} \right) = 0, \quad \bar{C}_{z=z_r} = \bar{C}_r,$$

$$\bar{C}(z) = \frac{\bar{C}_r (1 - \omega) (z / z_r)^{-\omega}}{1 - \omega + \tilde{\beta} [(z / z_r)^{1-\omega} - 1]}, \quad \omega = w_g / \kappa u_*, \quad \tilde{\beta} = \beta \kappa^2 g \varepsilon_e z_r \bar{C}_r / u_*^2.$$

Тогда

$$\bar{u}(z) = \bar{u}_r + \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_r} \right) + \frac{u_*}{\kappa} \begin{cases} \omega^{-1} \ln \left(1 + \frac{\tilde{\beta} \omega^2}{1 - \omega} \left[\left(\frac{z}{z_r} \right)^{1 - \omega} - 1 \right] \right), & \omega \neq 1 \\ \ln \left[1 + \tilde{\beta} \ln \left(\frac{z}{z_r} \right) \right], & \omega = 1 \end{cases}$$

Поскольку $\tilde{\beta} > 0$ и $\omega > 0$, то при одном и том же значении динамической скорости значение средней скорости должно быть больше в случае присутствия в потоке взвешенных частиц. Это означает, что коэффициент сопротивления должен быть меньше по сравнению с тем, что характеризует чистый поток. Для того, чтобы оценить эффект взвешенных частиц количественно, можно положить $u_* = 0.4$ м/с в качестве типичного значения динамической скорости, $r = 10$ мкм как характерное значение радиуса частиц и $\varepsilon_e = 10^3$. Используя формулу Стокса $w_g = 2\varepsilon_e g r^2 / 9\nu$, можно получить $w_g = 0.016$ м/с и $\omega = 0.1$. Полагая $z_r = 0.18$ м и $z_0 = 10^{-4}$ м, а также считая, что на профиль ветра между и частицы влияют не сильно, можно получить следующую оценку: при изменении значений \bar{C}_r от 10^{-5} до 10^{-4} , скорость ветра на высоте 10 м возрастает на 4 – 35% по сравнению с течением без взвешенных частиц.

Atmospheric boundary layer model

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \tilde{w} \frac{\partial \vec{u}}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial \vec{u}}{\partial z} + F (\vec{u} - \vec{u}_g)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla \tilde{\theta} + \tilde{w} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} K_{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} + Q_r + Q_f$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla \tilde{q} + \tilde{w} \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} K_q \frac{\partial q}{\partial z} + (E - C)$$

$$\frac{\partial q_w}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla \tilde{q}_w + \tilde{w} \frac{\partial q_w}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} K_{q_w} \frac{\partial q_w}{\partial z} - (E - C) - P$$

$$\tilde{w} = \vec{u}_g \cdot \nabla z_s, \quad q_w = q_l + q_i$$

$$F = \begin{pmatrix} 0 & f \\ -f & 0 \end{pmatrix}$$

Пыльные бури и снежные метели

(Barenblatt and Golitsyn, 1974, Wamser and Lykossov, 1995)

$$u_* = \frac{\kappa \left| \vec{u}_h \right|}{\ln(h / z_0) - \Psi_m(h / L)}$$

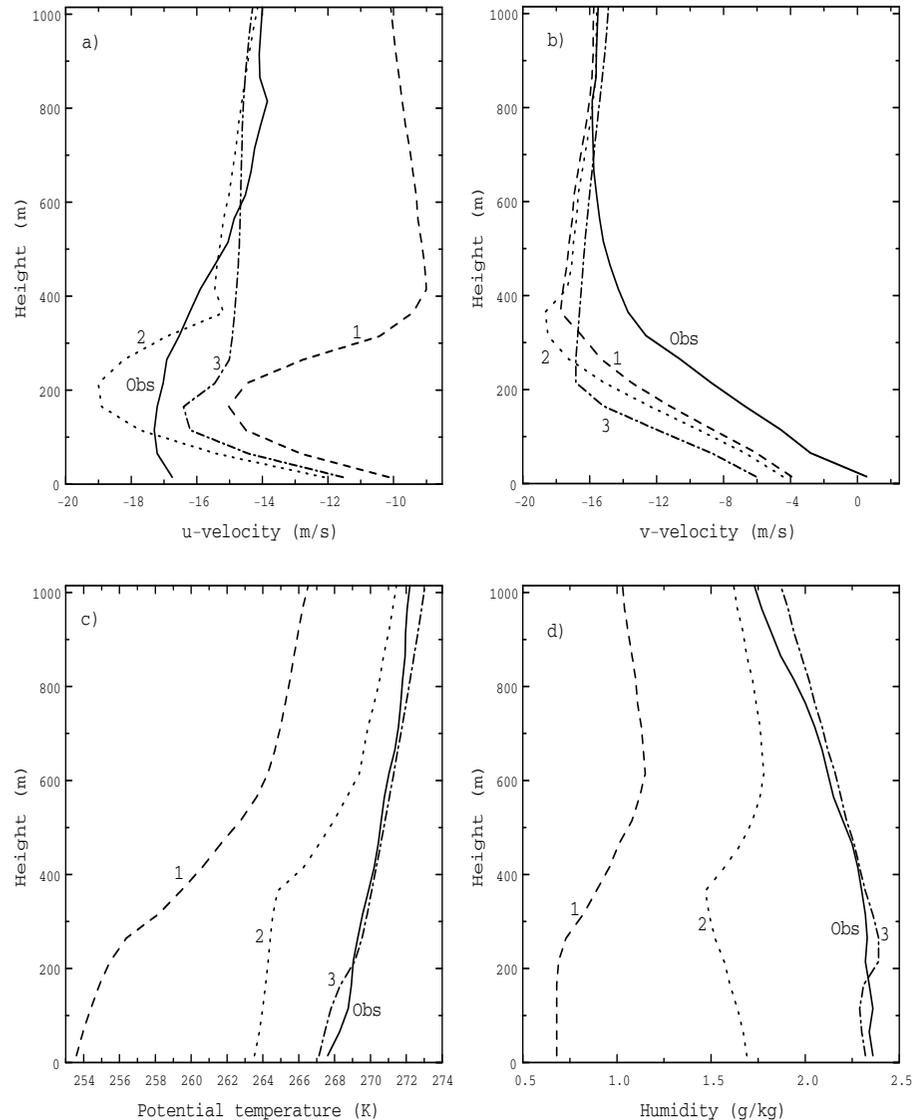
$$L = - \frac{u_*^3}{\kappa \left(B_0 - \overline{C'w'}|_0 \right)}$$

$$\overline{C'w'} = - K_c \frac{\partial C}{\partial z}$$

Stokes: $w_s = \sigma g d^2 / 18 \nu$

Chamberlain: $z_0 = \gamma u_*^2 / g$

Lykossov V.N. Numerical modelling of interaction between the atmospheric boundary layer and the Antarctic ice shelf. - Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling, 2001, v. 16, 315-330.

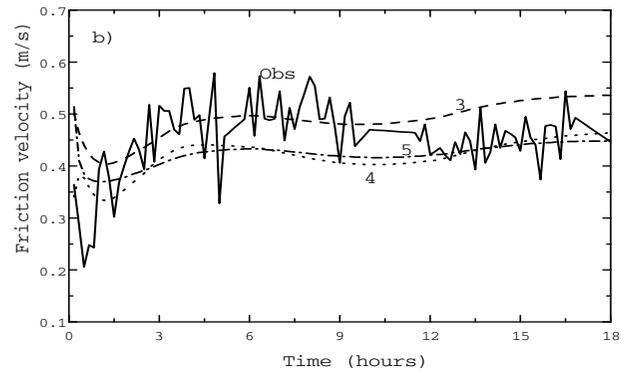
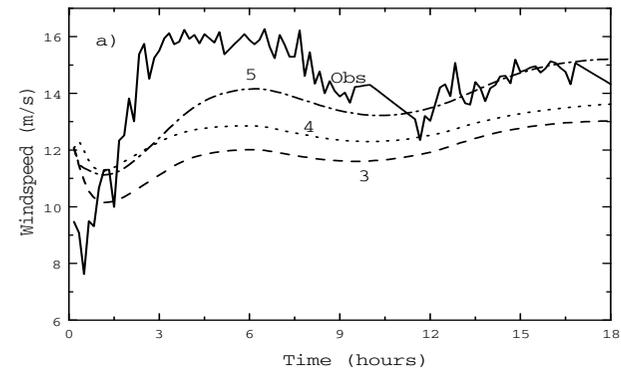
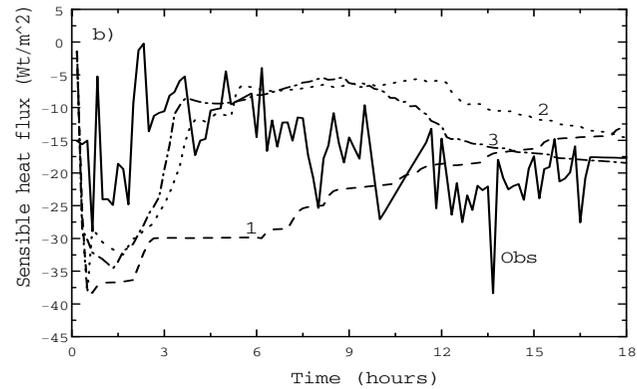
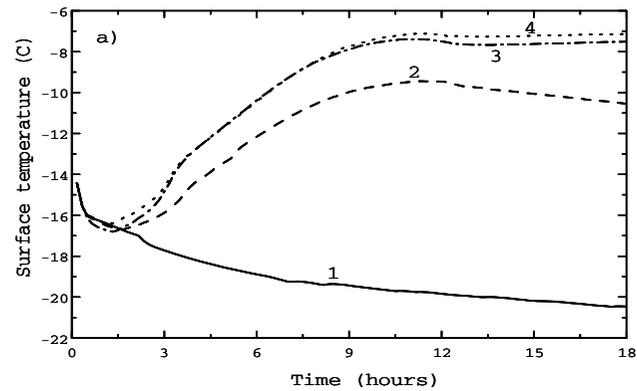


- 1-D model with E- ϵ turbulent closure and parameterized accounting of topography and free atmosphere**
- 1 – barotropic case (uniform geostrophic wind -> no background heat and moisture advection)**
- 2 – baroclinic case without topography (non-uniform geostrophic wind -> background heat and moisture advection)**
- 3 – baroclinic case with topography**

On left: surface temperature (a) and sensible heat flux.

On right: near-the-surface wind velocity (a) and momentum flux (b);

5 – with snow saltation and diffusion



V. Makin and V. Kudryavtsev. “The drag of the sea surface at hurricane winds”. NATO ARW (Dubrovnik, 2006)

Suspension layer in the regime of limited saturation

Main assumption

A thin adjacent to the sea part of the suspension layer is characterized by a regime of limiting saturation (Makin, 2004). In this regime for the case of an unrestricted supply of droplets by actively breaking waves the airflow absorbs the maximum possible amount of droplets for the given friction velocity. The droplets form a very stable layer close to the sea surface.

Description

Is based on the balance equation of the turbulent kinetic energy (TKE) for an airflow with suspended particles (Barenblatt, 1953; 1979).

$$-\overline{u'w'} \frac{du}{dz} - g \frac{\rho_w}{\rho_a} \overline{s'w'} - \varepsilon_t = 0$$

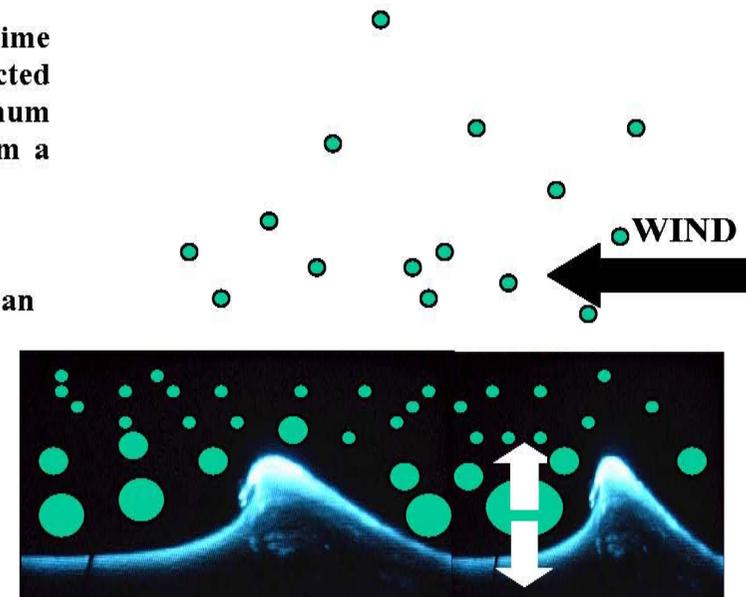
$0 < s < 1$ – droplets concentration

Solution is known

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa \omega} \ln z + const.$$

$$\omega = \frac{a}{\kappa u_*} < 1$$

Physical explanation: the friction velocity is proportional to the mean square of the turbulent velocity fluctuation, and the latter should be large enough to carry the particle into the airflow and keep it sustained.



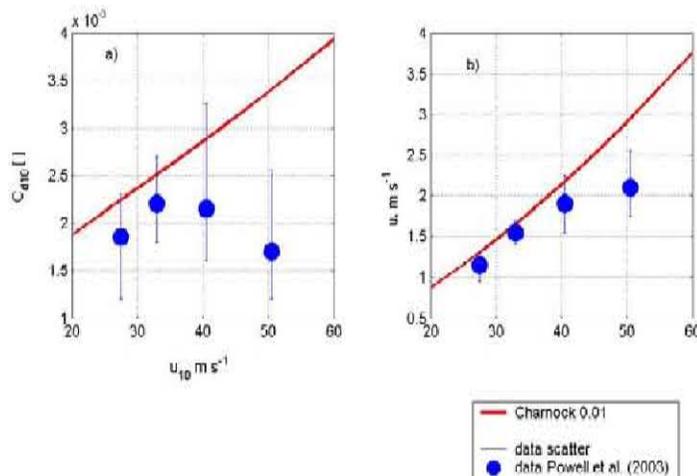
$$-\overline{s'w'} = -as$$

a - terminal fall velocity of droplets.

