Воспроизведение современного климата. Сравнение с данными наблюдений и других моделей.

Е.М.Володин

1. Воспроизведение современного климата совместной моделью общей циркуляции атмосферы INMCM3.0

Рассмотрим воспроизведение современного климата моделью на основе численного эксперимента, воспроизводящего климат конца 19 и 20 столетия (XX) с 1871 по 2000г.. Рассматриваются последние 50 лет счета, то есть годы с 1951 по 2000. Для сравнения используются данные реанализа NCEP за эти же годы. Климат характеризуется, вообще говоря, очень большим количеством параметров, рассмотреть которые целиком в одной работе невозможно, поэтому здесь ограничимся лишь самыми существенными на взгляд авторов. Сначала рассмотрим состояние атмосферы, затем состояние океана, потом явления в системе атмосфера – океан.

На рис.1. представлено давление на уровне моря в декабре-феврале по данным наблюдений и модели, а также их разность. Все основные центры действия: исландский и алеутский циклон, сибирский и канадский антициклон, субтропические антициклоны южного полушария и субарктическая областью низкого давления получаются в модели близкими к наблюдаемым. Ошибка модели превосходит 5 гПа лишь в отдельных местах, а в тропиках она почти везде не больше 2 гПа. Наибольшие ошибки в умеренных широтах северного полушария расположены над Евразией и Атлантикой, где давление занижено местами на 5-8 гПа, а также вблизи берегов Антарктики, где оно завышено местами на 5-8 гПа. В целом, ошибка совместной модели в воспроизведении давления близка к ошибке, которая получается в модели атмосферы с заданной ТПО.

Среднегодовая ошибка воспроизведения зонально осредненной температуры (рис.2) в тропосфере почти всюду не превосходит 2 градусов, за исключением Арктики и Антарктики, где температура завышена на 2-4 градуса. Температура занижена на 2-4 градуса над южными субтропиками, а также в тропиках в верхней тропосфере. Занижение температуры вблизи тропопаузы в высоких широтах на 5-10 градусов, хорошо видное на рисунке, присуще практически всем современным моделям, причина этого недостатка пока непонятна. Ошибка в скорости зонального ветра в тропосфере почти везде не превышает 2 м/с. Исключение составляет южное полушарие, где скорость западного ветра в умеренных широтах занижена на 2-4 м/с. В стратосфере ошибки значительно больше. Скорость западного ветра в умеренных широтах южного полушария завышена на 5-10 м/с, а скорость восточного ветра в тропиках также завышена на 5-10 м/с. Такие ошибки воспроизведения зональной температуры и скорости ветра близки к среднему по всем моделям, приведенному в 4-м отчете IPCC. Как и в случае давления, ошибки совместной модели атмосферы и океана близки к ошибкам модели атмосферы с заданной ТПО, или чуть больше по величине.

Модель должна воспроизводить правильно не только средние значения величин, но и их изменчивость. На рис.3 представлено среднеквадратичное отклонение среднемесячного давления на уровне моря в декабре-феврале по данным наблюдений и модели. Максимальная изменчивость давления наблюдается в умеренных и высоких широтах

зимнего (северного) полушария. Максимумы изменчивости достигают 8 гПа. В модели величина среднеквадратичного отклонения давления в северном полушарии близка к наблюдаемой. Небольшим недостатком модели является более северное расположение максимумов изменчивости. В южном полушарии модель занижает изменчивость давления на 20-25%. Это объясняется тем, что в летнем полушарии изменчивость, в отличии от зимнего, обусловлена в основном небольшими вихрями, которые воспроизводятся моделью с грубым разрешением не совсем адекватно. Эта ошибка, как показывают дополнительные численные эксперименты, исчезает при увеличении разрешения модели атмосферы до 2.5х2 градусов по долготе и широте. Изменчивость давления в умеренных и высоких широтах в зимнем полушарии в совместной модели на 10-15% меньше, чем в аналогичной модели атмосферы с заданной ТПО и распределением морских льдов. Это связано с тем, что обратная связь между аномалиями атмосферной циркуляции и ТПО в умеренных широтах, как правило, является слабоотрицательной. Небольшое уменьшение межгодовой изменчивости в модели атмосферы с интерактивным океаном по сравнению с моделью атмосферы с фиксированной ТПО происходит и в других моделях.

