

**Международная молодежная школа и конференция по
вычислительно-информационным технологиям для наук об
окружающей среде: CITES-2017,
28 августа – 7 сентября 2017 г., Таруса, Звенигород, Россия**

Математическое моделирование динамики Земной системы

В.П. Дымников^{1,2}, В.Н. Лыкосов^{1,3}, Е.М. Володин^{1,3}

¹Институт вычислительной математики РАН,

²Институт прикладной геофизики им. акад. Е.К. Федорова

**³Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова**

Мотивация

- ❑ **Две ключевые проблемы геофизической гидродинамики: прогноз погоды и прогноз изменений климата на основе единой модели. Сезонный прогноз на базе моделей среднесрочного прогнозов погоды – одно из направлений создания такой единой модели.**
- ❑ **Другое современное направление в геофизической гидродинамике – переход от климатической модели к модели Земной системы. Новые задачи: проблема «метановой бомбы», солнечно-земные связи, космическая погода и т.д.**
- ❑ **Создание супермоделей класса модели Земной системы требует консолидации усилий многих научных коллективов и наличия современных вычислительных систем, и, следовательно, формирования специальной национальной программы, технологическим выходом которой должна быть модель Земной системы.**

Климатическая система Земли включает в себя взаимодействующие между собой атмосферу, океан, сушу, криосферу и биоту. Она характеризуется конечным множеством параметров, значения которых в фиксированный момент времени определяют ее **состояние**.

Климат определяется как **ансамбль состояний**, принимаемый климатической системой за достаточно длительный интервал времени, который с математической точки зрения удобно выбрать очень большим (в пределе бесконечным).

Если принять во внимание, что ансамбль состояний предполагает наличие на множестве состояний некоторой **вероятностной меры**, то под климатом следует понимать все **статистические характеристики** множества состояний, полученные **усреднением** по данной вероятностной мере. В определении климата также предполагается, что ансамбль состояний порождается траекторией климатической системы, поэтому в принципе можно рассматривать **предсказуемость** траектории, усредненную по ансамблю начальных данных, как климатическую характеристику. В этом смысле задачи **прогноза погоды** являются частью задач теории климата.

Математические модели климатической системы

- ❑ **Основа современных моделей климатической системы - совместная модель общей циркуляции атмосферы и океана.**
- ❑ **Центральное направление их развития - все более точное описание всех физических процессов, участвующих в формировании погоды и климата.**
- ❑ **Принимается, что локально справедливы уравнения классической равновесной термодинамики.**
- ❑ **Для описания динамики атмосферы и океана привлекаются осредненные (по пространственно-временным масштабам) уравнения Навье-Стокса для сжимаемой жидкости (уравнения Рейнольдса).**
- ❑ **Считается, что существует их замыкание: эффекты процессов подсеточных масштабов могут быть выражены через характеристики процессов крупных (разрешаемых) масштабов.**

Цель и основные задачи математического моделирования климата

В климатической доктрине России констатируется, что «глобальное изменение климата создает для РФ ... ситуацию, которая предполагает необходимость заблаговременного формирования всеобъемлющего и взвешенного подхода государства к проблемам климата и смежным вопросам на основе комплексного научного анализа экологических, экономических и социальных факторов».

Цель: Научно обоснованные прогнозы **изменений климата и оценка их **последствий для социально-природной среды**.**

Задачи

- Воспроизведение современного климата (понимание физических механизмов его формирования).**
- Оценка возможных изменений климата под влиянием малых внешних воздействий (проблема чувствительности климатической системы).**
- Прогноз изменений климата.**

Земная система (Earth System)

- ❑ **The Earth system** encompasses the atmosphere and its chemical composition, the oceans, land/sea ice and other cryosphere components as well as the land surface, including surface hydrology and wetlands, lakes, and human activities. On short time scales, it includes phenomena that result from the interaction between one or more components, such as ocean waves and storm surges. On longer time scales (e.g., climate), the terrestrial and ocean ecosystems, including the carbon and nitrogen cycles and slowly varying cryosphere components (e.g., the large continental ice sheets and permafrost), are also part of the Earth system (BAMS, 2010, v. 91, p. 1377-1388).
- ❑ **Earth system science** seeks to integrate various fields of academic study to understand the Earth as a system. It considers interaction between the atmosphere, hydrosphere, lithosphere (geosphere), biosphere, and heliosphere.
- ❑ **Earth system science** embraces chemistry, physics, biology, mathematics and applied sciences in transcending disciplinary boundaries to treat the Earth as an integrated system and seeks a deeper understanding of the physical, chemical, biological and human interactions that determine the past, current and future states of the Earth. Earth system science provides a physical basis for understanding the world in which we live and upon which humankind seeks to achieve sustainability.
(http://en.wikipedia.org/wiki/Earth_system_science)

Международный проект сравнения климатических моделей CMIP (Coupled Model Intercomparison Project)

CMIP3: 2003 – 2004 г.; от России: версия *INMCM3* модели ИВМ РАН (атмосфера: 5x4 градуса и 21 уровень; океан: 2.5x2 градуса и 33 уровня); вычисления в течение 9 месяцев на 8 процессорах кластера ИВМ РАН. Результаты расчетов с моделью вошли в отчет Межправительственной группы экспертов по изменениям климата (IPCC), опубликованный в 2007 г.

CMIP5: 2010 – 2011 г.; версия *INMCM4* (атмосфера: 2x1.5 градуса и 21 уровень; океан: 1x0.5 градуса и 40 уровней); вычисления в течение 14 месяцев на 48 процессорах кластера ИВМ РАН (40 – атмосфера, 8 – океан). Результаты расчетов вошли в отчет IPCC, опубликованный в 2013 г.

CMIP6: 2016 – 2018 г.; версия *INMCM5* (атмосфера: 1.25x1 градус и 128 уровней; океан: 0.167x0.125 градуса и 40 уровней); оптимальное количество процессоров на суперкомпьютере «Ломоносов»: 240 для атмосферы и 512 – для океана; расчет на 1 год требует одни сутки.

Наиболее часто используемые конфигурации модели

- 1. Атмосфера:** 5x4 градуса по долготе и широте, 21 уровень до 30 км. **Океан:** 2.5x2 градуса по долготе и широте, 33 уровня. Для расчетов на тысячи лет, например, совместно с моделью ледниковых щитов, а также для образовательных целей. Оптимальное количество процессоров: 16-24. Скорость счета 25-70 лет за сутки.
- 2. Атмосфера:** 2x1.5 градуса, 21 уровень до 30 км. **Океан:** 1x0.5 градуса, 40 уровней. Для расчетов на сотни лет. Оптимальное количество процессоров: 100-300. Скорость счета 15-17 лет за сутки.
- 3. Атмосфера:** 2x1.5 градуса, 73 уровня до 60 км. **Океан:** 0.5x0.25 градуса, 40 уровней. Для расчетов на десятки-сотни лет. Оптимальное количество процессоров: 300-800. Скорость счета 6-10 лет за сутки.
- 4. Атмосфера:** 0.67x0.5 градуса, 73 уровня до 60 км. **Океан:** 0.167x0.125 градуса, 40 уровней. Оптимальное количество процессоров: 1000-3000. Скорость счета 1-2 года за сутки.

Участие в CMIP6:

Модель: A 2x1.5L21, O 1x0.5L40

Обязательные эксперименты:

- Преиндустриальный 500 лет
- Мгновенное и постепенное учетверение концентрации CO₂
- Исторический 1850-2014г

Подпроекты: Моделирование палеоклиматов; моделирование изменений климата с интерактивными ледниковыми щитами; моделирование изменений климата с интерактивным углеродным циклом.

Модель: A 2x1.5L73, O 0.5x0.25L40

Обязательные эксперименты:

- Преиндустриальный 500 лет
- Мгновенное и постепенное учетверение концентрации CO₂
- Исторический 1850-2014г

Модель: A 0.67x0.5L73, O 0.167x0.125L40

- 1950-2014 с атмосферным блоком и предписанной ТПО
- 1950-2050 в режиме совместной модели атмосферы и океана
- Контрольный эксперимент 100 лет для условий 1950г

T. Reichler & J. Kim, 2008

TABLE 1. 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), OAFLUX (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

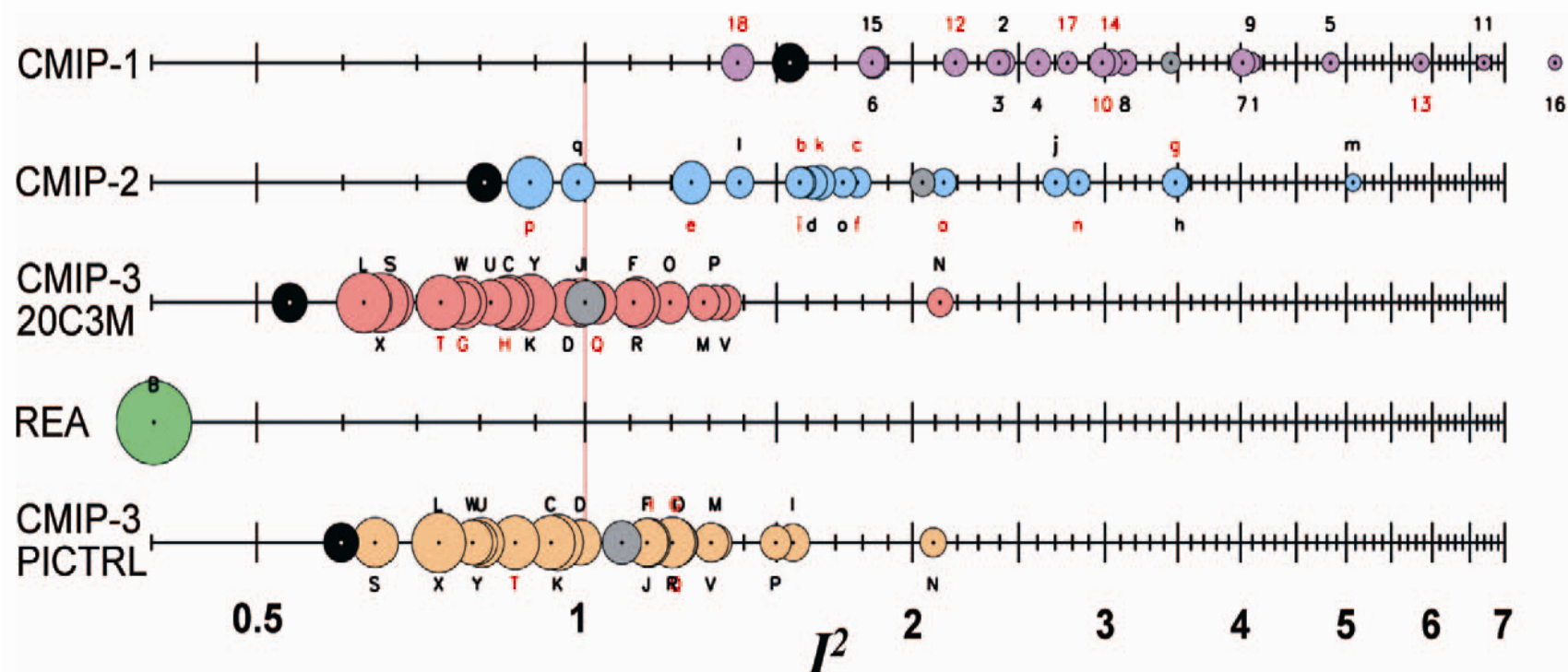


FIG. 1. Performance index I^2 for individual models (circles) and model generations (rows). Best performing models have low I^2 values and are located toward the left. Circle sizes indicate the length of the 95% confidence intervals. Letters and numbers identify individual models (see supplemental online 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.

Участие России в международных климатических программах является единственной возможностью в настоящее время развивать на современном уровне отечественные модели, поскольку такие программы проводят независимую коллективную экспертизу результатов моделирования многочисленными научными группами.

Количество вычислительных экспериментов с каждой новой фазой программы CMIP стремительно растет, причем участвуют только модели, удовлетворяющие новым требованиям (пространственное разрешение, включение описания новых физических, химических и биологических процессов и т.п.). Сложность решения возникающих при этом задач требует объединения усилий представителей академической (ФАНО), ведомственной (в частности, Росгидромет) и университетской науки.

Возрастающий параллелизм – переход от тысяч процессоров в настоящее время до миллионов в ближайшем будущем – создает огромную проблему для прикладного математического обеспечения.

“Стена памяти”: производительность каналов обмена данными между процессорами растет медленнее, чем производительность самих процессоров.

Устойчивость к сбоям: будет понижаться по сравнению с существующими системами. Приложения должны быть готовы к работе с системами с частыми сбоями.

Численные методы и параллельные вычисления

- ❑ разработка теории аппроксимации уравнений гидротермодинамики на аттракторах (аппроксимация аттрактора как множества и аппроксимация меры на нем)**
- ❑ аппроксимация динамики климатической системы на аттракторах**
- ❑ разработка схем с заданной группой симметрий**
- ❑ построение и использование пространственно-временных адаптивных сеток**
- ❑ разработка вычислительных технологий, ориентированных на гибридные параллельные вычислительные системы**

Некоторые версии климатической модели ИВМ РАН

INMCM3.0 [Володин, Дианский, 2006], разрешение в атмосферном блоке: 5×4 градуса по долготе и широте и 21 уровень по вертикали, в океане: 2.5×2 градуса по долготе и широте и 33 уровня по глубине. Участвовала в **СМIP3**, ее результаты среди других моделей приведены в **4-м отчете МГЭИК** [IPCC, 2007]. В этой версии, модели атмосферы и океана считаются последовательно, оптимальное количество процессоров для атмосферы равно 8, для океана – 1. Шаг по времени для атмосферы составляет 12 минут, для океана – 6 часов. На кластере ИВМ РАН расчет на 25 лет занимает одни сутки.

INMCM4.0 [Володин и др., 2010]. Разрешение в атмосферном блоке: 2×1.5 градуса и 21 уровень по вертикали, шаг по времени 5 минут. В океане: 1×0.5 градуса и 40 уровней. Шаг по времени составляет 2 часа. Участвовала в **СМIP5**, ее результаты среди других моделей приведены в **5-м отчете МГЭИК** [IPCC, 2013]. Запускается в виде двух независимых задач (модель атмосферы и модель океана), которые обмениваются данными через жесткий диск. Оптимальное количество процессоров для кластера ИВМ равно 32 для атмосферы и 8 для океана. За одни сутки расчет проводится на 6 лет.

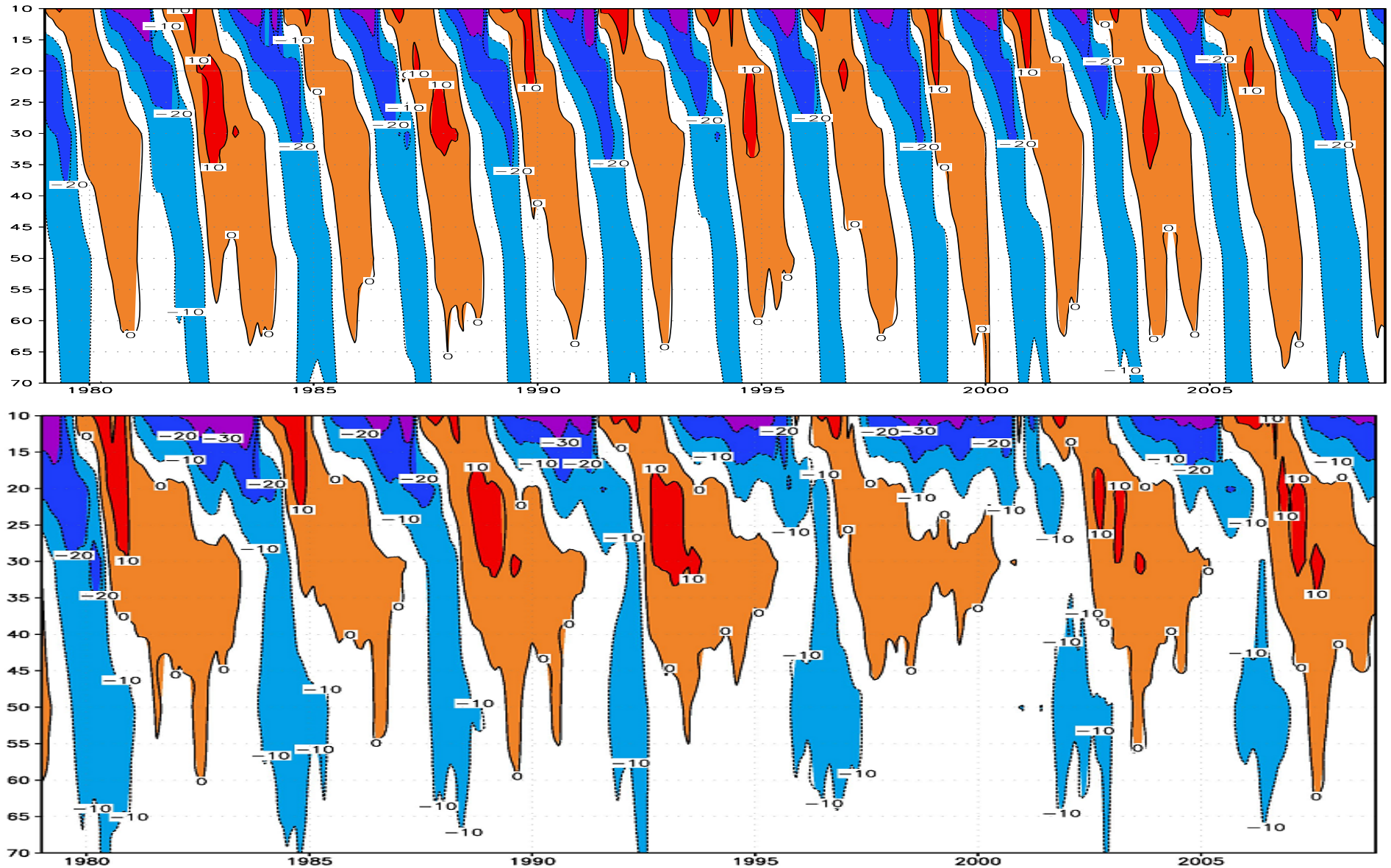
Версия **INMCM5**, разрешение в атмосфере 1.25×1 градус по долготе и широте и 128 уровней по вертикали до высоты 60 км (шаг по вертикали: **50 м** в нижних 1.5 км и **500 м** выше). В океане: 0.167×0.125 градуса по долготе и широте и 40 уровней по глубине. Шаг по времени в атмосфере равен 1 минуте, в океане – 6 минут. Позволяет явно моделировать такие явления, как крупные океанские вихри, квазидвухлетнее колебание скорости ветра в экваториальной стратосфере. Оптимальное количество процессоров на суперкомпьютере «Ломоносов» равно 240 для атмосферы и 512 – для океана. Расчет на 1 год требует одни сутки.

INMCM5: воспроизведение квазидвухлетних колебаний

По данным наблюдений, **квазидвухлетнее колебание** (КДК) скорости ветра в экваториальной стратосфере развивается на высоте 20-30 км (10-70 гПа) в виде опускающихся аномалий западного и восточного ветра. Наблюдаемый период таких колебаний составляет около 28 месяцев. Модель воспроизводит эти особенности КДК. Их период составляет около 2.5 лет. **Необходимые условия воспроизведения КДК: низкая горизонтальная вязкость и хорошее вертикальное разрешение (не хуже 500 м).** В условиях учетверения концентрации CO_2 в атмосфере период колебаний увеличился и составил более 4 лет (значительное похолодание в стратосфере и потепление в тропосфере привело к изменению частоты плавучести и условий обрушения гравитационных и других волн).

Также по данным наблюдений, при внезапном стратосферном потеплении за 30-60 дней аномалия скорости ветра распространяется из верхней стратосферы в нижнюю и в некоторые дни достигает поверхности Земли, приводя к аномалиям индекса Арктического колебания (АК). Аналогичным образом распространяются аномалии скорости зонального ветра после стратосферного потепления и по данным модели, приводя к отрицательному индексу АК через 1-2 месяца после стратосферного потепления.

Квазидвухлетнее колебание скорости ветра в экваториальной стратосфере при современном климате (вверху) и при учетверении концентрации CO_2 (внизу)

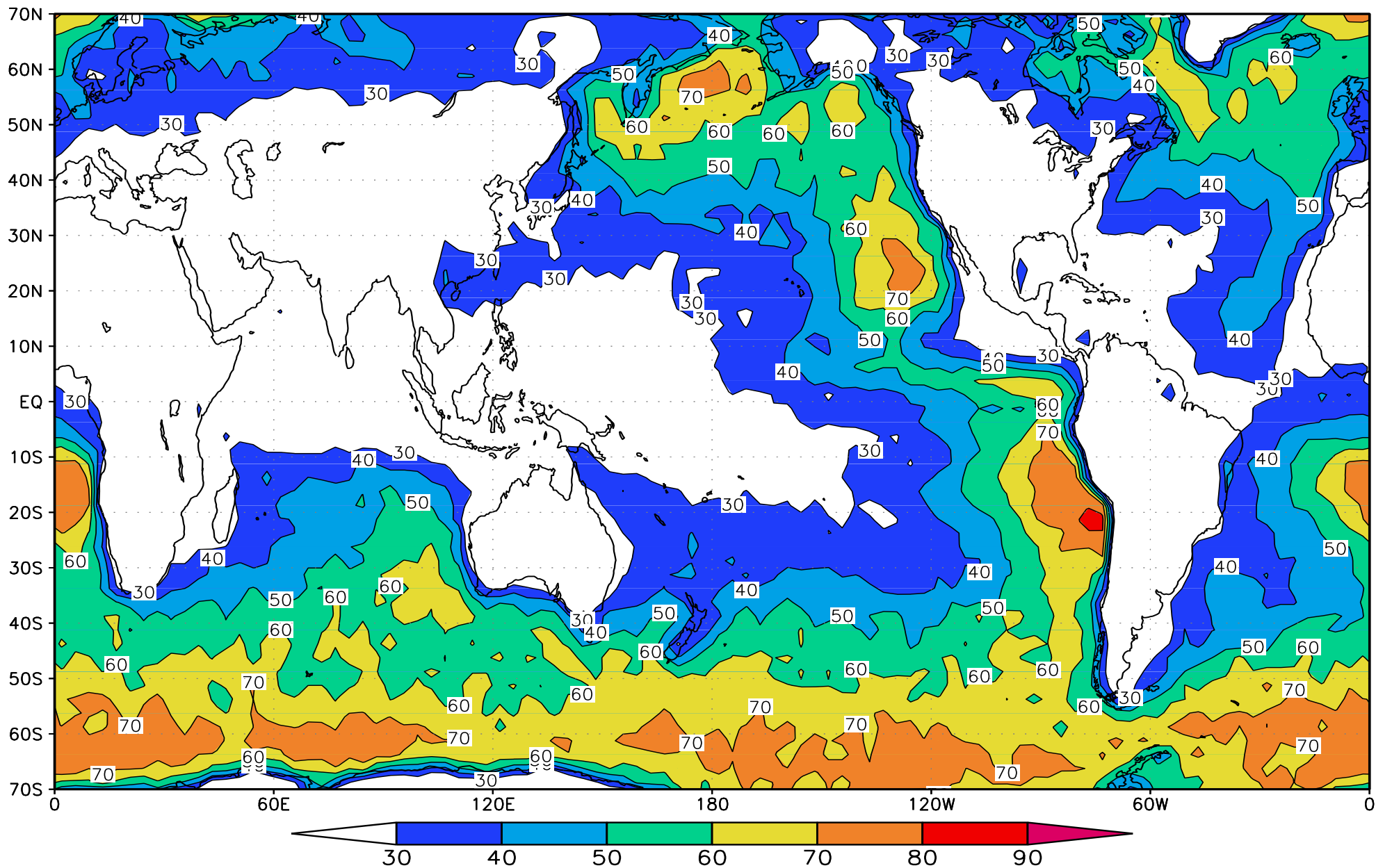


INMCM5: воспроизведение облачности нижнего яруса

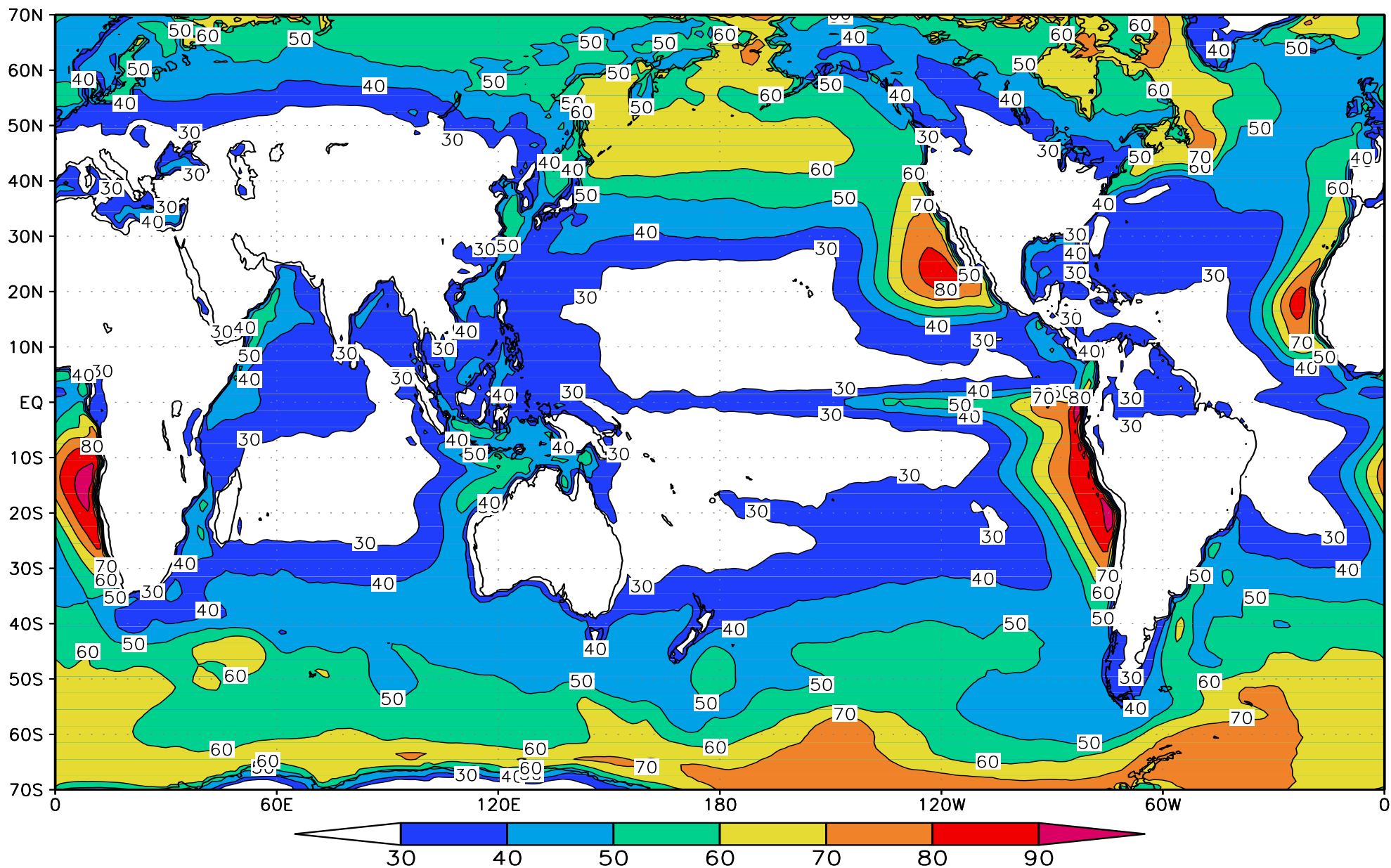
Согласно данным CALIPSO, наибольшее среднегодовое количество облачности (60-80%) наблюдается в восточных районах тропических и субтропических океанов в условиях **температурной инверсии в пограничном слое**. Большое количество облаков нижнего яруса образуется также начиная с 50 градуса северной и южной широты, в основном, за счет теплого полугодия, когда создаются благоприятные условия для образования температурной инверсии. Над тропическими и субтропическими континентами, где днем возникают условия для конвекции, а также в районах глубокой конвекции над океанами, количество облаков нижнего яруса не превосходит 30-40%. В модели описанная климатология нижней облачности неплохо воспроизводится.