Direct Evidence

Field measurements

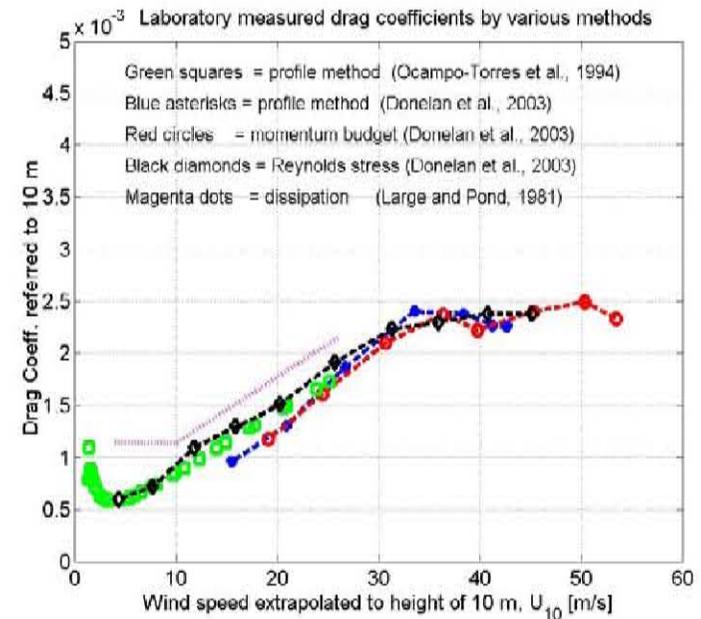
Powell et al. (2003) – measurements in tropical cyclones



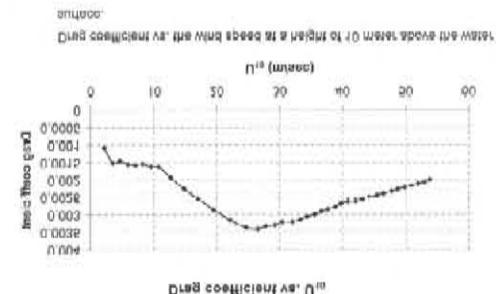
Force 12 on Beaufort Scale. “Hurricane. The air is filled with foam and spray. Sea completely white with driving spray – visibility very seriously affected”.

Laboratory measurements

Donelan et al. (2004) – in the Air-Sea Interaction Facility



Alamaro et al. (2002) – in annular wind wave tank



Evaluation and Improvement of Spray-Modified Air-Sea Enthalpy and Momentum Flux Parameterizations for Operational Hurricane Prediction

Jian-Wen Bao

Christopher W. Fairall

Sara A. Michelson

Laura Bianco

NOAA/ESRL/physical Sciences Division

(in collaboration with Naomi Surgi and Young Kwon of NCEP/EMC)

Presented at:

The 62nd Interdepartmental Hurricane Conference
Charleston, SC: March 5, 2008



Parameterization of the Sea-Spray Modification of Momentum Flux (e.g., Barenblatt 1996 and Lykossov 2001)

$$\langle u' w' \rangle \frac{\partial u}{\partial z} + \varepsilon + \sigma w_f S g = 0, \quad \langle S' w' \rangle = -K_s \frac{\partial S}{\partial z} = w_f S$$

where S is the spray concentration profile.

$$u_* = \frac{uk}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) + \psi_s}$$

$$\psi_s = \begin{cases} \omega^{-1} \ln\left(1 + \frac{\alpha \omega^2}{1 - \omega} \left[\left(\frac{z}{z_h}\right)^{1-\omega} - 1\right]\right) & \text{for } \omega \neq 1 \\ \ln\left[1 + \alpha \ln\left(\frac{z}{z_h}\right)\right] & \text{for } \omega = 1 \end{cases}$$

Where $\omega = \frac{w_f}{ku_*}$, $\alpha = \frac{\beta g k^2 z_h \sigma S_r}{u_*^2}$,

w_f : the mean fall speed of droplets

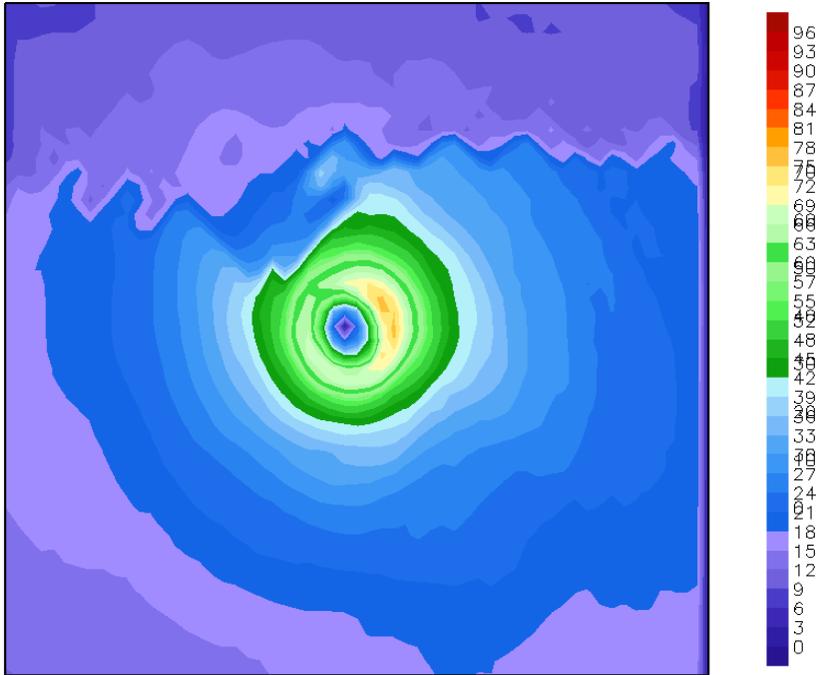
β : empirical parameter

z_h : spray generation height

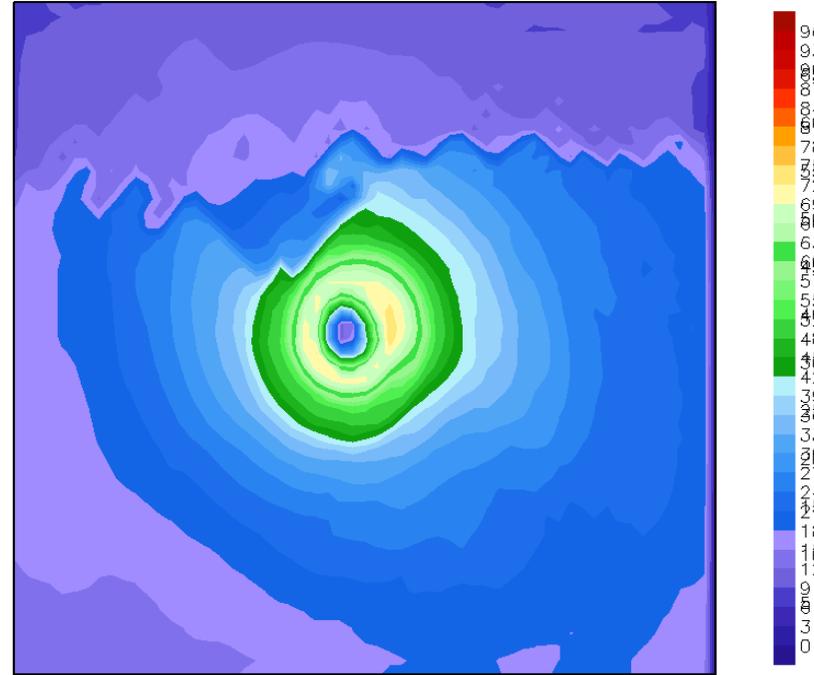
$$\sigma = \frac{(\rho_w - \rho_a)}{\rho_a} \cong 10^3$$

Test with Katrina (2005)

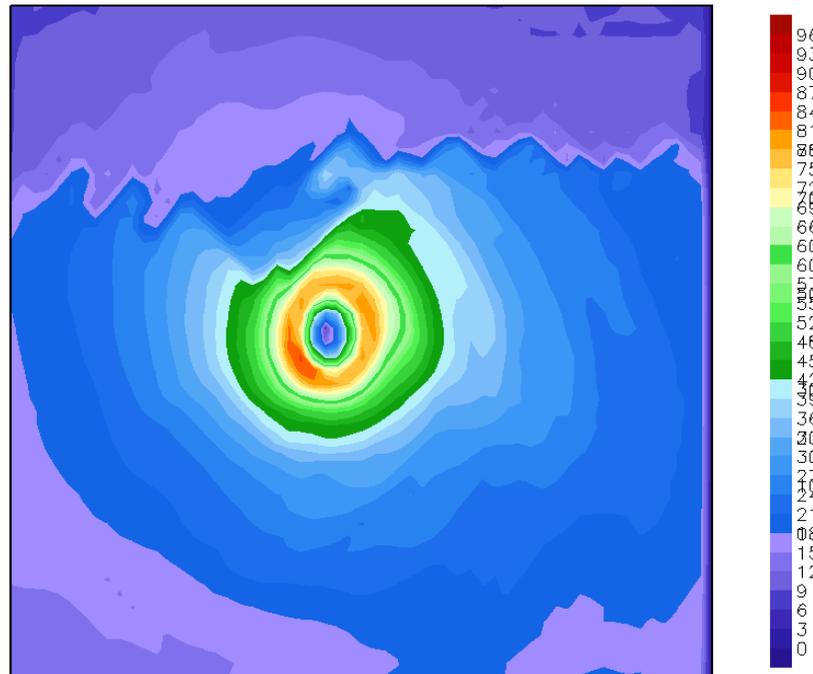
control



thermal



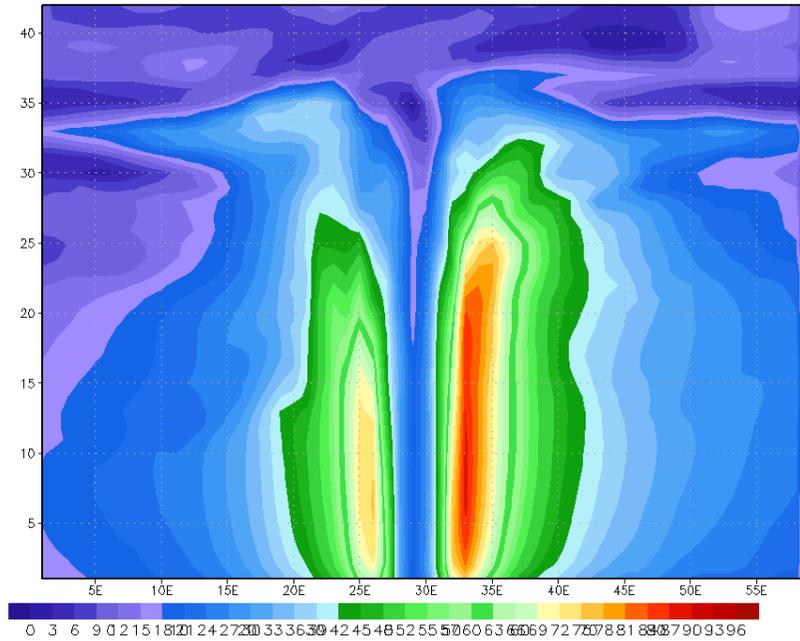
thermal + momentum



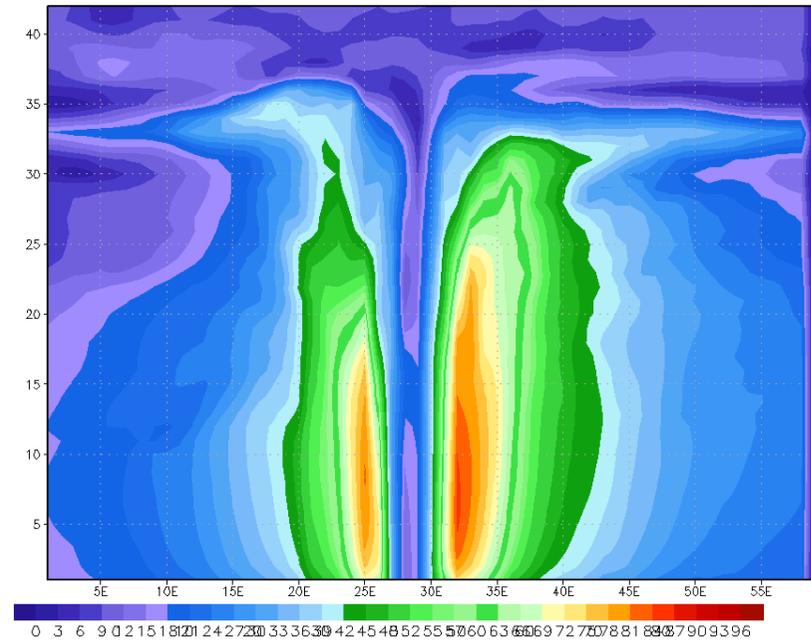
Valid at 0060 UTC
29 Aug 2005

Test with Katrina (2005)

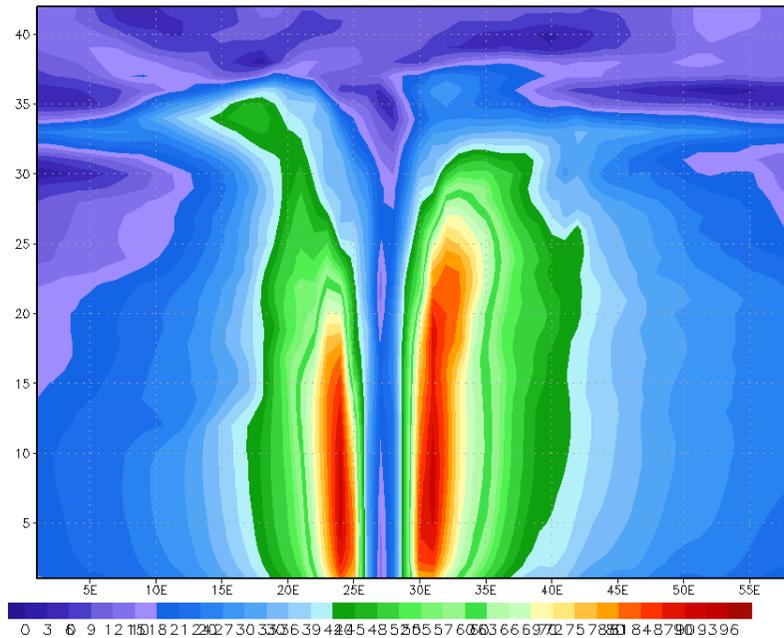
control



thermal



thermal + momentum



Valid at 0060 UTC
29 Aug 2005

Казаков А.Л., Лыкосов В.Н. К вопросу о параметризации тепловлагообмена при штормах применительно к задачам взаимодействия атмосферы и океана. - Метеорология и гидрология, 1980, № 8, с. 58-64.

