

09;12

Об использовании резонансных областей (0.5 и 1.35 см) атмосферы для анализа ее теплового взаимодействия с океаном на основе спутниковых СВЧ радиометрических измерений

© А.Г. Гранков

Институт радиотехники и электроники РАН, Фрязинское отделение,
141190 Фрязино, Московская область, Россия
e-mail: agrankov@ms.ire.rssi.ru

(Поступило в Редакцию 17 декабря 2002 г.)

Введение

В основе современных методов диагностики крупномасштабного теплового взаимодействия между океаном и атмосферой по данным спутниковых сверхвысокочастотных (СВЧ) измерений лежит идея использования полуэмпирических соотношений глобального аэродинамического метода (так называемых балк-формул) в качестве связующего звена между излучательными и теплообменными характеристиками [1–3]. Предпосылкой для такого подхода служит то обстоятельство, что основные параметры, входящие в балк-формулы (температура поверхности океана, температура и влажность воздуха, скорость ветра в приводной атмосфере), прямо или косвенно участвуют в формировании и трансформации собственного СВЧ излучения системы океан–атмосфера (СОА).

В работе анализируется возможность использования интенсивности собственного СВЧ излучения СОА как прямой характеристики интенсивности теплообмена между океаном и атмосферой на синоптических (недельных) временных масштабах, на которые приходится максимум энергии взаимодействия океана и атмосферы в средних широтах земного шара. С этой целью привлечены материалы океанографических, метеорологических и аэрологических наблюдений, полученные на научно-исследовательских судах погоды (НИСП) „Виктор Бугаев“, „Муссон“, „Волна“ Государственного океанографического института (ГОИН) в апреле 1990 г. в районе Ньюфаундлендской энергоактивной зоны Северной Атлантики в рамках экспериментов НЬЮФАЭКС-88 и АТЛАНТЭКС-90. На основе этих данных проведены расчеты яркостной температуры собственного радиоизлучения СОА в сантиметровом и миллиметровом участках СВЧ диапазона (имитация спутниковых, самолетных и судовых измерений), а также исследована ее взаимосвязь с синоптическими вариациями вертикальных турбулентных потоков явного и скрытого тепла на границе раздела океана и атмосферы. Помимо этого, проведено сопоставление тепловых потоков, зафиксированных в судовых экспериментах, с данными одновременных СВЧ радиометрических измерений радиометра SSM/I американского спутника F-08, который являлся единственным средством СВЧ радиометриче-

ского зондирования Мирового океана в период проведения экспериментов НЬЮФАЭКС-88 и АТЛАНТЭКС-90. Идея сочетания данных измерений судов погоды „Виктор Бугаев“, „Муссон“, „Волна“ с данными измерений радиометра SSM/I спутника F-08 позволила объяснить, почему яркостная температура системы океан–атмосфера тесно связана с процессами на границе ее раздела.

Подход к решению задачи

Из архива данных, накопленных за весь период судовых наблюдений, использованы лишь данные стационарных фаз экспериментов (март 1988 г. и апрель 1990 г.), отличающиеся от остальных этапов следующими особенностями: а) наибольшая периодичность и регулярность океанографических, метеорологических и аэрологических наблюдений в этот период; б) возможность исследования в чистом виде временной динамики параметров океана и атмосферы благодаря стабилизации положения судов в определенных районах океана.

Суда погоды в этот период проводили измерения в дельте Гольфстрима и в восточной ветви Лабрадорского течения, где наблюдается сильная синоптическая изменчивость параметров океана и атмосферы [4,5].

Для расчета излучательных характеристик СОА воспользуемся плоскостной моделью излучения, в соответствии с которой яркостная температура собственного СВЧ излучения системы при наблюдении в нади́р с высоты H складывается из трех компонент:

$$T_{\Sigma}^b = T_1^b + T_2^b + T_3^b, \quad (1)$$

где $T_1^b = T_s^b \exp(-\tau_{\Sigma})$ — яркостная температура излучения поверхности океана, ослабленного атмосферой; величина T_s^b пропорциональна коэффициенту излучения водной поверхности и ее термодинамической температуре T_s ;

$$T_2^b = \int_0^H T(h) \gamma_{\Sigma}(h) \exp[\tau_{\Sigma}(h) - \tau_{\Sigma}(H)] dh$$

— яркостная температура восходящего излучения атмосферы;

$$T_3^b = \exp[-\tau_\Sigma(H)] R \int_0^H T(h) \gamma_\Sigma(h) \exp[\tau_\Sigma(h) - \tau_\Sigma(H)] dh$$

— яркостная температура нисходящего излучения атмосферы, переотраженного водной поверхностью; $T(z)$ — термодинамическая температура атмосферы на уровне z ;

$$\tau_\Sigma(h) = \int_0^h \gamma_\Sigma(z) dz$$

— интегральное поглощение излучения в атмосфере, определяемое погонным поглощением γ_Σ и толщиной слоя z , отсчитываемого от поверхности океана ($z = 0$); R — коэффициент отражения нисходящего излучения атмосферы от водной поверхности.

