

И.Е. Козлов, А.С. Аверкиев, Д.В. Густоев

НАБЛЮДЕНИЕ ТЕРМИЧЕСКИХ ФРОНТОВ В РАЙОНЕ ГУСИНОЙ БАНКИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ НА ОСНОВЕ СПУТНИКОВЫХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ДАННЫХ

I.E. Kozlov, A.S. Averkiev, D.V. Gustoev

SATELLITE RADAR OBSERVATIONS OF OCEANIC THERMAL FRONTS IN THE GOOSE BANK REGION OF THE BARENTS SEA

Проведен анализ проявлений термических фронтов в спутниковых снимках радара с синтезированной апертурой (РСА) района Гусиной банки Баренцева моря. Относительно холодные участки моря проявляются в РСА-снимках в виде темных областей пониженного РЛ рассеяния. Модельные расчеты показали, что изменение стратификации атмосферного погранслоя над фронтом является основным механизмом проявлений фронта в РЛ снимках. Приведенный в работе подход к анализу спутниковых РЛ данных может быть использован для наблюдения термических фронтов (их местоположения и перепадов температуры через фронт) в условиях облачности.

Ключевые слова: дистанционные наблюдения океана, радиолокационная съемка морской поверхности, морской термический фронт, трансформация атмосферного погранслоя над термическим фронтом, Гусиная банка, Баренцево море.

The analysis of sea thermal fronts manifestation in satellite synthetic aperture radar (SAR) images of the Barents Sea Goose Bank region is presented. Relatively cold surface waters are manifested in SAR images as dark regions of low radar backscatter. Model calculations have shown that change of atmosphere boundary layer stratification above the front is the main mechanism leading to its manifestation in radar images. Presented approach for the analysis of SAR data may be used for thermal front observations (location of the front, sea surface temperature drop over the front) under cloudy conditions.

Keywords: ocean remote sensing, SAR imaging of sea surface, sea thermal front, atmosphere boundary layer transformation over a thermal front, the Goose Bank, the Barents Sea.

Введение

Задача наблюдения фронтальных разделов в море имеет большое прикладное значение. На протяжении более тридцати лет она успешно решается на основе использования спутниковых сенсоров оптического диапазона. Стандартными спутниковыми продуктами в этом диапазоне электромагнитного спектра являются карты температуры поверхности моря (ТПМ) в ИК диапазоне и концентраций хлорофилла-А (хл-А) в видимом диапазоне, позволяющие определять местоположение термических фронтов и продуктивных зон различных масштабов. Очень часто положение тех и других является взаимосвязанным. Так на примере спутниковых наблюдений акватории Баренцева моря в работе [2] отмечалось, что области скопления фитопланктона в летний период обычно соответствуют более теплым атлантическим водам.

Существенным ограничением для наблюдения за морской поверхностью из космоса в оптическом диапазоне может быть наличие облачности, характерное в целом для Арктического региона и, в частности, для акватории Баренцева моря. В этой связи дополнительным источником информации о состоянии поверхности моря, в том числе о наличии термических фронтов (их положении и величине перепада ТПМ через фронт) различного масштаба, могут служить данные спутниковых радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА), не зависящие от условий облачности и освещенности.

Возможности РСА «наблюдать» неоднородности ТПМ были подтверждены в ряде исследований [3, 5, 11]. Считается, что одним из основных механизмов, ответственных за проявление температурных неоднородностей в радиолокационных изображениях (РЛИ) поверхности моря, является уменьшение (увеличение) шероховатости морской поверхности, вызванной падением ветровых напряжений над холодным (теплым) фронтом при трансформации атмосферного погранслоя (АПС) [6, 8].

Помимо температурных неоднородностей, причиной контрастов РЛ сигнала в спутниковых снимках может быть естественная изменчивость поля ветра, маскирующая влияние подстилающей поверхности [3]. В связи с этим обнаружение и анализ неоднородностей поля ТПМ в РЛИ является нерешенной задачей.