На основе модели процессов тепловлагообмена брызговых облаков, образовавшихся за счет схлопывания пузырьков пены (Борисенков Е.П., Кузнецов М.А. О параметризации взаимодействия атмосферы и океана при штормовых условиях погоды применительно к моделям общей циркуляции атмосферы. – Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1978, т. 14, № 5) предложена вычислительная технология для расчета добавочных потоков явного (H_d) и скрытого (LE_d) тепла за счет брызг.

$$H_d = \int_0^{\infty} f w_0 H_{ds} dD, \quad LE_d = L \int_0^{\infty} f w_0 E_{ds} dD,$$

$$f = \frac{6k \mu^{(n+4)/k}}{\Gamma\left(\frac{n+4}{k}\right)} \frac{\delta^*}{\pi \rho_w D_m^4} \left(\frac{D}{D_m}\right)^4 \exp\left[-\mu \left(\frac{D}{D_m}\right)^k\right], \quad \mu = \frac{n}{k},$$

$$\delta^* = 0.22 \exp\left(-\frac{218 u_\delta^2}{172 + u_\delta^3}\right), \quad u_\delta = \frac{u}{\tilde{u}}, \quad \tilde{u} = 100 \text{ см/с}, \quad w_0 = \frac{D_m}{D} w_{0m}$$

f – функция распределения капель по размерам; D – диаметр капли; D_m – модальный диаметр капли, при котором функция f достигает максимального значения; k, n – безразмерные постоянные, выбираемые по данным наблюдений; δ^* – водность облака брызг; w_0 – начальная вертикальная составляющая скорости капли; w_{0m} – ее значение при $D = D_m$.

$$H_d = \lambda_T C \left[\frac{L}{c_{eff}} (\varphi_1 - \varphi_2) (q_{\max} - q_a) - \varphi_2 (T_w - T_a) \right],$$

$$LE_d = L \rho d C \left\{ \left[\varphi_1 - \frac{\alpha L}{c_{eff}} (\varphi_1 - \varphi_2) \right] (q_{\max} - q_a) + \alpha \varphi_2 (T_w - T_a) \right\},$$

$$C = \frac{12k \mu^{(n+4)/k} w_{0m} \delta^* \tau}{\Gamma\left(\frac{n+4}{k}\right) \rho_w D_m^2}, \quad \varphi_{1(2)} = I_{1(3)} + 0.2 I_{2(4)} \sqrt{\text{Re}_m}, \quad \text{Re}_m = \frac{D_m u}{\nu}.$$

Существует также подход (см., например, [Троицкая, Рыбушкина, 2008; Troitskaya et al., 2012]), согласно которому для определения коэффициента аэродинамического сопротивления поверхности океана при ураганных ветрах используется квазилинейная модель ветрового пограничного слоя, основанная на решении уравнений Рейнольдса с учетом эффектов вязкого подслоя. В рамках этой модели эффект снижения при ураганных ветрах объясняется тем, что ветровая генерация волн вызывает передачу импульса от ветра к волнам, в результате чего турбулентное напряжение вблизи поверхности сильно снижается. Это приводит к уменьшению вихревой вязкости вблизи поверхности и деформации профиля скорости ветра. Сравнительный анализ результатов расчетов и экспериментальных данных для широкого диапазона скоростей ветра позволил авторам цитированных выше публикаций предложить и обосновать простую параметризацию коэффициента сопротивления для использования в численных моделях прогноза ветра и волнения.

1. Троицкая Ю.И., Рыбушкина Г.В. Квазилинейная модель взаимодействия поверхностных волн с сильными и ураганскими ветрами. – Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, 2008, т. 44, № 5, с. 670-694.
2. Troitskaya Yu.I., Sergeev D.A., Kandaurov A.A., Baidakov G.A., Vdovin M.A., Kazakov V.I. Laboratory and theoretical modeling of air-sea momentum transfer under severe wind conditions. – J. Geophys. Res., 2012, v. 117, C00J21.

Необходимо отметить еще одно обстоятельство, влияющее на процесс обмена импульсом между атмосферой и водным объектом и связанное с воздействием дождя на состояние его поверхности. Экспериментально найдено [Poon et al., 1992], что во время дождя высокочастотные (в диапазоне 2 – 5 Гц) волны существенно подавляются, а низкочастотные волны, наоборот, усиливаются. Теоретически установлено (см., например, [Le Méhauté, Khangaonkar, 1990]), что скорость демпфирования высокочастотных волн может зависеть от интенсивности дождя, скорости падения дождевых капель и других факторов. В работе [Reynolds, 1900] высказано предположение, что падающие капли дождя приводят к формированию вихревых колец, которые интенсифицируют вертикальное перемешивание в верхнем слое воды. Толщина этого слоя составляет, в зависимости от дождя, величину от 5 до 20 см, а коэффициент турбулентной вязкости по крайней мере на порядок превышает значение молекулярной вязкости для воды [Poon et al., 1992].

- 1. Le Méhauté B., Khangaonkar T. Dynamic interaction of intense rain with water waves. – J. Phys. Oceanogr., 1990, v. 20, p. 1805-1812.**
- 2. Poon J.-K., Tang S., Wu J. Interactions between rain and wind waves. – J. Phys. Oceanogr., 1992, v. 22, p. 976-987.**
- 3. Reynolds O. On the action of rain to calm the sea. – Papers on Mechanical and Physical Subjects, 1900, v. 1, Cambridge University Press, p. 86-88.**

Модель склонового течения с взвешенными частицами снега (Русаев, 2012)

$$\frac{du}{dt} = (\lambda \mathcal{G} - gC) \sin \alpha + f(v - v_g) + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial u}{\partial z},$$

$$\frac{dv}{dt} = (\lambda \mathcal{G} - gC) \sin \beta - f(u - u_g) + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial v}{\partial z},$$

$$\frac{d\mathcal{G}}{dt} + S \left[(u - u_g) \sin \alpha + (v - v_g) \sin \beta \right] = \text{Pr}^{-1} \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial \mathcal{G}}{\partial z},$$

$$\frac{dC}{dt} - w_s \frac{\partial C}{\partial z} = \text{Sm}^{-1} \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial C}{\partial z},$$

$$d / dt = \partial / \partial t + u \partial / \partial x + v \partial / \partial y + w \partial / \partial z, \quad \text{Pr} = \nu / \chi_\theta, \quad \text{Sm} = \nu / \chi_C, \quad w_s > 0.$$

Стационарная аналитическая модель склонового течения с взвешенными частицами снега (Рязанов, 2008; Русаев, 2012)

$$(\lambda \vartheta - gC) \sin \alpha + \nu \frac{d^2 u}{dz^2} = 0,$$

$$-Su \sin \alpha + \text{Pr}^{-1} \nu \frac{d^2 \vartheta}{dz^2} = 0,$$

$$w_s \frac{\partial C}{\partial z} + S m^{-1} \nu \frac{d^2 C}{dz^2} = 0,$$

$$u \rightarrow 0, \quad \theta \rightarrow 0, \quad C \rightarrow 0 \quad \text{при } z \rightarrow \infty,$$

$$u = 0, \quad \theta = \theta_0, \quad C = C_0 \quad \text{при } z = 0.$$

Стационарная аналитическая модель склонового течения с взвешенными частицами снега (Рязанов, 2008; Русаев, 2012)

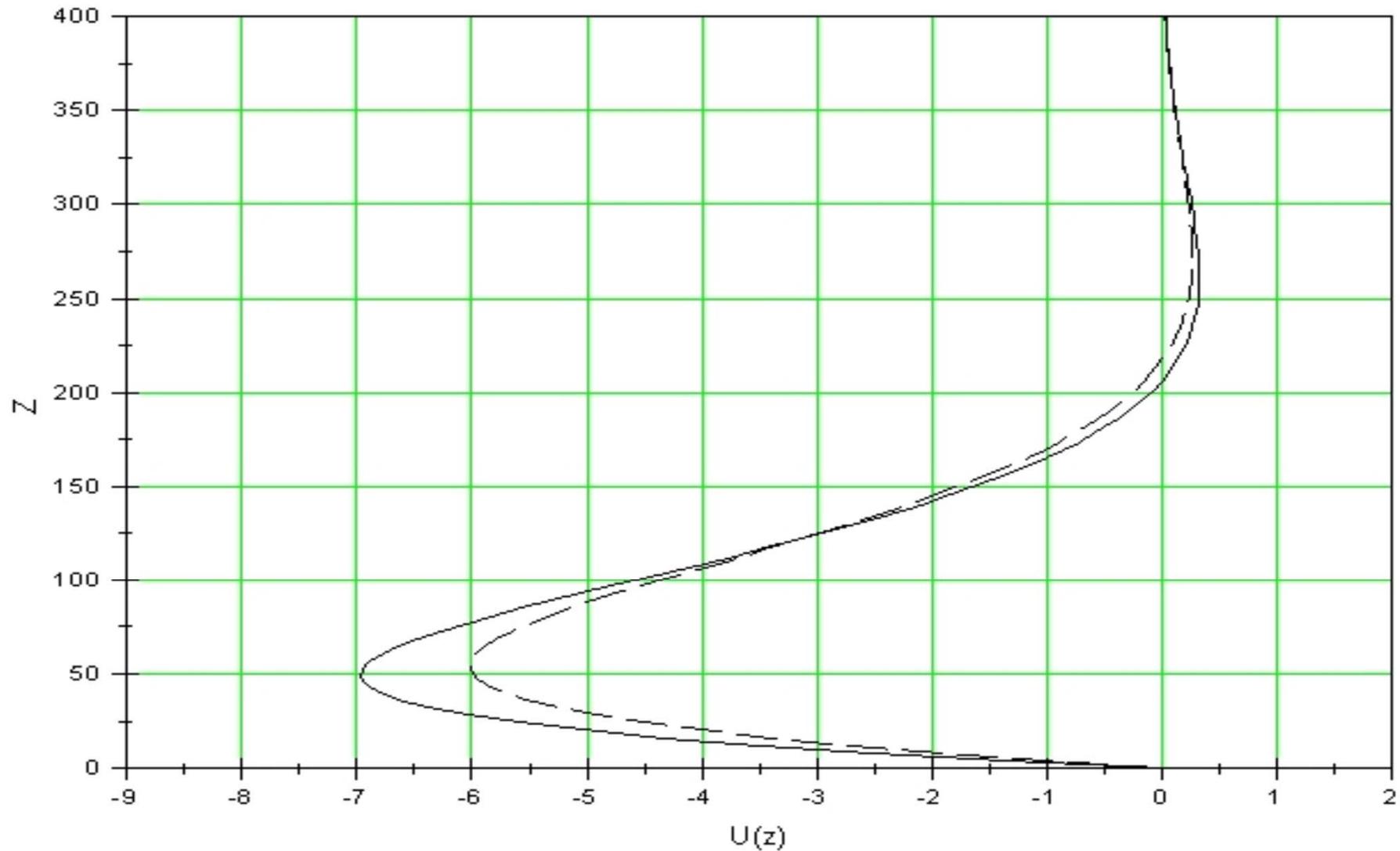
$$\alpha(z) = C_0 e^{-z/d_c},$$

$$u(z) = c_u e^{-z/d_c} + \left[-c_u \cos(z/d) + (\theta_0 - c_\theta) \sqrt{\frac{\lambda}{SPr}} \sin(z/d) \right] e^{-z/d},$$

$$\theta = c_\theta e^{-z/d_c} + \left[(\theta_0 - c_\theta) \cos(z/d) + c_u \sqrt{\frac{SPr}{\lambda}} \sin(z/d) \right] e^{-z/d},$$