Преобладающую структуру долгопериодной изменчивости характеризуют первые ЭОФ. На рис.4 представлены первые две ЭОФ среднемесячного давления на уровне моря в умеренных широтах северного полушария в декабре-марте по данным наблюдений и модели. Первая ЭОФ представляет собой отрицательную аномалию давления в высоких широтах и положительную в субтропиках, с максимумами над Атлантикой и Тихим океаном (арктическую осцилляцию АО). В модели структура первой ЭОФ близка к наблюдаемой, но максимум над субтропиками Тихого океана в модели выражен сильнее, чем по данным наблюдений. Процент дисперсии, приходящейся на первую ЭОФ по данным модели близок к проценту по данным наблюдений (25% и 23%). В модели атмосферы с заданной ТПО первая ЭОФ также представляет собой АО, но дисперсия, приходящаяся на нее, составляет 34% полной дисперсии, что говорит об отрицательной обратной связи между атмосферой и океаном при колебаниях индекса АО.

Вторая ЭОФ имеет максимальную амплитуду на севере Тихого океана, и на нее приходится значительно меньшая дисперсия, чем на первую. По данным модели также максимум амплитуды второй ЭОФ расположен на севере Тихого океана. Второй ЭОФ в поле геопотенциала в верхней тропосфере соответствует тихоокенско-североамериканское колебание (PNA).

Зимой в северном полушарии аномалии скорости зонального ветра, связанные с колебанием индекса АО, происходят не только у поверхности Земли, а во всей тропосфере и стратосфере. На рис.5 представлена первая ЭОФ скорости зонального ветра, а также температуры для зимних месяцев по данным модели и наблюдений. Первая ЭОФ скорости зонального ветра представляет собой положительную аномалию скорости в умеренных широтах от поверхности Земли до 10 гПа, и отрицательную аномалию в субтропиках. Первая ЭОФ температуры имеет максимум в нижней полярной стратосфере. Данные модели близки к наблюдениям как по пространственному распределению, так и по доле дисперсии, приходящейса на первую ЭОФ. Снова заметим, что в модели атмосферы с заданной ТПО доля дисперсии, приходящейся на первые ЭОФ скорости зонального ветра и температуры, на 10-20% больше, чем для совместной модели атмосферы и океана.



Рис.1. Давление на уровне моря (гПа) в декабре-янавре по данным реанализа (вверху), модели (в середине) и разность (внизу).



Рис.2. Вверху - среднегодовая разность зонально осредненной температуры (слева) и скорости зонального ветра (справа) по данным модели и реанализа. Внизу – средняя ошибка температуры по всем моделям.

DJF SLP RMS NCEP



Рис.3. Среднеквадратичное отклонение среднемесячного давления на уровне моря (гПа) в декабре-феврале по данным реанализа NCEP (вверху) и модели (внизу).



Рис.4. Первая (слева) и вторая (справа) ЭОФ среднемесячного давления на уровне моря в декабре-марте по данным наблюдений (вверху) и модели (внизу).



Рис.5. Первые ЭОФ скорости зонального ветра (слева) и температуры (справа) в декабремарте по данным наблюдений (вверху) и модели (внизу).