С помощью данной модели излучения выполнен анализ суточных и синоптических вариаций яркостной температуры СОА в диапазоне длин волн 0.5–5 см за период стационарной фазы наблюдений с НИСП „Виктор Бугаев“, „Муссон“ и „Волна“ в эксперименте АПЛАНТЭКС-90. Из архивных материалов стационарной фазы выделены следующие необходимые для расчетов яркостной температуры параметры: ежечасные значения температуры поверхности океана T_s и скорости приводного ветра V , необходимые для расчета яркостной температуры поверхности океана; значения общего (интегрального) влагосодержания тропосферы, измеренные с НИСП „Волна“ с периодичностью 15–20 мин при помощи комплекса СВЧ радиометров на длинах волн 0.8 и 1.35 см (Главная геофизическая обсерватория (ГГО) им. Воейкова), позволяющие оценить интегральное поглощение излучения подстилающей поверхности в тропосфере за счет водяного пара как в отсутствие, так и при наличии облачности; значения температуры T_a , относительной влажности q (упругости водяного пара e) и давления P воздуха на 20 уровнях в диапазоне высот 10–16 000 м с шестичасовым временным интервалом, позволяющим оценить не только общее τ , но и погонное $\gamma(z)$ поглощение излучения в тропосфере, т.е. получить более корректные оценки передаточной функции атмосферы, а следовательно, и яркостной температуры СОА; оценки турбулентных потоков тепла qh и влаги qe на границе океана и атмосферы, рассчитанные в ГОИН с помощью общепринятых параметризаций ГГО [6] по ежечасным наблюдениям параметров T_s , T_a , V , e .

Для оценки вклада различных слоев в формирование излучательных характеристик СОА и их роли во взаимосвязи с тепловыми потоками на границе раздела океана и атмосферы на синоптических масштабах рассмотрены следующие варианты: 1) приемники излучения (СВЧ радиометры в миллиметровом и сантиметровом диапазонах длин волн) с антеннами, ориентированными вниз, находятся в свободной атмосфере, что соответствует случаю наблюдения с ИСЗ; 2) приемники излучения с антеннами, ориентированными вниз, расположены на границе между свободной атмосферой и атмосферным

пограничным слоем (слоем турбулентности 0–1000 м), что реализуется при наблюдении с борта самолета (на высотах 1000–1500 м над поверхностью океана); 3) приемники излучения с антеннами, ориентированными вниз, находятся вблизи на расстоянии 10–20 м от границы раздела поверхности океана и атмосферы, что соответствует случаю наблюдения с борта судна.

Результаты расчетов яркостной температуры СОА и ее сопоставления с тепловыми потоками

Отклик поля собственного СВЧ излучения СОА на изменчивость тепловых потоков на границе раздела океана и атмосферы проявляется наиболее отчетливо в период прохождения циклона 8–13 апреля 1990 г., в течение которого вариации потоков суммарного (явного + скрытого) тепла по данным [4,5] составили более 800 W/m^2 для судна „Виктор Бугаев“, 500 W/m^2 для судна „Муссон“ и около 400 W/m^2 для судна „Волна“. Среди участков спектра, использованных для расчета яркостной температуры СОА (5.4, 5.6, 5.9, 0.8, 1, 1.35, 1.6, 3.2, 5 см), выделяется диапазон длин волн 0.59–1.6 см в окрестностях линий резонансного излучения (поглощения) атмосферного кислорода и водяного пара, в котором величина яркостного контраста в этот промежуток времени максимальна (рис. 1).

Выполнено сопоставление результатов двух методов расчета яркостной температуры СОА в области влияния молекулярного кислорода (5–6 мм) и водяного пара (1.35 см) атмосферы для случая наблюдения с ИСЗ: а) по данным косвенных измерений интегральных характеристик поглощения в атмосфере, полученным с помощью СВЧ радиометрического комплекса ГГО; б) по

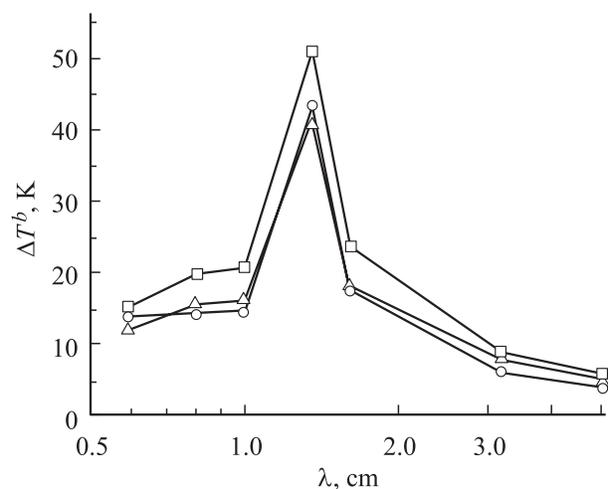


Рис. 1. Спектральная зависимость яркостного контраста СОА ΔT^b в диапазоне длин волн 5 мм–5 см, обусловленного прохождением циклона (8–13 апреля) в районах расположения НИСП „Виктор Бугаев“ (—○—) „Муссон“ (—△—) и „Волна“ (—□—).