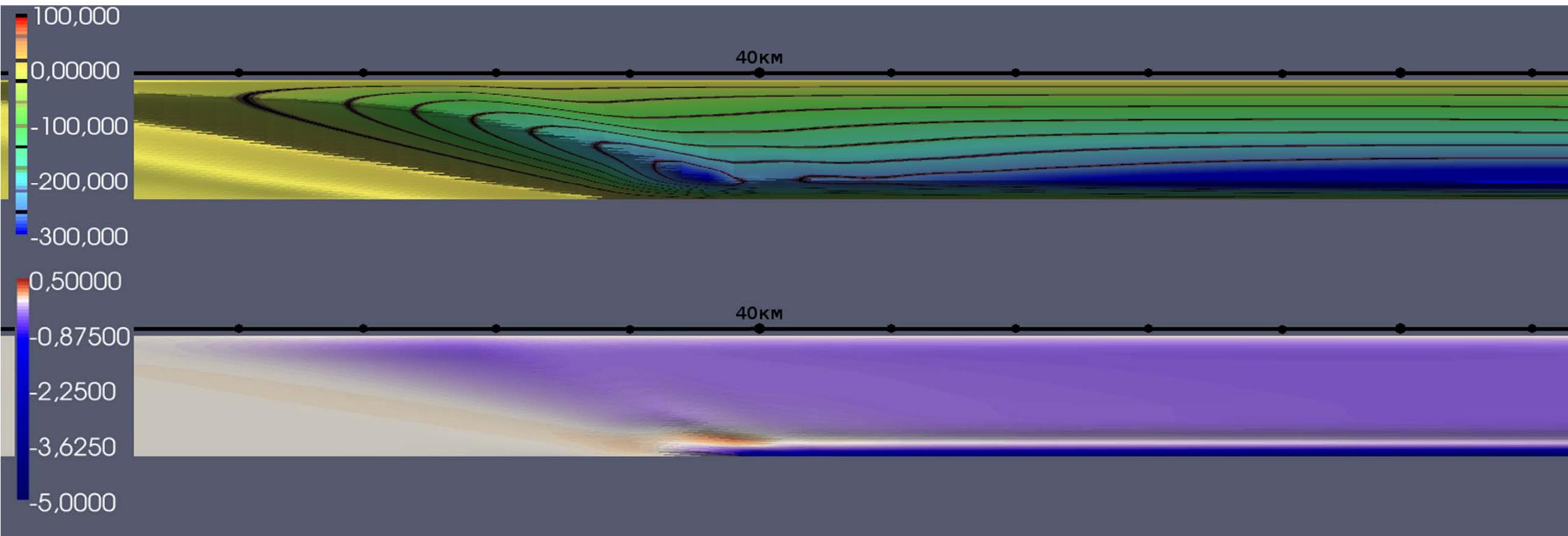
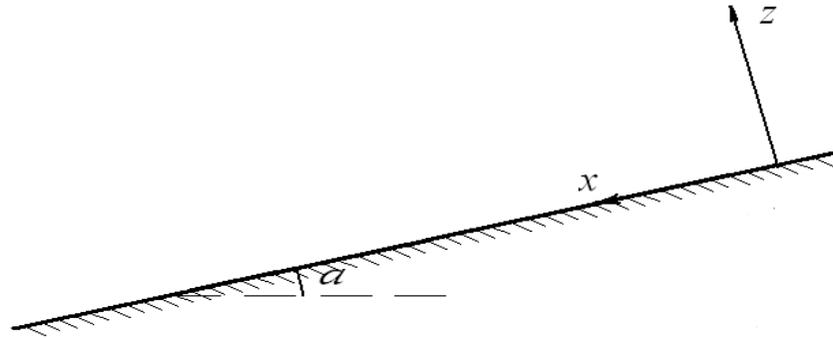
$$d = \sqrt[4]{\frac{4Pr^{-1} \nu^2}{\lambda S \sin^2 \alpha}}, \quad d_c = \frac{Sm^{-1} \nu}{w_s}, \quad c_u = \frac{g C_0 d_c^2 \sin \alpha}{(1 + 4d_c^4 / d^4) \nu}, \quad c_\theta = \frac{g C_0 d_c^4 S \sin^2 \alpha}{(1 + 4d_c^4 / d^4) Pr^{-1} \nu^2}.$$

Сравнение решений задачи Прандтля для скорости ветра с учетом (сплошная линия) и без учета (пунктир) примеси



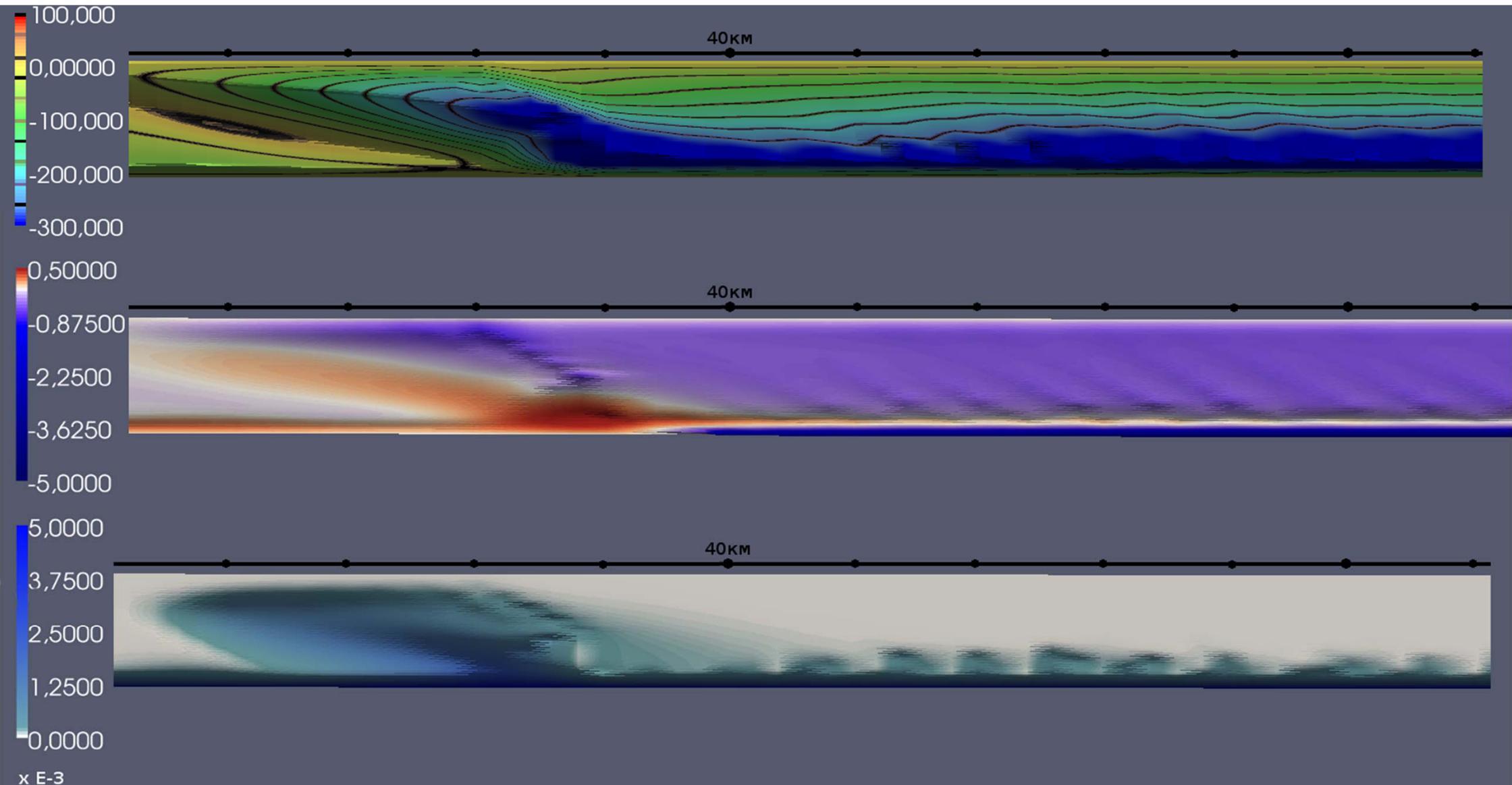
Двумерная задача: эксперимент без частиц.

Поля функции тока (верх) и отклонения потенциальной температуры (низ)
на момент модельного времени 6 час.



Двумерная задача: эксперимент с частицами.

Поля функции тока (верх), отклонения потенциальной температуры (середина) и массовой концентрации частиц (низ) на момент модельного времени 6 час.



P. Viterbo et al. The representation of soil moisture freezing and its impact on the stable boundary layer. – Q.J.R. Meteorol. Soc., 1999, v. 125, 2401-2426.

- ❑ A positive feedback exists in the land surface boundary-layer coupling: if the surface is cooled too much the boundary layer becomes too stable, reducing the downward heat flux and making the surface even colder.**
- ❑ The process of soil freezing turns out to be an important damping mechanism on the seasonal temperature cycle: in winter the freezing prevents the boundary layer from becoming too stable.**
- ❑ It is quite possible that mesoscale variability plays a key role in the transport of heat and moisture towards the surface.**