Совместная модель атмосферы и океана характеризуется прежде всего ошибкой воспроизведения ТПО (рис.6). В большинстве районов ошибка не превосходит 2 градусов. Исключение составляют районы северо-западной Атлантики, где происходит завышение до 4-6 градусов. Это связано, скорее всего с излишне большой коррекцией потока пресной воды в Гренландско-Норвежском море. Кроме того, на 2-4 градуса завышена температура в умеренных широтах южного океана и в тропиках у восточного берега Тихого океана, а занижена на 2 градуса в приэкваториальном Тихом океане. Эти ошибки являются общими для большинства современных моделей. Занижение температуры в приэкваториальном Тихом океане происходит из-за недостаточного разрешения в модели океана, которое для адекватного воспроизведения приэкваториальной циркуляции и апвеллинга должно быть не менее 0.5 градуса. Завышенная температура в южном океане и на востоке Тихого океана является следствием неадекватного описания приземной облачности в условиях температурной инверсии.

Распределение морского льда в Арктике в модели (рис.7) в основном не очень далеко от наблюдаемого. Недостатком модели является более сильное таяние льда к концу лета, обусловленное завышением температуры летом на севере Евразии и Америки на 2-4 градуса. Зимой сильнее наблюдаемого замерзает Баренцево море, в то же время отсутствует лед у восточного побережья Гренландии, что может быть связано с отсутствием динамики льда и не совсем адекватным воспроизведением течений в западной Арктике.

Воспроизведение морского льда в Антарктике (рис.8) в основном соответствует наблюдаемому, так как там влияние динамики льда и океана на ледовый режим не столь существенно, как в Арктике.

На рис.9 представлена среднезональная ошибка воспроизведения температуры и солености в океане. У поверхности, особенно в тропиках и субтропиках, вода в модели более холодная и пресная, чем по данным наблюдений. В глубине, особенно в умеренных широтах, вода в модели более теплая и соленая. Исключение составляют некоторые районы умеренных широт северного полушария, где воде более теплая и соленая практически на всех глубинах. Величина ошибки температуры в основном составляет 1-2 градуса, ошибки солености 0.5-1.0 промилей.

Баротропная функция тока изображена на рис.10. Расход циркумполярного течения составляет в модели около 80 Св, что меньше, чем оценка по данным наблюдений (135 Св), вероятно, из-за завышенного придонного трения. Расход Гольфстрима в модели составляет около 50 Св., расход Куросио в модели составляет около 60 Св.

Взаимодействие атмосферы и океана в северной Атлантике характеризуют первые моды SVD- разложения давления на уровне моря и TПО (рис.11). Как по данным модели, так и по наблюдениям, первая мода давления представляет собой северо-атлантическое колебание, положительной фазе которого соответствует отрицательная аномалия TПО вблизи Канады, а также вблизи Африки, и положительная аномалия TПО к востоку от США и к западу от Европы. В целом, согласие данных модели и наблюдений удовлетворительное.





Рис.6. Среднегодовая ошибка воспроизведения ТПО (К) в модели ИВМ и средняя ошибка для всех моделей.



Рис.7. Средняя концентрация морского льда в Арктике в марте (вверху) и сентябре (внизу) по данным модели (слева) и наблюдений (справа).



Рис.8. Концентрация морского льда в Антарктике в марте (вверху) и сентябре (внизу) по данным модели (слева) и наблюдений (справа).



Рис.9. Среднегодовая и осредненная вдоль круга широты ошибка температуры, К (вверху) и солености, промили (внизу) в океане.



Рис.10. Баротропная функция тока (Св) в модели океана.



Рис.11. Первые SVD-моды давления на уровне моря (вверху) и ТПО (внизу) в северной Атлантике по данным модели (слева) и наблюдений (справа).

Воспроизведение моделью явления Эль-Ниньо в основном также соответствует наблюдениям и описано на сайте отдельно.

2. Сравнение моделей по данным 4 отчета ІРСС.

Ниже приведено сравнение воспроизведения некоторых климатических характеристик моделью ИВМ и других моделей, участвовавших в международном сравнении 2005 года. Полностью результаты сравнения приведены в главе 8 4-го отчета IPCC.



Рис.2.1. Среднегодовая амплитуда суточного хода температуры поверхности суши (градусы) по данным моделей и наблюдений (New et al, 1999).