Однако, высота этой облачности над поверхностью земли, как и высота пограничного слоя при устойчивой или нейтральной стратификации, в модели, как правило, занижена. Разрез среднегодовой облачности над Тихим океаном вдоль 15S в нижнем трехкилометровом слое показывает занижение высоты образования облачности на востоке океана, где почти постоянно происходит мелкая конвекция, в результате которой образуется наиболее плотная облачность.

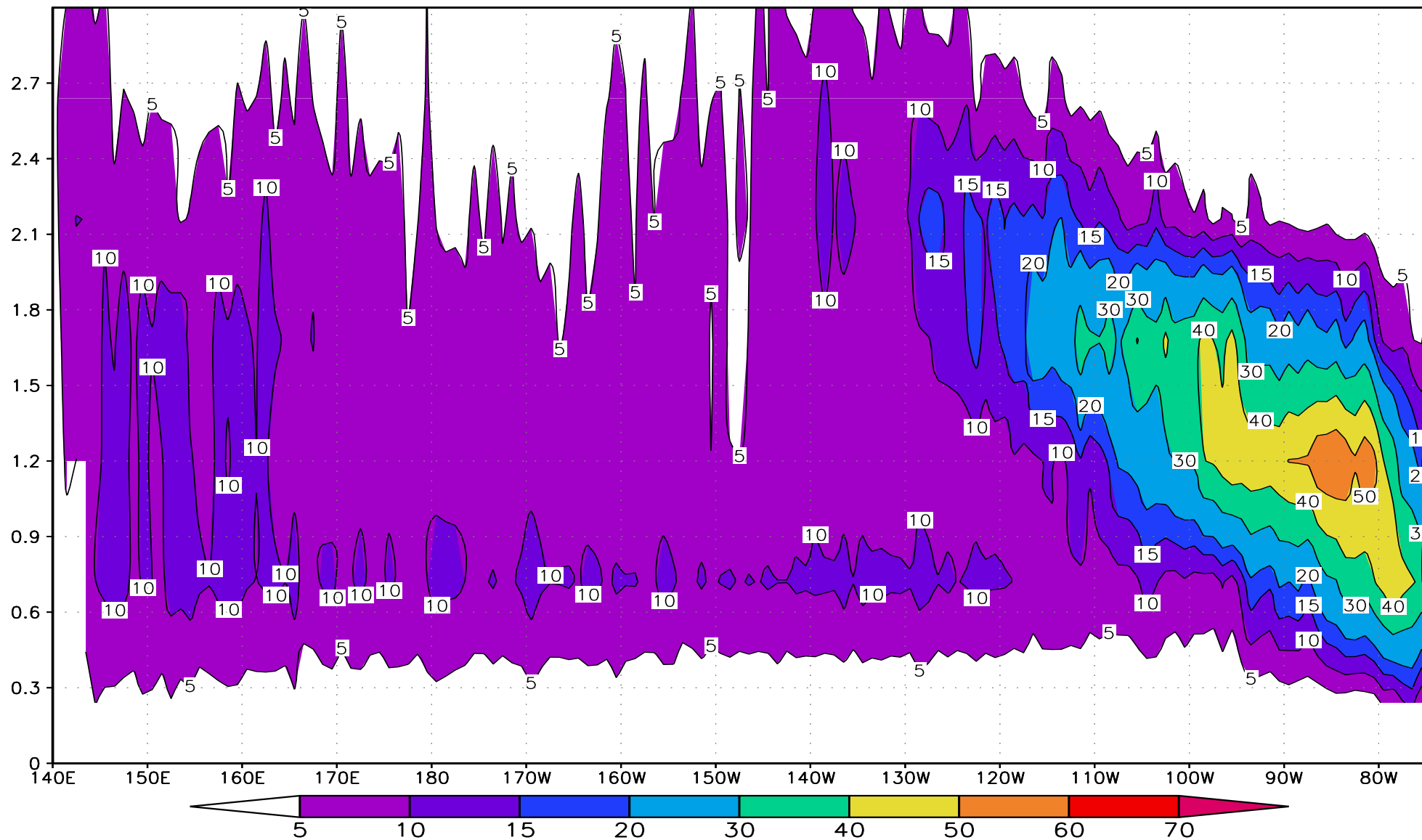
Количество нижней облачности, % (CALIPSO)



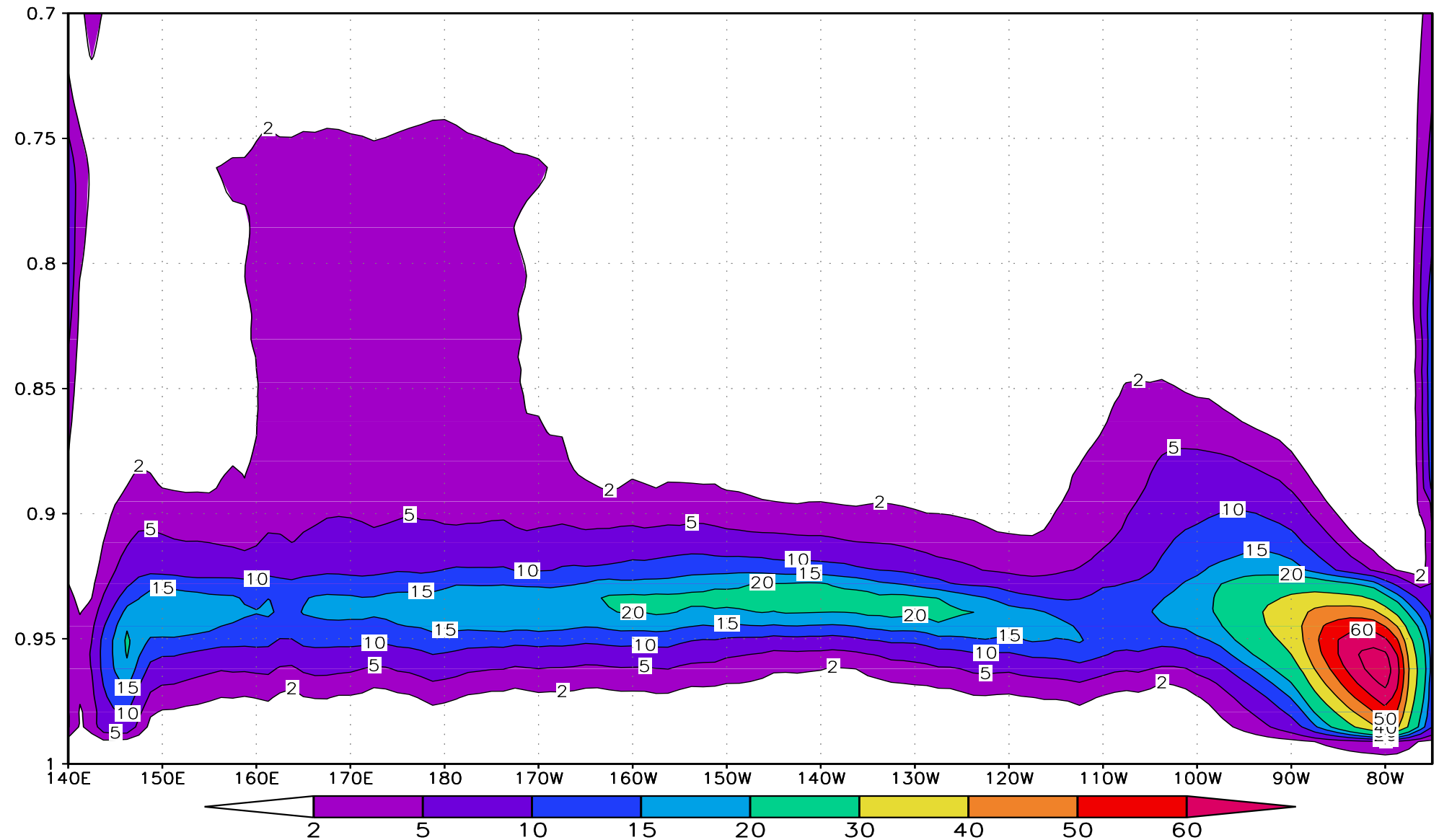
Количество нижней облачности, % (модель)



Балл облачности (CALIPSO) в нижних 3 км вдоль 15S над Тихим океаном

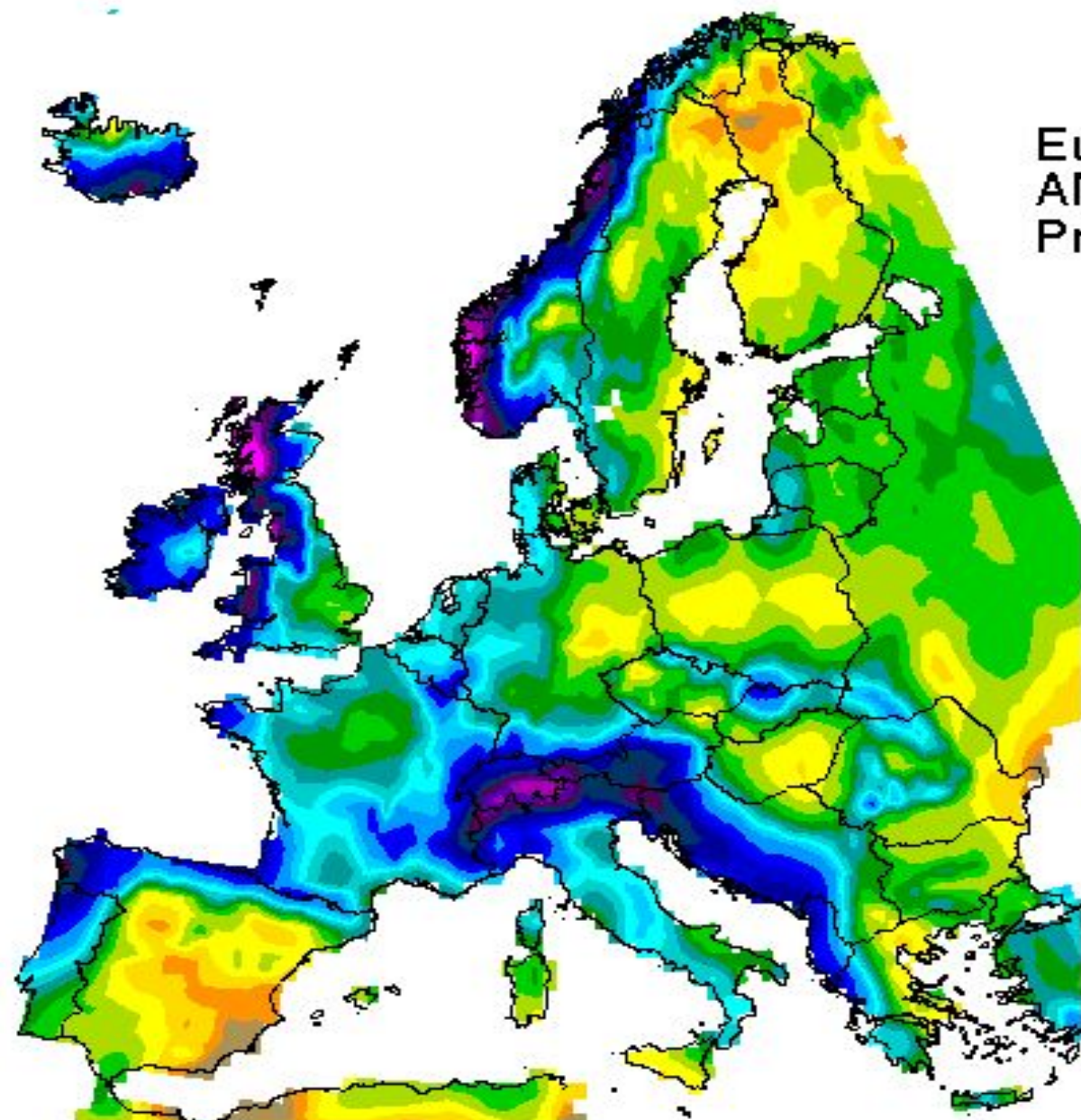
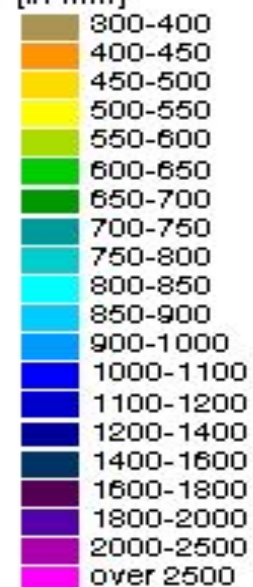


Балл облачности в модели в нижних 3 км вдоль 15S над Тихим океаном

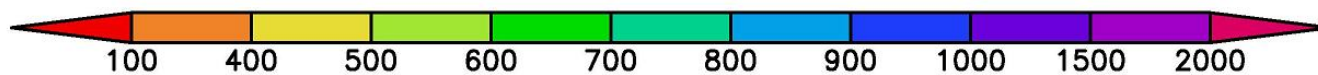
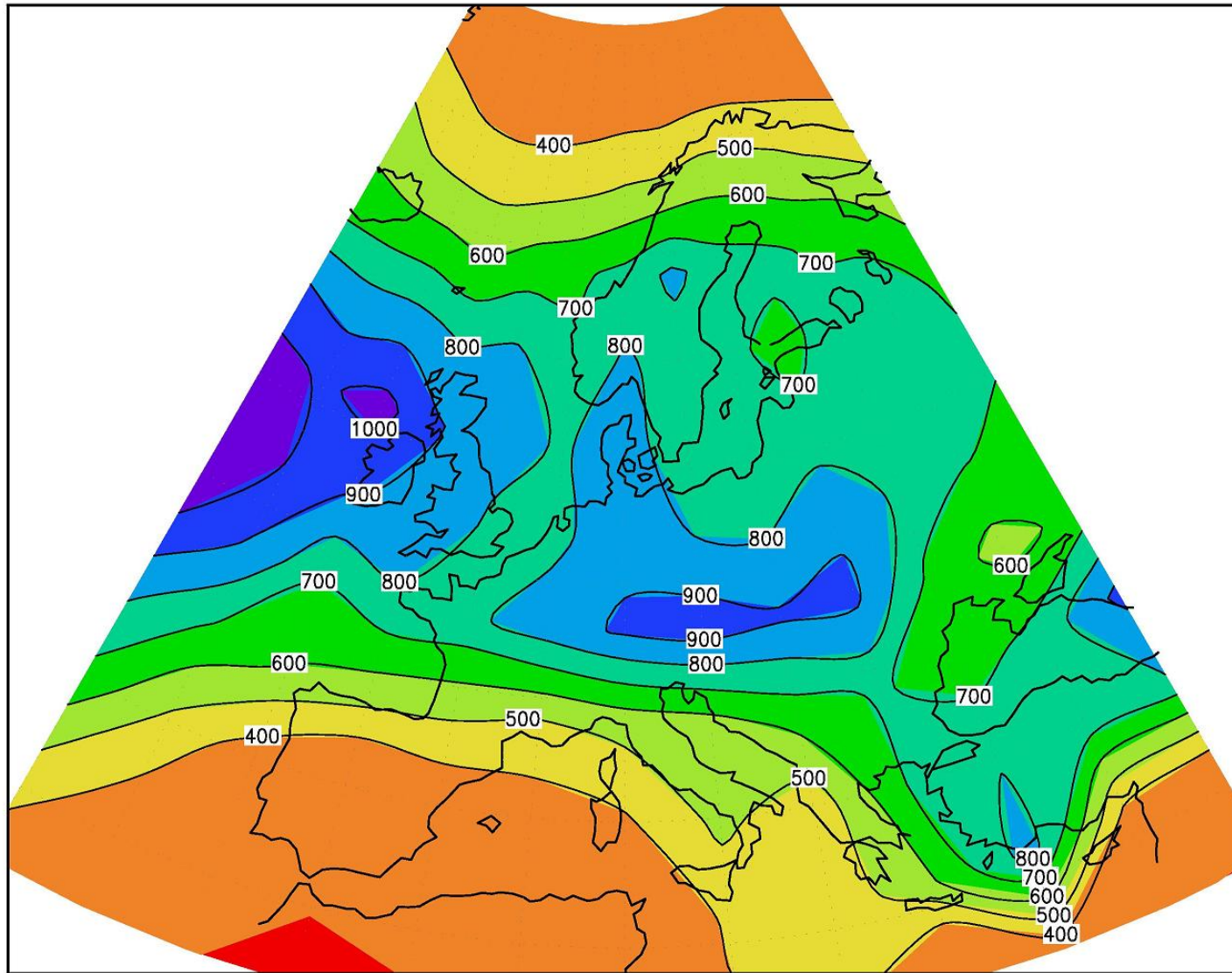


Europe - ANNUAL Precipitation

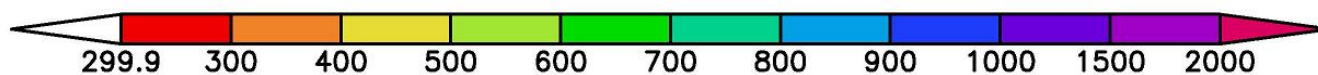
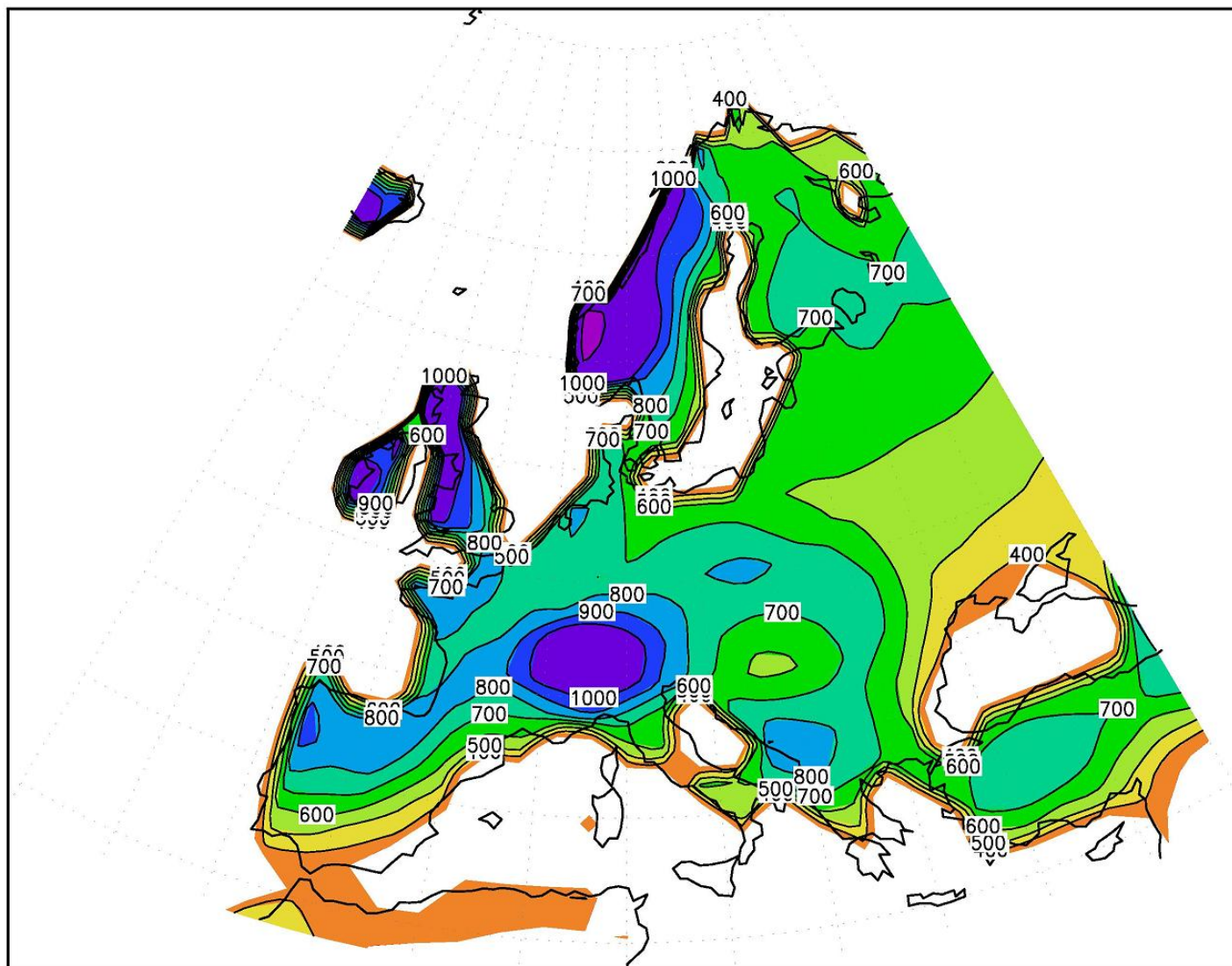
Precipitation
[in mm]



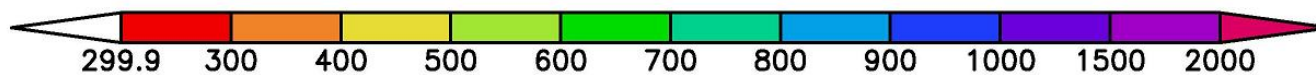
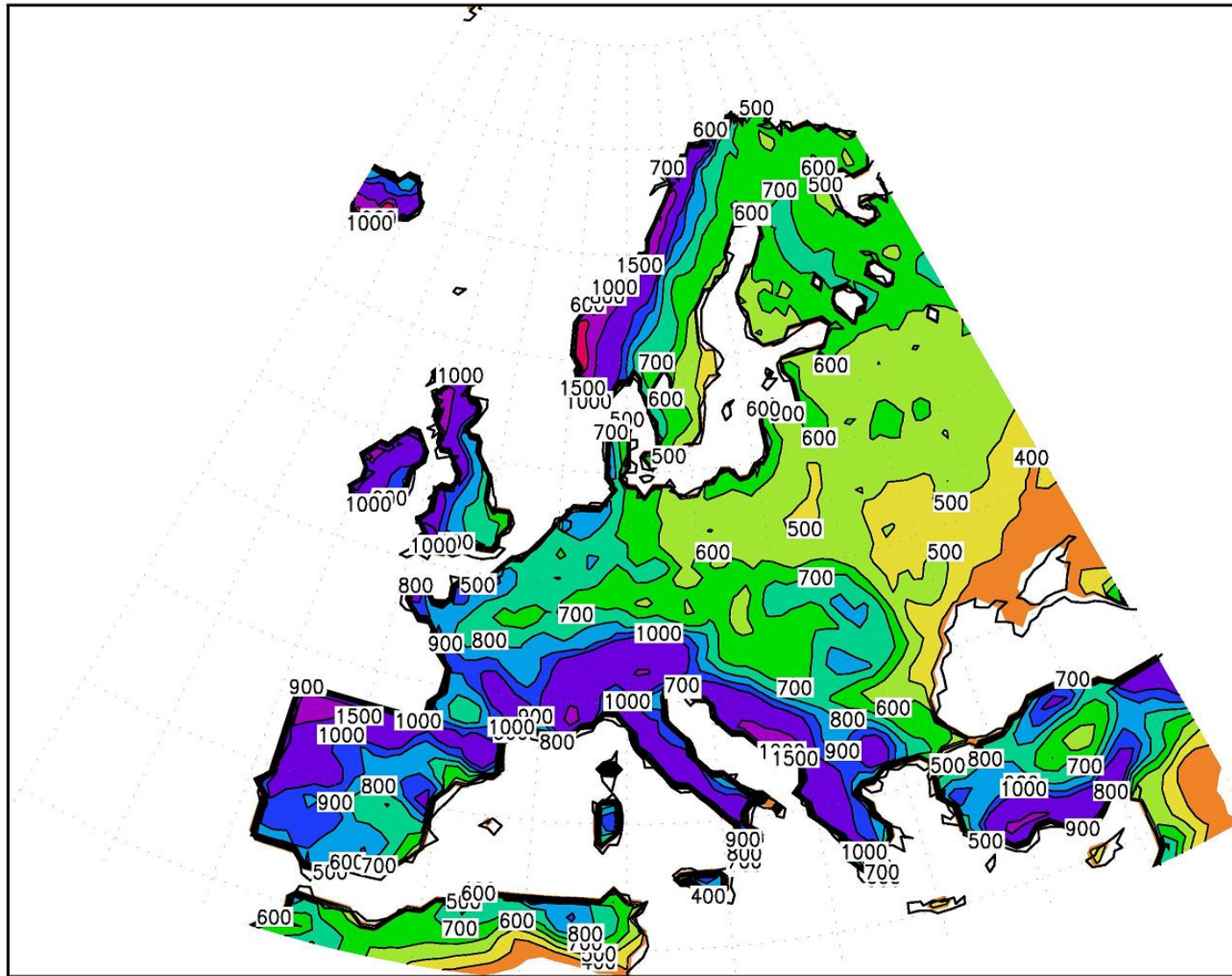
Среднегодовые осадки в Европе (мм). Модель 5х4 градуса



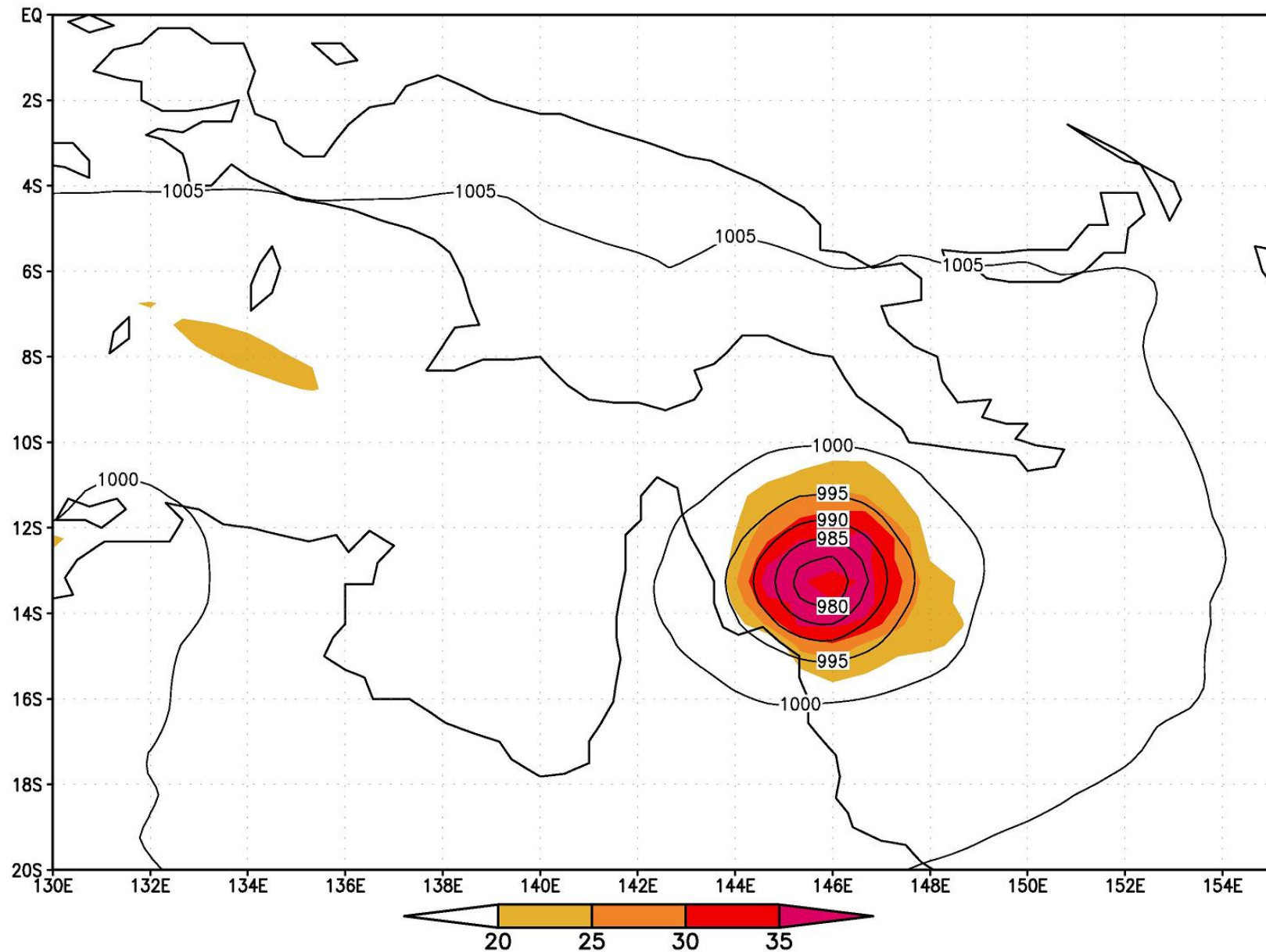
Среднегодовые осадки в Европе. Модель 2x1.5 градуса



Осадки в Европе. Модель 0.67x0.5 градуса



Тропический ураган у побережья Австралии в модели. Давление и максимальная за сутки скорость ветра.