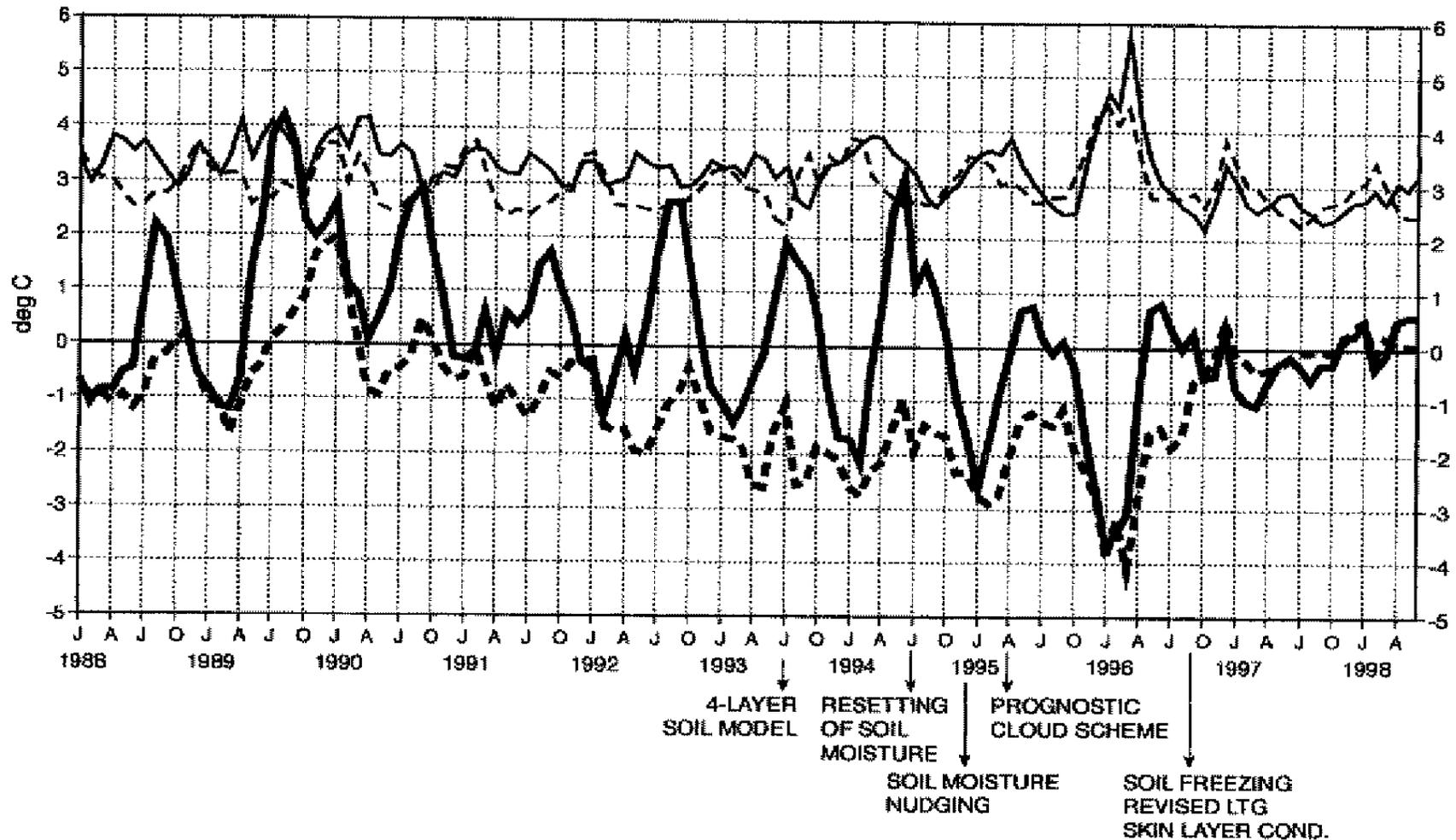


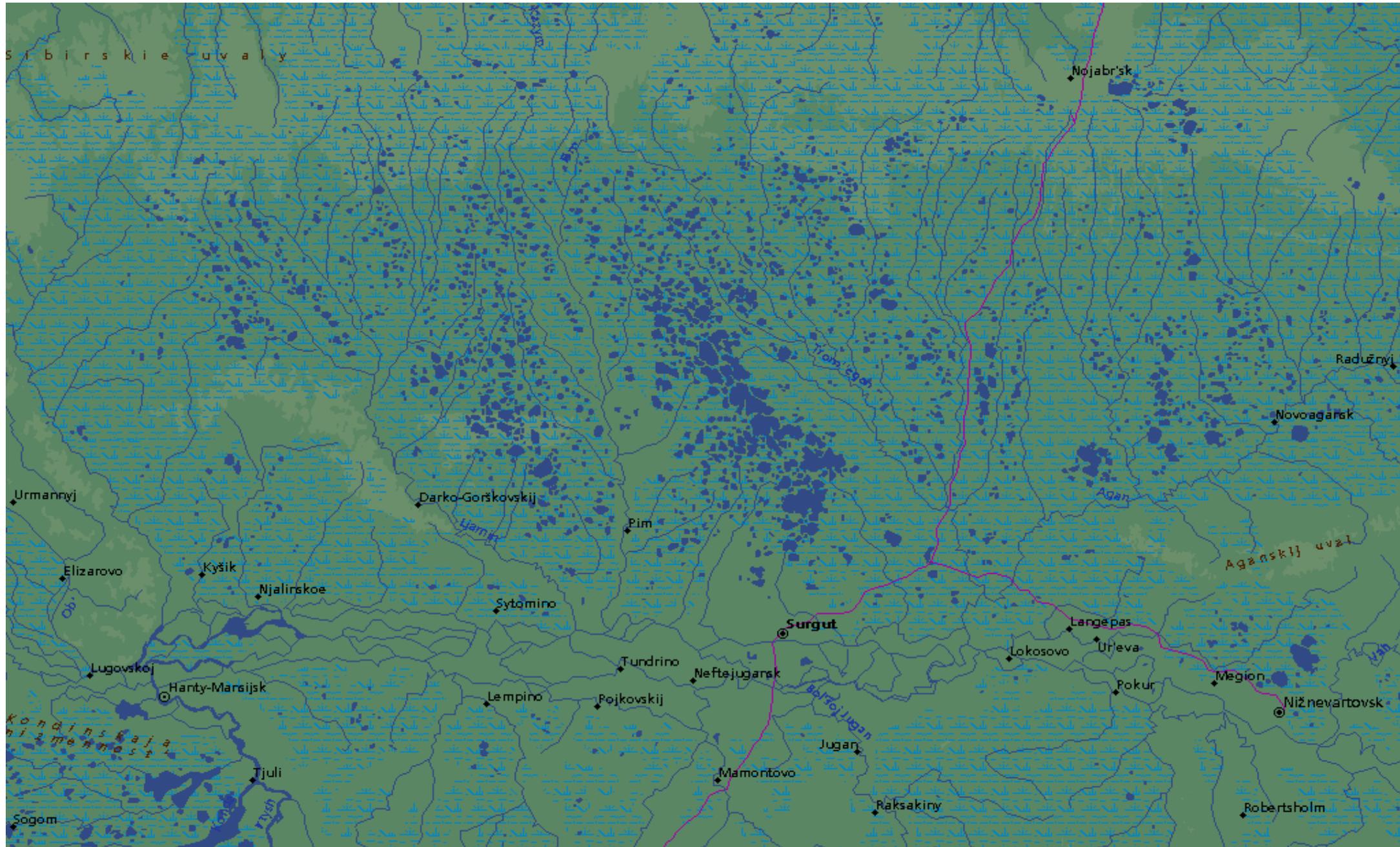
Figure 15. History of monthly biases (thick solid and dashed lines) and standard deviations (thin solid and dashed lines) with respect to observations of the daytime (72-hour: solid lines) and night-time (60-hour: dashed lines) operational 2 m temperature forecasts, averaged over all available SYNOP stations in the European area of 30°N to 72°N and 22°W to 42°E.

В Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП) последние 20 лет использовался подход, с помощью которого искусственно завышалась степень турбулентного перемешивания в пограничном слое атмосферы в условиях его устойчивой стратификации [Sandu et al., 2013], чтобы учесть вклад подсеточных процессов, обусловленных неоднородностью подстилающей поверхности, гравитационными волнами или мезомасштабной изменчивостью, не разрешаемых явно прогностической моделью. С помощью такого подхода удалось улучшить качество воспроизведения температуры подстилающей поверхности и синоптических образований.

Анализ результатов ряда 10-дневных прогностических экспериментов, проведенных в ЕЦСПП с моделью T511L91 (горизонтального разрешения около 50 км и вертикального – 91 уровень) для зимнего (январь 2011 г.) и летнего (июль 2010 г.) сезонов, показал [Sandu et al., 2013], что отказ от искусственного завышения степени турбулентного обмена в устойчиво стратифицированном пограничном слое атмосферы приводит к улучшению качества воспроизведения низкоуровневых струйных течений и суточного хода температуры поверхности и влияет (в некоторых случаях – негативно) на характеристики крупномасштабных течений – интенсивность синоптических образований и амплитуду стационарных планетарных волн. Существенную роль здесь играют как выбор турбулентного замыкания, так и, например, параметризация орографического сопротивления или описание взаимодействия атмосферы и суши.

Sandu I., Beljaars A., Bechtold P., Mauritsen T., Balsamo G. Why is it so difficult to represent stably stratified conditions in numerical weather prediction (NWP) models? – J. Adv. Model. Earth Syst., 2013, v. 5, p. 117-133.

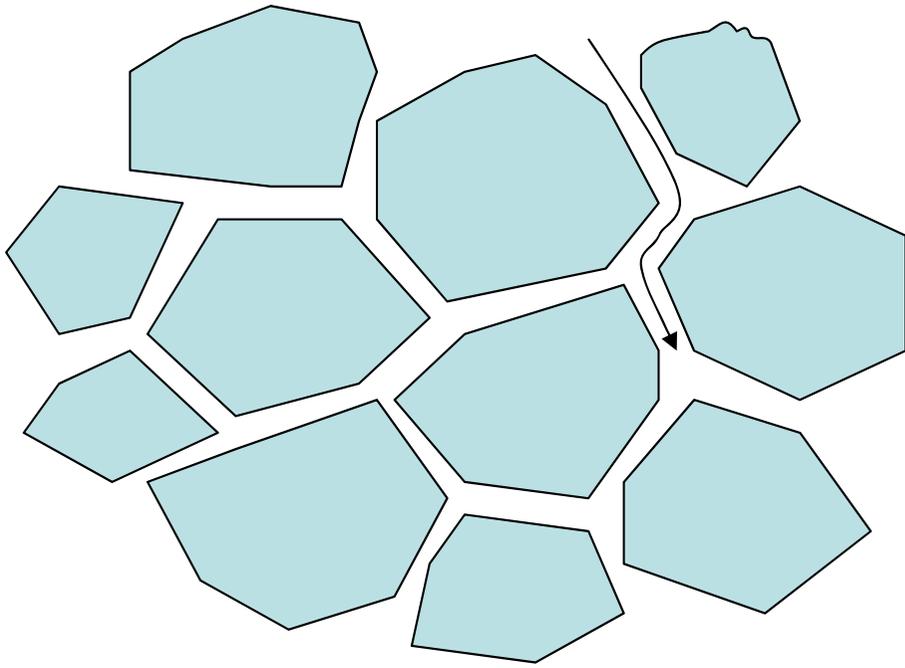
Физика суши: гидрологическая неоднородность (среднее течение Оби, Ханты-Мансийский АО)



Криосферные характеристики, воздействующие на климатические процессы

- Альbedo снежного покрова (Lynch et al., 1998)**
- Теплоперенос и инфильтрация жидкой влаги в снежном покрове (Mosko and Sud, 2001)**
- Пористая структура грунта (Tilley and Lynch, 1998)**
- Фазовые переходы влаги (Володин и Лыкосов, 1998, Takata and Kimoto, 2000)**
-
- Гидрологическая неоднородность подстилающей поверхности (озёра, болота, речные системы)**
- Низовые метели**
-**

Soil Moisture Processes (E. Blyth, 2007)



- Gravity
- Surface tension
- Drainage
- Upward flow
- Groundwater
- Evaporation
- Soil Freezing
- Vapour Flow
- Soil swelling/cracking
- Macropores
- Organic soils
- Chalk Soils

From Point to Spatial (E. Blyth)

Infiltration of rainfall into frozen soil

(55-60% of soil freezes in winter in the northern hemisphere)

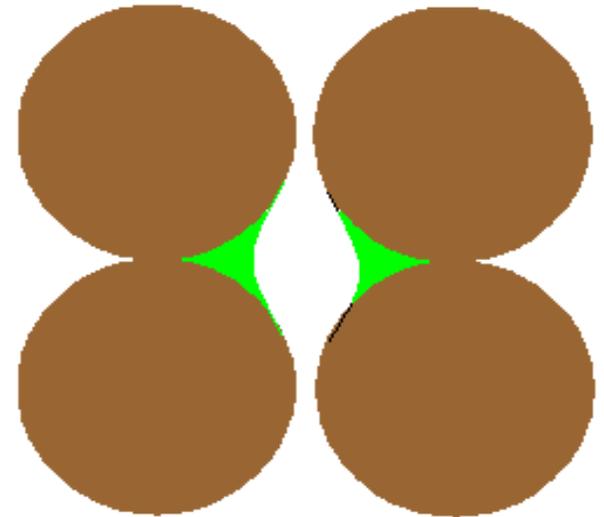
At a point, rainfall **does not infiltrate** a frozen soil

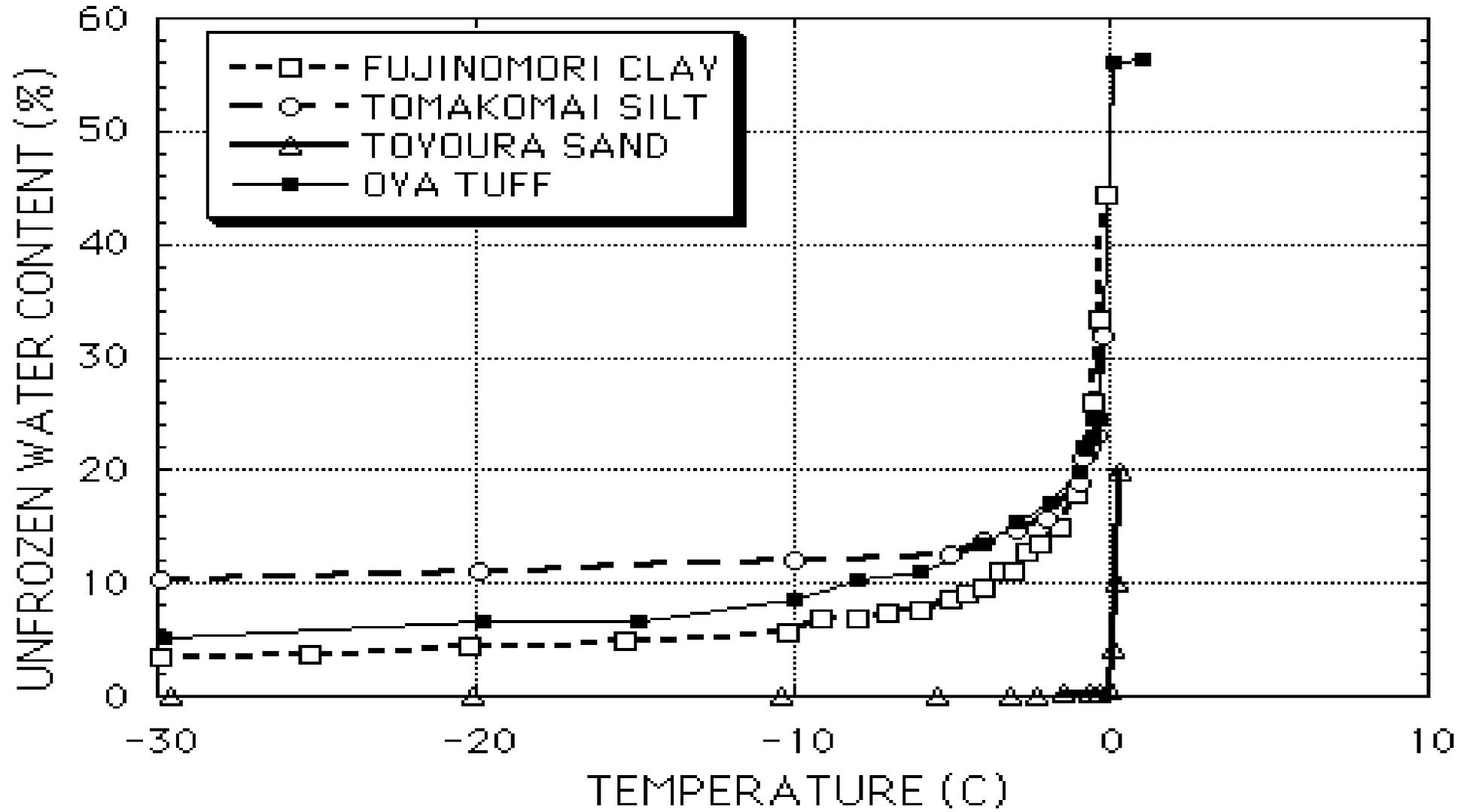
At the catchment scale rainfall **does penetrate** a frozen soil

(Niu G.-Y. and Z.-L. Yang, Effects of Frozen Soil on Snowmelt Runoff and Soil Water Storage at a Continental Scale, Journal of Hydrometeorology, 2006, v. 7, 937-952).

Переохлажденная жидкая влага в мерзлом грунте

- В процессе промерзания почвы вода на поверхности составляющих ее частиц остается в жидкой фазе вследствие действия капиллярных сил и сил абсорбции.
- Необходима параметризация содержания объема жидкой влаги при отрицательных температурах.