В моделях амплитуда суточного хода температуры поверхности в основном меньше, чем по данным наблюдений. Это связано, по-видимому, с малым количеством уровней в почве при решении уравнения теплопроводности. В модели ИВМ, где в модели почвы имеется 23 уровня, а толщина верхнего уровня составляет 1 см, амплитуда суточного хода одна из самых больших среди всех моделей, в северных субтропиках она даже несколько больше наблюдаемой.





Рис.2.2. Среднегодовая ошибка температуры воздуха на уровне 2м (градусы) по данным всех моделей (вверху) и по данным модели ИВМ (внизу).

Максимальные ошибки модели ИВМ сосредоточены на северо-западе Атлантики, где температура завышена на 5 градусов. В тропиках и субтропиках ошибка в основном не превосходит 2 градусов, кроме занижения температуры в Сахаре и на юге Азии на 2-5 градусов. Вместе с тем, ошибка, связанная с занижением температуры на севере Европы и Западной Сибири, которая присуща большинству моделей, в модели ИВМ почти не выражена.



Рис.2.3. Зонально осредненная среднегодовая уходящая коротковолновая радиация (Вт/м²) для ясного неба (вверху) и облачного неба (внизу) по данным моделей и наблюдений ERBE 1985-1988г.г. (Barkstrom et al. 1989).

Для ясного неба уходящая солнечная радиация в тропиках и субтропиках является одной из самых больших среди всех моделей, что может указывать на завышение альбедо поверхности, или альбедо аэрозолей. Вместе с тем, для облачного неба отличия данным модели ИВМ от наблюдений не больше, чем для других моделей.



Рис.2.4. Среднеквадратичное отклонение уходящей на верхней границе коротковолновой радиации (Вт/м²) в моделях от данных ERBE (Barkstrom et al. 1989).

Ошибка для географического распределения уходящей коротковолновой радиации для модели ИВМ не выходит за рамки величины ошибок по остальным моделям.



Рис.2.5. Вверху – зонально осредненная уходящая длинноволновая радиация (Вт/м²) по данным моделей и ERBE (Barkstrom et al. 1989). Внизу – СКО данных модели и ERBE.

Максимальные ошибки модели ИВМ находятся в тропиках по обе стороны от Экватора. Это связано с завышением осадков в Тихом океане по обе стороны от Экватора, вследствие занижения ТПО на самом Экваторе. Первопричиной ошибки, вероятно, является грубое разрешение модели океана, что приводит к завышенному апвеллингу у Экватора.



Рис.2.6. Поток тепла в атмосфере и океане (петаватты), вычисленный по балансу радиации на верхней границе атмосферы по данным моделей и ERBE.

Поток тепла в системе атмосфера – океан в модели ИВМ в основном близок к наблюдаемому и не выходит за рамки межмодельной изменчивости.



Рис.2.7. Среднегодовые зонально осредненные осадки (мм/сут) по данным моделей и наблюдений (Xie, Arkin 1997).

В модели ИВМ происходит занижение осадков вблизи Экватора и завышение непосредственно к югу от Экватора. Это происходит в основном над Тихим океаном. Большинству остальных моделей присущ тот же недостаток, но в меньшей степени. На остальных широтах данные модели близки к данным наблюдений.



Рис.2.8. Среднегодовые осадки (мм/сут) на востоке Тихого океана (120W-100W) по данным моделей и наблюдений (Xie, Arkin 1997).

Завышение осадков южнее Экватора моделью ИВМ, а также большинством остальных моделей, наиболее наглядно видно на этом рисунке. Недостаток, по крайней мере частично, может быть уменьшен, если увеличить разрешение по широте в модели океана.



Рис.2.9. Зонально осредненный среднегодовой поток тепла в океан (Вт/м²) по данным моделей и наблюдений COADS (da Silva 1994).

Данные модели ИВМ не выходят за рамки межмодельной изменчивости и в основном соответствуют приведенной оценке по данным наблюдений, кроме Арктики.



Рис.2.10. Меридиональный поток тепла в океане (Петаватты) по данным моделей и оценка по данным реанализов NCEP и ERA.