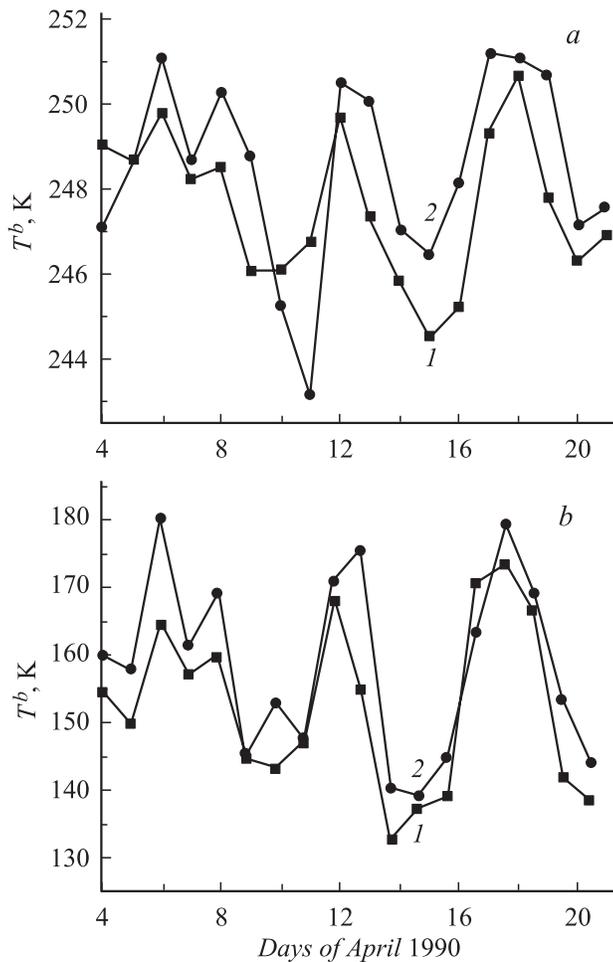


Рис. 2. Результаты сопоставления яркостной температуры СОА, вычисленной по данным интегральных СВЧ радиометрических (1) и послойных — аэрологических (2) измерений температурных и влажностных характеристик атмосферы в участках спектра 5.6 mm (a) и 1.35 cm (b).

данным прямых (радиозондовых) измерений температурных, влажностных и барических характеристик тропосферы на различных горизонтах в интервале высот 10–16 000 м. Интерес к такому сравнительному анализу обусловлен тем, что в первом случае периодичность измерений, на которых базируются расчеты среднесуточных значений яркостной температуры, составляет 15–20 min, а во втором случае — лишь 6 h, однако радиозондовые измерения содержат более детальную информацию о вертикальном распределении параметров атмосферы, формирующих поле собственного СВЧ излучения СОА.

Из сопоставления результатов расчетов (рис. 2) следует, что и тот и другой метод дают сходную картину вариаций среднесуточных значений яркостной температуры в участках спектра 5.6 mm и 1.35 cm в период стационарной фазы эксперимента АТЛАНТЭКС-90, хотя отдельные различия между ними могут достигать нескольких К на длине волны 5.6 mm и до 15–20 К на длине волны 1.35 cm.

Исследованы регрессионные соотношения в виде линейных связей между шестичасовыми выборками (рис. 3) значений потоков суммарного тепла q_{he} на границе раздела СОА и яркостной температурой СВЧ излучения СОА (имитация спутниковых измерений) в участках спектра 5.9 mm (a) и 1.35 cm (b), вычисленной по данным океанографических и аэрологических измерений с НИСП „Волна“. Из иллюстрации следует, что существует тесная связь между зафиксированными с НИСП „Волна“ синоптическими вариациями тепловых потоков и модельными оценками яркостной температуры СОА. Например, минимальная величина абсолютной погрешности аппроксимации потоков суммарного тепла q_{he} яркостной температурой T^b составляет 26–28 W/m² при размахе колебаний потоков 320 W/m² для шестичасовых выборок параметров q_{he} и T^b в резонансных областях молекулярного кислорода и водяного пара атмосферы. Относительные изменения регрессионных коэффициентов c_1 и c_2 составляют 13–15%; в обоих случаях коэффициент регрессии c_2 имеет отрицательный знак, следовательно, колебания тепловых потоков и яркостной температуры являются противофазными, т.е. увеличение параметра q_{he} сопровождается уменьшением величины T^b и наоборот. Примечательно, что вариации интенсивности собственного излучения СОА хорошо воспроизводят в данном случае вариации тепловых потоков, несмотря на то, что точность определения яркостной температуры и особенно тепловых потоков сама по себе не очень высока: относительная погрешность модельных оценок яркостной температуры для гидрометеорологических условий, характерных для эксперимента АТЛАНТЭКС-90, по нашим представлениям, может достигать 5–10%, а относительная погрешность определения тепловых потоков с помощью параметризаций [6], согласно [4], и того больше — десятки процентов. Это обстоятельство подтверждает перспективность концепции использования данных дистанционных СВЧ радиометрических измерений в качестве естественных характеристик теплового взаимодействия океана и атмосферы.

Исследована роль параметров водной поверхности и различных слоев атмосферы с точки зрения важности (приоритетности) их учета при изучении взаимосвязи между характеристиками теплообмена и поля собственного СВЧ излучения системы в синоптиче-

Таблица 1.

| Длина волны | Ошибка аппроксимации, W/m ² | | | | |
|-------------|--|------------|----------|------------|----------|
| | d | d_{-T_S} | d_{-V} | d_{-T_a} | d_{-Q} |
| 5.6 mm | 27.8 | 27.8 | 28.2 | 48.5 | 27.8 |
| 8 mm | 26.6 | 26.8 | 27.3 | 27.0 | 37.8 |
| 1.35 cm | 27.0 | 27.2 | 28.4 | 27.5 | 35.9 |
| 1.6 cm | 26.1 | 26.3 | 27.8 | 26.5 | 35.9 |
| 3.2 cm | 34.2 | 34.2 | 30.2 | 34.3 | 39.4 |