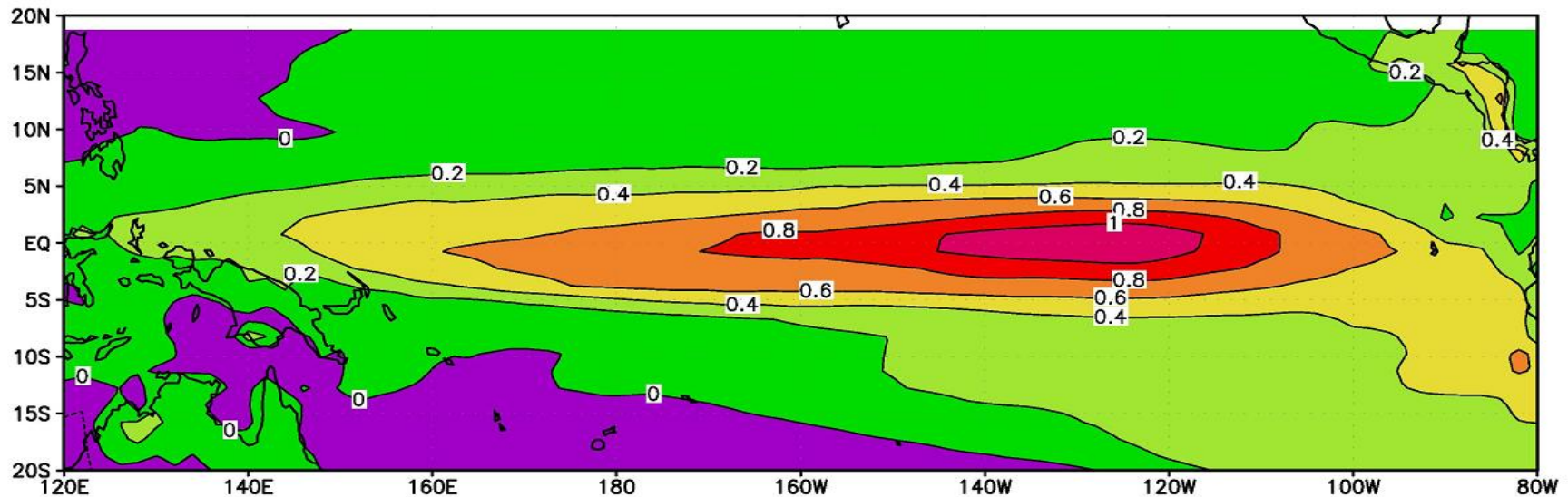
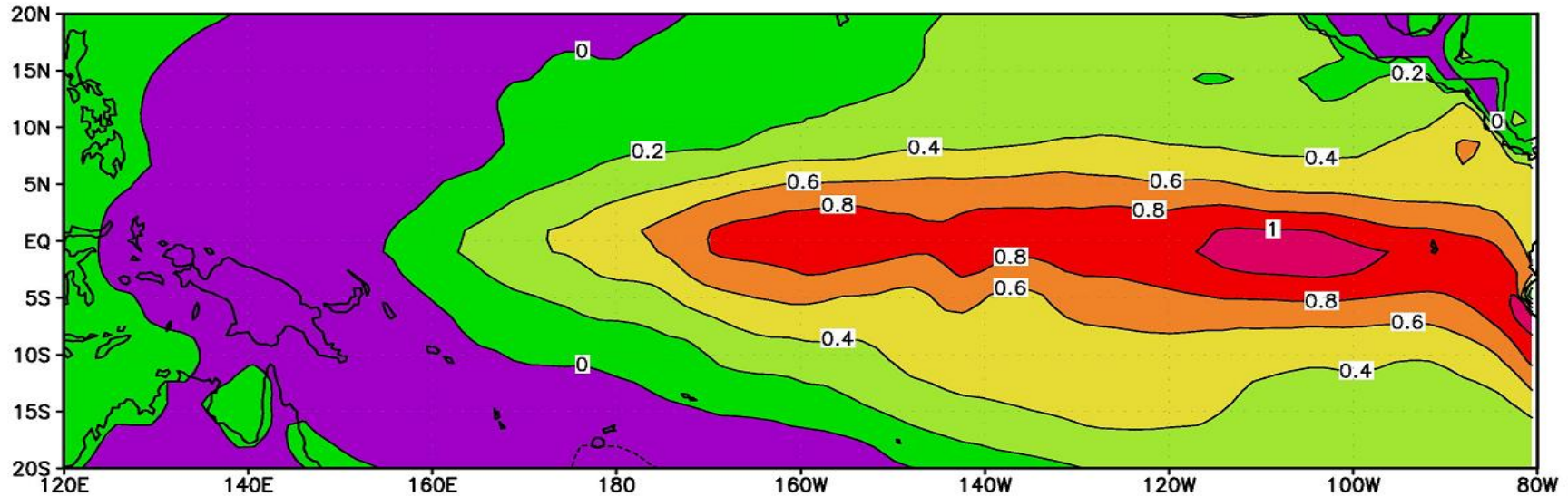


INMCM4: воспроизведение явления Эль-Ниньо, Тихоокеанского десятилетнего колебания

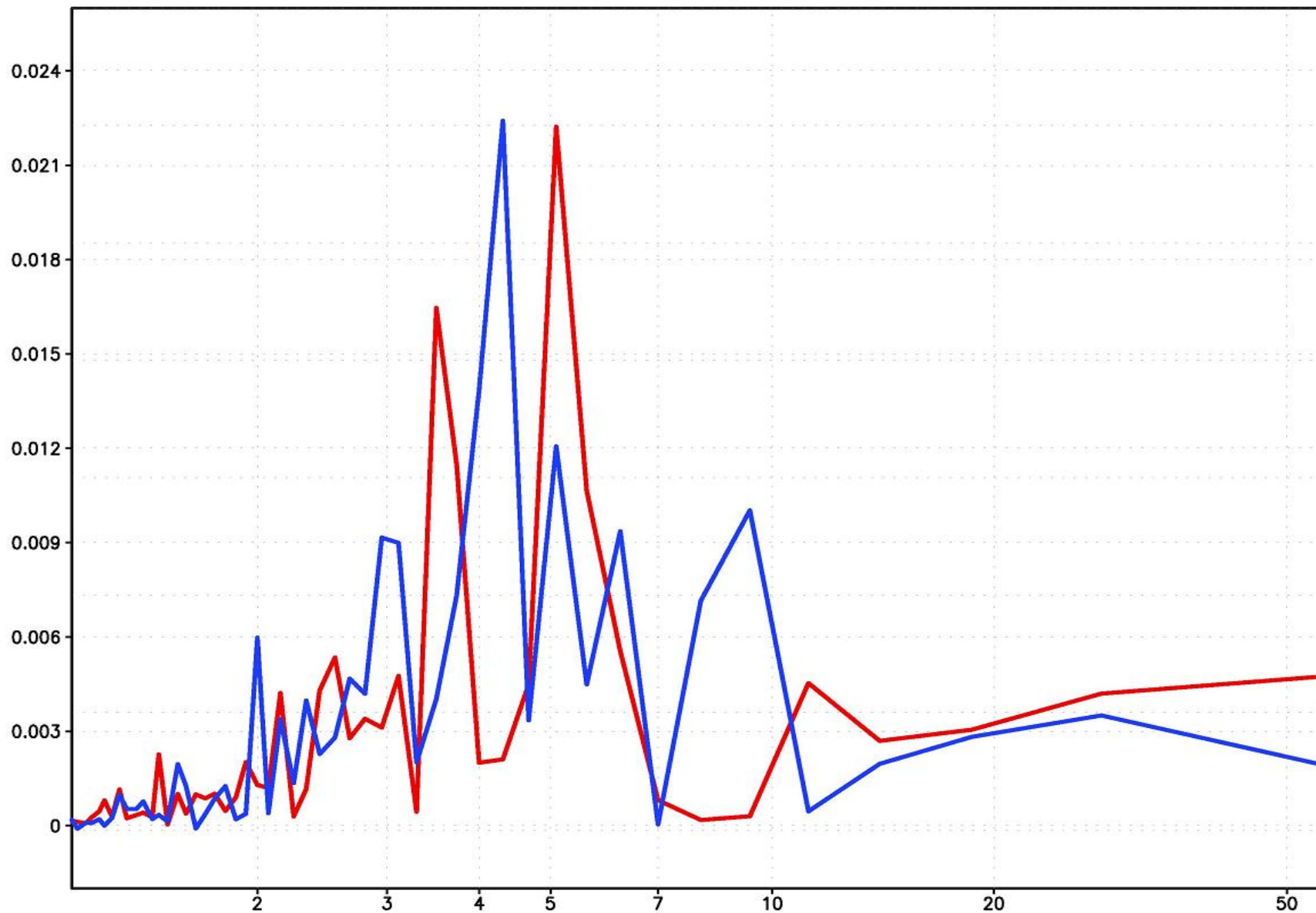
Явление Эль-Ниньо - наиболее известное проявление взаимодействия атмосферы и океана. Первая ЭОФ среднемесячной температуры поверхности в тропиках Тихого океана представляет собой характерную аномалию температуры во время Эль-Ниньо. В модели это явление происходит несколько западнее, чем по данным наблюдений, что свойственно большинству климатических моделей, но его амплитуда близка к наблюдаемой. Временной спектр температуры в районе Эль-Ниньо показывает, что по данным наблюдений максимальная изменчивость, связанная с Эль-Ниньо, происходит на временных масштабах 3.5 и 5 лет, а в модели – с периодом около 4 лет.

Взаимодействие атмосферы и океана на временном масштабе 10-50 лет - **Тихоокеанское десятилетнее колебание** (ТДК). При положительной фазе потепление происходит на большей части тропического Тихого океана, а похолодание – в субтропиках Тихого океана, кроме восточной части. Первая ЭОФ 5-летней средней температуры поверхности Тихого океана характеризует модельное ТДК и, в основном, соответствует данным наблюдений.

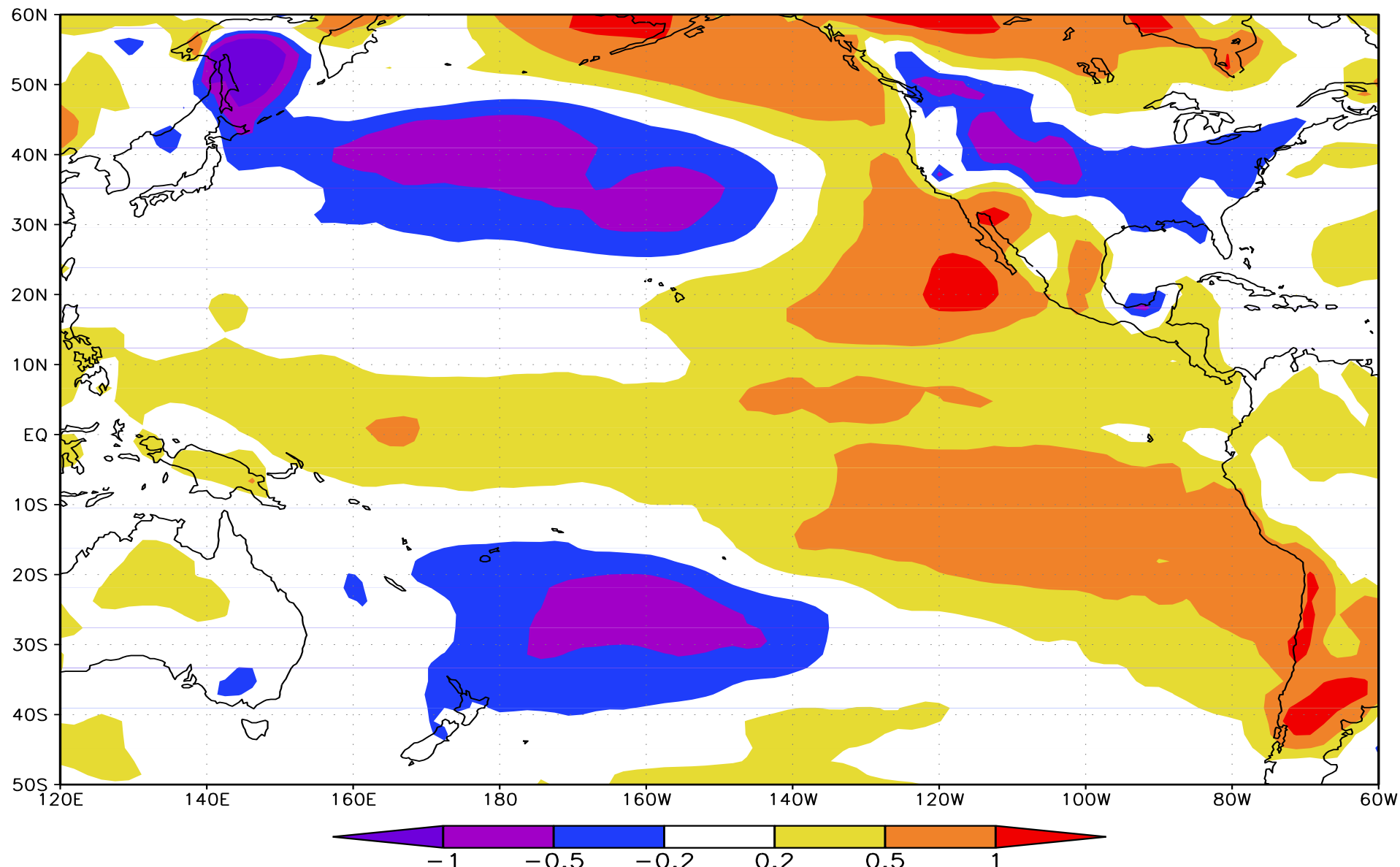
Первая ЭОФ среднемесячной температуры поверхности тропического Тихого океана (явление Эль-Ниньо) по данным наблюдений (вверху) и результатам моделирования (внизу)



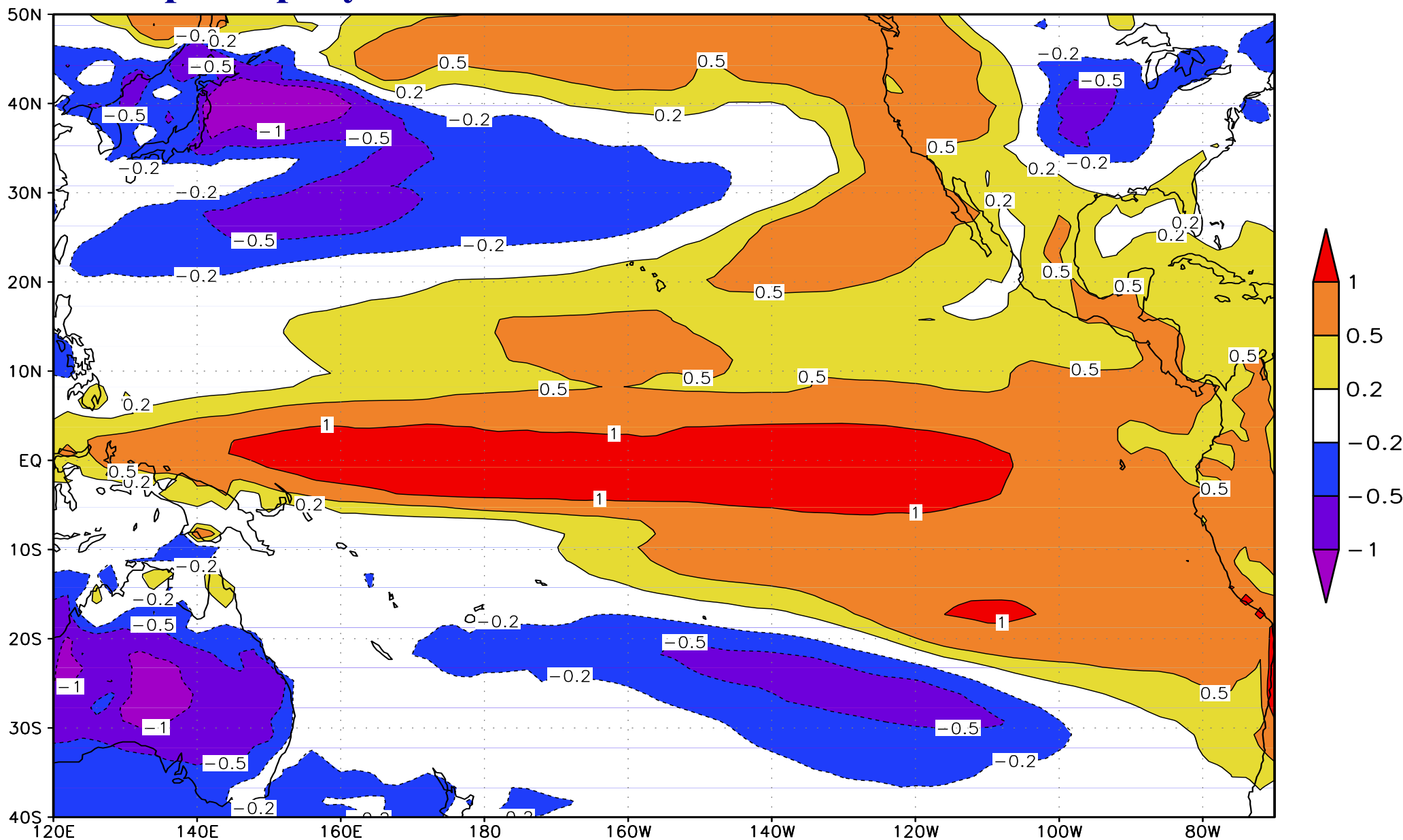
Временной спектр явления Эль-Ниньо по данным наблюдений (красный) и модели (синий)



Тихоокеанское десятилетнее колебание по данным наблюдений. Показана разность температуры поверхности в 1978-1997 и 1967-1976 гг.



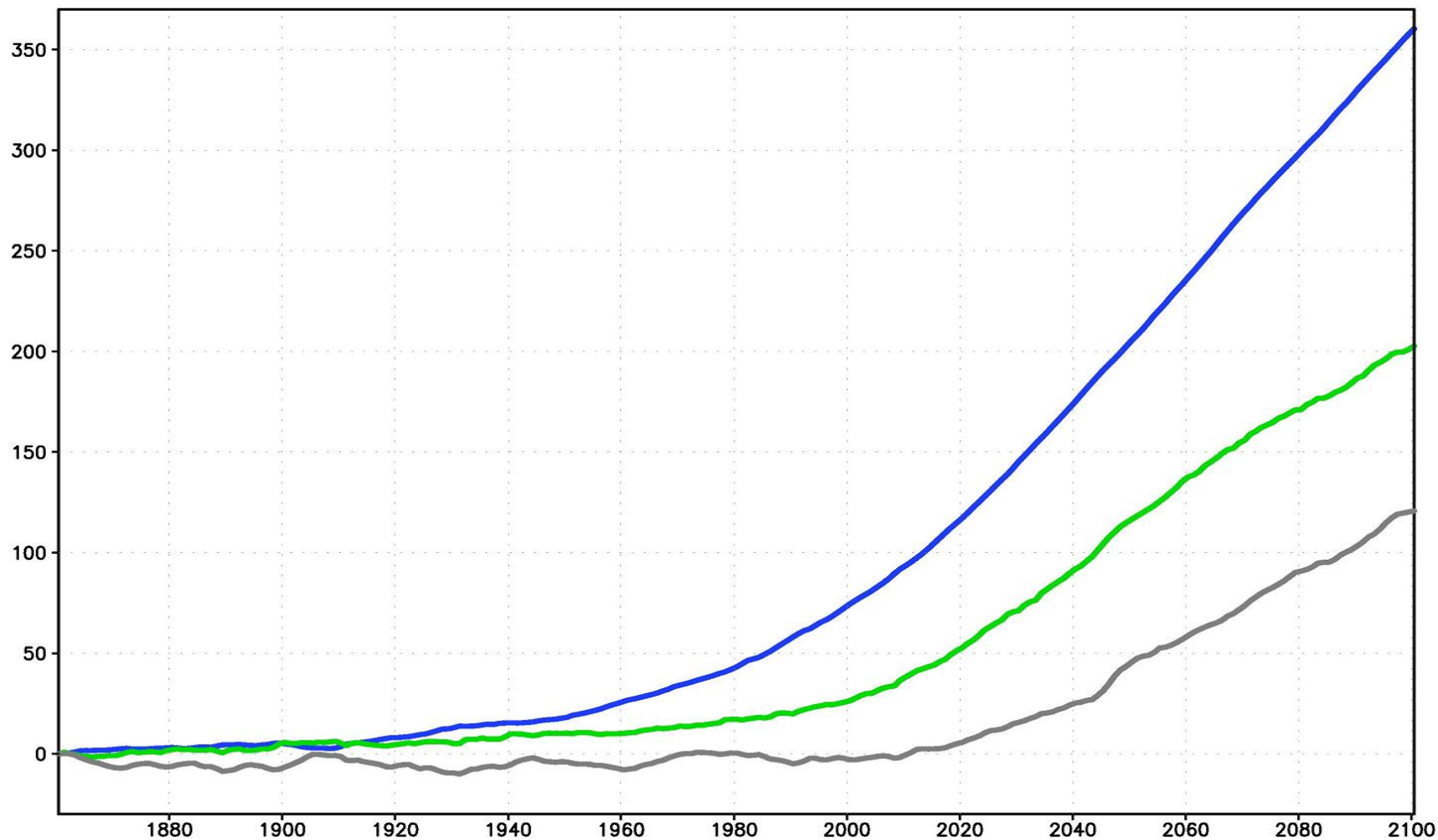
Первая ЭОФ 5-летней средней температуры в модели INMCM4, характеризующая Тихоокеанское десятилетнее колебание



Модели Земной системы ИВМ РАН

- ❑ Цикл углерода (расчет углерода растительности, почвы, океана и атмосферы).**
- ❑ Цикл метана (расчет эмиссии метана из болот и вследствие разрушения метаногидратов морского дна, расчет концентрации метана в атмосфере).**
- ❑ Динамическая растительность (модель LPJ).**
- ❑ Химия атмосферы (расчет концентрации 75 малых газовых составляющих).**
- ❑ Параметризация некоторых электрических явлений (расчет количества молниевых вспышек и разности потенциалов Земля – ионосфера).**
- ❑ Аэрозольный блок (расчет концентрации аэрозолей: пыли, морской соли, сульфатного аэрозоля, сажи, органического углерода).**
- ❑ Модель ледниковых щитов.**

Изменение модельного содержания углерода (Гт) в 1871-2100 гг. в океане (синий), растениях (зеленый) и почве (серый) для сценария A2.