Меридиональный перенос тепла океаном в модели ИВМ в основном соответствует оценке по данным наблюдений и не выходит за пределы межмодельного разброса.



Рис.2.11. Поток пресной воды в океан (мм/сут) по данным моделей.

В модели ИВМ поток пресной воды в океан меньше, чем в остальных моделях, в умеренных широтах северного полушария (причина непонятна), и в Арктике из-за введения коррекции потока пресной воды, а также вблизи Экватора из-за занижения там осадков. Возможно, общее занижение потока пресной воды в модели ИВМ обусловлено тем, что в него не включен сток рек, который в модели учитывается отдельно, а в других моделях сток рек приплюсован к рассматриваемому потоку.



Рис.2.12. Перенос пресной воды океаном (10⁹ кг/с) по данным моделей.

Перенос пресной воды модели ИВМ в северном полушарии самый маленький из-за занижения потока пресной воды на верхней границе океана (см. предыдущий рисунок).



Рис.2.12. Зональное напряжение трения ветра на поверхности (Н/м²) по данным моделей и реанализа ERA40.

Зонально осредненное напряжение трения на поверхности в модели ИВМ соответствует имеющимся оценкам по данным наблюдений и не выходит за рамки межмодельного разброса.



Рис.2.13. Зонально осредненная ошибка воспроизведения ТПО в моделях (градусы).

Ошибка воспроизведения ТПО в модели ИВМ максимальна в умеренных широтах северного полушария и достигает там почти 3 градусов (в основном за счет северной Атлантики). Однако, даже с такой ошибкой модель не выходит за рамки межмодельного разброса. Как и остальные модели, модель ИВМ имеет тенденцию завышать температуру в умеренных и высоких широтах и занижать в тропиках и субтропиках.



Рис.2.14. Среднегодовая зонально осредненная ошибка воспроизведения солености на поверхности (промилле) относительно Levitus et al. (2005) по данным моделей.

Данные модели ИВМ, по-видимому, на этом рисунке не представлены.





Рис.2.15. Среднегодовая ошибка воспроизведения солености на поверхности (промилле) для модели ИВМ (вверху) и всех моделей (внизу).

Обращает на себя внимание занижение солености на поверхности в модели ИВМ на большей части тропиков и субтропиков Тихого и Индийского океанов. Причина, повидимому, состоит в недостатках динамики океана, а местами и в завышении осадков. В

умеренных и высоких широтах воспроизведение солености лучше, кроме северной Атлантики, где соленость местами завышена вследствие избыточной коррекции потока пресной воды.



Рис.2.16. Меридиональная функция тока в океане (Св) по данным всех моделей (вверху) и по данным модели ИВМ (внизу).

Особенности меридиональной циркуляции океана в верхнем 500-метровом слое океана, изображенные на рисунке для всех моделей, хорошо видны и для модели ИВМ. Вместе с тем, ячейки циркуляции на глубинах свыше 1000 м в модели ИВМ имеют гораздо большую величину, чем в среднем по всем моделям. Это, возможно, вызвано использованием сигма-координаты в модели океана. Однако, сравнение с индивидуальными данными других моделей показывает, что во многих из них ячейки циркуляции на глубине такой же интенсивности тоже присутствуют, причем разные в разных моделях (не показано).



Рис.2.17. Меридиональная функция тока в Атлантике (Св) по данным всех моделей (вверху) и модели ИВМ (внизу).

По данным всех моделей в верхнем слое океана в Атлантике происходит движение с юга на север, а ниже 1000м. с севера на юг. Эта особенность получается в модели ИВМ. Величина потока массы в модели ИВМ примерно в 1.5-2 раза больше, чем в среднем по всем моделям.



Рис.2.18. Меридиональная функция тока в Тихом океане (Св) по данным всех моделей (вверху) и модели ИВМ (внизу).