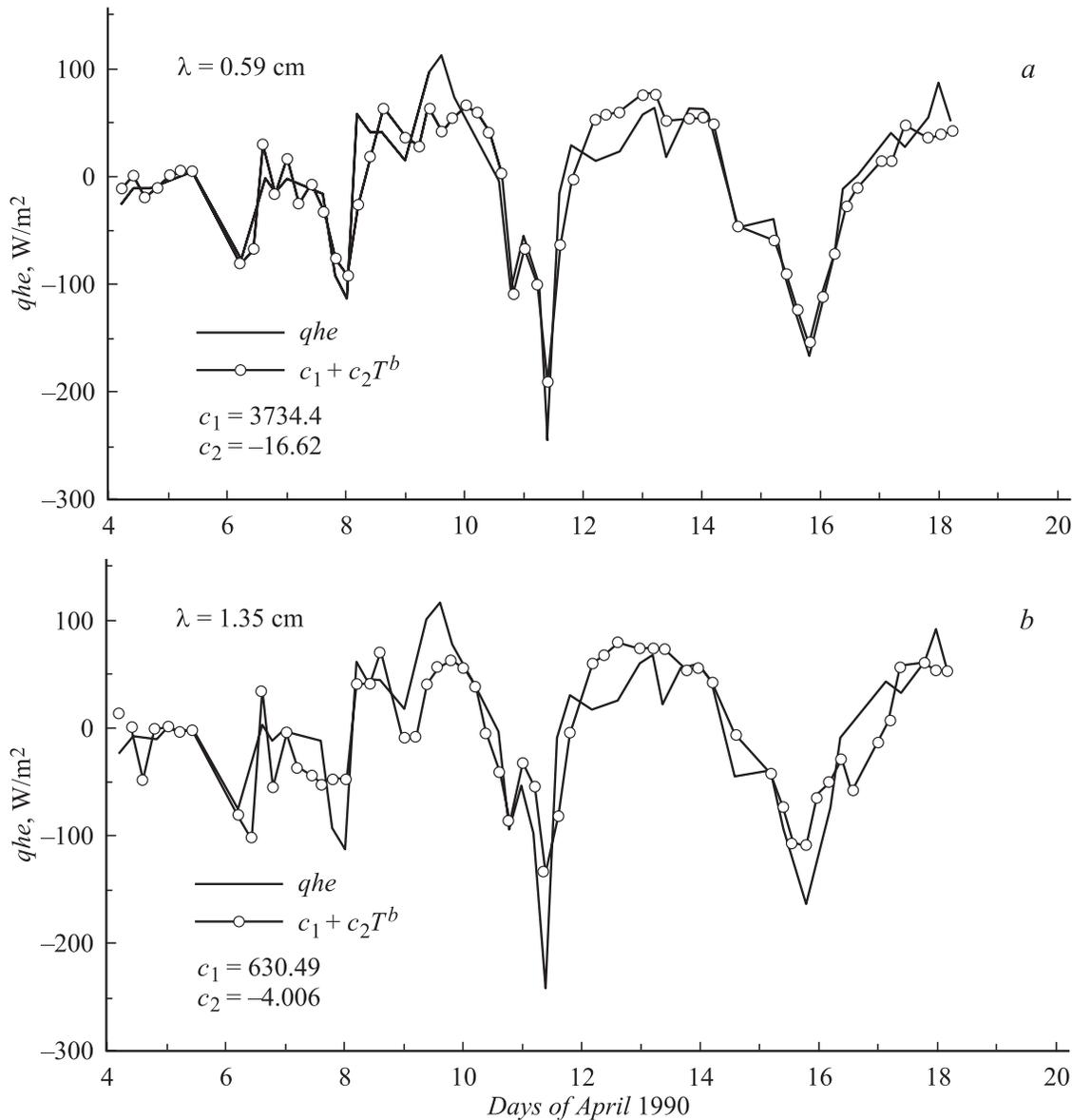


Рис. 3. Сопоставление шестичасовых выборок потоков суммарного тепла q_{he} (a) с их спутниковыми (модельными) оценками на длинах волн 5.9 mm (a) и 1.35 cm (b) на стационарной фазе эксперимента АТЛАНТЭКС-90 в районе местоположения НИСП „Волна“.

ском диапазоне временных масштабов. Для этой цели проведен регрессионный анализ соотношений между среднесуточными значениями яркостной температуры СОА T^b и потоков суммарного тепла q_{he} на стационарной фазе эксперимента АТЛАНТЭКС-90. При этом использована методика поочередного исключения (нейтрализации) того или иного параметра для выяснения его вклада одновременно в процессы теплообмена и излучения в различных участках СВЧ спектра. В табл. 1 приведены ошибки аппроксимации потоков суммарного тепла q_{he} яркостной температурой излучения СОА в диапазоне длин волн 5.6 mm–3.2 cm для различных радиационных моделей: d — учитываются синоптические вариации основных термодинамических параметров

СОА (T_S, T_a, V, Q); d_{-T_S} — исключается влияние температуры поверхности океана T_S ; d_{-V} — исключается влияние скорости приводного ветра V ; d_{-T_a} — исключается влияние температуры приводного воздуха T_a ; d_{-Q} — исключается влияние общего влагосодержания атмосферы Q .

Результаты анализа указывают на первостепенную роль параметров T_a и Q в формировании связи характеристик теплообмена с интенсивностью собственного СВЧ излучения в системе океан–атмосфера в синоптическом диапазоне временных масштабов, которая проявляется прежде всего в области резонансного поглощения молекулярного кислорода и линии водяного пара атмосферы.