В данной работе проводится анализ и интерпретация проявления термических фронтов в РЛ снимках Баренцева моря в районе Гусиной банки в июле-августе 2004 г. Для этого РЛ изображения совместно с ИК данными о поверхностной температуре анализируются в рамках модели трансформации атмосферного погранслоя (АПС) над термическим фронтом, объединенной с эмпирической моделью CMOD4 [10], связывающей величину обратного рассеяния РЛ сигнала со скоростью приводного ветра (и наоборот). В рамках данного подхода на основе РЛ данных проводится оценка перепада ТПМ через фронт в условиях облачности.

1. Спутниковые наблюдения

Для анализа РЛ проявлений неоднородностей поля ТПМ, вызванных наличием фронтальных разделов в юго-восточной части Баренцева моря в июле-августе 2004 г., были использованы РЛИ Envisat ASAR с пространственным разрешением 25 и 150 м на ВВ поляризации. Поля ТПМ и концентраций хл-А, использованные в работе, восстанавливались по данным Aqua MODIS с пространственным разрешением ~1 км. Для проведения модельных расчетов нами также использовались данные о поле приводного ветра, полученные на основе РСА снимков и данных спутникового скаттерометра QuikSCAT.

На рис. 1 представлены поля ТПМ и хл-А, полученные на основе снимка Aqua MODIS от 9 июля 2004 г. в 07:55 UTC для юго-восточной части Баренцева моря. Для удобства на карту ТПМ (рис. 1, *a*) нанесена изобата 50 м, показывающая примерное местоположение Гусиной банки. Основная особенность по-

ля ТПМ на изображении – наличие нескольких фронтальных разделов, связанных с границами основных водных масс в районе, – относительно холодных баренцевоморских вод ($6\text{--}8\text{ }^{\circ}\text{C}$) в верхней части изображения, граничащих на западе с более теплыми атлантическими водами ($9\text{--}10\text{ }^{\circ}\text{C}$) и на востоке – с прибрежными новоземельскими водами ($>9,5\text{ }^{\circ}\text{C}$). Достаточно резкий термический фронт располагается вблизи Гусиной банки. Над самим мелководьем наблюдаются относительно низкие значения ТПМ около $6,5\text{--}7^{\circ}\text{C}$.