В модели ИВМ, как и в среднем по всем моделям, в Тихом океане в приповерхностном слое происходит апвеллинг у Экватора и опускание воды в субтропиках. Глубинные циркуляции в Тихом океане по данным модели ИВМ не соответствуют среднему по всем моделям, однако по данным индивидуальных моделей, ячейки такой величины тоже присутствуют, причем их знак и расположение меняются от модели к модели, и при сложении по всем моделям они дают близкую к нулю циркуляцию.



Рис.2.19. Среднегодовые осадки (мм/сут) по данным наблюдений (вверху), по данным всех моделей (в середине) и модели ИВМ (внизу).



Рис.2.20. Среднегодовая ошибка осадков (мм/сут) усредненная по данным всех моделей (вверху) и модели ИВМ (внизу).

Основной ошибкой при воспроизведении осадков в модели ИВМ является занижение осадков вблизи Экватора на западе Тихого океана, и завышение непосредственно к северу и югу от Экватора. Кроме того, занижены осадки над Центральной и большей частью Южной Америки. Такие ошибки следуют из завышенного апвеллинга на Экваторе, и его распространения на запад Тихого океана. В результате ТПО оказывается на 2 градуса ниже наблюдаемой. Перечисленные ошибки воспроизведения осадков в тропиках характерны для большинства моделей, а также для среднего по всем моделям, но в усредненных данных они имеют меньшую величину, чем в модели ИВМ.



Рис.2.21. Относительная ошибка (проценты) воспроизведения удельной влажности воздуха по данным всех моделей (вверху) и модели ИВМ (внизу).

В модели ИВМ основная ошибка в удельной влажности сосредоточена вблизи тропопаузы, где влажность завышена, несмотря на более низкую температуру. Влажность завышена также в высоких широтах обоих полушарий. Ошибки влажности в тропиках отражают ошибки в распределении осадков. В целом, величина ошибок в модели ИВМ соответствует данным большинства других моделей (не показано).



Рис.2.22. Доля поверхности, покрытая снегом в феврале (полное покрытие – 10), по данным всех моделей и наблюдений Robinson, Frei (2000) (вверху) и по данным модели ИВМ (внизу).

Граница снежного покрова в феврале в модели ИВМ получается в основном правильно. Ошибки модели имеют максимальную величину в западной и южной Европе, где в модели полщадь снега занижена из-за завышения температуры и, возможно, из-за того, что не учитывается повторное замерзание снега после таяния.

В целом, модель в основном хорошо воспроизводит наблюдаемый климат, ошибки как правило не превосходят межмодельного разброса. Наиболее существенные ошибки в модели ИВМ связаны с занижением ТПО вблизи Экватора в Тихом океане, а также с завышением ТПО на северо-западе Атлантики, вероятно, из-за излишне большой коррекции потока пресной воды в высоких широтах. Кроме того, в океане происходит распреснение и охлаждение верхнего слоя, и потепление и осолонение глубинных слоев.

Литература

1. Barkstrom B., Harrison E., Smith G., Green R., Kibler J., Cess R. and ERBS science team. Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) archival and April 1985 results. Bull. Amer. Met. Soc., 1989, V.70, p.1254-1262.

2. da Silva A.M., Young C.C., Levitus S. Atlas of surface marine data 1994. NOAA Atlas NESDES 6. Available from US Dept. Commerce, NODC, User Services Branch, NOAA/NESDIS E/OC21, Washington DC, 20233, USA.

3. Levitus S., Antonov J., Boyer T. Warming of the world ocean, 1955-2003. Geophys. Res. Lett., 2005, V.32, L02604, doi: 10.1029/20046L021592.

4. New M., Hulne M., Jones P.D. Representing twentieth-century space – time climate variability. Part 1. Development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology. J. Climate, 1999, V.12, p.829-856.

5. Robinson D.A., Frei A. Seasonal variability of northern hemisphere snow extent using visible satellite data. Professional Geographier, 2000, V.51, p.307-314.

6. Xie P., Arkin P.A. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. Bull. Amer. Met. Soc., 1997, V.78, p.2539-2558.