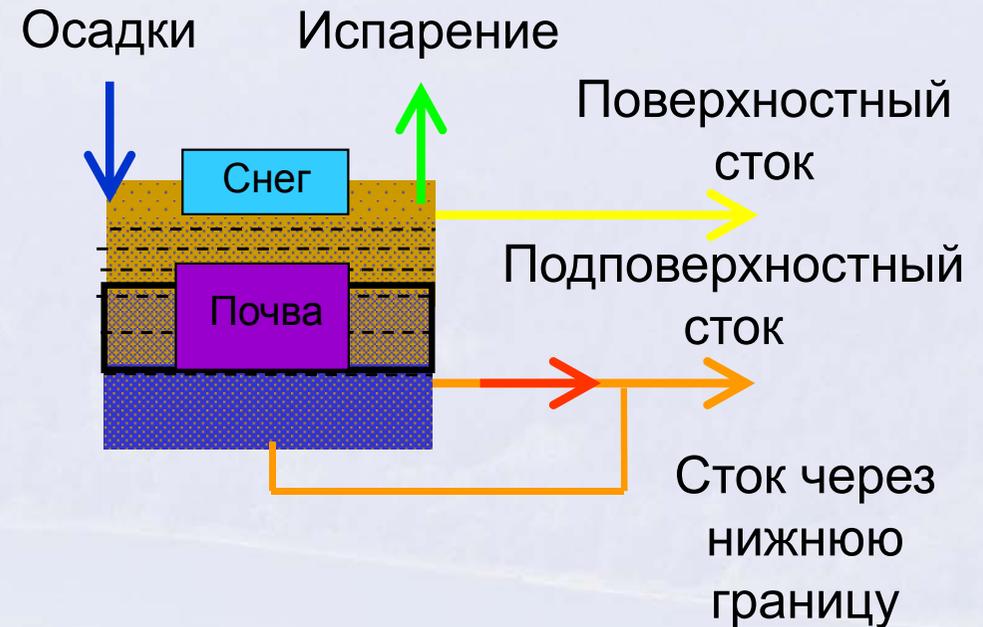


Климатическая модель ИВМ РАН (версия INMCM4.0)

- горизонтальное разрешение: 2x1.5 градуса по долготе и широте в атмосфере, 1x0.5 градуса в океане
- 21 и 40 уровней по вертикали, соответственно, в атмосфере и океане

Физика суши:

- модель «**почва** – **растительность** – **снег** – **приземный слой атмосферы**»
- (23 уровня в почве, 4 уровня в снеге)
- **Трехмерная динамика озер (Каспийское море, Ладожское и Онежское озера, Байкал, Великие Американские озера, Виктория)**



Взаимодействие атмосферы и криосферы

Снежный покров:

- Высокая отражательная способность (альbedo)
- Низкая теплопроводность
- Накопление воды в течение длительного периода

Многолетняя мерзлота:

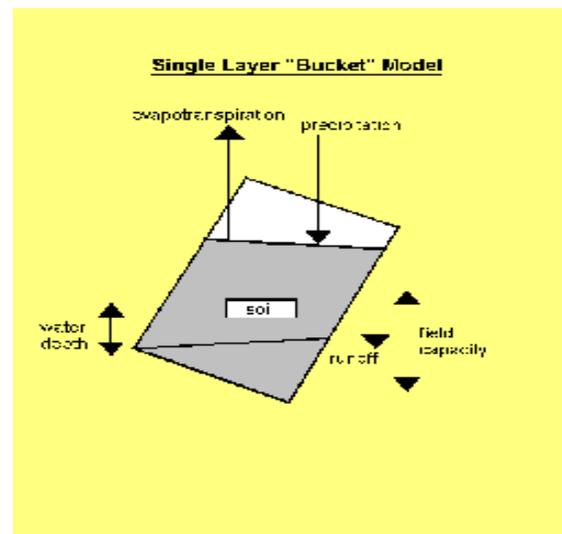
- Территория, занимаемая многолетней мерзлотой, составляет четверть поверхности суши
- Северные экосистемы – наиболее уязвимы при глобальном изменении климата
- Площадь, занимаемая многолетней мерзлотой, будет сокращаться, а глубина активного слоя увеличиваться (IPCC, 2001)
- Экосистемы: от поглощения углерода – к его эмиссии (?)



T.J. Philips et al. (2002). Large-Scale Validation of AMIP II Land-Surface Simulations

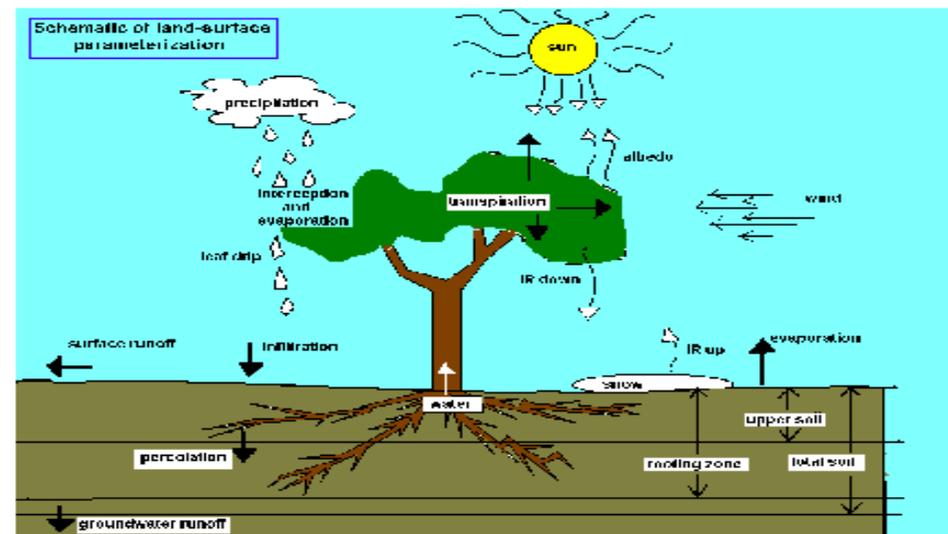
The Overarching Question:

What degree of LSS complexity is *essential* for climate simulation?



“Bucket” Scheme

- No explicit vegetation
- Little soil physics
- Overflow runoff
- Few free parameters
- Computationally cheap



Complex Biophysical Scheme

- Vegetation canopy(interception, resistance)
- Soil moisture percolation/diffusion
- Surface and gravitational runoff
- Many free parameters
- Computationally expensive

Table 2. Model codes and features of the sixteen AMIP2 models analysed in Zhang et al. (2002)

Resolution	Land-surface components		No. of layers in soil temp. calculations	No. of layers in soil moist. calculations	Model Country
	Soil model complexity	Canopy representation			
T42L18	bucket	const. canopy resistance	3	1	CCSR, Japan
T63L45	force-restore	intercept. + transpiration	2	2	CNRM, France
4x5 L21	multi-layer diffusion	intercept. + transpiration	24	24	INM, Russia
T159L50	multi-layer diffusion	intercept. + transpiration	4	4	ECMWF, UK
T63L30	multi-layer diffusion	intercept. + transpiration	4	3	JMA, Japan
T42L18	multi-layer diffusion	intercept.+transpiration+CO ₂	6	6	NCAR, USA
T62L18	multi-layer diffusion	intercept. + transpiration	3	2	NCEP, USA
T42L18	multi-layer diffusion	intercept. + transpiration	2	3	PNNL, USA
3.75x2.5 L58	multi-layer diffusion	intercept.+transpiration+CO ₂	4	4	UGAMP, UK
3.75x2.5 L19	multi-layer diffusion	intercept.+transpiration+CO ₂	4	4	UKMO, UK
T47L32	multi-layer diffusion	intercept. + transpiration	3	3	CCCMA, Can
4x5 L20	multi-layer diffusion	intercept. + transpiration	2	3	GLA, USA
T42L30	multi-layer diffusion	intercept. + transpiration	3	3	MRI, Japan
T42L18	multi-layer diffusion	intercept.+transpiration+CO ₂	6	6	SUNYA, USA
4x5 L24	bucket	no	1	1	UIUC, USA
4x5 L15	bucket	no	1	1	YONU, Korea

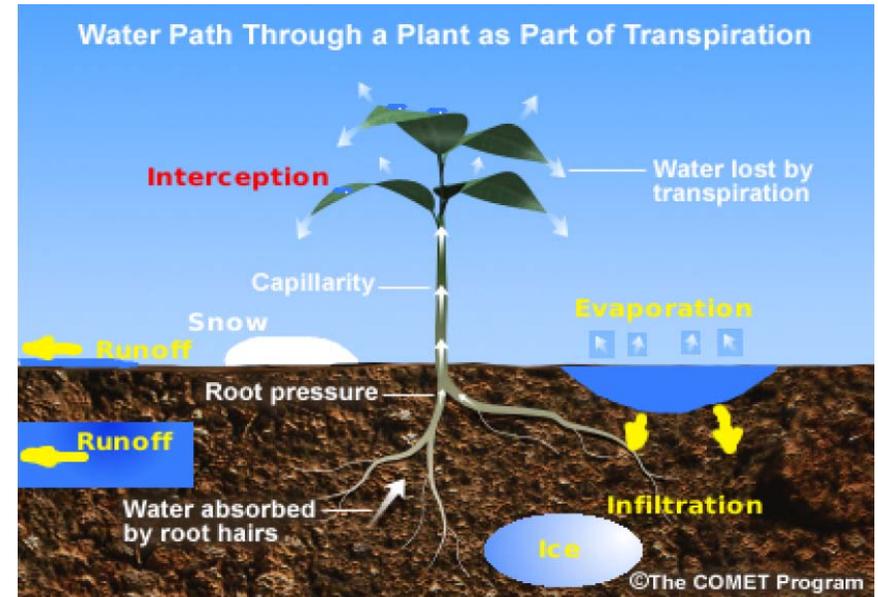
Модель деятельного слоя суши

$$\rho C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_T \frac{\partial T}{\partial z} + L_i F_i - L_v F_v,$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_W \left(\frac{\partial W}{\partial z} + \delta \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{\partial \gamma}{\partial z} - F_i - F_v - R_f - R_r,$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_V \frac{\partial V}{\partial z} + F_v,$$

$$\frac{\partial I}{\partial t} = F_i.$$



$$C = C_g + C_w W + C_i I,$$

$$\lambda_T = \max(\exp(-P_f - 2.7), 0.00041).$$

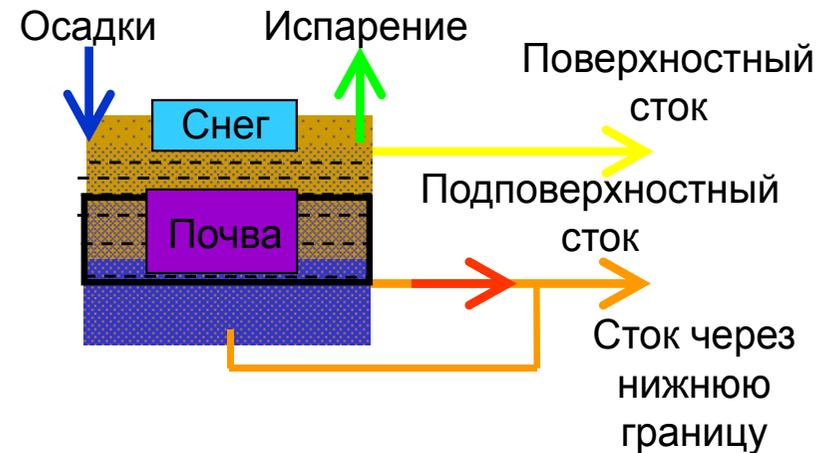
$$P_f = \log_{10}(-\psi)$$

$$\psi = \psi_{max} \left(\frac{W_{max}}{W} \right)^b,$$

$$\lambda_W = \lambda_{max} \left(\frac{W}{W_{max}} \right)^{b+2},$$

$$\gamma = \gamma_{max} \left(\frac{W}{W_{max}} \right)^{2b+1},$$

$$W_{nf} = W_m + (W_0 - W_m) \exp(T/T_0)$$



Модели снежного покрова

(ctrl)

(new snow)

Описываемые процессы

- Теплопроводность

$$\rho_{sn} C_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial z}$$

- Таяние снега наступает, если температура его поверхности > 0 C

- Теплопроводность

$$\rho_{sn} C_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial z} + \mathcal{L}_i (R(z) - M(z))$$

- Вода в жидком состоянии:
просачивание, повторное замерзание

$$\rho_{sn} \frac{\partial w_{sn}}{\partial t} (z) = \rho_w (M(z) - R(z) - q(z))$$