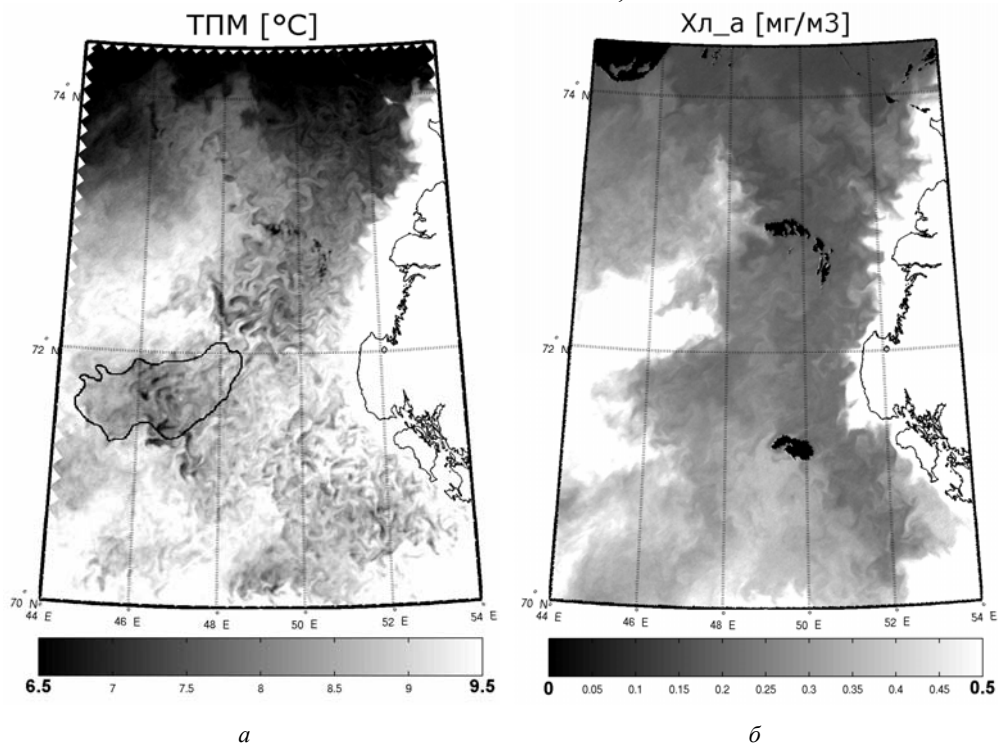


Рис. 1. Поля ТПМ и хл-А: *a* – полученное на основе снимка Aqua MODIS от 9 июля 2004 г. (07:55 UTC); *б* – концентраций хлорофилла-А, рассчитанных на основе того же снимка Aqua MODIS. © NASA

Поле концентраций хл-А представлено на рис. 1, *б*. Из рис.1 видно, что области более высоких (низких) концентраций хл-А, $>0,5\text{ мг/м}^3$ ($0,1\text{--}0,3\text{ мг/м}^3$), соответствуют более теплым (холодным) водам. Для обоих полей на рис.1 характерно наличие большого числа суб- и мезомасштабных вихрей циклонического характера, выделяющихся за счет перепадов значений ТПМ и концентраций хл-А. Отметим, что подобные структуры регулярно наблюдаются в спутниковых снимках данного района. В целом положение основных фронтальных разделов в этой части моря одинаково хорошо выделяется как в поле ТПМ, так и в поле концентраций хл-А. Ниже детальнее рассмотрим проявление температурных неоднородностей в РЛ снимках морской поверхности.

На рис. 2, *а* приведен увеличенный фрагмент поля ТПМ Aqua MODIS, показанного выше, с обозначением района РЛ съемки и положением Гусиной банки (изобата 50 м) темным цветом. На рис. 2, *б* показаны два совмещенных РЛ снимка Envisat ASAR, полученных в 07:59 UTC 9 июля 2004 г. Поле РЛ сигнала представлено в виде относительных контрастов удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) $K_{\sigma^{\circ}} = (\sigma^{\circ} - \overline{\sigma^{\circ}}) / \overline{\sigma^{\circ}}$, где $\overline{\sigma^{\circ}}$ – величина УЭПР, осредненная в азимутальном направлении во избежание зависимости РЛ сигнала от геометрии наблюдений.