О механизме формирования связи яркостной температуры системы океан–атмосфера и тепловых потоков на ее границе

Традиционным вопросом, не раз обсуждаемым на семинарах ИРЭ РАН, ИКИ РАН, ИО РАН, является: как может быть связана яркостная температура СОА (моделируемая либо измеряемая с ИСЗ), которая формируется в эффективно излучающем слое СОА 2–5 км с температурно-влажностными характеристиками более тонкого (приводного, десятиметрового) слоя атмосферы. На основе анализа данных судовых аэрологических измерений предложена и обоснована концепция влияния горизонтального (адвективного) переноса тепла и влаги как фактора, возбуждающего вертикальный перенос тепловых и электромагнитных потоков. Данная концепция заключается в том, что горизонтальный перенос тепла периодически приводит к резкому нагреванию (охлаждению) воздуха в данной области океана, сопровождающемуся возрастанием потоков тепла из атмосферы в океан (из океана в атмосферу) за счет изменения разности температур воды и воздуха, а также к росту (сни-

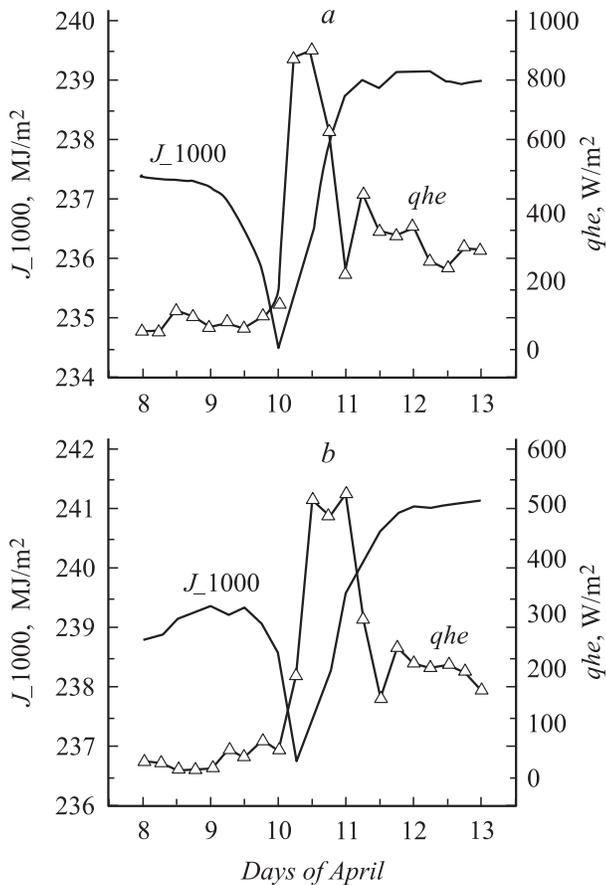


Рис. 4. Результаты сопоставления потоков суммарного тепла q_{he} и энтальпии АПС J_{1000} в период прохождения циклона 8–13 апреля 1990 г. в районах местоположения НИСП „Виктор Бугаев“ (a) и „Муссон“ (b).

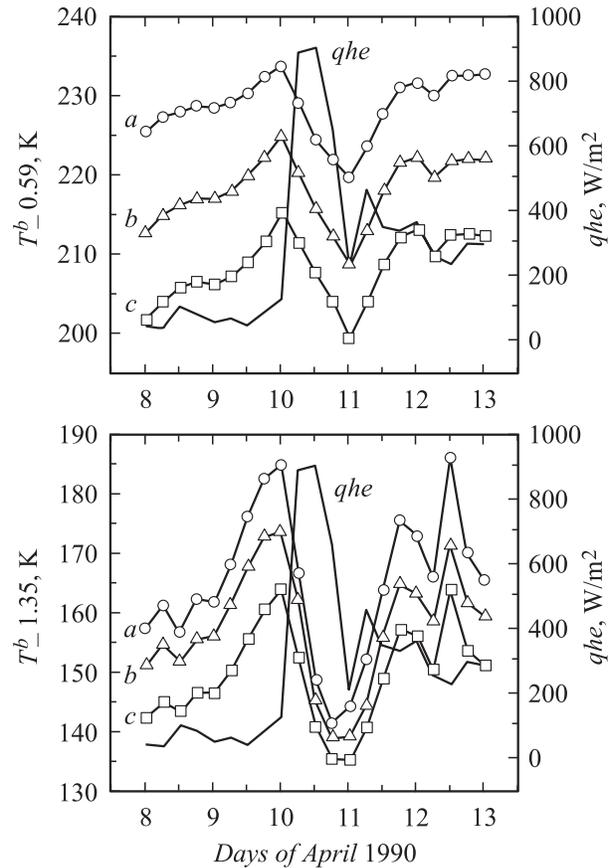


Рис. 5. Сопоставление потоков суммарного тепла q_{he} с оценками яркостной температуры СОА $T^b_{0.59}$ и $T^b_{1.35}$ в районе расположения НИСП „Виктор Бугаев“ с 8 по 13 апреля 1990 г.: имитация спутниковых (1), самолетных (2) и судовых (3) наблюдений.

жению) интегрального поглощения электромагнитных потоков и в соответствии с выражением (1) яркостной температуры СОА. Этот вывод основан на результатах сопоставления вариаций энтальпии (теплосодержания) атмосферного пограничного слоя, который испытывает регулярное влияние горизонтального переноса тепла и влаги, с вертикальными тепловыми потоками на границе раздела СОА и яркостной температурой системы.

В качестве примера на рис. 4 представлены результаты сопоставления оценок энтальпии атмосферного погранслоя, вычисленных на основе данных аэрологических зондирований на горизонтах 10, 100, 200, 300, 400, 500, 600, 900 и 1000 м с НИСП „Виктор Бугаев“ и „Муссон“, и потоков суммарного тепла в период прохождения мощного циклона (8–13 апреля 1990 г.) на стационарной фазе эксперимента АТЛАНТЭКС-90. Одновременно для этого же периода на рис. 5 приведены результаты сопоставления величин q_{he} , $T^b_{0.59}$ (яркостная температура на длине волны 5.9 мм) и $T^b_{1.35}$ (яркостная температура на длине волны 1.35 см) для НИСП „Виктор Бугаев“ и „Муссон“. Из результатов расчетов следует, что на увеличение потоков q_{he} поле собственного СВЧ излучения СОА реагирует снижени-

Таблица 2.

| Частота, GHz | Длина волны, cm | Поляризация (V/H) | Пространственное разрешение, km | Флуктуационная чувствительность, K |
|--------------|-----------------|-------------------|---------------------------------|------------------------------------|
| 19.35 | 1.55 | V, H | 43 × 69 | 0.7 |
| 22.235 | 1.35 | V | 40 × 60 | 0.7 |
| 37.0 | 0.81 | V, H | 29 × 37 | 0.4 |
| 85.5 | 0.35 | V, H | 13 × 15 | 0.8 |

Примечание. V (vertical) — вертикальная поляризация, H (horizontal) — горизонтальная.