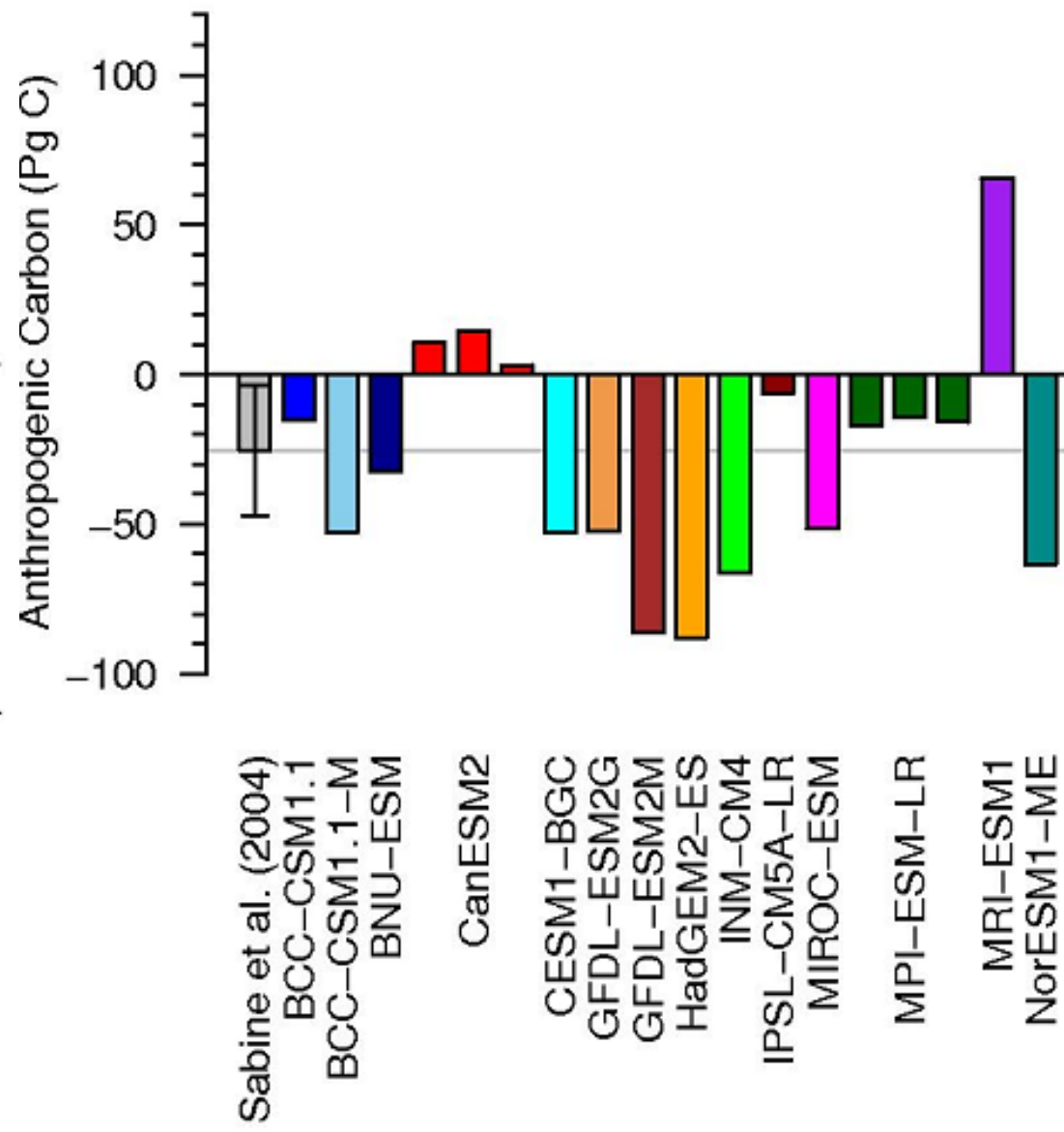
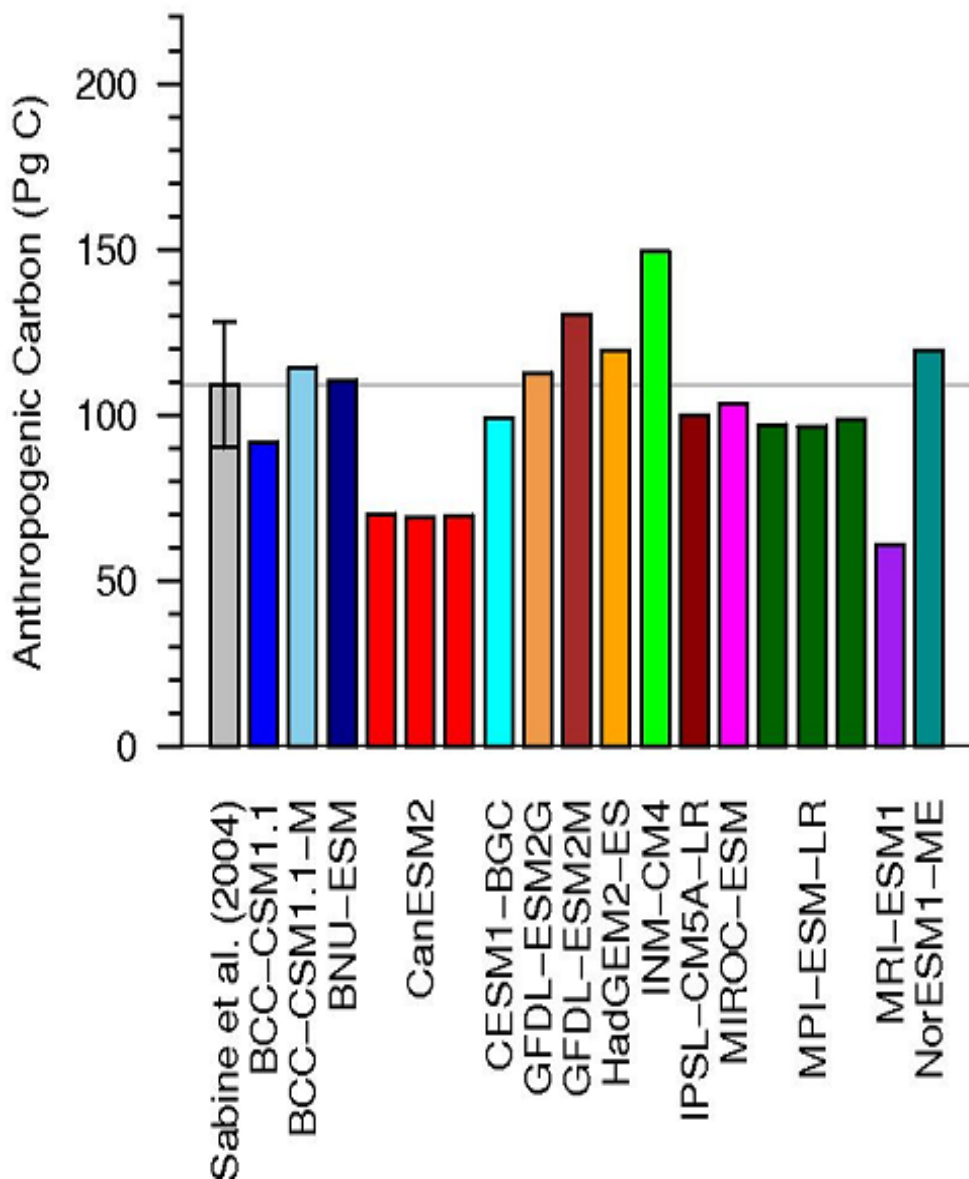


Поглощение углерода в 1850-1994г океаном и сушей в моделях CMIP5.

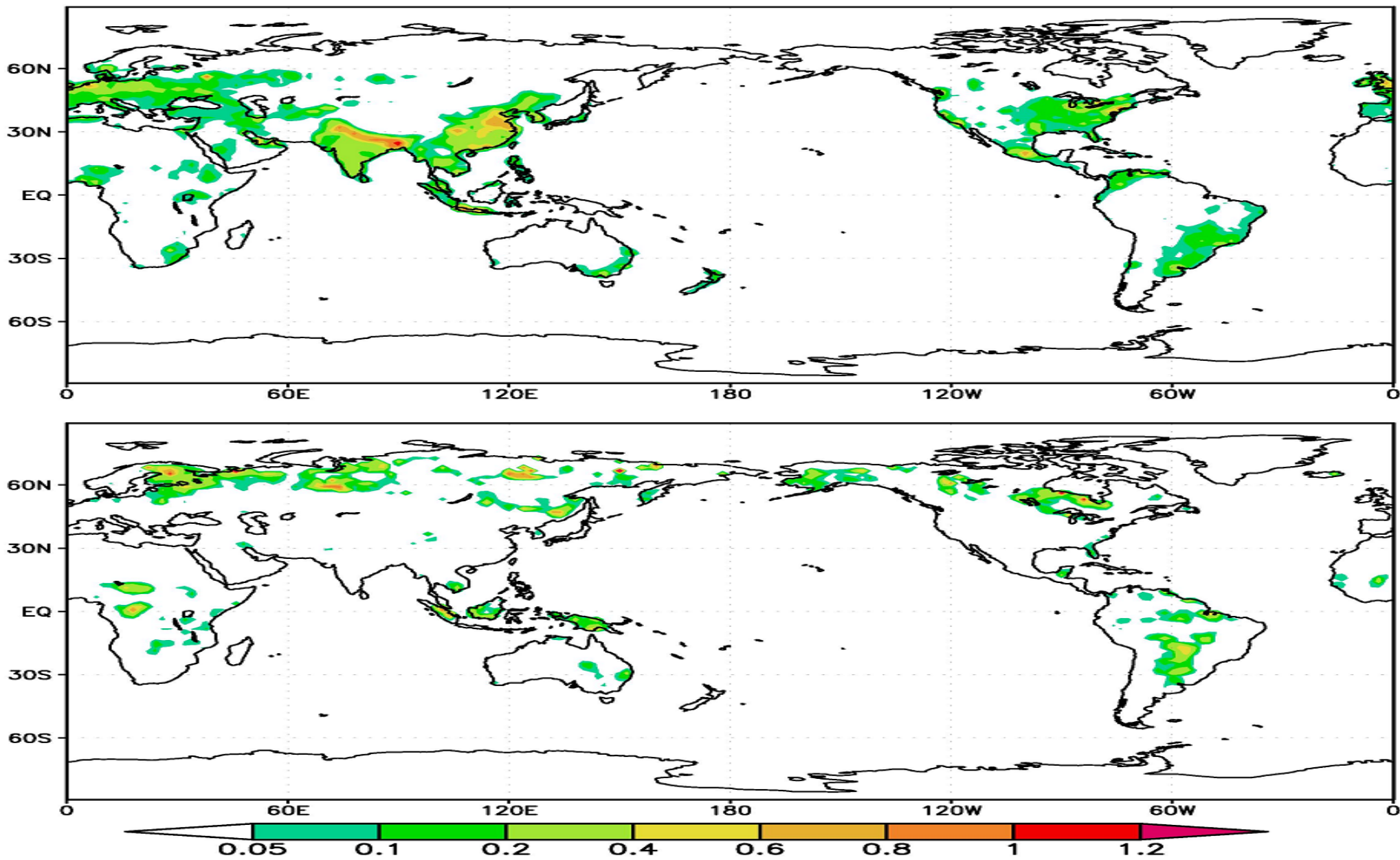
Серая линия – оценка по данным наблюдений.

Ocean (1850–1994)

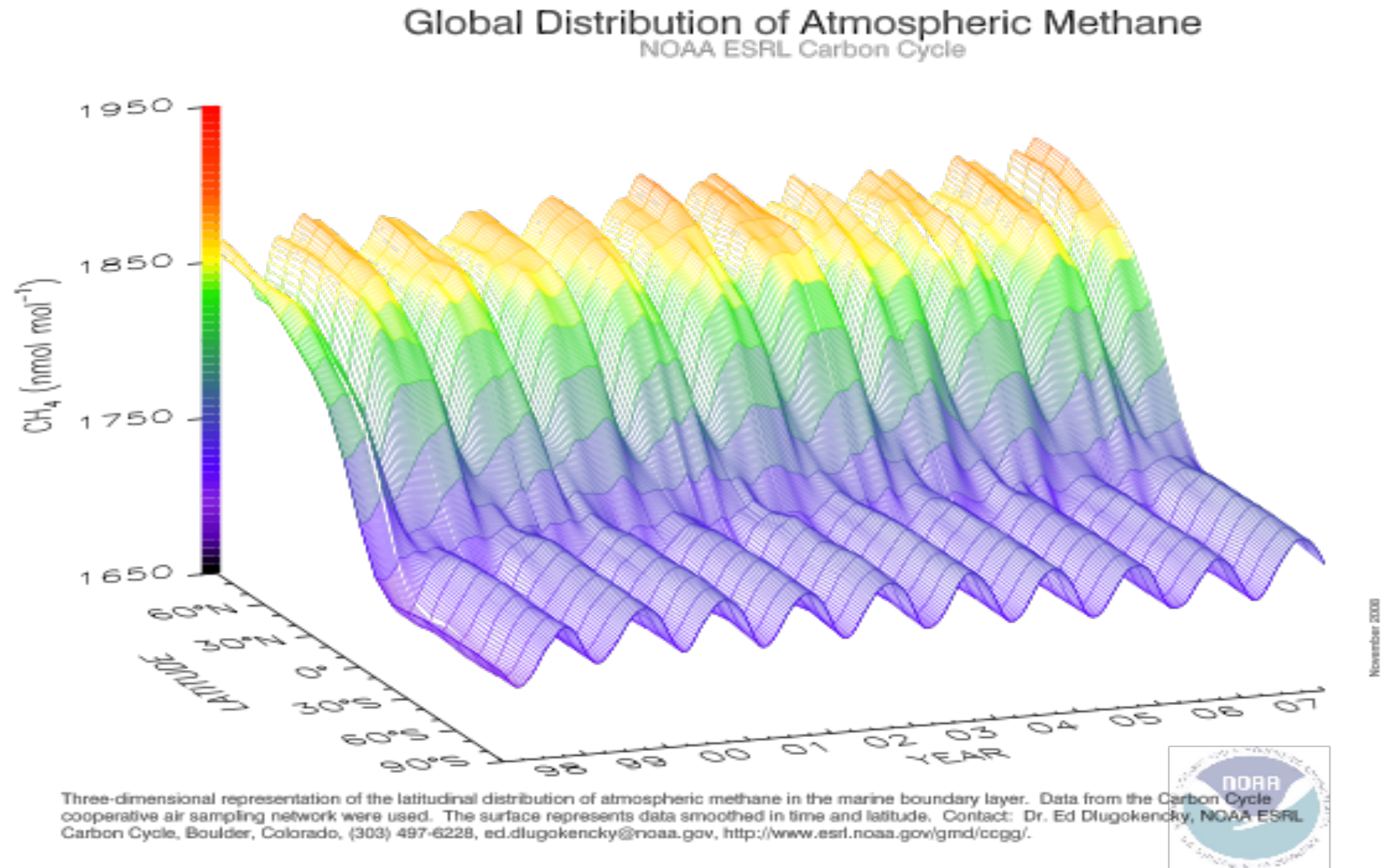
Land (1850–1994)



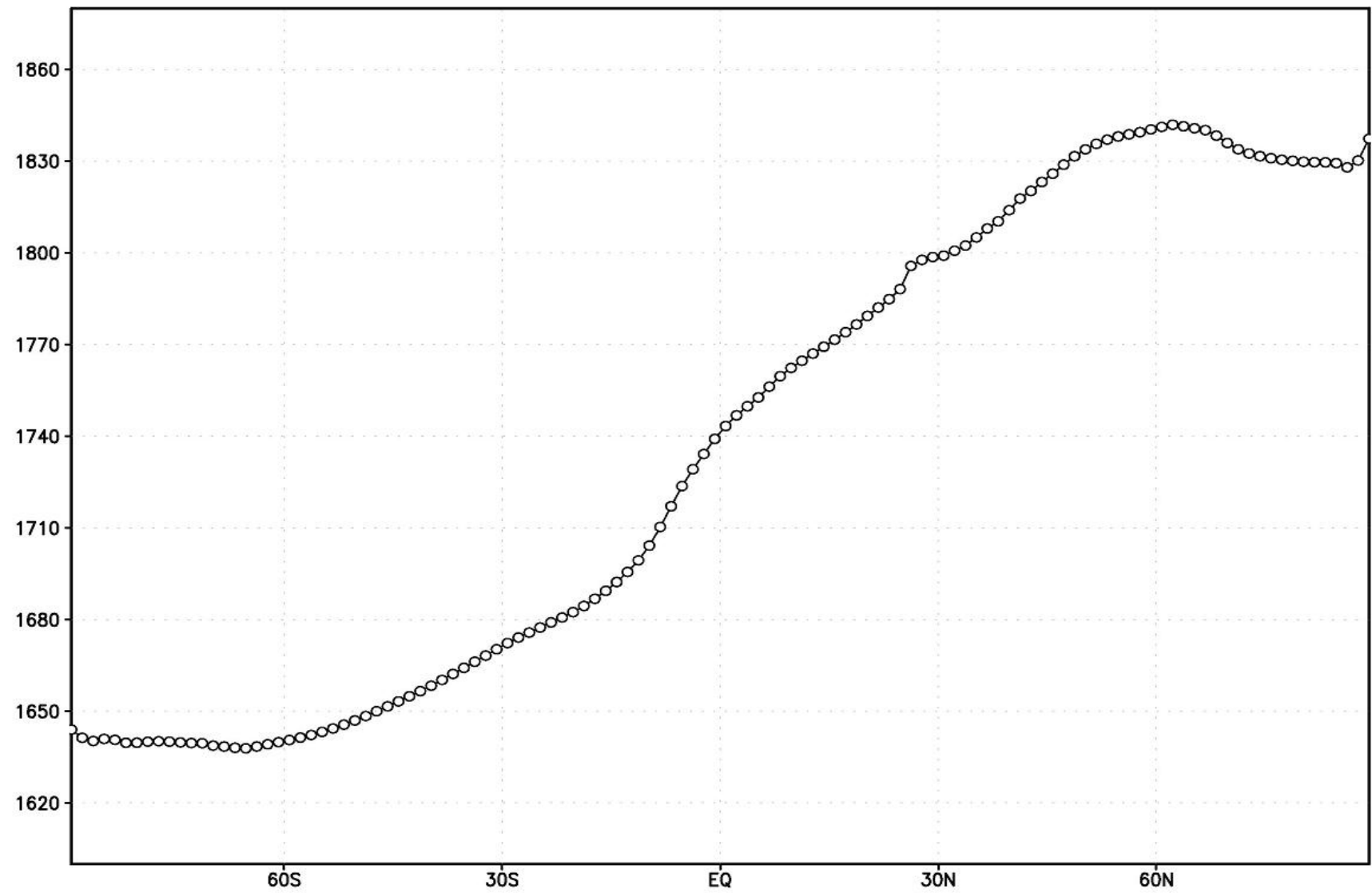
**Антропогенные эмиссии метана, 10^{-9} кг/(м²с) (вверху) и из болотных экосистем (внизу).
Суммарная антропогенная эмиссия составляет около 270 Мт в год, суммарная эмиссия из болот около 120 Мт в год.**



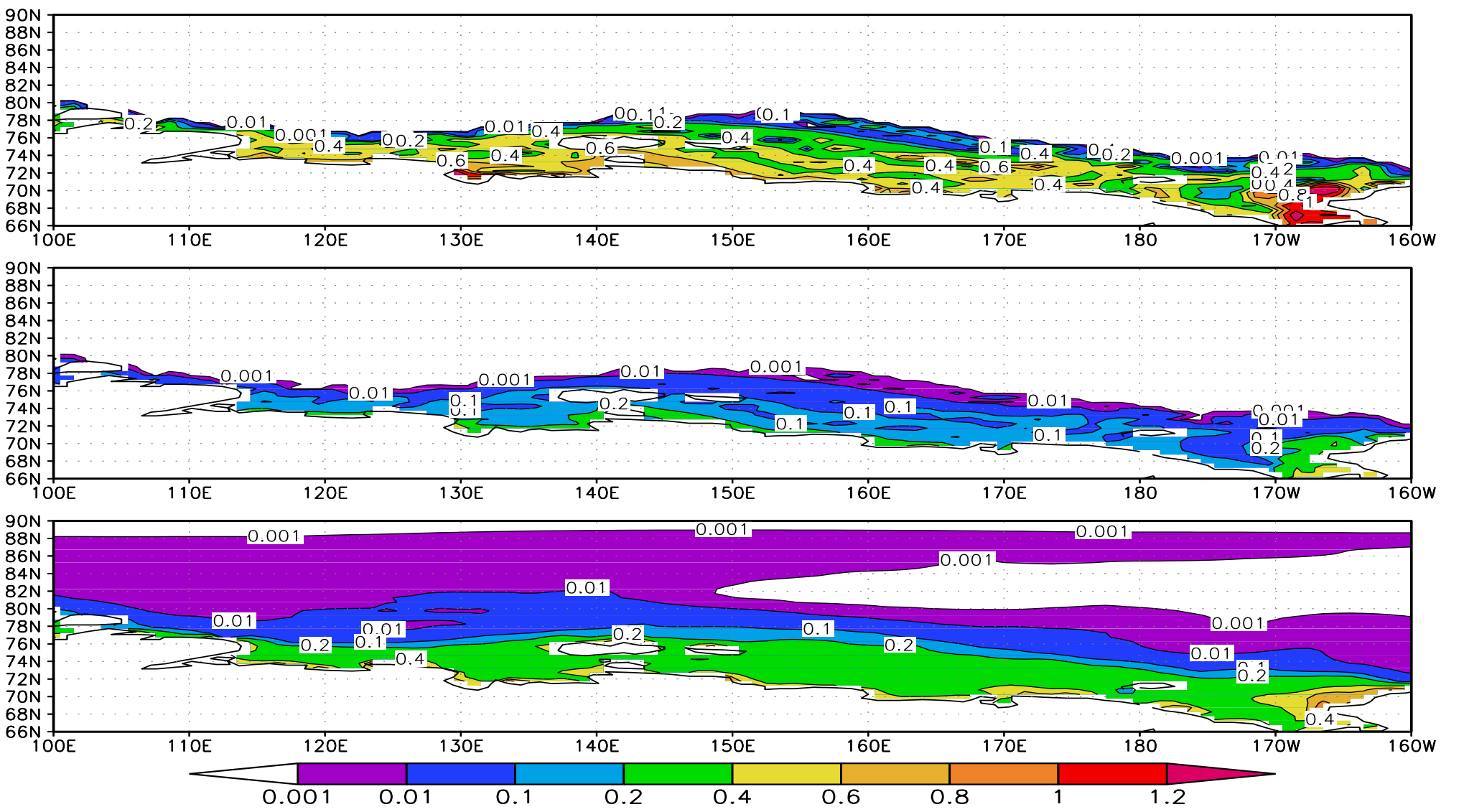
Наблюдаемая концентрация метана (млрд⁻¹) в морском пограничном слое, осредненная по долготе (http://en.wikipedia.org/wiki/File:Ch4_surface_color.svg).



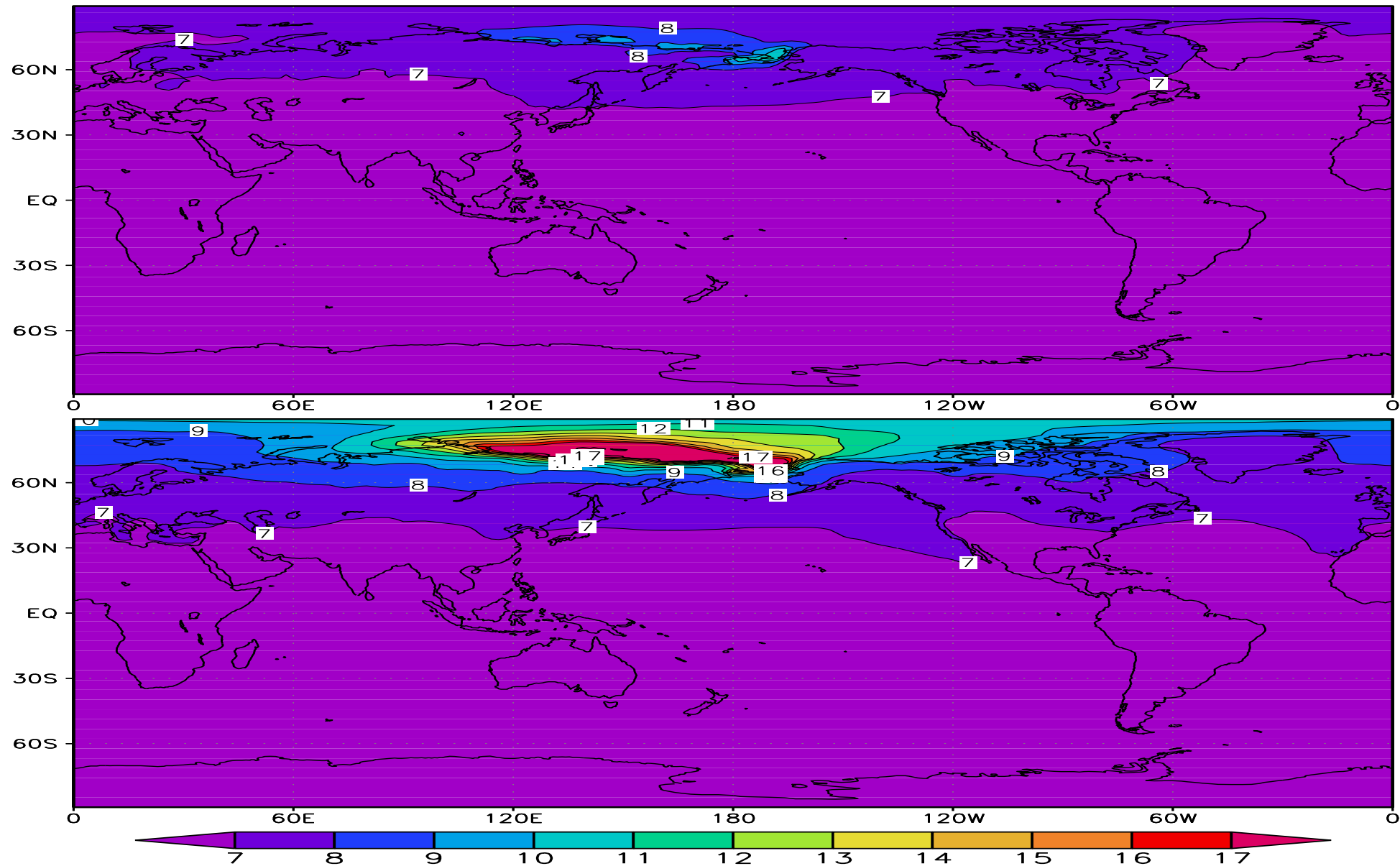
Осредненная вдоль кругов широты концентрация метана в модели на уровне 850 гПа