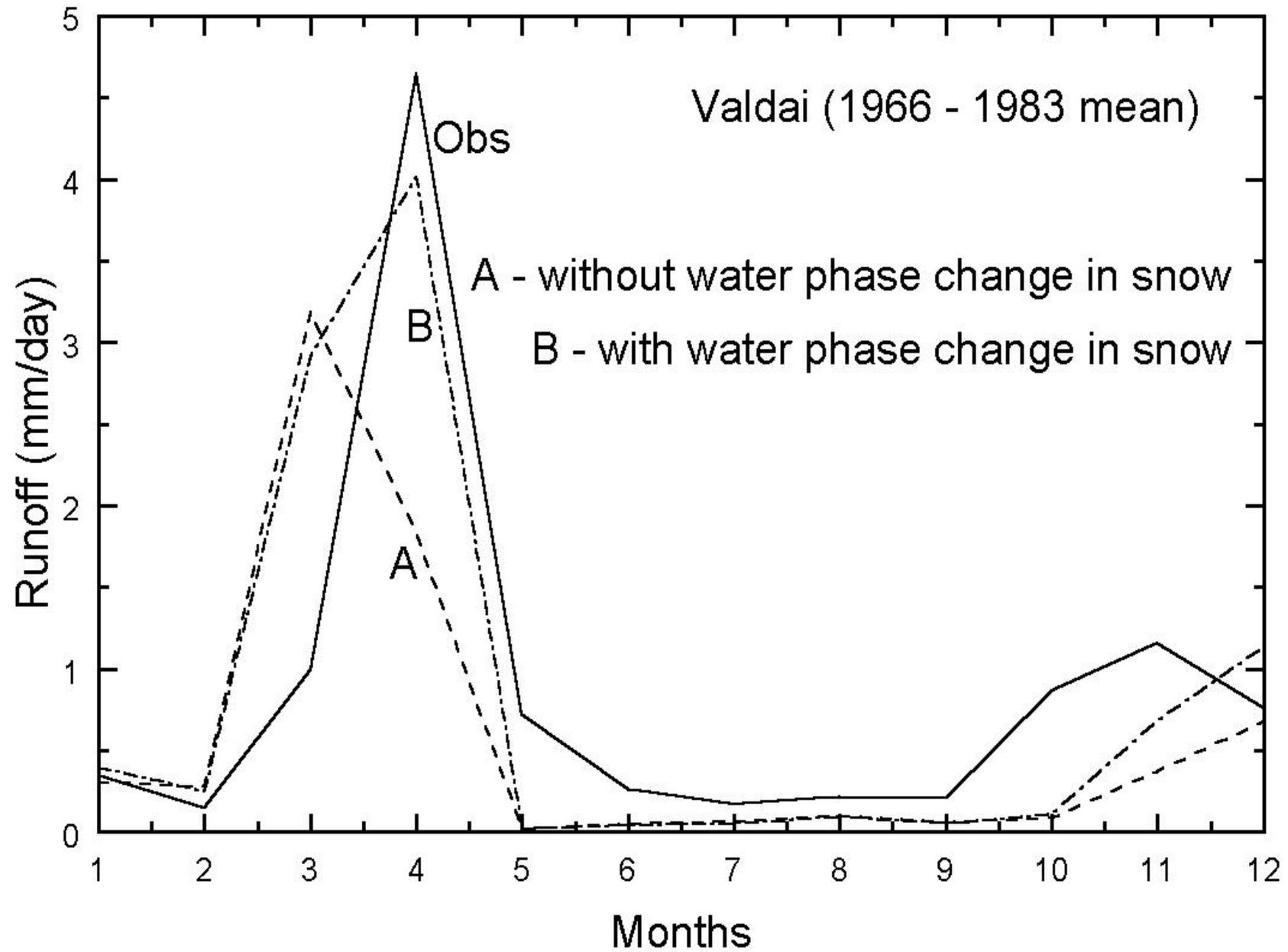
- Уплотнение под действием силы тяжести и метаморфизма

$$\frac{1}{\rho_{sn}(t)} \frac{d\rho_{sn}}{dt} = \frac{1}{\eta(t)} \left[\sigma_m(t) + \int \rho_{sn}(t) g dz \right]$$

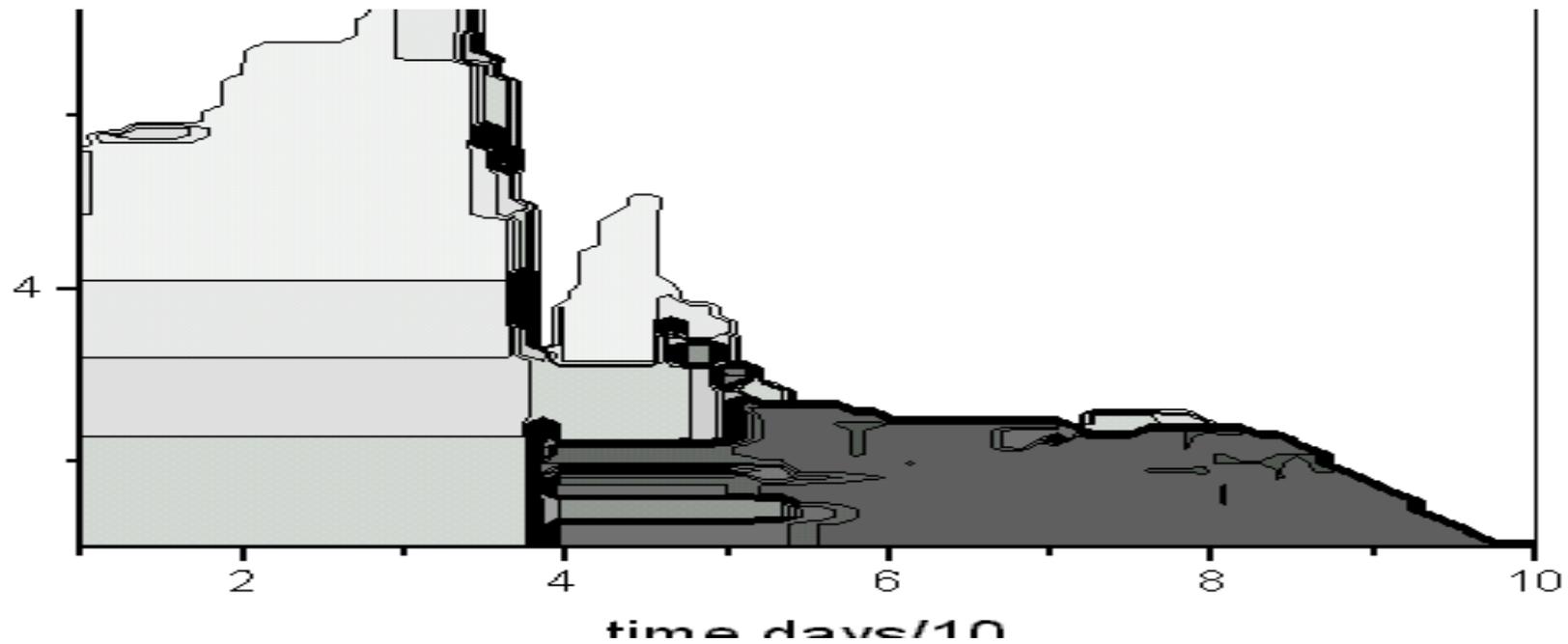
- Проникновение солнечной радиации

$$S(z) = S_0 e^{-\beta z}$$

Volodina, Bengtsson and Lykosov (2000)

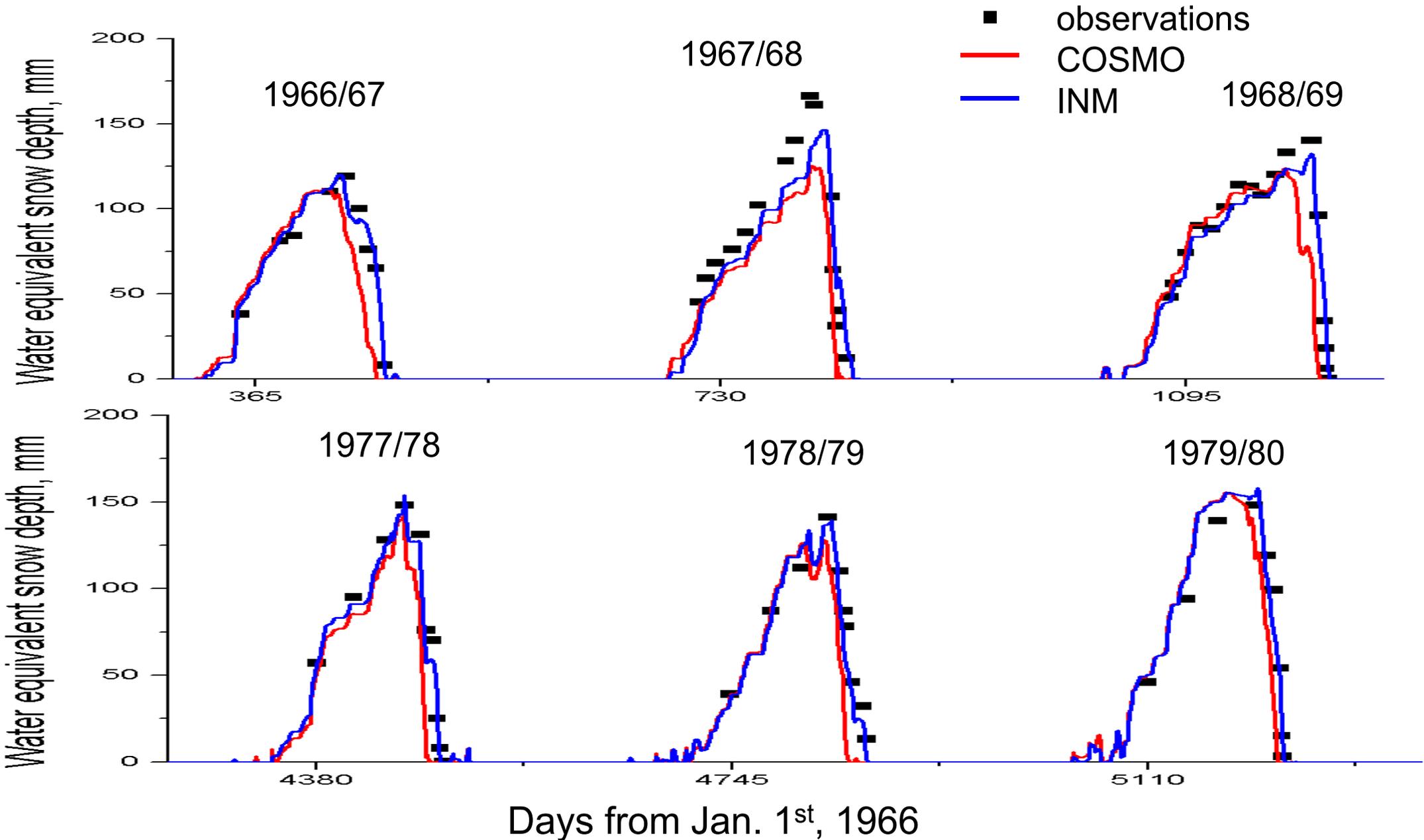


**Толщина снежного покрова по данным моделирования с учетом фазовых переходов влаги для ст. Валдай (февраль-апрель 1977 г.).
Изолинии: плотность снега**



Анализ результатов экспериментов по автономному интегрированию модели TERRA системы «почва-растительность-снежный покров» (блока мезомасштабной негидростатической модели международного консорциума COSMO) на различные временные периоды (от 1 года до 50 лет) с использованием данных различных метеостанций (Валдай, Якутск, Линденберг) показал, что упрощенная схема параметризации снега, которая используется в этой модели, не может воспроизвести различные характеристики снежного покрова (в первую очередь, срок полного схода снега) с такой же точностью, как это делает физически более полная модель снега, разработанная в ИВМ РАН. Использование более совершенной «снежной» модели значительно улучшает воспроизведение эволюции снежного покрова, особенно в весенние месяцы, и заметно сказывается на качестве воспроизведения температуры поверхности в период интенсивного снеготаяния (Е.Е. Мачульская).

Machul'skaya and Lykosov (2007). An advanced snow parameterization ... (Valdai data)



Results

	Correlation coefficient between time series of observed and simulated SWE (N = 221, p<0.0001)	Mean error (± standard deviation) in the time of the snow complete ablation (days)
COSMO	0.81	-14 (±2)
INM	0.90	-1 (±1)

Диаграмма Гейлора структуры модельных поля изменчивости (1979-1988 г.г.) monthly averaged evaporation on the surface of land from the results of AMIP-I in comparison with reanalysis data (“Reference”) NCEP (Phillips et al., 2000).