ем яркостной температуры T^b и, наоборот, при уменьшении величины qhe величина T^b растет, что подтверждает результаты формального анализа, иллюстрируемые на рис. 3. Вариации ЯТ в этот период составляют в среднем 15–20 K на длине волны излучения 5.9 mm и 30–40 K на длине волны 1.35 cm, также отмечается задержка на 6–12 h отклика яркостной температуры на изменения тепловых потоков. Характер этого отклика на граничные значения тепловых потоков практически не зависит от того, где проводятся измерения: в приводном слое атмосферы, на верхней границе атмосферного пограничного слоя или в свободной атмосфере; яркостная температура в этих случаях различается лишь по абсолютной величине, подчиняясь следующей закономерности: чем выше уровень наблюдения, тем больше величина параметра T^b .

Основываясь на результатах анализа, проведенного в различных районах Северной Атлантики в различные периоды времени, можно определенно говорить, что вариации энтальпии атмосферного пограничного слоя, обусловленные горизонтальным переносом (адвекцией) тепла и влаги, управляют изменчивостью процессов тепловлагообмена между океаном и атмосферой и яркостной температурой COA, а также определяют их взаимосвязь на синоптических масштабах. Некоторые вопросы, такие как причина временной задержки отклика яркостной температуры COA на изменения теплового режима, вызванными факторами как горизонтального, так и вертикального тепла в приводном и пограничном слоях атмосферы, требуют отдельного рассмотрения. В настоящее время у нас имеется опыт решения подобных задач путем математического моделирования процессов вертикального переноса тепловых и электромагнитных потоков и анализа их взаимосвязи на суточных масштабах [7].

Результаты исследования взаимосвязи данных измерений радиометра SSM/I с тепловыми потоками

Многоканальный сканирующий радиометр SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) является наиболее ярким представителем спутниковых СВЧ радиометрических систем, эксплуатируемых в течение последних 13 лет в рамках метеорологической программы министерства обороны США (Defence Meteorological Satellite

Program — DMSP), предназначенной для долговременного мониторинга Земли в целях обеспечения вооруженных сил США глобальной метеорологической, океанографической и солнечно-геофизической оперативной информацией (в декабре 1992 г. данные DMSP были рассекречены и стали доступными для гражданского и научного сообщества). Оперативные спутники серии DMSP имеют солнечно-синхронную круговую орбиту с наклоном 98.8° и высотой около 850 km. В настоящее время в космосе функционируют шесть спутников этой серии (F-10, F-11, F-12, F-13, F-14 и F-15), имеющие срок активного существования 4 года.

Радиометр SSM/I ИСЗ серии DMSP представляет собой сканирующую семиканальную четырехчастотную систему (табл. 2), измеряющую яркостную температуру собственного СВЧ излучения COA в полосе обзора 1400 km и обеспечивающую глобальное покрытие Земли за трое суток, а неполное — за сутки [8].

Радиометр SSM/I являлся с 1987 г. и является по настоящее время одним из важнейших инструментов метеорологического зондирования атмосферы и земной поверхности с ИСЗ F-08, F-10–F-15. Радиометр SSM/I ИСЗ F-08 представляет в нашем исследовании особый интерес, так как он был единственным спутниковым средством СВЧ радиометрического мониторинга океана в 1988 и 1990 г., когда проводились эксперименты НЬЮФАЭК-88 и АТЛАНТЭК-90.

На рис. 6 представлены результаты сопоставления судовых оценок потоков суммарного тепла qhe и импульса qv , зафиксированных на стационарной фазе эксперимента АТЛАНТЭК-90, и их спутниковыми оценками, полученными в виде линейных комбинаций данных измерений яркостной температуры различными каналами радиометра SSM/I, которые несут информацию преимущественно об общем содержании водяного пара в атмосфере (канал 22V), интегральном водозапасае облаков (37V, H), скорости приводного ветра (19V, H). При слабой облачности яркостная температура канала 22V уже сама по себе является хорошей количественной характеристикой тепловых потоков, однако в общем случае необходимо дополнительно использовать данные измерений каналов 37V, H, которые позволяют учитывать влияние облачности.

Несмотря на значительные количественные и даже качественные различия процессов теплового взаимодействия океана и атмосферы в исследованных районах