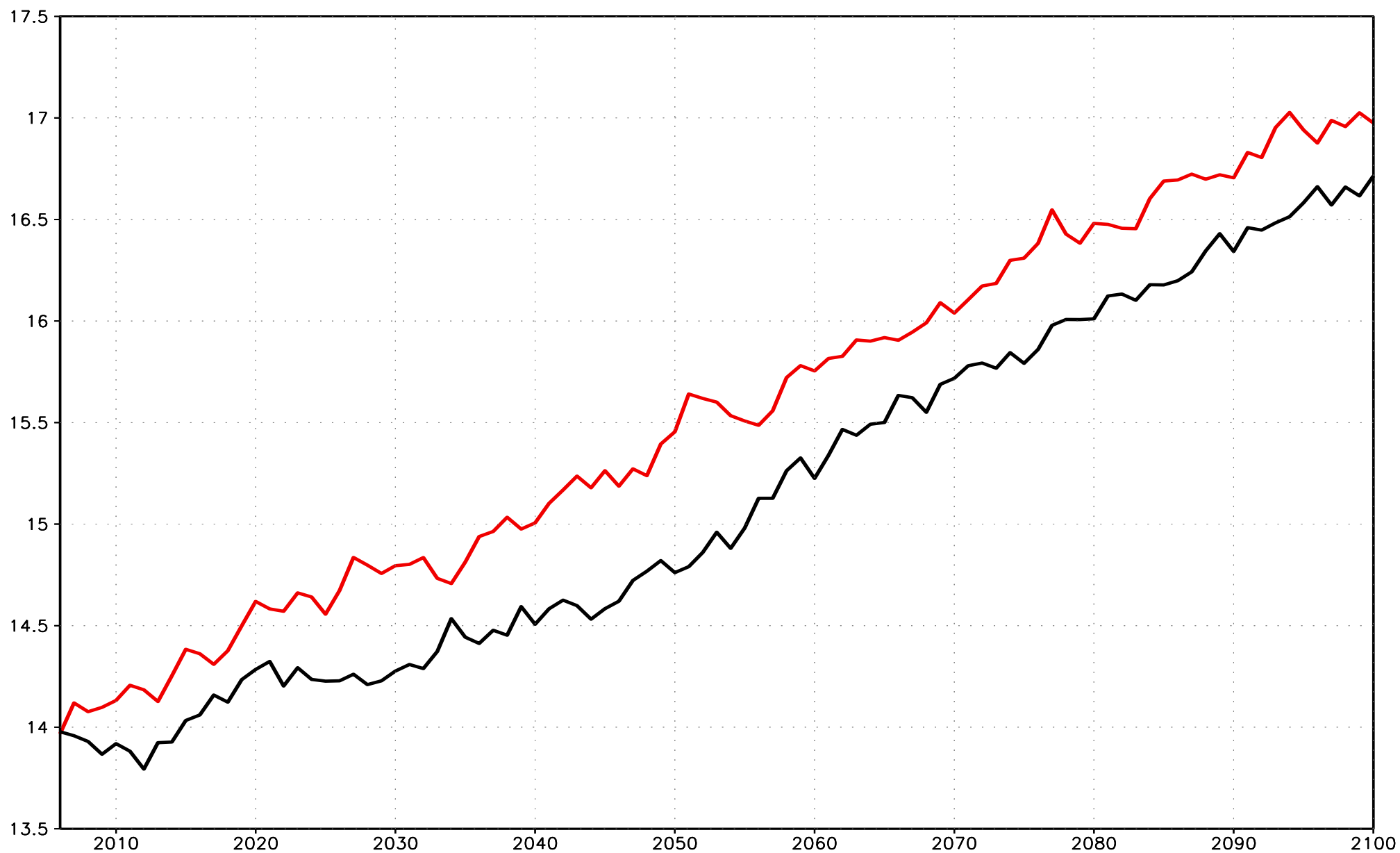
Поток метана (кг/м²год) со дна (вверху), в атмосферу в виде пузырьков (в середине) и из растворенного в воде газа (внизу) при гипотетическом катастрофическом разрушении метаногидратов на шельфе восточной Арктики



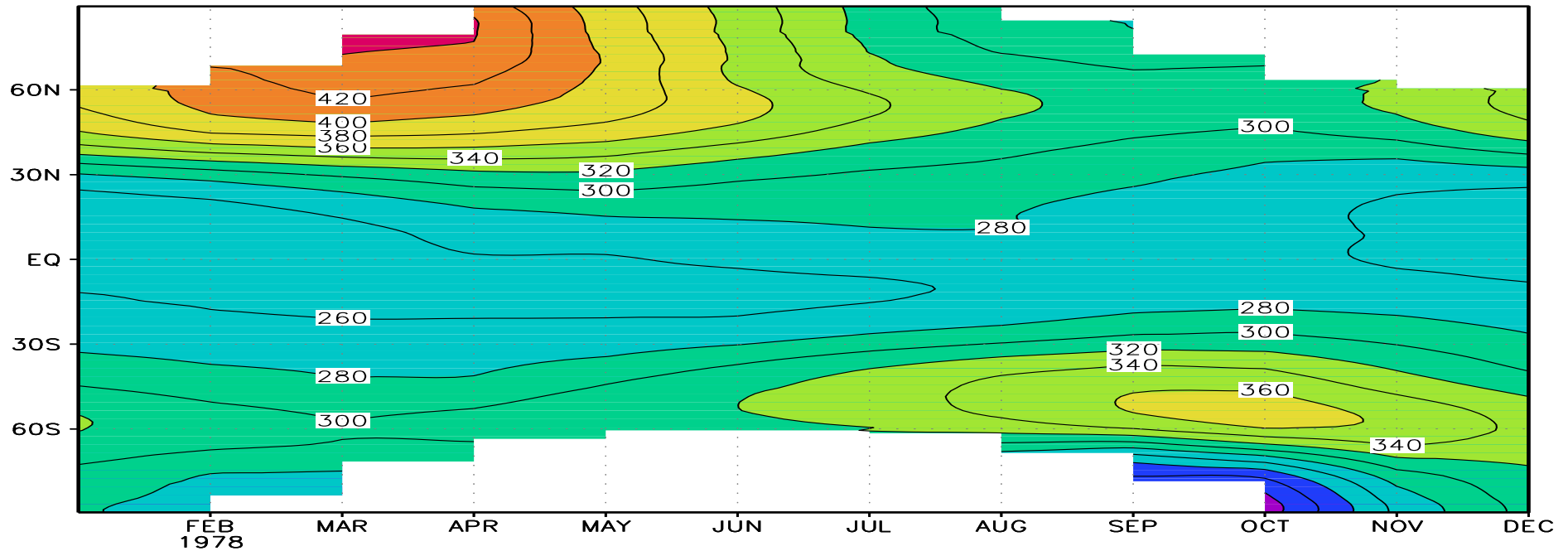
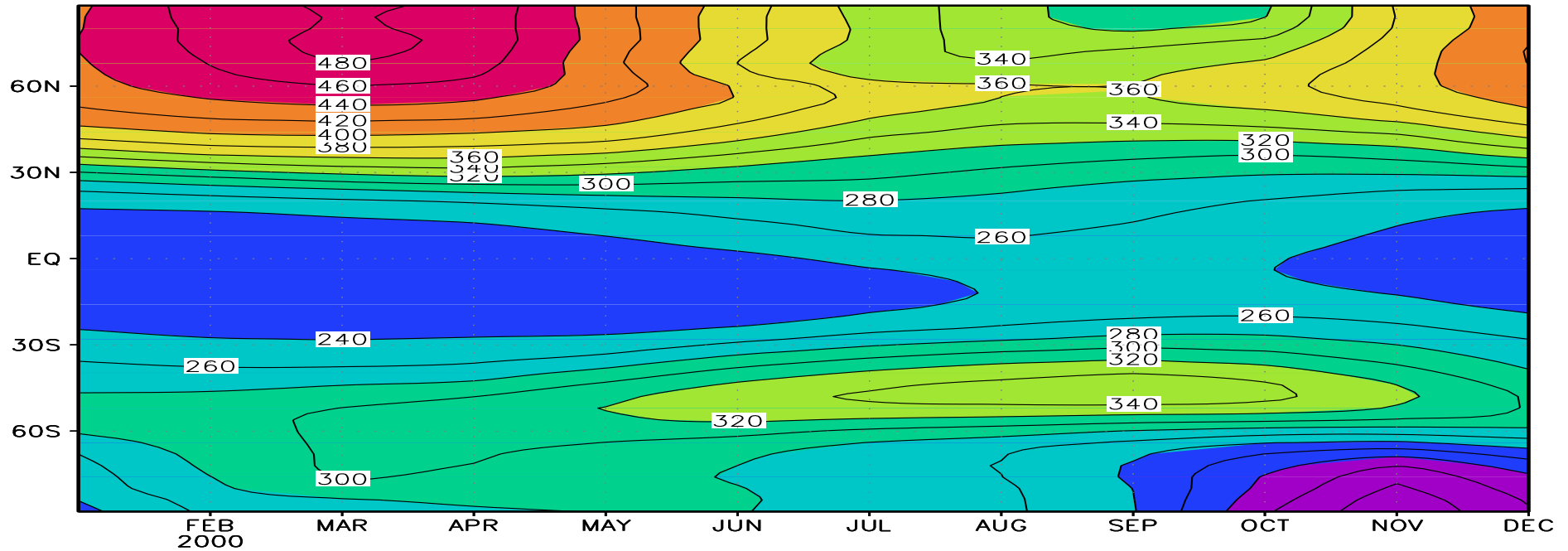
Концентрация метана (млн^{-1}) в атмосфере у поверхности в марте (вверху) и в июле (внизу) при гипотетическом катастрофическом разрушении метаногидратов на шельфе восточной Арктики



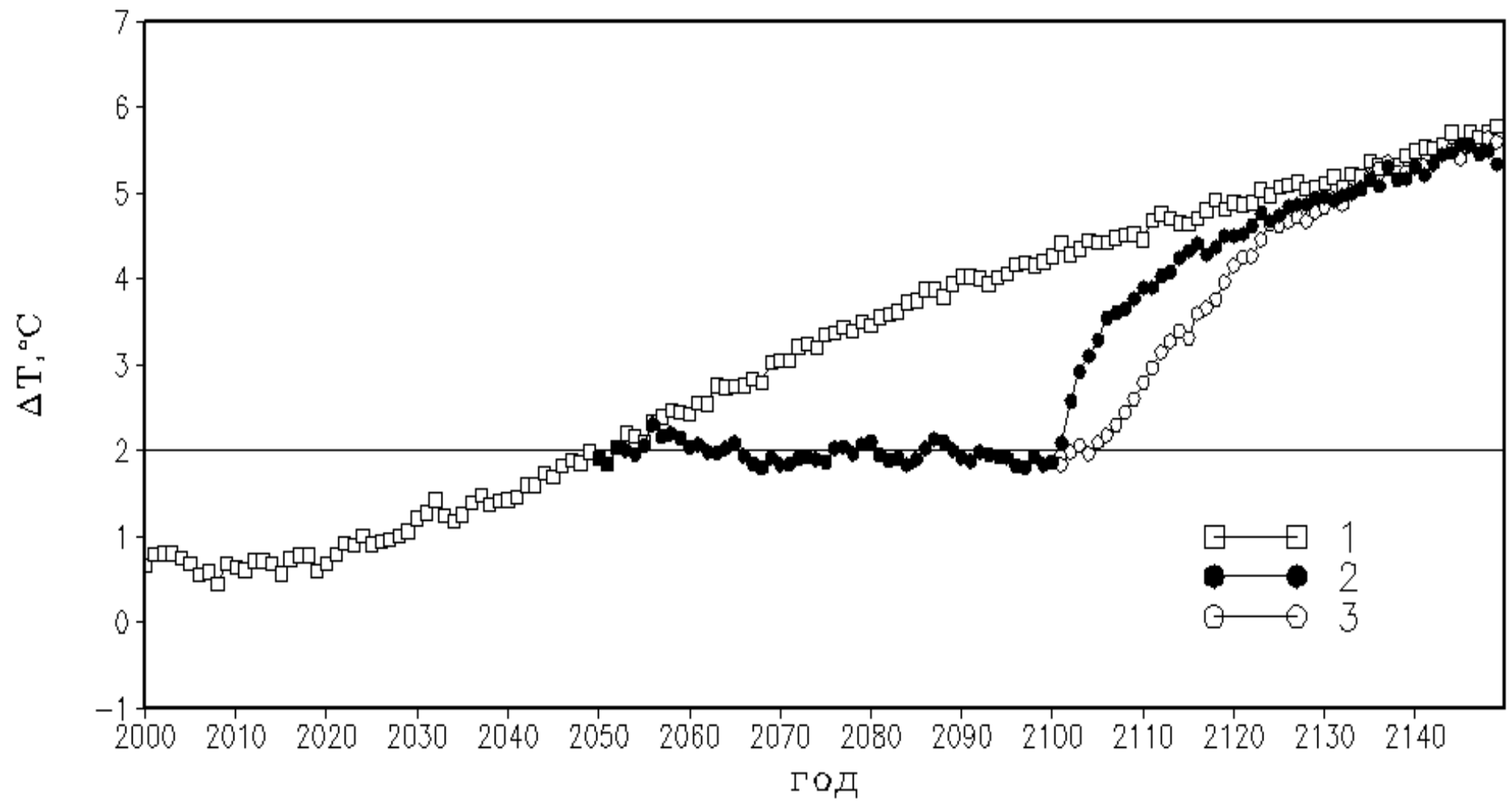
Рост глобально осредненной температуры с учетом и без учета гипотетического катастрофического разрушения метаногидратов на шельфе восточной Арктики



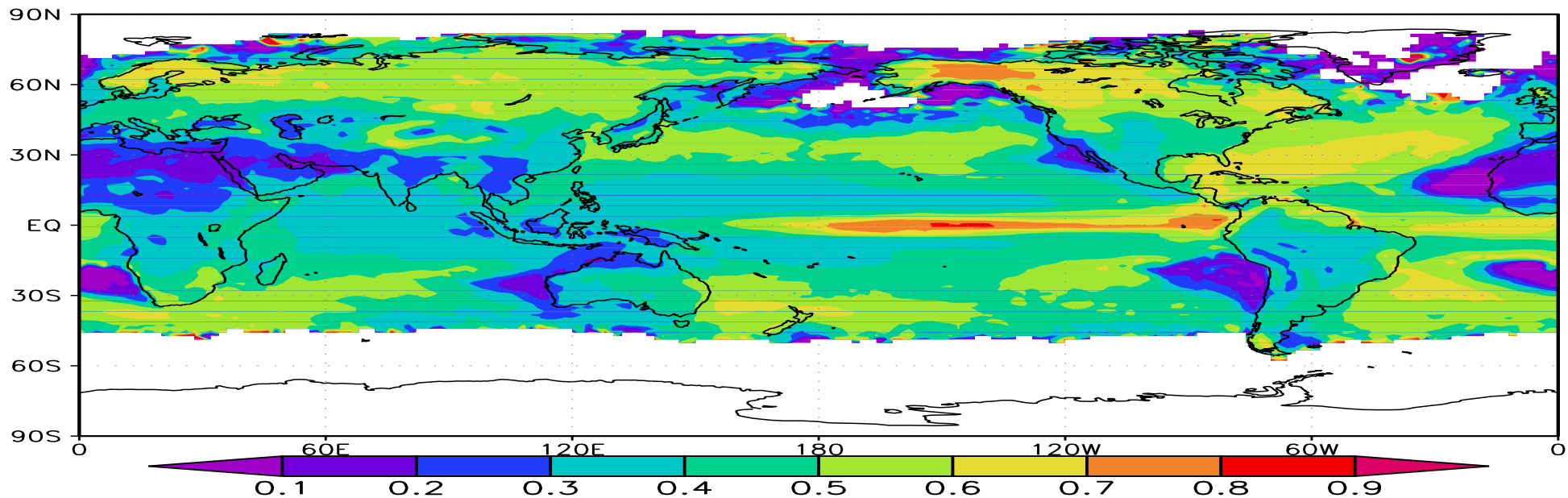
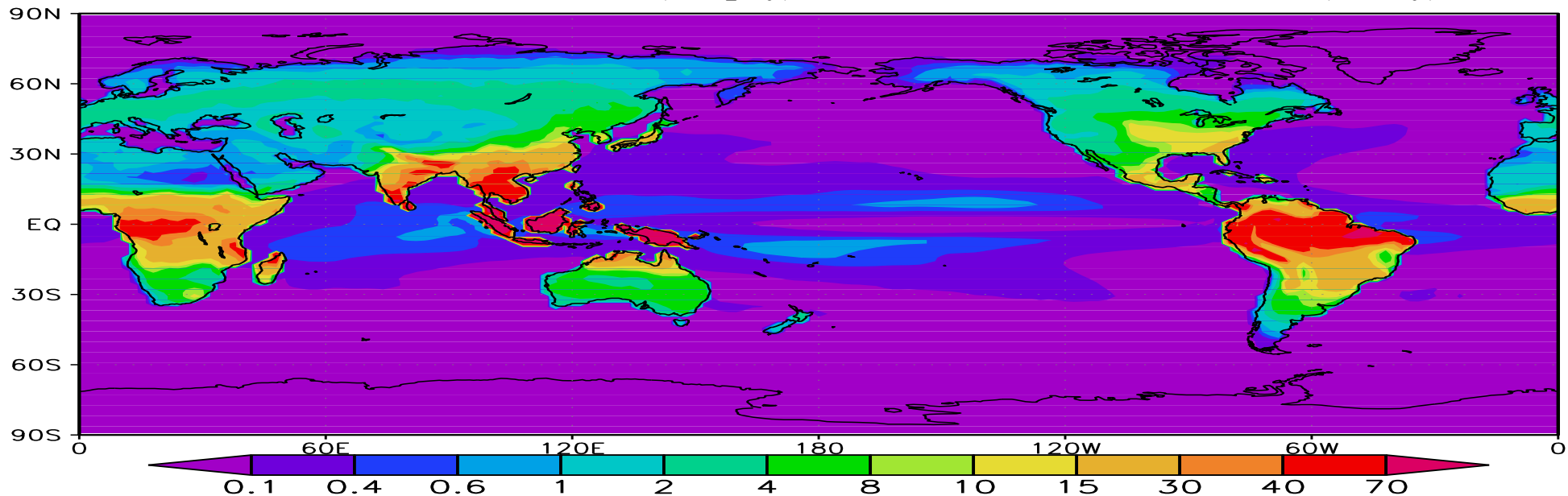
Годовой ход общего содержания озона по данным модели (вверху) и TOMS (внизу)



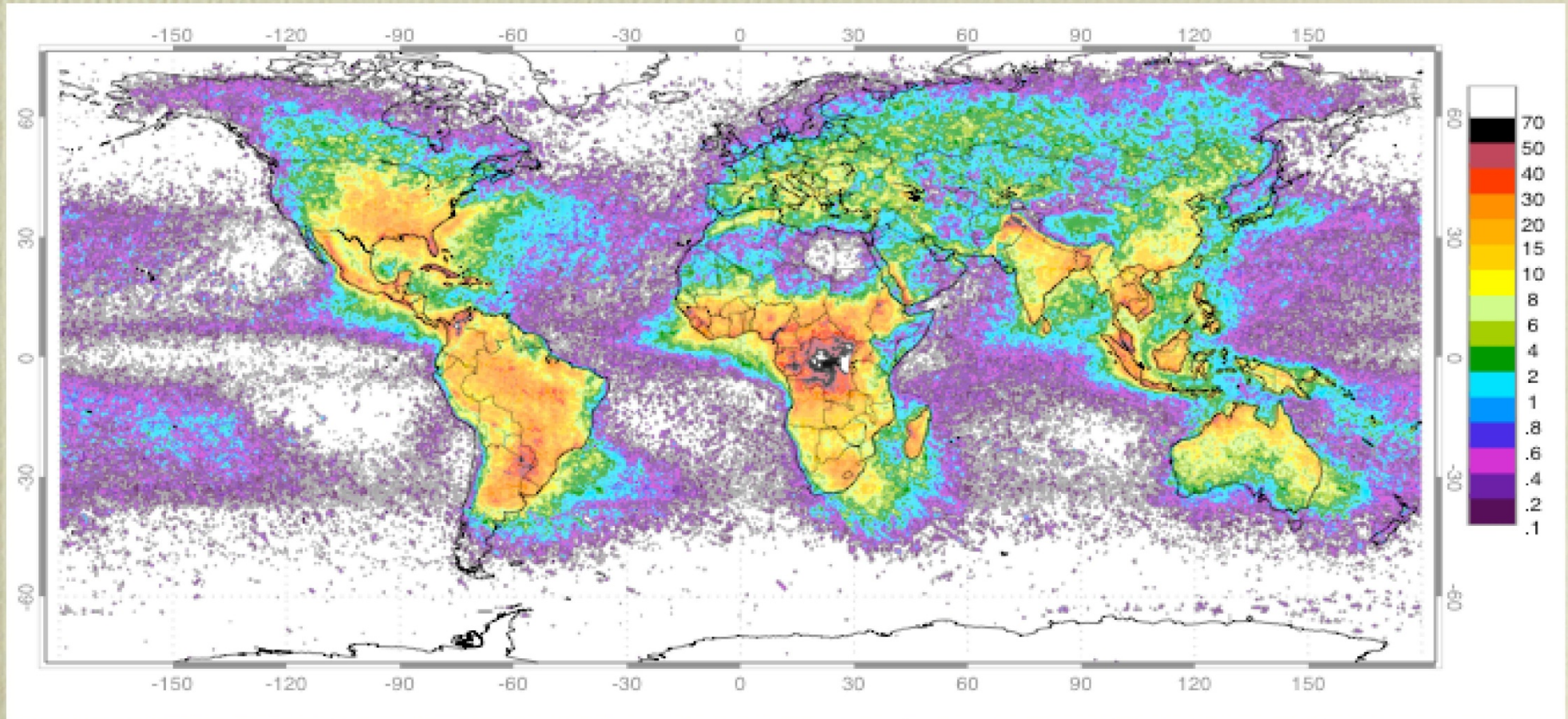
Изменение глобально осредненной температуры: в контрольном эксперименте, моделирующем развитие глобального потепления (кривая 1); при применении гипотетического геоинженерного воздействия с 2050 г. по 2100 г. и **мгновенном прекращении геоинженерного воздействия (кривая 2); при **постепенном** прекращении геоинженерного воздействия (кривая 3).**



Количество молний на кв. км в год (вверху) и доля молний облако-земля (внизу) в модели

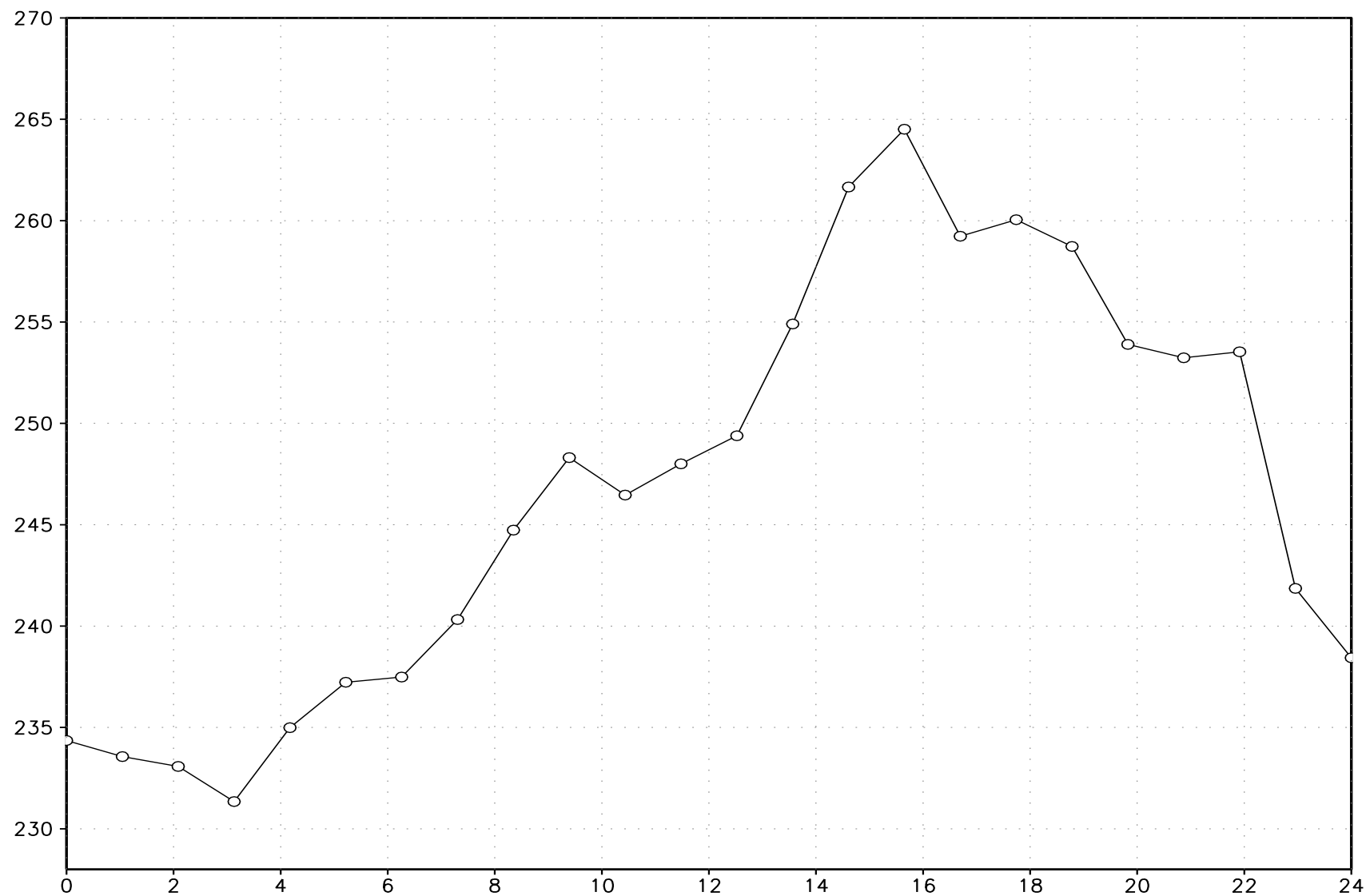


High Resolution Full Climatology Annual Flash Rate

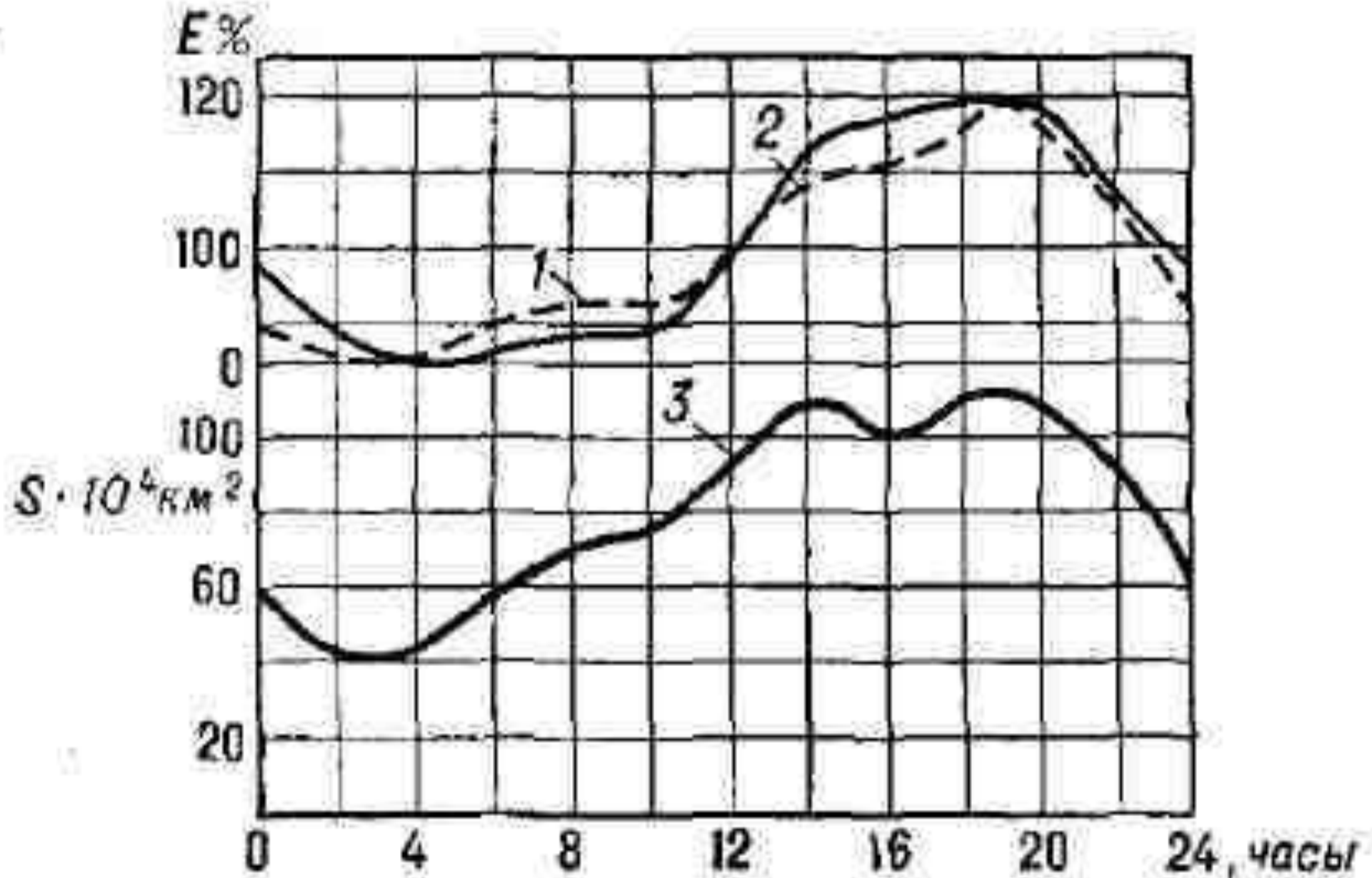


Global distribution of lightning from a combined nine years of observations of the NASA OTD (4/95-3/00) and LIS (1/98-12/03) instruments