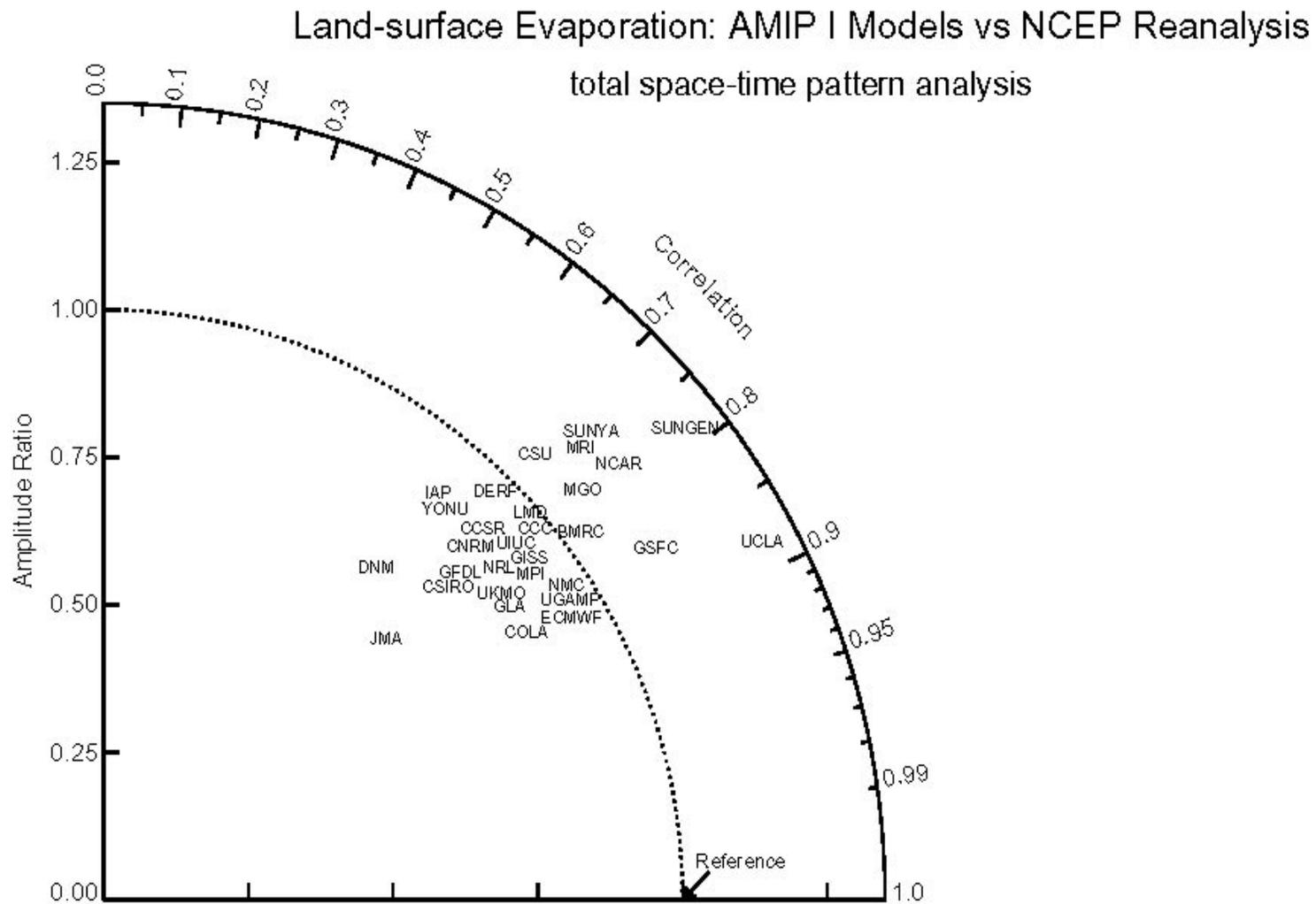
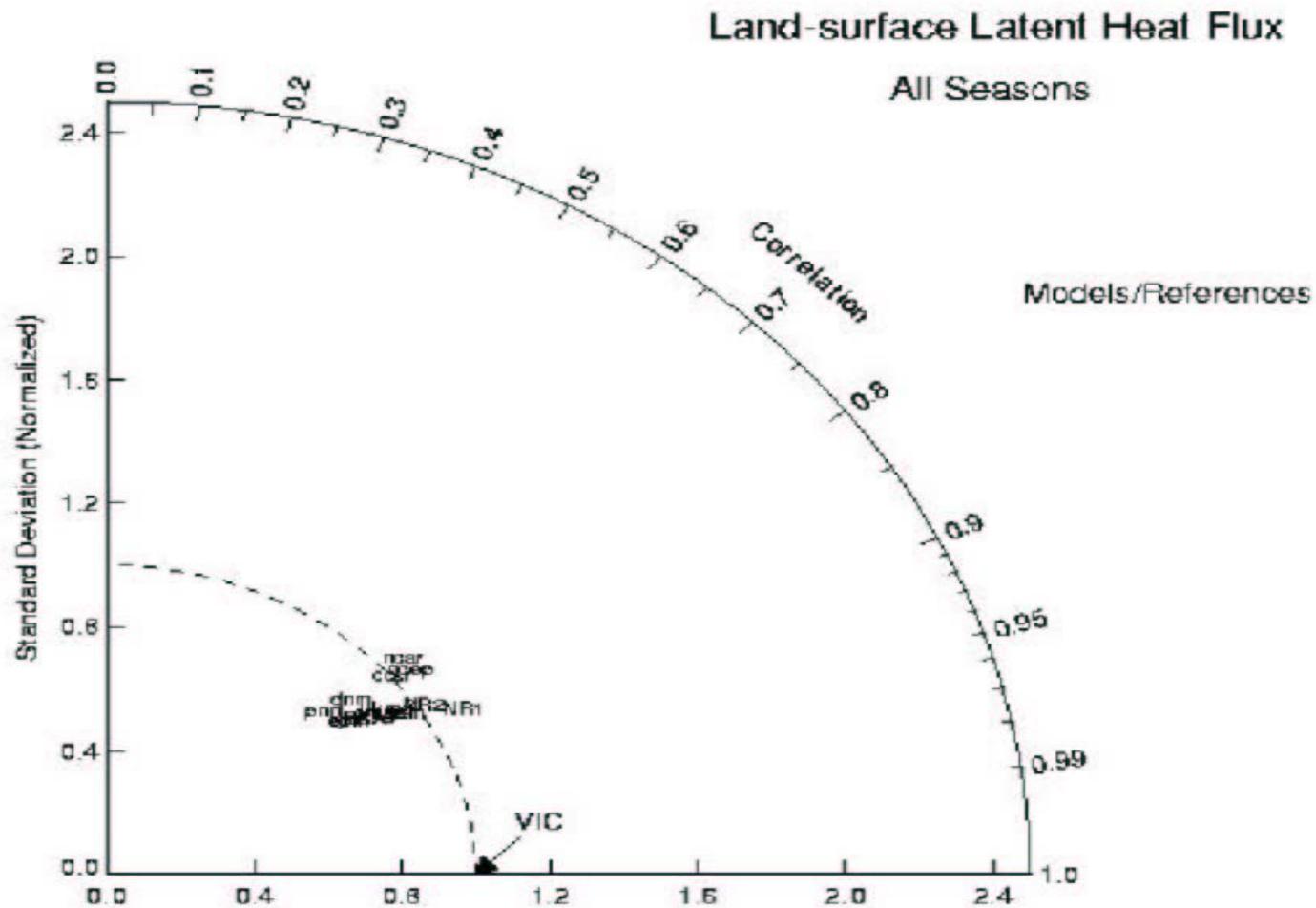
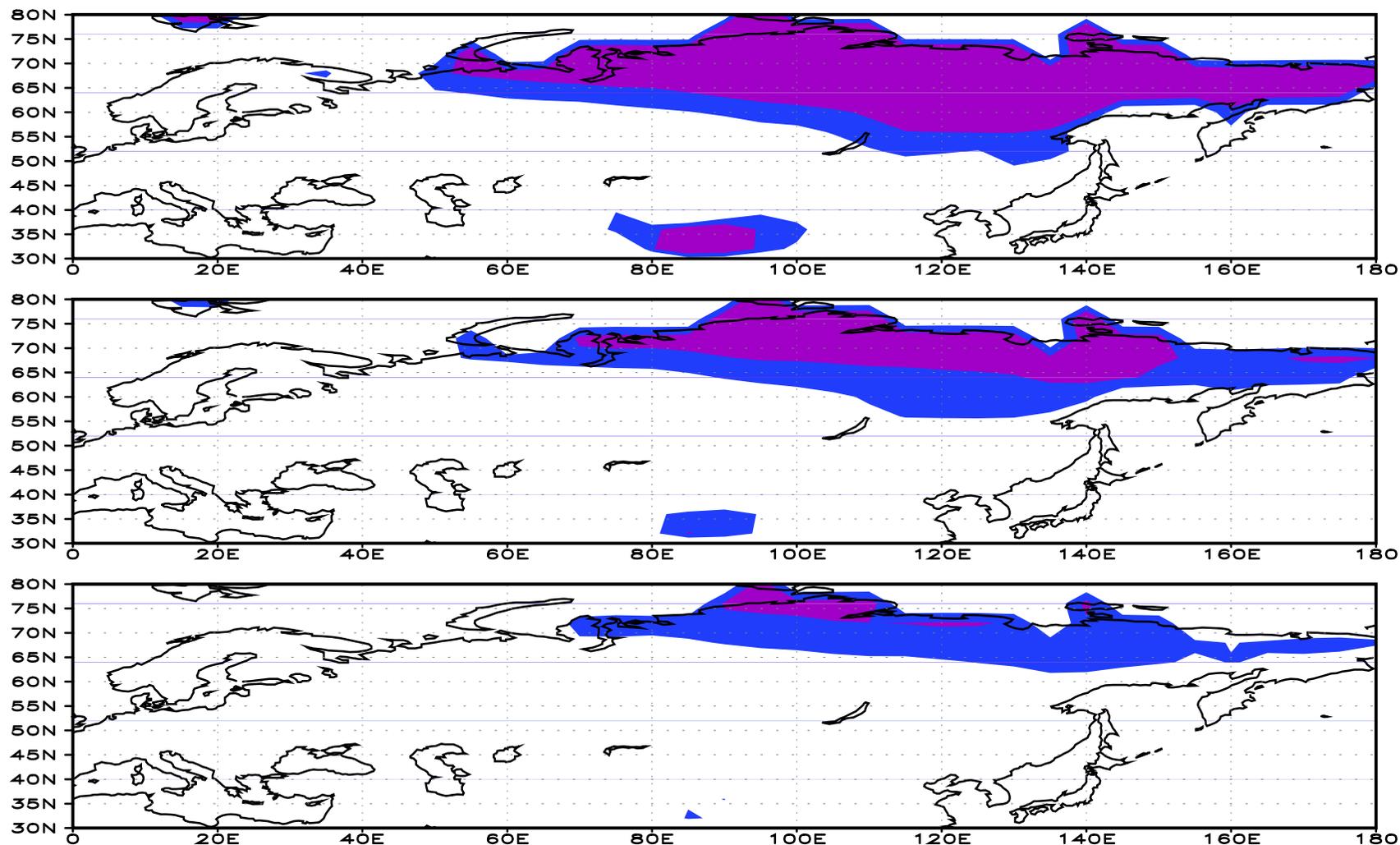


Диаграмма Тейлора для изменчивости потока скрытого тепла на поверхности суши по данным эксперимента AMIP-II (Irannejad et al., 2002).



Пространственное распределение непрерывной (фиолетовый цвет) и спорадической (голубой цвет) вечной мерзлоты по данным численных экспериментов с климатической моделью ИВМ РАН: в 1981-2000 гг. (верх), 2081-2100 гг. при сценарии В1 (середина) и в 2081-2100 гг. при сценарии А2 (низ)



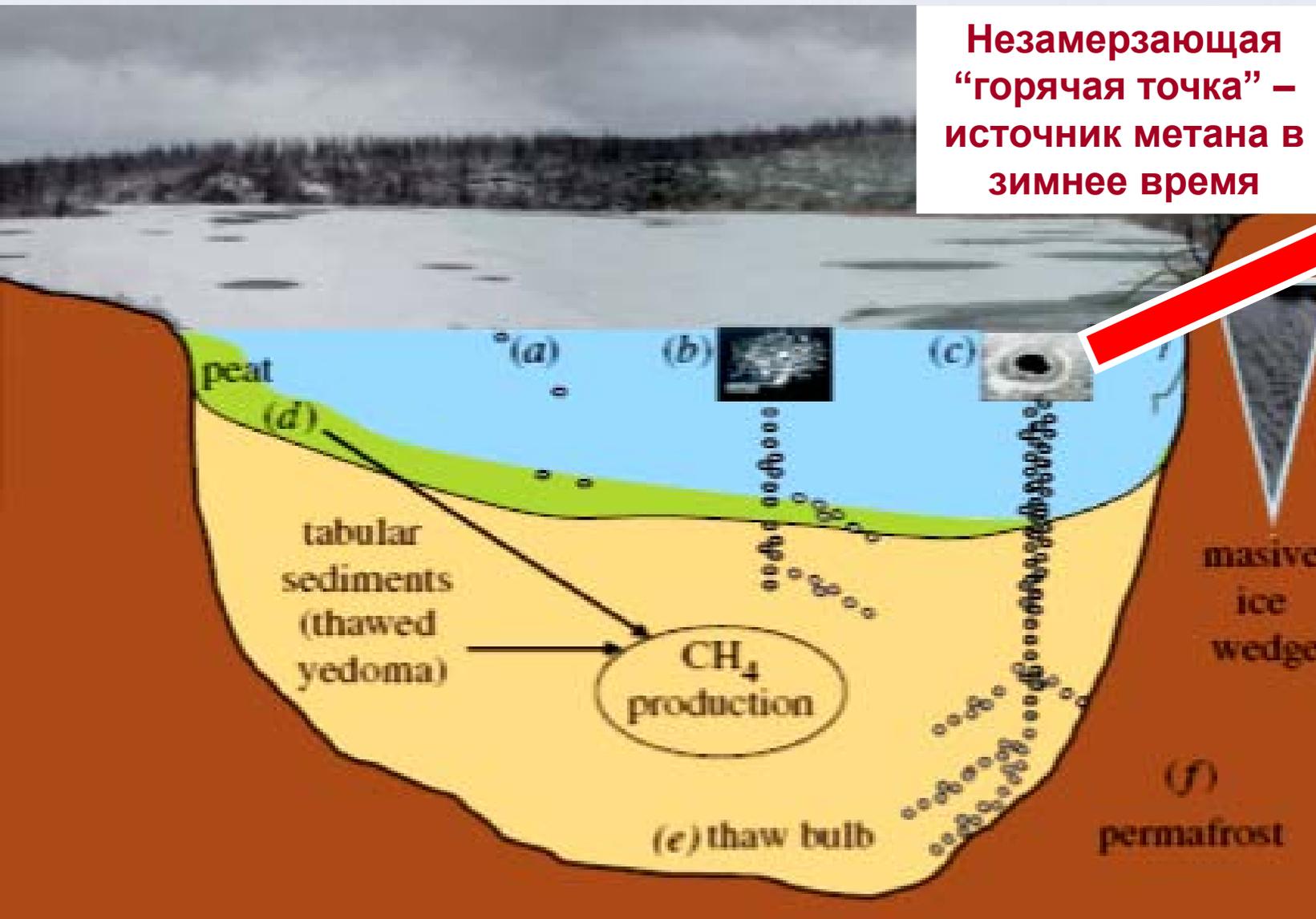
Эмиссия метана термокарстовыми озёрами

Термокарстовые озера занимают в Северной части Сибири 22 – 48 % площади суши, **наблюдается тенденция роста их площади.**



Эмиссия метана термокарстовыми озёрами

8 – 50 % антропогенной эмиссии метана до 2100 в зависимости от сценария IPCC (K. Walter et al., 2006, Nature)



Незамерзающая
“горячая точка” –
источник метана в
зимнее время





БЛАГОДАРЮ ЗА ВНИМАНИЕ!