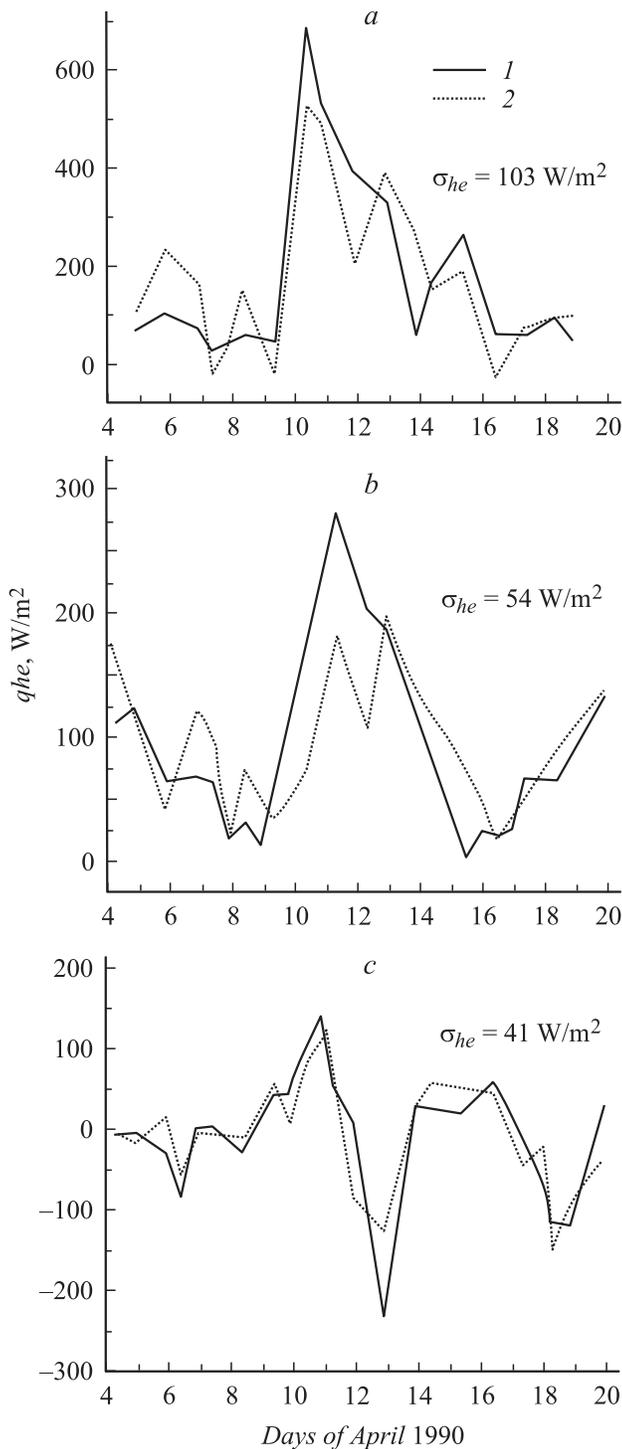


Рис. 6. Результаты сопоставления потоков суммарного тепла q_{he} и импульса qv (1) с их оценками (2), полученными с помощью линейных регрессий с данными измерений каналов радиометра SSM/122V, 37V,H и 19V,H,37V,H соответственно. *a* — НИСП „Виктор Бугаев“, *b* — НИСП „Муссон“, *c* — НИСП „Волна“.

Ньюфаундлендской энергоактивной зоны Северной Атлантики отмечается хорошее согласие между судовыми и спутниковыми оценками параметров q_{he} . Коэффициен-

ты корреляции r между тепловыми потоками и их спутниковыми СВЧ радиометрическими оценками достигают значений 0.85 для НИСП „Виктор Бугаев“, 0.73 для НИСП „Муссон“ и 0.84 для НИСП „Волна“. Отношение величин среднеквадратической разности (невязки) σ_{he} между значениями потоков, зафиксированных в судовых измерениях и их дистанционными оценками к максимальным значениям естественных вариаций потоков колеблется от 12 (НИСП „Волна“) до 19% („Муссон“).

Отмечается также тесная взаимосвязь судовых оценок потоков суммарного тепла и в более высоких широтах океана — точке *M* Норвежско-Гренландской ЭАЗО (материалы предоставлены Йоргом Шульцем из Центра дистанционного зондирования Германии) со спутниковыми оценками, полученными с помощью линейных регрессий с данными одновременных измерений каналов 22V, 37V, H и 19V радиометра SSM/I спутника F-08 (рис. 7).

Об устойчивости соотношений между потоками суммарного тепла и их спутниковыми оценками, построенными с помощью линейных регрессий с данными измерений каналов 22V, 37V, H и 19.35V радиометра

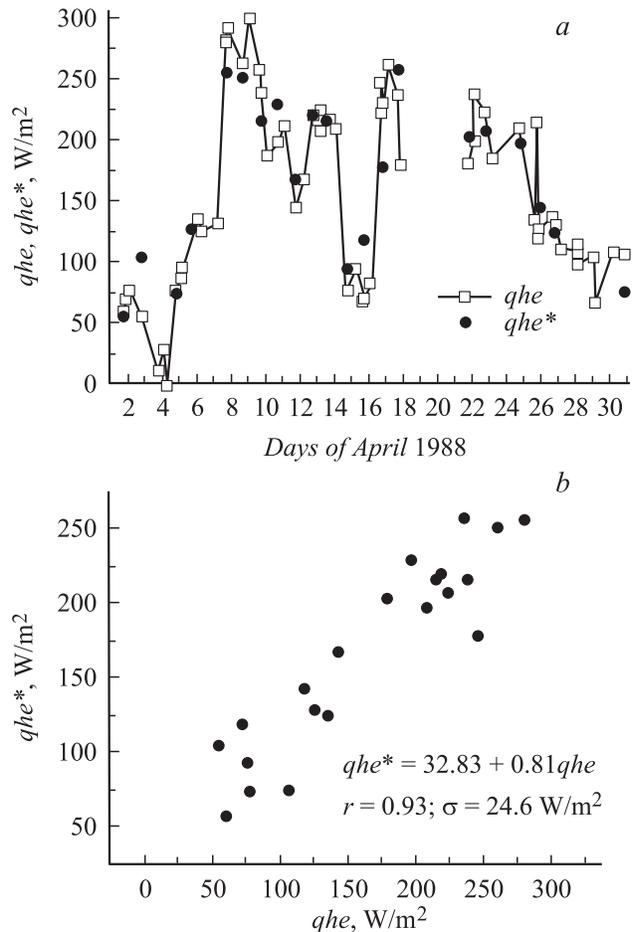


Рис. 7. Сопоставление данных прямых (судовых) q_{he} и спутниковых оценок потоков суммарного тепла q_{he}^* в точке *M* Северной Атлантики: *a* — вариации параметров q_{he} и q_{he}^* в апреле 1988 г., *b* — линейная регрессия между параметрами q_{he} и q_{he}^* .