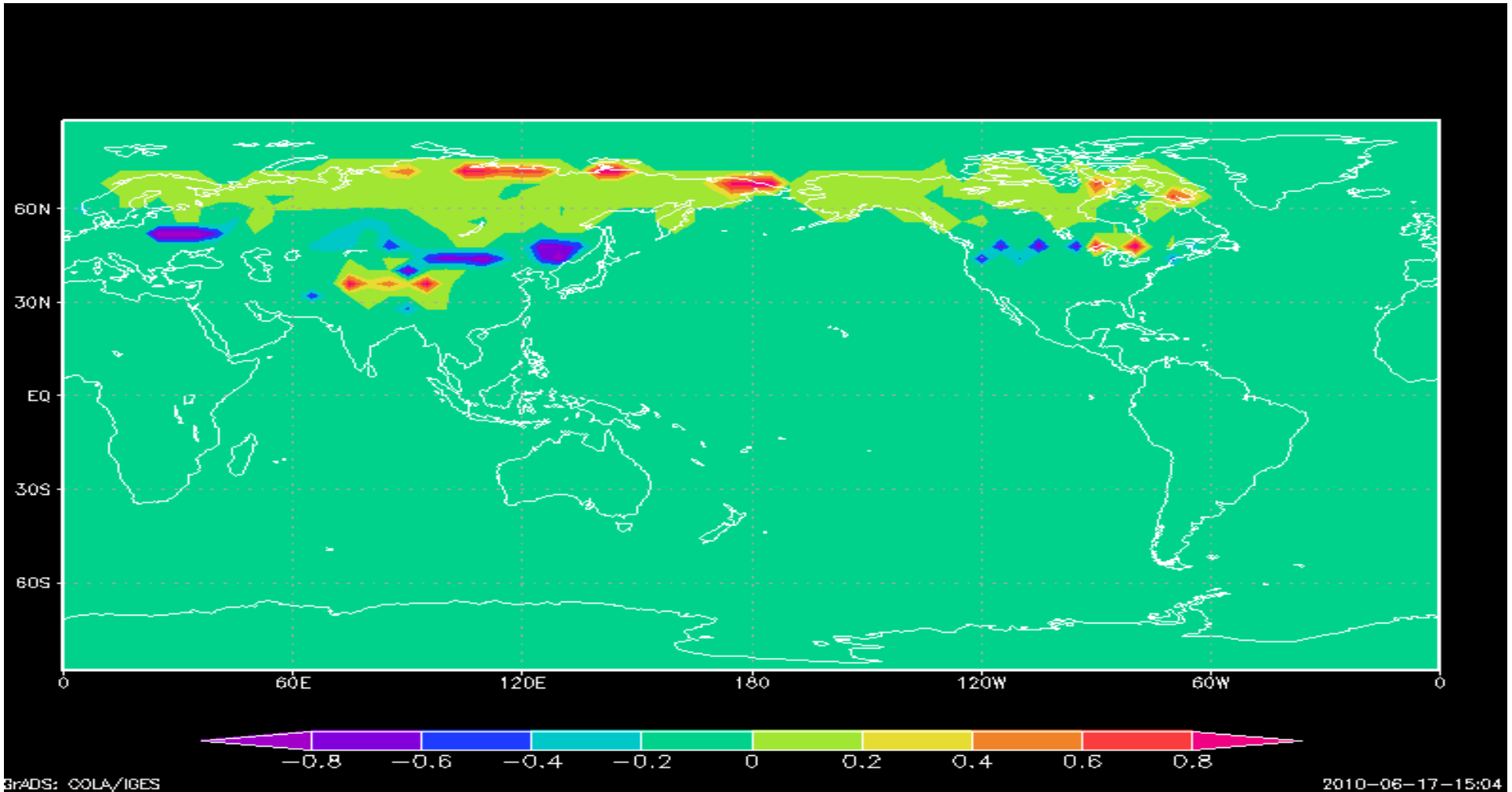
Суточный ход разности потенциалов (кВ) «Земля – ионосфера» в модели



Ионосферный потенциал по данным наблюдений

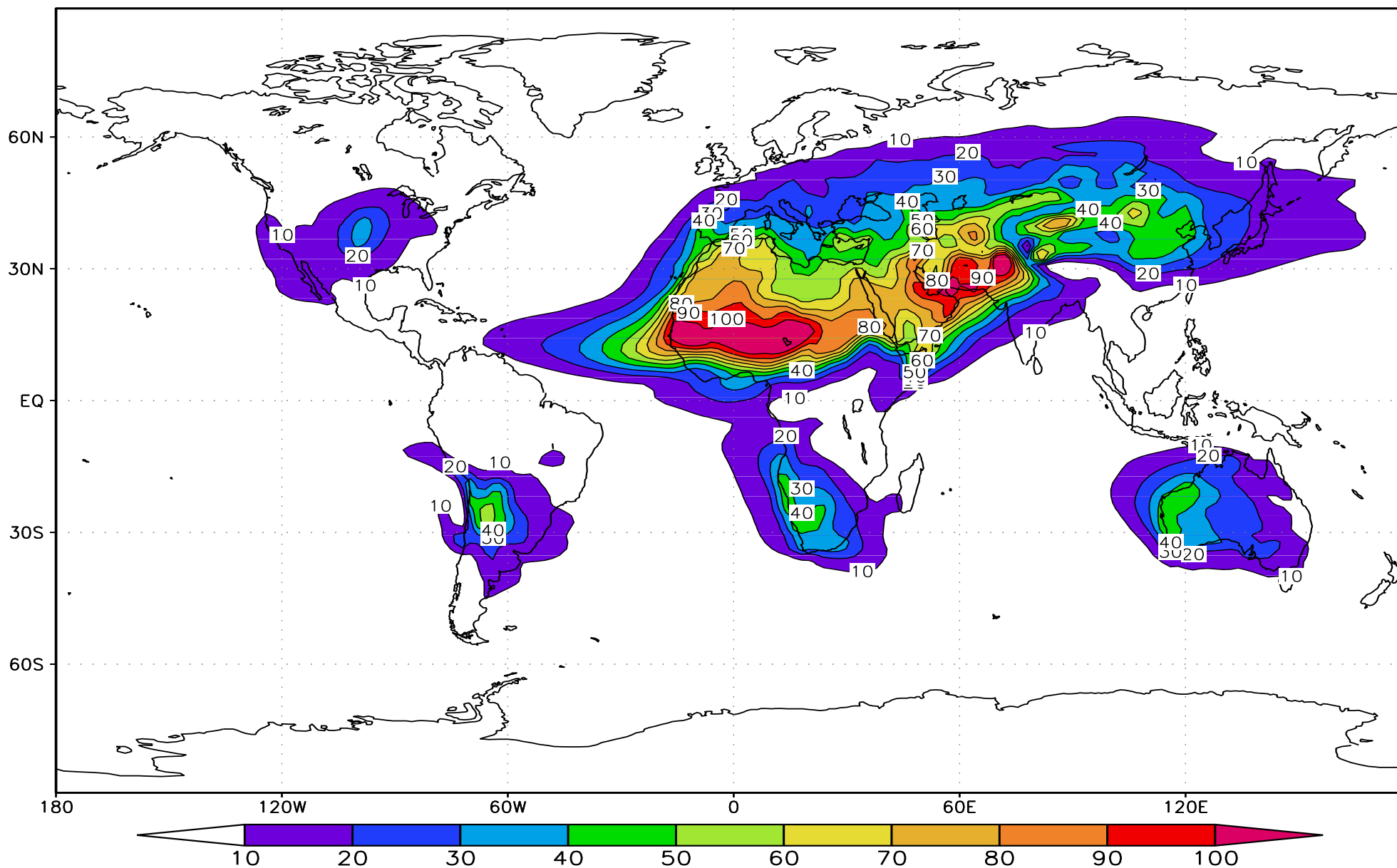


Климатическая модель INMCM3 с блоком динамической растительности LPJ DGVM

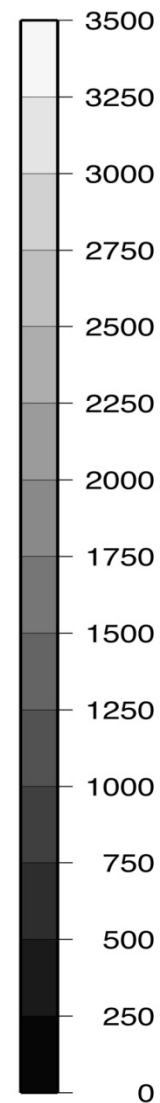
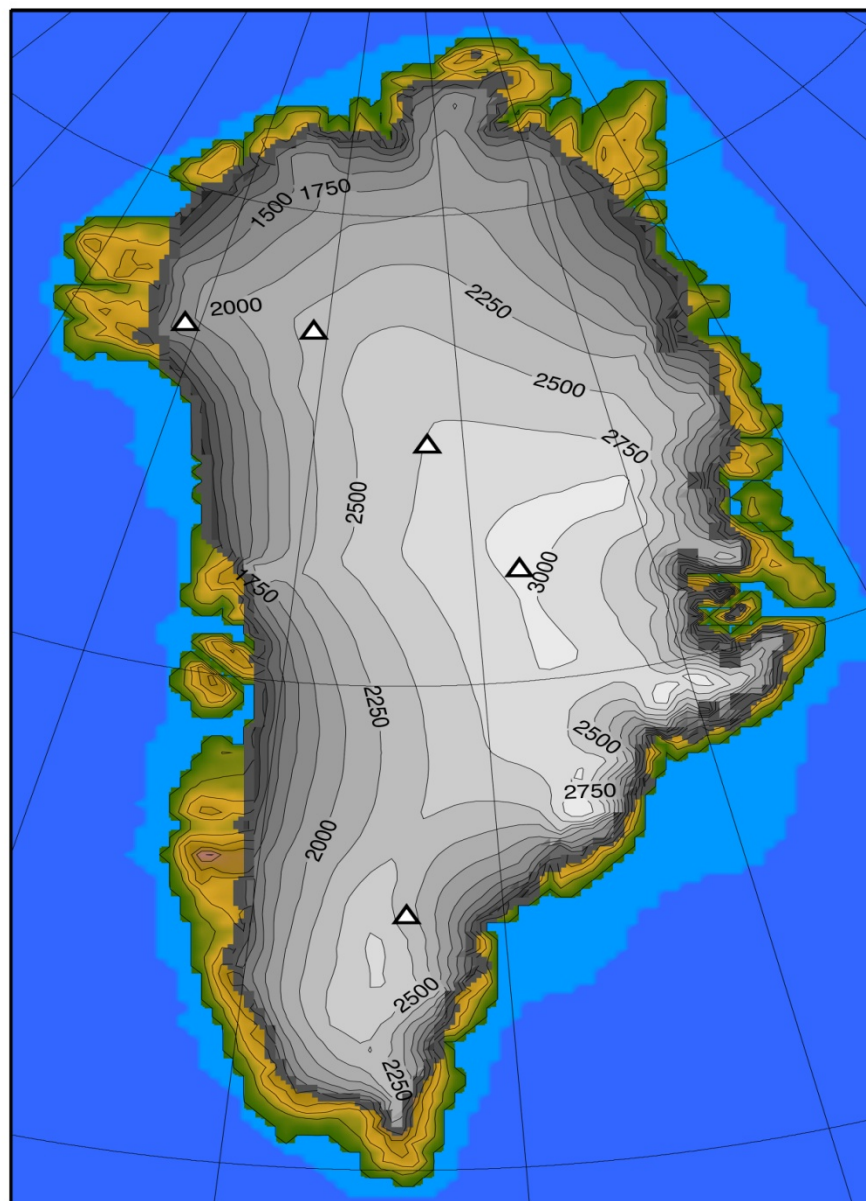
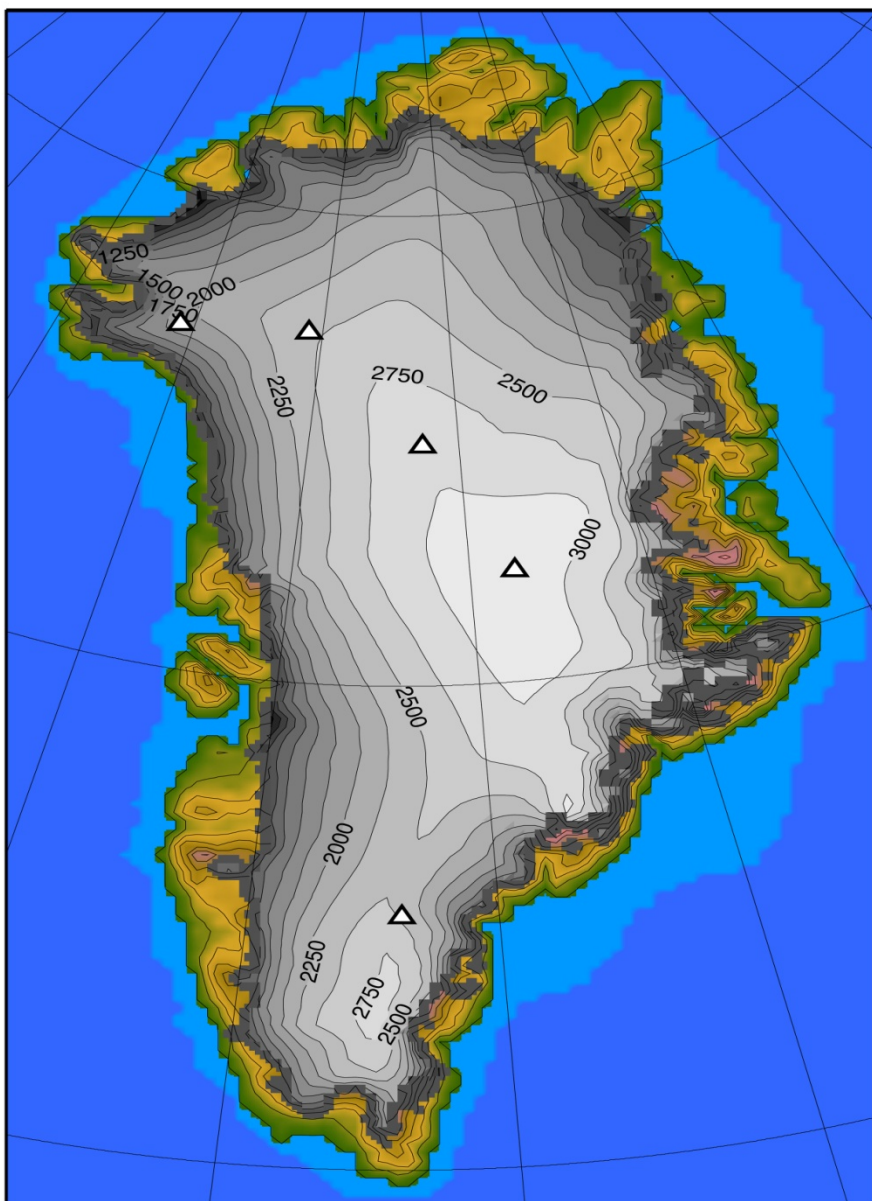


Изменение в модели доли смешанных и хвойных лесов в конце XXI века по сравнению с XX веком.

Среднегодовая масса пыли в атмосфере (мг/м²), модель

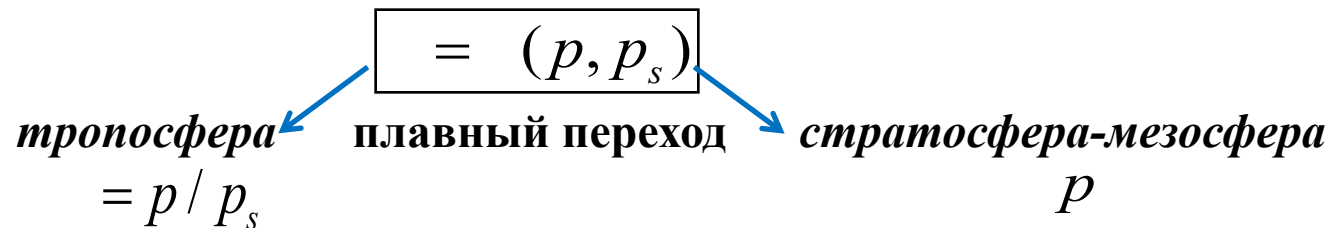


Наблюдаемая топография Гренландского ледникового щита (слева), равновесная модельная топография для современного климата (справа). Модель ледникового щита разработана Р.Нуйбрехтс, Departement Geografie, Vrije Universiteit Brussel



Моделирование общей циркуляции тропосферы-стратосферы-мезосферы с включением D-слоя ионосферы

Гибридная вертикальная координата (высоты 0 - 90 км)



Система уравнений гидротермодинамики атмосферы

$$\frac{du}{dt} + f + \frac{u}{a} \operatorname{tg} \varphi + v + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{dv}{dt} + f + \frac{u}{a} \operatorname{tg} \varphi + u + \frac{1}{a} \frac{du}{dt} + f + \frac{u}{a} \operatorname{tg} \varphi + \frac{RT}{p} \frac{dp}{dt} = F_u,$$

$$\frac{dv}{dt} + f + \frac{u}{a} \operatorname{tg} \varphi + u + \frac{1}{a} \frac{du}{dt} + f + \frac{u}{a} \operatorname{tg} \varphi + \frac{RT}{p} \frac{dp}{dt} = F_v,$$

$$\frac{RT}{p} \frac{dp}{dt} = F_T +$$

$$\frac{dT}{dt} + \frac{RT}{pc_p} \frac{dp}{dt} = F_T +$$

$$\frac{p}{t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{dp}{dt} + u \frac{p}{a \cos \varphi} + v \frac{p}{a \cos \varphi} \cos \varphi + \dots = 0$$

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

Дифференциальная постановка

(вертикальная координата, связанная с давлением)

Полная производная по времени:

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \dots$$

$$\frac{p_s}{t} = \frac{1}{a \cos \varphi_0} \frac{dp_s}{dt} + u \frac{p_s}{a \cos \varphi_0} + v \frac{p_s}{a \cos \varphi_0} \cos \varphi_0 + \dots$$

Моделирование D-слоя ионосферы в рамках совместной модели общей циркуляции атмосферы

Уравнение переноса в общем случае – для каждой компоненты

$$\frac{dc_i}{dt} + \overline{(u_i c_i)} = R + (d - c_i), \quad c_i = n = p / kT$$

Динамика ионосферы – перенос и диффузия пассивной примеси. Метод расщепления.

$$-\frac{p}{t} c_i + \frac{1}{a \cos} \frac{p}{c_i u} + \frac{p}{c_i v \cos} + \frac{p}{c_i} = \frac{p}{[R + F_c]}, \quad i = 1, 5$$

Блок локальной фотохимической модели D-слоя ионосферы

$$\frac{dc_1}{dt} = P - Bc_1 - k_{13}c_1c_3 - k_c c_1(c_4 + c_5),$$

$$c_1 = \text{NO}^+, \quad c_2 = \text{C}^+, \quad c_3 = n_e, \quad c_4 = \text{O}_2, \quad c_5 = \text{C}$$

$$\frac{dc_2}{dt} = Bc_1 - k_{23}c_2c_3 - k_c c_2(c_4 + c_5),$$

$$\frac{dc_3}{dt} = P - k_{13}c_1c_3 - k_{23}c_2c_3 - k_3c_3 - k_4c_4,$$

$$\frac{dc_4}{dt} = k_3c_3 - (k_4 + k_5)c_4 - k_c c_4(c_1 + c_2),$$

$$\frac{dc_5}{dt} = k_5c_4 - k_c c_5(c_1 + c_2).$$

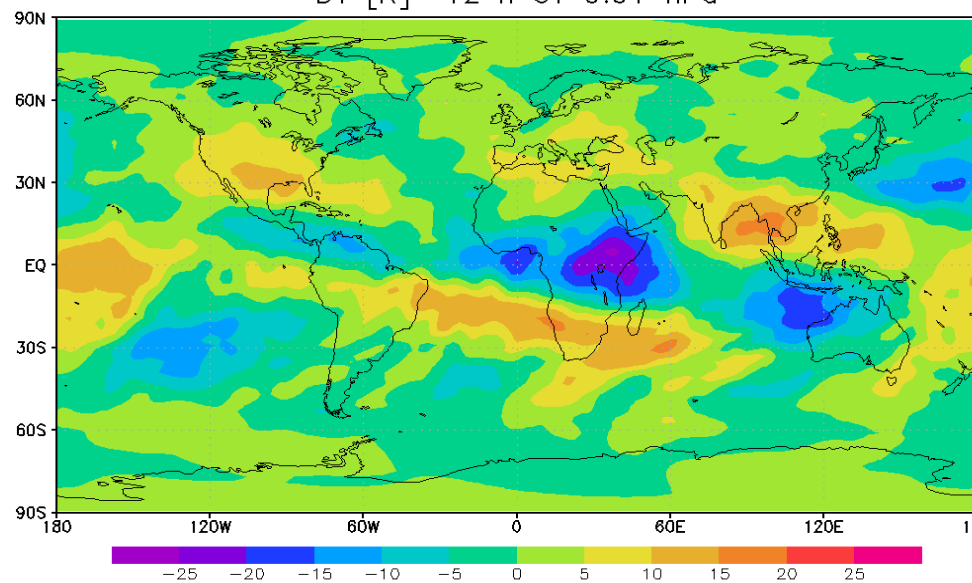
Ионизация NO (линия «Лайман-альфа»)

$$P(z) = I_L \cdot i_{\text{NO}} [\text{NO}] \exp(-\alpha(z)),$$

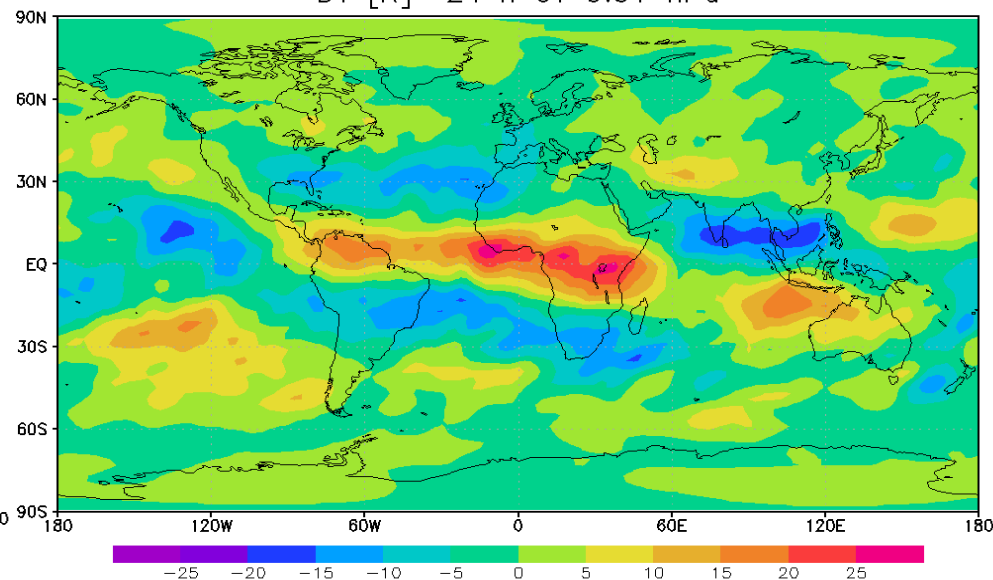
$$\alpha(z) = \int_z^{z_0} \frac{[\text{O}_2]}{\cos \theta} dz.$$

Результаты численных экспериментов (средний суточный ход – термические приливы – влияние возмущений температуры)