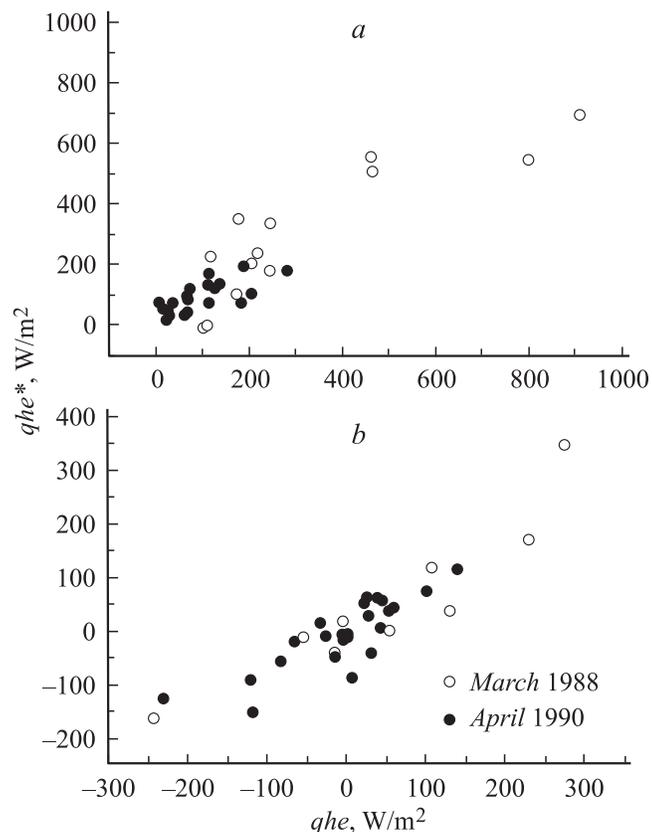


Рис. 8. Результаты сопоставления прямых измерений потоков суммарного тепла q_{he} и их спутниковых оценок q_{he}^* в районах расположения НИСП „Муссон“ (а), „Волна“ (б) на стационарных фазах экспериментов НЬЮФАЭК-88 и АТЛАНТЭК-90.

SSM/I спутника F-08, свидетельствуют результаты сопоставления параметров q_{he} и q_{he}^* , зафиксированных на стационарных фазах экспериментов НЬЮФАЭК-88 и АТЛАНТЭК-90, практически в одних и тех же районах Ньюфаундлендской ЭАЗО, но с двухлетним сдвигом во времени (рис. 8).

Заключение

Яркостная температура собственного СВЧ излучения СОА, измеряемая с ИСЗ в областях резонансного поглощения водяного пара (1.35 см) и молекулярного кислорода атмосферы (5 мм), позволяет количественно оценивать интенсивность вертикальных турбулентных потоков явного и скрытого тепла в „пленочном“ для спутниковых масштабов — приводном слое воздуха на различных временных интервалах. „Мостиками“, связывающими интегральные потоки излучения в СОА с потоками тепла и влаги на границе раздела океана и атмосферы, являются влажностные и температурные характеристики атмосферы.

Связь яркостной температуры СОА с интенсивностью вертикальных турбулентных потоков на границе раздела

в средних и высоких широтах океана формируется главным образом за счет горизонтальных движений (адвекции) тепла и влаги в пограничном слое атмосферы. Именно благодаря этому эффекту наблюдается прямая (непосредственная) связь яркостной температуры СОА с граничными значениями тепловых потоков.

При выполнении данной работы использованы результаты, полученные ранее в рамках контракта NAS15-10110 между Российским космическим агентством и НАСА. Неоценимую помощь в исследовании сыграли архивные данные судовых измерений, полученные в экспериментах НЬЮФАЭК-88 и АТЛАНТЭК-90, и спутниковые архивы многолетних СВЧ радиометрических измерений с ИСЗ DMSR, переданные Маршалльским центром космических полетов (MSFC).

Автор искренне благодарен А.А. Мильшину, Н.К. Шелобановой (ИРЭ РАН), С.К. Гулеву (ИО РАН) за помощь в проведенных исследованиях.

Список литературы

- [1] Liu W.T. // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93. N 6. P. 6749–6760.
- [2] Гранков А.Г. // Изв. АН СССР. Физика атм. и океана. 1992. Т. 28. № 12. С. 1189–1196.
- [3] Гранков А.Г., Новичихин Е.П. // Метеорология и гидрология. 1997. № 1. С. 81–90.
- [4] Гулев С.К., Колинко А.В., Ланно С.С. Синоптическое взаимодействие океана и атмосферы в средних широтах. СПб.: Гидрометеоздат, 1994. 320 с.
- [5] Гулев С.К., Иванов Ю.А., Колинко А.В. и др. // Метеорология и гидрология. 1992. № 5. С. 51–61.
- [6] Расчет турбулентных потоков тепла, влаги, количества движения над морем. Методические указания. Л.: ГГО, 1981. 56 с.
- [7] Гранков А.Г., Реснянский Ю.Д. // Метеорология и гидрология. 1997. № 11. С. 78–89.
- [8] Hollinger P.H., Peirce J.L., Poe G.A. // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 1990. Vol. 28 (5). P. 781–790.