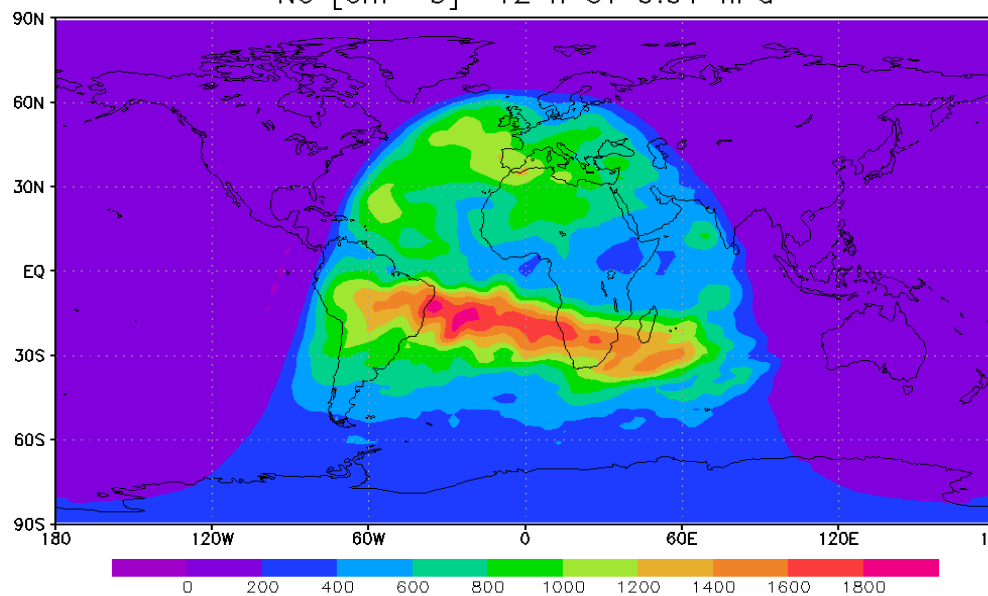
DT [K] 12 h UT 0.01 hPa



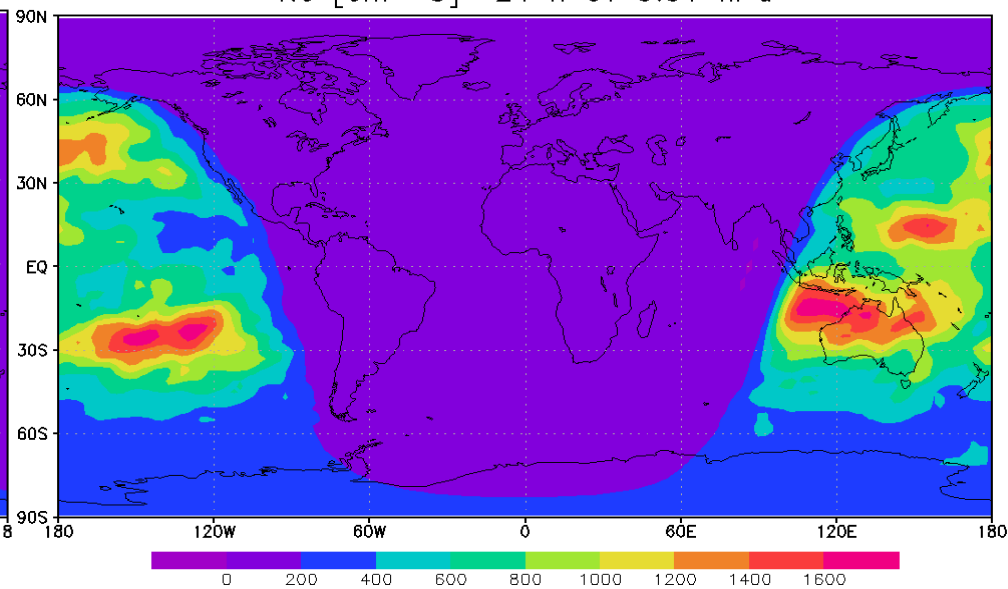
DT [K] 24 h UT 0.01 hPa



Ne [cm⁻³] 12 h UT 0.01 hPa



Ne [cm⁻³] 24 h UT 0.01 hPa



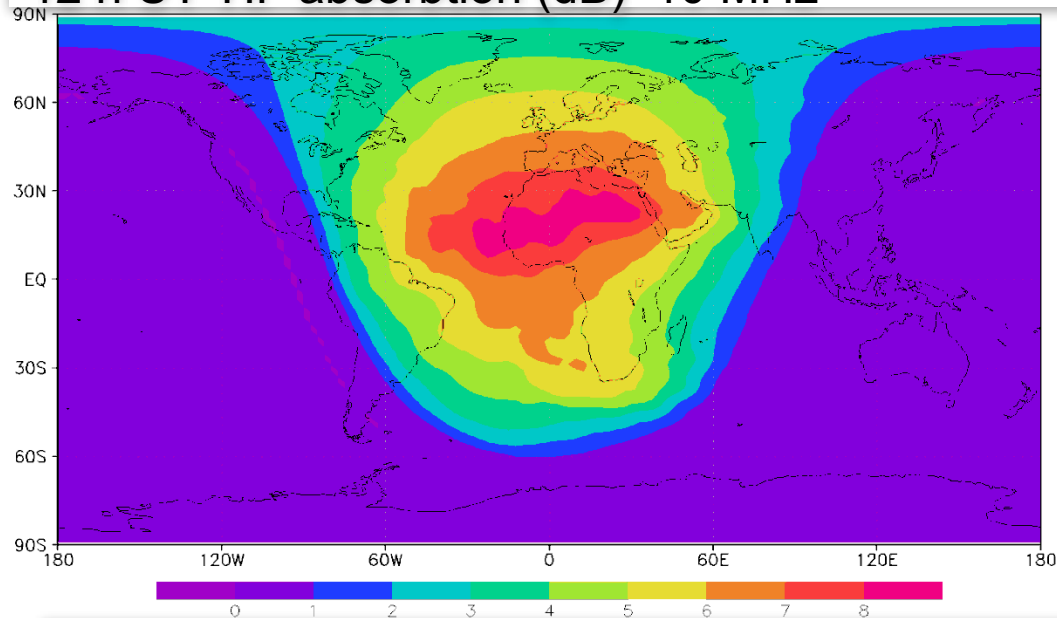
Распространение радиоволн в ионосфере (ослабление КВ сигнала)

Глобальные карты
среднесуточного полного
поглощения вертикального
радиосигнала (июль, 10 МГц)
-условия невозмущенной
ионизации

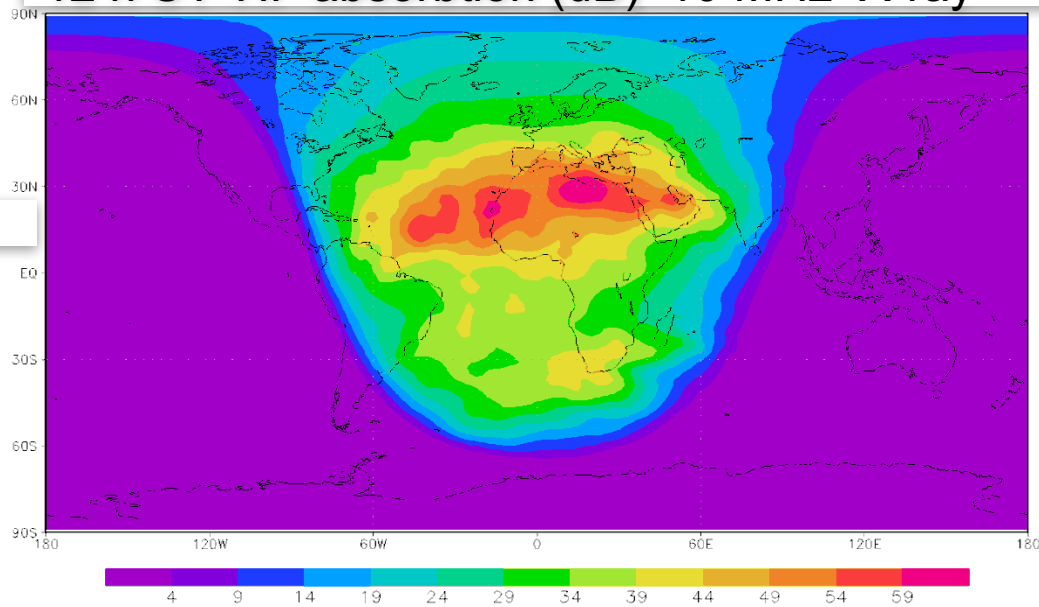
-условия возмущений (солнечная
вспышка класса X5)

Показано увеличение ослабления
сигнала в 8 раз, по данным
эмпирических оценок (NOAA SWPC D-
RAP) ~8-10 раз

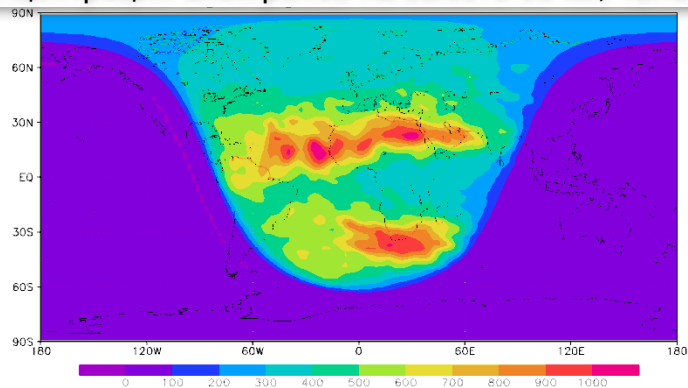
12 h UT HF absorption (dB) 10 MHz



12 h UT HF absorption (dB) 10 MHz X-ray



Концентрация электронов на высоте 85 км, 12hUT



Результаты экспериментов по моделированию динамики термосферы (модель TGCM NCAR)

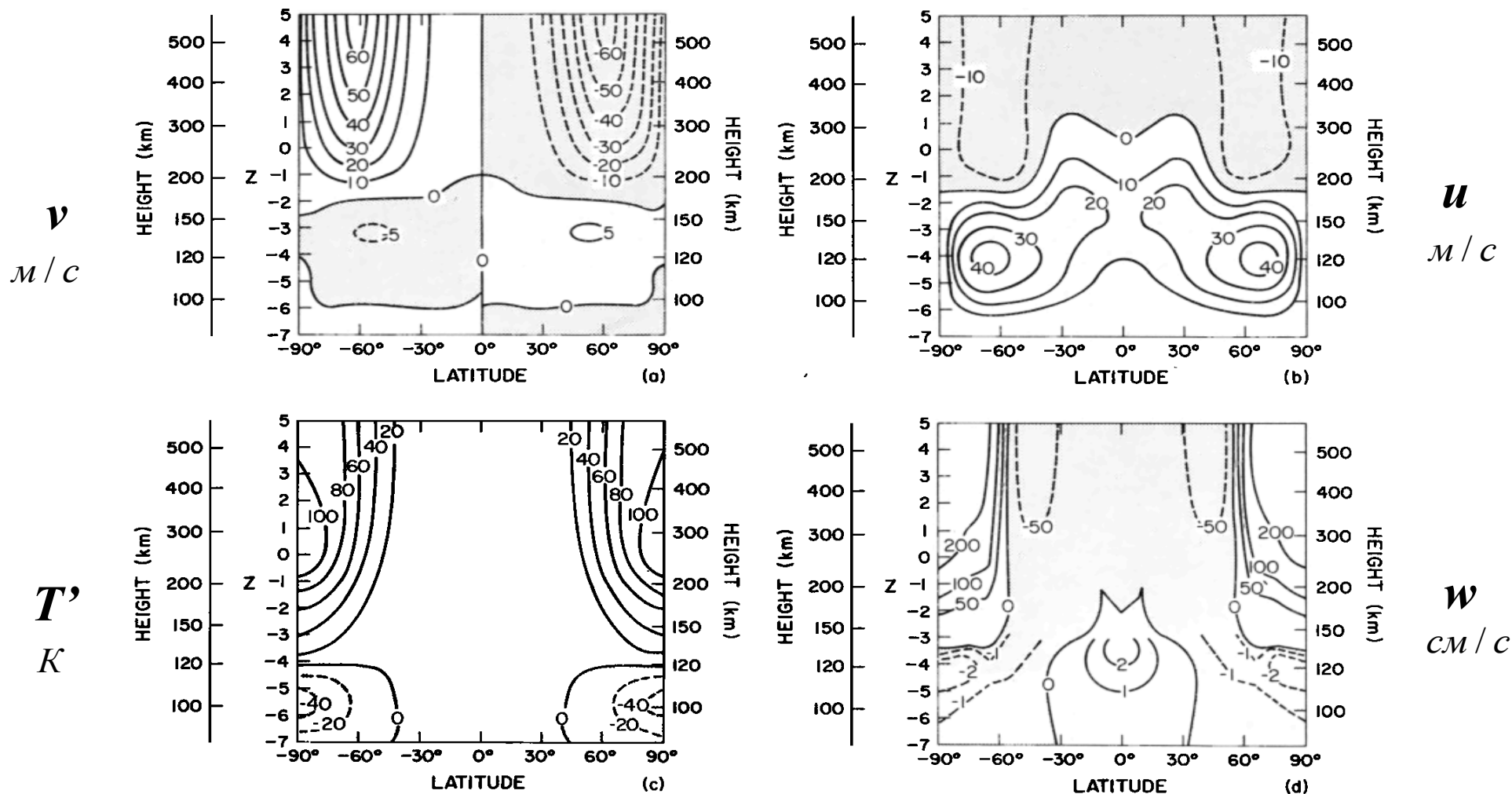
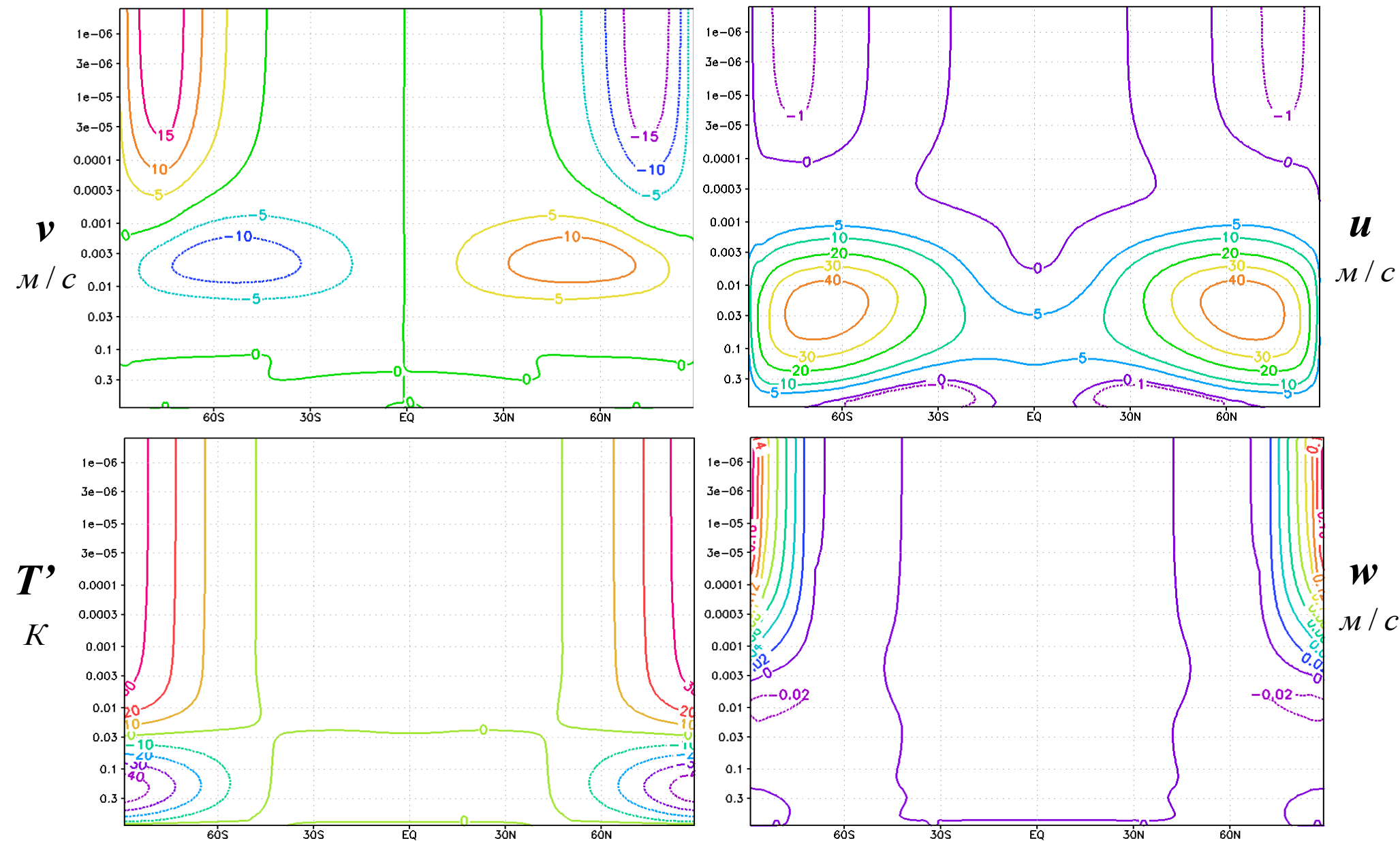


Fig. 2. Calculated contours of the perturbation zonal mean temperature and winds from the general circulation model of the thermosphere (TGCM) that is due to forcing by solar heating and high-latitude heating for the equinox during solar cycle maximum conditions: (a) mean meridional winds (m/s); (b) mean zonal winds (m/s); (c) perturbation temperature (K); and (d) vertical winds (cm/s).

Результаты экспериментов по моделированию динамики термосферы (модель ИВМ РАН)



Основная рассматриваемая проблема - описание механизмов формирования, изменчивости и прогноза глобального состояния взаимодействующей системы ионосфера-термосфера (90-500 км).

Ключевые цели работы

- разработка и развитие новых глобальных численных динамических моделей ионосферы и термосферы и согласованной совместной модели на их основе
- разработка системы усвоения данных наблюдений для этих моделей
- применение методологии динамико-стохастического моделирования для учета плохо определенных факторов

Перспективная задача: согласованное моделирование Земной системы на основе моделей ИВМ РАН (0-500 км, океан, атмосфера, климат и др.)

Постановка задачи

Решение уравнения неразрывности

$$\frac{dn_i}{dt} + \nabla \cdot (n_i \mathbf{u}_i) = -\frac{n_i}{\tau_i} @ R_i$$

Используемые приближения:

- Динамическое преобладание амбиполярной диффузии;
- Одноионная постановка, квазинейтральность плазмы; $n_i = n_e$
- Дипольное магнитное поле Земли; Приближение совпадения географических и магнитных полюсов;

$$(p_i + p_e) \nabla \cdot (n_i \mathbf{u}_i) = n_i m_i \nabla \cdot (\mathbf{u}_i)$$

$$p(p_i + p_e) \nabla \cdot (n_i \mathbf{u}_i) = n_i m_i \nabla \cdot (\mathbf{u}_i)_p$$

$$p_e = n_e k T_e, p_i = n_i k T_i$$

$$R_i = P \quad k n_i$$

$$u_{ip} = u_p \frac{k(T_i + T_e)}{m_i} \frac{1}{n_i} \nabla \cdot (n_i) + \frac{1}{(T_i + T_e)} \nabla \cdot (T_i + T_e) \frac{m_i}{k(T_i + T_e)} g_p$$

$$D = \frac{k(T_i + T_e)}{m_i}, H = \frac{k(T_i + T_e)}{m_i g}$$

$$u_i = \frac{1}{B^2} \nabla E_0 \cdot \nabla B$$

Обозначение	Реакции	Константы скоростей	
P	$O + h\nu \rightarrow e + O^+$		
M ₁	$O^+ + N_2 \rightarrow NO^+ + N$	$1.2 \cdot 10^{-12}$	$\text{см}^3 \text{с}^{-1}$
M ₂	$O^+ + O_2 \rightarrow O_2^+ + O$	$2.1 \cdot 10^{-11}$	$\text{см}^3 \text{с}^{-1}$

Постановка задачи

Уравнение, описывающее эволюцию ионной концентрации:

$$\frac{\partial n_i}{\partial t} = -\operatorname{div}(n_i \vec{u}_{\parallel}) - \operatorname{div} \left(n_i \frac{1}{B^2} [\vec{E} \times \vec{B}] \right) + \\ + \operatorname{div} \left(D \left[\nabla_{\parallel} n_i + n_i \frac{1}{T_p} \nabla_{\parallel} T_p - \frac{n_i m_i}{2kT_p} \vec{g}_{\parallel} \right] \right) + [P - k_i n_i]$$

3D географическая «сферическая» система координат (тонкий сферический слой)

- согласована с моделью термосферы

$$\operatorname{div}(n_i \vec{a}) = \frac{1}{a \cos \theta} \left(\frac{\partial}{\partial \theta} (n_i a_x) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \phi} (n_i a_y \cos \theta) \right) + \frac{\partial}{\partial z} (n_i a_z)$$

$$\vec{B} = \begin{pmatrix} B_x \\ B_y \\ B_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} B \cos I \sin D \\ B \cos I \cos D \\ B \sin I \end{pmatrix}$$

Постановка задачи

Уравнение, описывающее эволюцию ионной концентрации:

$$\frac{dn_i}{dt} = DYZ(n_i) + DTr(n_i) + Tr(n_i) + [P - k_i n_i]$$

$$EYZ(n_i) = \frac{1}{a^2 \cos I} \left(D \cos^2 I \frac{dn_i}{dz} \cos I + \frac{1}{z} D \sin^2 I \frac{dn_i}{dz} \right)$$

$$+ \frac{1}{a \cos I} \left(D \sin I \cos I \frac{dn_i}{dz} \cos I + \frac{1}{a} \frac{1}{z} D \sin I \cos I \frac{dn_i}{dz} \right),$$

$$DTr(n_i) = \frac{1}{a \cos I} \left(\frac{1}{a} D \cos^2 I \frac{1}{T_p} \frac{dn_i}{dz} + D \sin I \cos I \left(\frac{1}{T_p} \frac{dn_i}{dz} + \frac{1}{H} n_i \right) \cos I + \right.$$

$$\left. + \frac{1}{z} \left(\frac{1}{a} D \sin I \cos I \frac{1}{T_p} \frac{dn_i}{dz} + D \sin^2 I \left(\frac{1}{T_p} \frac{dn_i}{dz} + \frac{1}{H} n_i \right) \right) \right.$$

$$Tr(n_i) = \frac{1}{a \cos I} \left(\frac{1}{B} (E_y \sin I + E_z \cos I) n_i + \frac{1}{a \cos I} \left(\frac{1}{B} E_x \sin I + u_y \cos^2 I + u_z \sin I \cos I \right) n_i \cos I \right.$$

$$\left. - \frac{1}{z} \left(\frac{1}{B} E_x \cos I + u_y \sin I \cos I + u_z \sin^2 I \right) n_i \right.$$

Свойства системы

- Концентрация неотрицательна, для сохранения этого свойства используем монотонные (по Годунову) схемы;
- Уравнение имеет закон сохранения массы, схемы должны быть консервативны;
- Характерные времена на нижней и верхней границах отличаются на несколько порядков, по времени используем неявные схемы;

Подход к созданию модели:

Поэтапная реализация с помощью метода слабой аппроксимации

Метод расщепления (по физическим процессам и геометрическим направлениям)

- На первом шаге расщепления решается уравнение для Z - диффузии в проекции со смешанной производной;
- В результате первых двух шагов решается двумерная $y - z$ - постановка без нейтрального и поперечного переноса;
- На третьем шаге добавляется перенос.

Метод расщепления (первый этап)

Первое приближение: диффузия вдоль оси z :

$$\frac{\partial n}{\partial t} = P - kn + \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial n}{\partial z} + \left(\frac{1}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial z} + \frac{1}{H} \right) n \right)$$

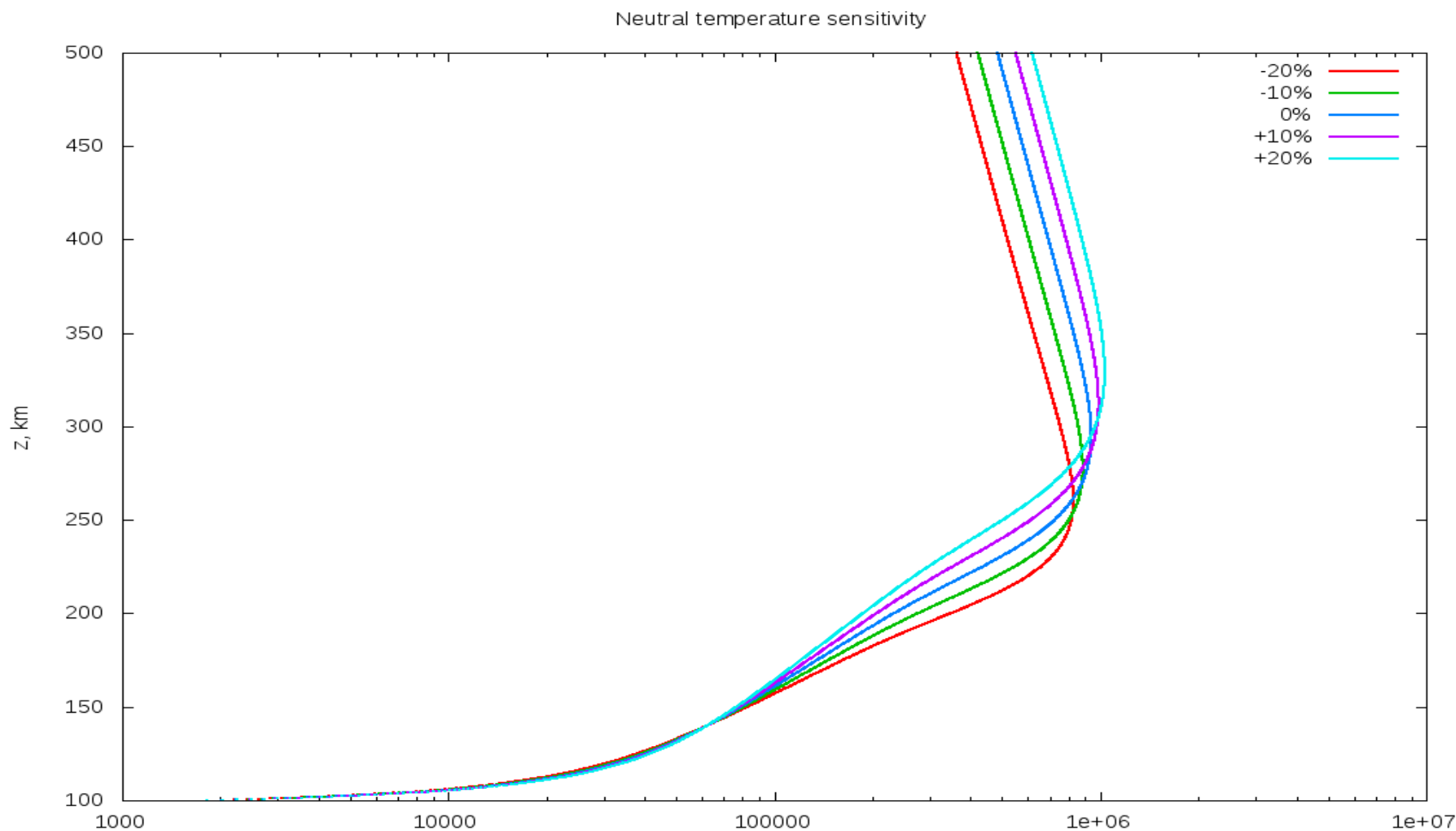
Следующий шаг — учёт широтной зависимости: замена D на $D \sin^2 I$ ($I \approx \arctg(2 \operatorname{tg} \varphi)$):

$$\frac{\partial n}{\partial t} = P - kn + \frac{\partial}{\partial z} \left[D \sin^2 I \left(\frac{\partial n}{\partial z} + \left(\frac{1}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial z} + \frac{1}{H} \right) n \right) \right]$$

Более точный учёт широтной зависимости: z -диффузия в проекции (со смешанной производной):

$$\begin{aligned} \frac{\partial n}{\partial t} = P - kn + \frac{\partial}{\partial z} \left[D \sin^2 I \left(\frac{\partial n}{\partial z} + \left(\frac{1}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial z} + \frac{1}{H} \right) n \right) - \right. \\ \left. - \frac{1}{a} D \sin I \cos I \left(\frac{\partial n}{\partial \varphi} + \frac{1}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial \varphi} n \right) \right] \end{aligned}$$

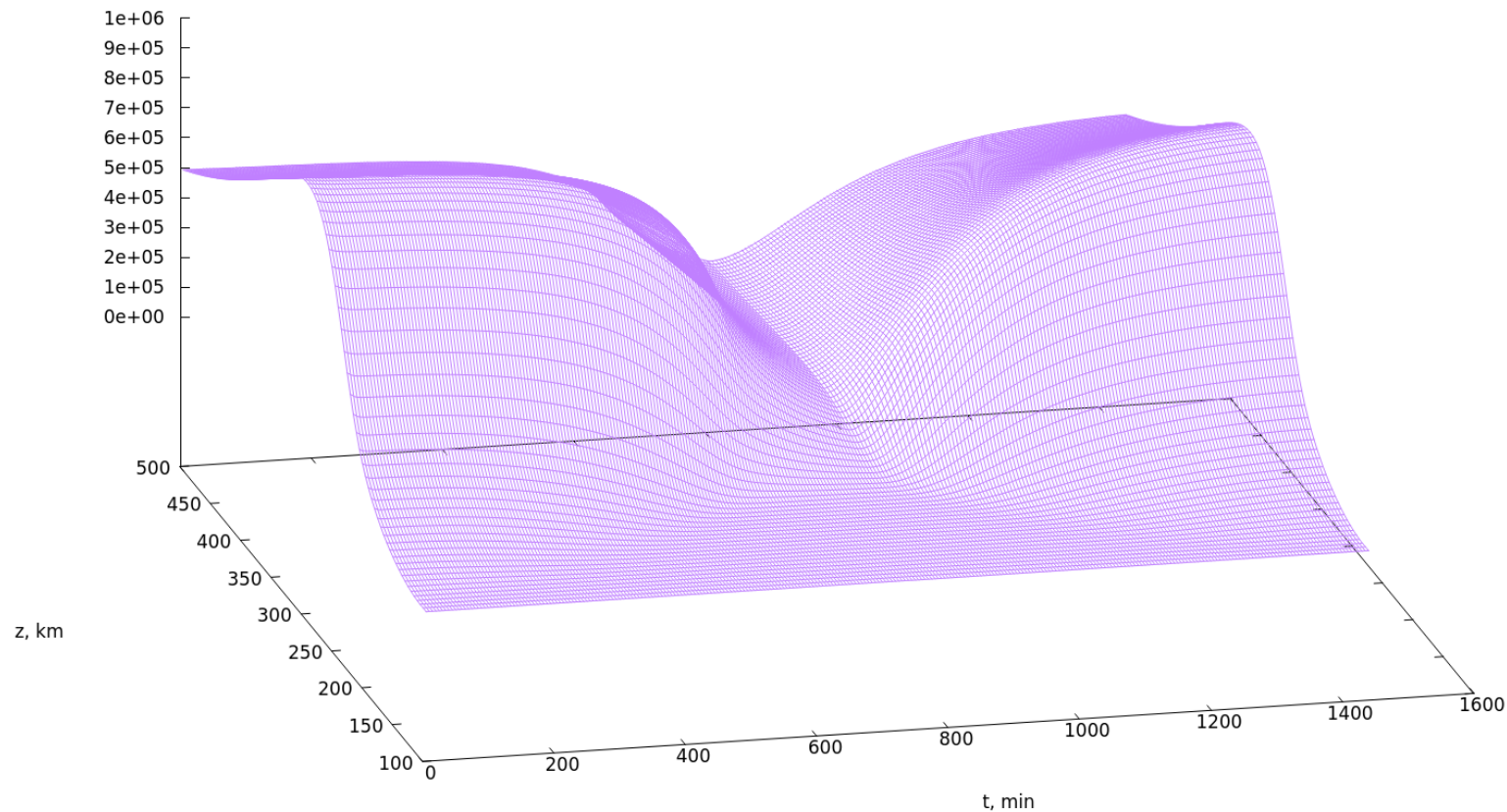
Чувствительность к изменению внешних параметров дневной профиль (стационарные решения), вариации T_n



Наибольшая чувствительность: к нейтральной температуре и уровню ионизации

Моделирование суточного хода дневной профиль (стационарные решения), вариации O

Diurnal evolution (1d with projection), $\phi = -66$



$$\varphi = -66^\circ$$

Теория чувствительности: оператор отклика для первого момента (нелинейная теория)

Нелинейная модель:

$$\frac{du}{dt} + B(u) = \quad (t)$$

((t) - белый шум по времени)

«Возмущенная» модель:

$$\frac{du}{dt} + B(u) = \quad (t) + f$$

Стационарный отклик

$$\langle u \rangle = \langle u \rangle \quad \langle u \rangle$$

$$\langle u \rangle = M f$$

Уравнение Фоккера-Планка для плотности инвариантной меры

$$\frac{\partial}{\partial t} + \operatorname{div}(B(u)) =$$

имеет единственное стационарное решение *

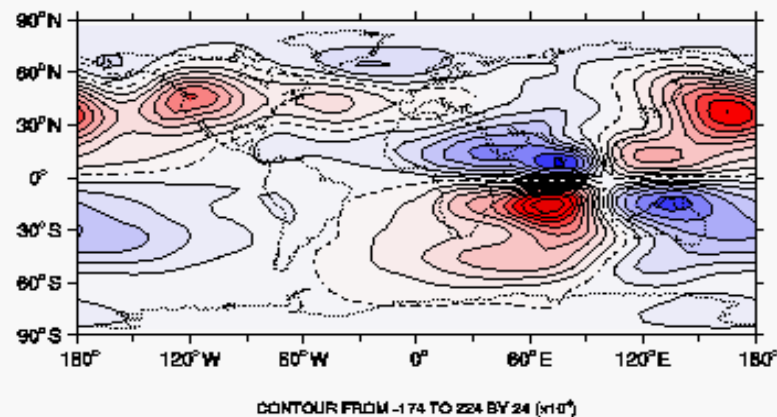
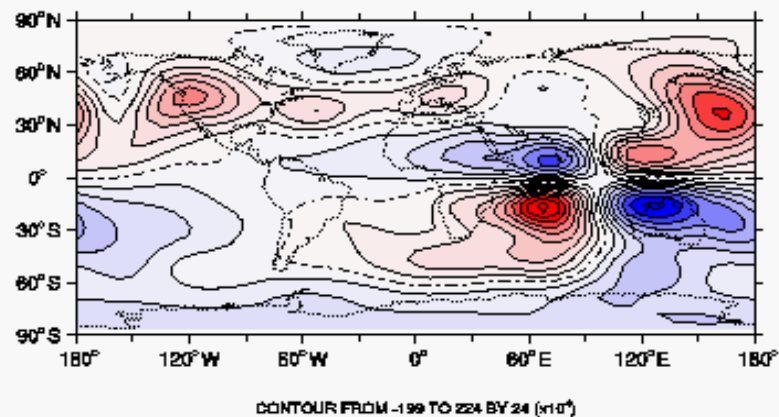
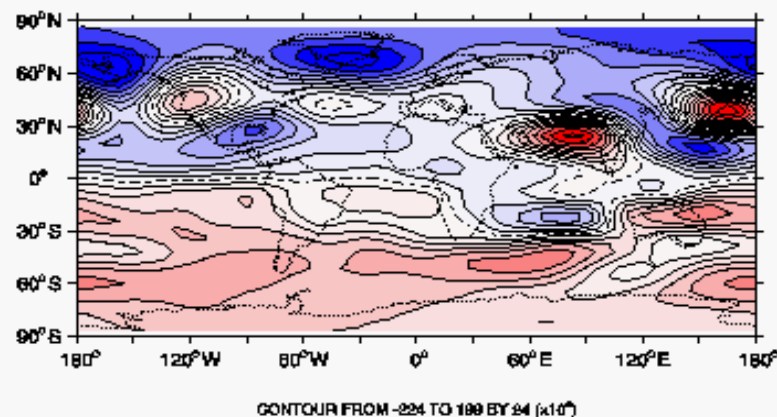
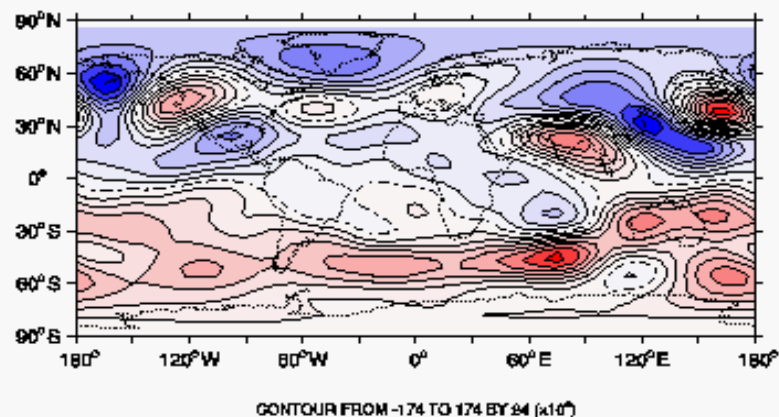
В первом приближении по f

$$\langle u \rangle_i = \int_0^t \left\langle u_i(t) \frac{1}{u_j^*} \frac{d}{dt} u_j^*(t) \right\rangle dt f_j$$

В случае нормального распределения

$$M = \int_0^{\infty} C(\tau) C^{-1}(0) d\tau$$

Восстановление отклика на синусоидальную аномалию нагрева на экваторе

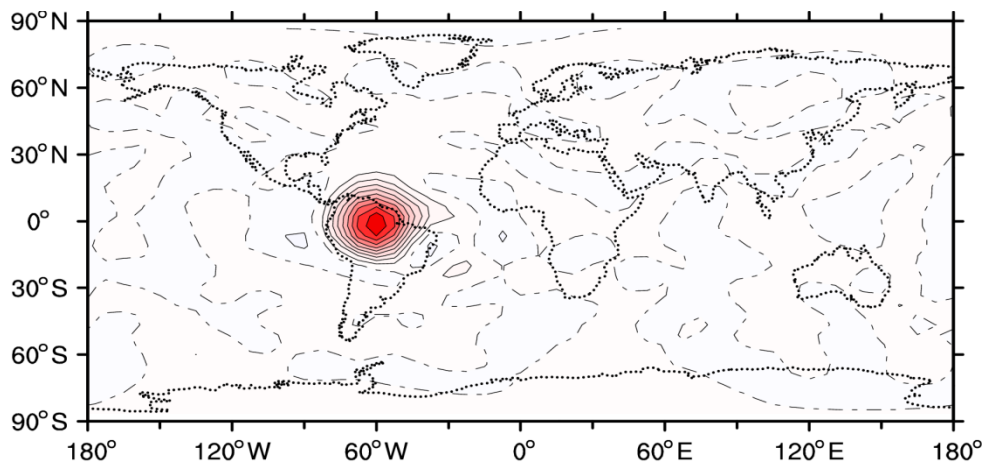


Отклик, рассчитанный с помощью модели CCM0 (справа) и восстановленный с использованием М-оператора (слева). Аномалия нагрева задана на (60E, 00N). Верхний рисунок – 0.336, нижний - 0.811

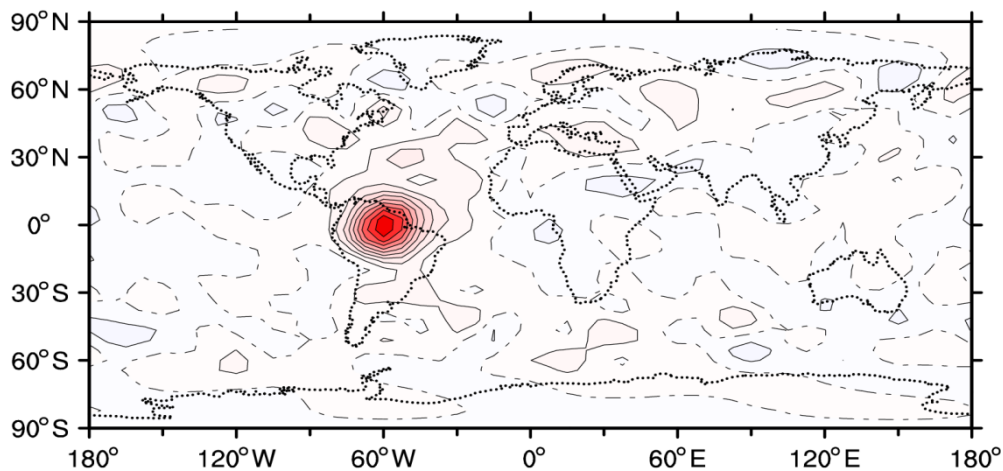
$$\langle W \rangle = M f .$$

Если оператор M известен, то можно найти форсинг, воспроизводящий заданный отклик в статистиках системы

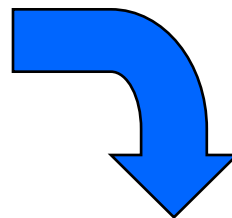
$$f = M^{-1} \langle W \rangle .$$



CONTOUR FROM -14 TO 127 BY 14 (x.001)

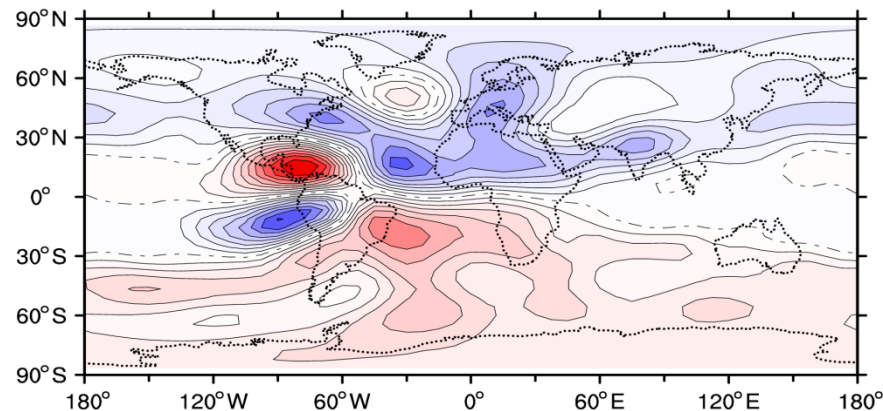


CONTOUR FROM -9 TO 88 BY 9 (x.001)

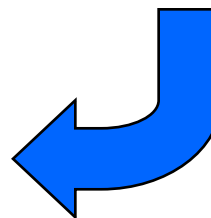


Apply the forcing to
the model, get

$$\langle W \rangle$$



CONTOUR FROM -178 TO 201 BY 22 (x10⁻⁴)



Reconstruct the
forcing as

$$M^{-1} \langle W \rangle$$

К модельному отклику (справа) на нагревание (слева вверху) применен обратный оператор отклика. Реконструированный форсинг показан слева внизу.

Заключение

- ❑ Разработка модели Земной системы**
- ❑ Сверхвысокое пространственное разрешение**
- ❑ Динамико-стохастические параметризации**
- ❑ Новые вычислительные ядра**
- ❑ Параллельная реализация на экзофлопсных суперкомпьютерах**
- ❑ Изучение предсказуемости на десятилетних временных масштабах**
- ❑ Исследование структуры аттракторов (в частности, их «темных подмножеств»)**

Зачем нужны национальные климатические модели и модели Земной системы?

- Стратегия исследований (в рамках национальной программы) должна базироваться на следующих основных положениях: 1) создание оригинальной модели Земной системы, 2) ее реализация на параллельных вычислительных платформах, 3) исследование фундаментальных и прикладных проблем динамики Земной системы, 4) разработка математической теории климата, 5) исследование актуальных для России региональных проблем климатической изменчивости.**
- Все это должно послужить основой национальной экспертной системы, на базе которой должны осуществляться оценки и научно обоснованные прогнозы колебаний и изменений климата как в глобальном, так и региональном масштабах.**
- Необходимо также участие в международной научной кооперации по моделированию климата и Земной системы (ансамбли моделей).**

Необходима разработка отечественных моделей, которые могут быть использованы для получения независимых оценок состояния Земной системы (на глобальных и региональных масштабах) при различных сценариях антропогенного воздействия на систему и для оценки влияния долгосрочных изменений климата на отрасли народного хозяйства, подверженных влиянию климатических факторов. Применение «бесшовного» подхода (WMO, 2015) должно обеспечить использование модели Земной системы для целей как краткосрочного (на несколько суток), так и долгосрочного (климатического) прогноза с разной пространственной детализацией (учет региональных особенностей).

Актуальным представляется объединение на основе такой модели также технологий прогноза погоды в классическом смысле и прогноза «космической» погоды, что потребует развития существующей системы усвоения данных. Обоснованием этого служит востребованность прогноза нейтральной компоненты для расчета концентрации заряженных частиц в верхней атмосфере и возможность исследования проблемы солнечно-земных связей (Дымников и др., 2015).

Разработка модели Земной системы (0-500 км)

Совместная модель атмосферы (*нейтральный газ*, тропосфера-стратосфера-мезосфера: поверхность Земли - 90 км – термосфера: 90 - 500 км) + ионосфера

Блок расчета верхней атмосферы - модель общей циркуляции термосферы
(термогидродинамические приближения – уравнения геофизической гидродинамики)

Вертикальная координата - давление:

$$p_n = p / p_0 \quad \frac{1}{a \cos} \frac{u}{p} + \frac{v \cos}{p} + \frac{\partial}{\partial p_n} = 0$$

$$p = p_0$$

Модель общей циркуляции атмосферы ИВМ РАН
(тропосфера-стратосфера-мезосфера) + ионосфера

Д-слой + Е-слой ионосферы (фотохимический блок) ↔ Гибридная вертикальная координата

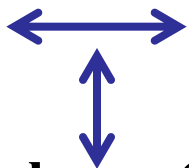
$$\frac{dc_i}{dt} = R(c_i),$$

$$p(\sigma, p_s) = a(\sigma) + b(\sigma) p_s(\sigma, \lambda, t)$$

$$\frac{dc_i}{dt} + \overline{(u_i c_i)} = R + \left(\frac{d}{dt} c_i \right) \cdot \frac{1}{a \cos} \frac{u}{p} + \frac{v}{p} \cos + \frac{\partial}{\partial \sigma} \frac{p}{p} = 0$$

Верхние уровни соответствуют p , нижние - σ

Основные задачи моделирования верхней атмосферы

- ❑ Разработка совместной модели нижней и верхней атмосферы: тропосфера-стратосфера-мезосфера (поверхность Земли - 90 км) – термосфера (90 - 500 км), нейтральный газ
- ❑ Радиационный блок  фотохимия (согласованный расчет в верхних слоях)
- ❑ Моделирование ионосферы (D-слой → E-слой → F-слой):
 - магнитосферное влияние
 - электродинамика
- ❑ Физические задачи:
 - воспроизведение волновых процессов (приливы, гравитационные волны из нижней атмосферы и др.)
 - разработка параметризации обрушения волн и т.п.
 - описание турбулентной диффузии и ее влияния на фотохимические процессы
- ❑

Моделирование термосферы и ионосферы (F слой)

Радиационный блок



Фотохимия

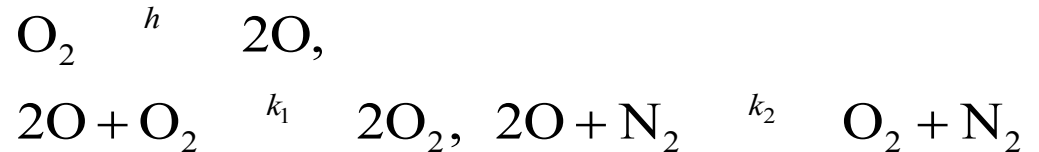
Согласованный расчет в модели

(через концентрации составляющих по модели)

$$B_{i,p} F(z) = \sum_i n(z)_i (h \nu - E_{th,i})$$

Фотохимия

(учет основных составляющих)



Вертикальное диффузионное расслоение

(разделение газа на составляющие) $\text{O}, \text{O}_2, \text{N}_2$

Учет вариации профиля средней молярной массы воздуха

(входит в уравнение гидростатики и уравнение состояния)

$$\begin{aligned} R &= \frac{R_u}{\bar{M}}, \quad \bar{M} = \frac{1}{\sum_i \frac{m_i}{M_i}}, \\ &= \frac{p}{RT}, \quad \frac{p}{p_n} = \frac{RT}{RT_n} \end{aligned}$$

Уравнение неразрывности (закон сохранения массы) для каждой компоненты (массовых долей) с учетом фотохимических процессов и вертикальной диффузии (сумма = 0 – модельное уравнение неразрывности)

$$\frac{m_i}{t} + \frac{u}{a \cos \theta} \frac{m_i}{a} + \frac{v}{a} \frac{m_i}{p_n} + \frac{g}{p_n} \frac{m_i}{p_n} = Q_i - L_i m_i + \frac{g^2}{p_0^2} \frac{m_i}{p_n} - K_{i,j}(T, p_n) \frac{m_i}{p_n}$$

Моделирование ионосферы

Нижняя ионосфера (D, E, F1): фотохимическое равновесие, квазинейтральность

Уравнения для общих

концентрации молекулярных ионов $\frac{n_i}{t} = Q_i - L_i n_i \quad Q_i = L_i n_i \quad n_e = n_{ion}$

Верхняя ионосфера (F2)

Уравнения неразрывности

для концентрации атомарных ионов (можно решать только для O⁺) $\frac{n_i}{t} = Q_i - L_i n_i - \nabla \cdot (n_i \mathbf{V}), \quad n_e = n_i$

$$\mathbf{V} = \mathbf{V} + \mathbf{V}_p,$$

Магнитная дипольная система координат

Уравнения движения ионов и электронов

$$i \left(\mathbf{V}_p \cdot \mathbf{u}_p \right) = \frac{1}{m_i n_i} \nabla \cdot (n_i k T_i + n_e k T_e) + g_p,$$

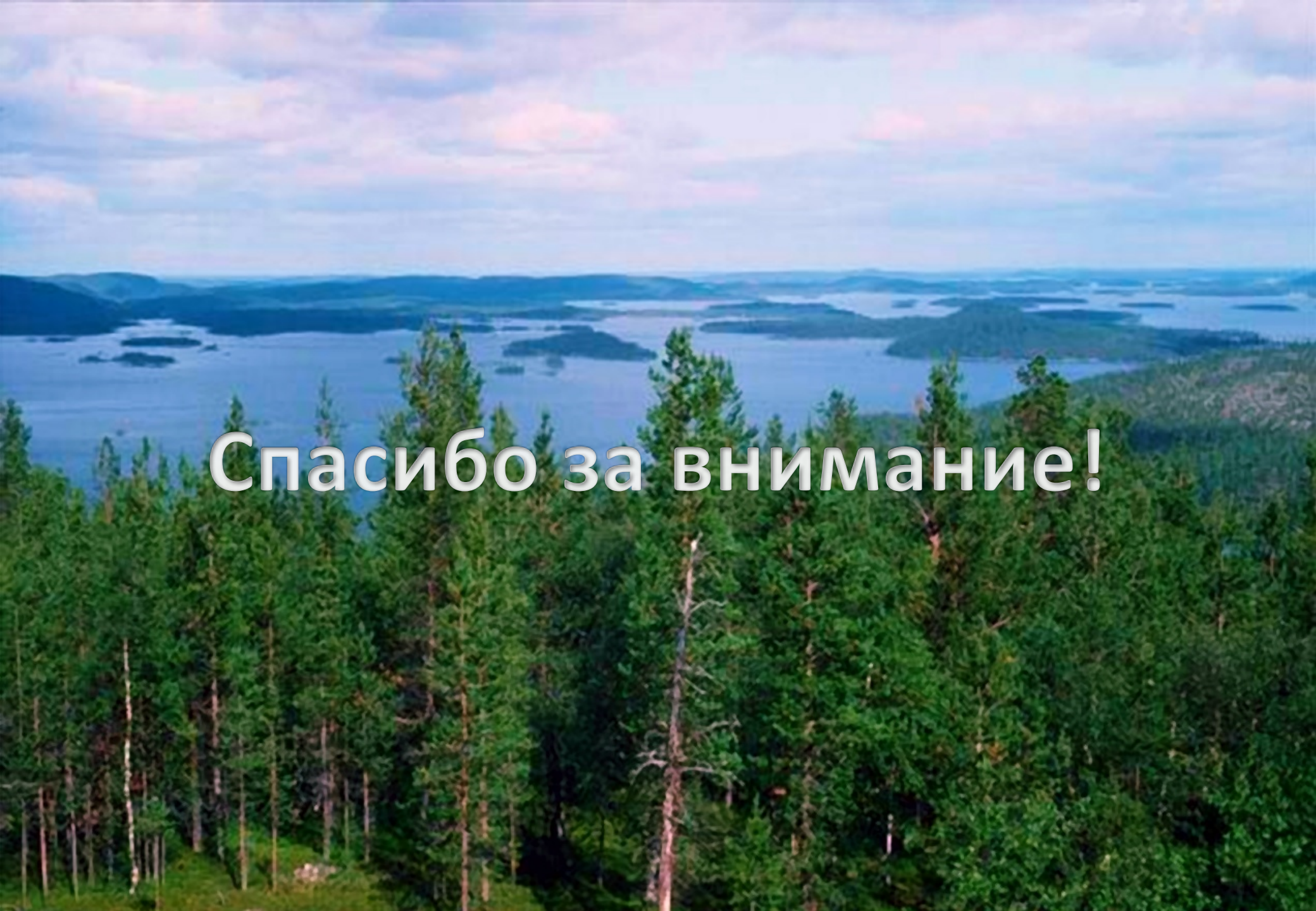
$$\mathbf{V} = (\mathbf{E} \cdot \mathbf{B}) / B$$

Уравнение притока тепла для электронной температуры (квазистационарное приближение)

$$\frac{3}{2} n_e k \frac{T_e}{t} + \nabla \cdot (\mathbf{V}_e T_e) + n_e k T_e \nabla \cdot \mathbf{V}_e = \mathbf{J}_e \cdot \mathbf{E} + \nabla \cdot (\mathbf{V}_e T_e + Q_e L_e) - \nabla \cdot (\mathbf{V}_e T_e + Q_e L_e) = 0$$

Уравнение теплового баланса (локального) для ионной, электронной и нейтральной температур (L – скорость потерь тепла за счет столкновений)

$$L_{i,e} (T_e - T_i) + \nabla \cdot \mathbf{Q}_J = L_{i,n} (T_i - T_n)$$



Спасибо за внимание!