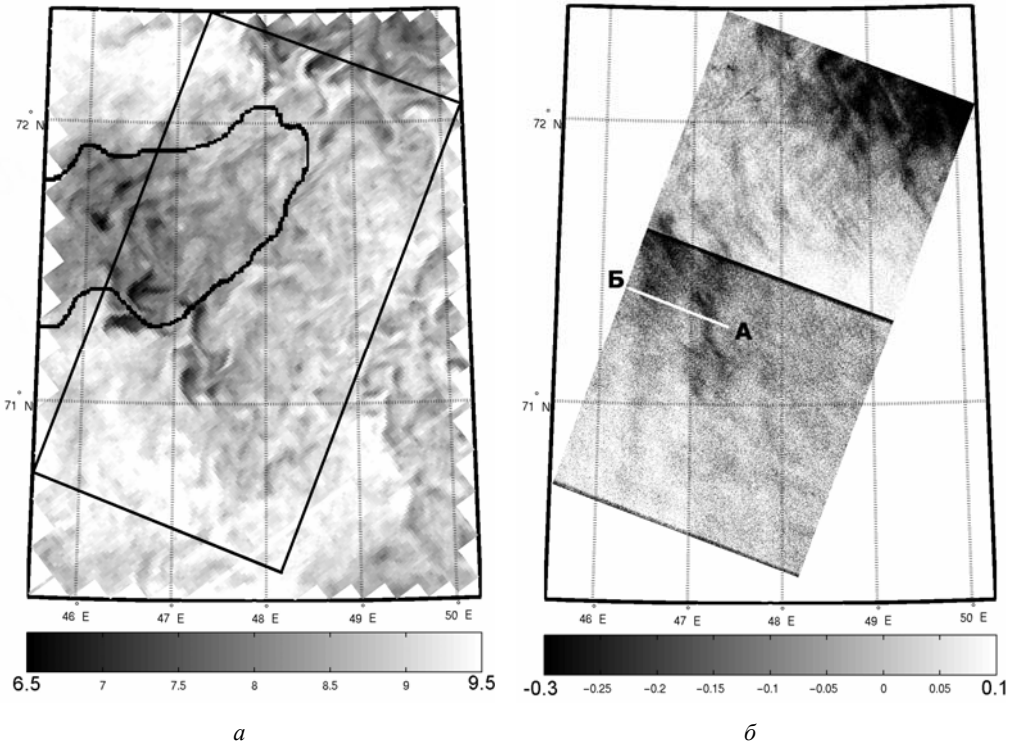


Рис. 2. Увеличенный фрагмент поля ТПМ (*а*) и совмещенные РЛ снимки (*б*)

Из рис. 2 видно, что РЛИ в основном покрывают центральную и восточную части Гусиной банки (см. рис. 1, *а*). Основной особенностью РЛ снимка на рис. 2, *б* является наличие двух темных участков пятнистой структуры в центральной и верхней частях изображения. Отмеченные темные участки соответствуют положению относительно холодных субмезомасштабных вихревых образований над мелководьем Гусиной банкой и ее южным и северным склонами. При этом наиболее высокие РЛ контрасты соответствуют более высоким перепадам в поле ТПМ, а минимальные значения ТПМ соответствуют наиболее темным участкам в РЛ снимке. Общая взаимосвязь между полями ТПМ и УЭПР (в дБ)

радиосигнала, представленных на рис. 2, проиллюстрирована диаграммой рассеяния на рис. 3.

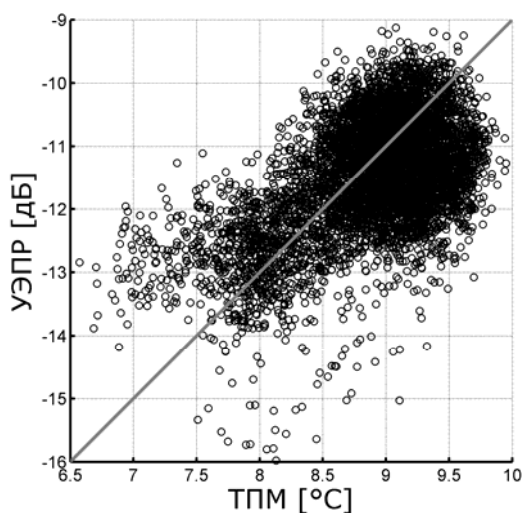


Рис. 3. Диаграмма рассеяния величин ТПМ и УЭПР для спутниковых снимков, показанных на рис. 2

Из рис. 3 отчетливо видно, что между указанными параметрами существует линейная связь, коэффициент корреляции между ними составил $R = 0,53$. В то же время значительный разброс точек на диаграмме рассеяния свидетельствует о влиянии на УЭПР неоднородностей в поле приводного ветра, связанных с естественной изменчивостью атмосферы [3].

Таким образом, предварительный анализ ИК и РЛ снимков позволяет заключить, что области пониженного РЛ рассеяния в данном случае являются проявлением холодного морского фронта. Более детальный анализ РЛ изображений представлен ниже.

2. Анализ проявлений термического фронта в РЛ снимках морской поверхности

В данном разделе проанализируем показанные на рис. 2 РЛ проявления холодного фронта на основе модельного блока – модели трансформации АПС над неоднородностями поля поверхностной температуры, определяющей изменения приводного ветра над фронтом, и эмпирической модели СМ0D4, связывающей величину обратного рассеяния РЛ сигнала со скоростью приводного ветра.

2.1. Краткое описание модели трансформации АПС над фронтом

Изменения поля ТПМ через фронт могут оказывать влияние на условия стратификации приводного слоя атмосферы и, следовательно, скорость приводного ветра и поверхностные ветровые напряжения [8]. Последние определяют форму спектра коротких ветровых волн, а следовательно, и величину обратного

рассеяния радиосигнала. Как было показано в [5, 6, 8, 11], увеличение уровня обратного рассеяния обычно происходит на теплой стороне фронта, а его снижение – на холодной.

Для оценки влияния трансформации АПС над температурным фронтом на обратное рассеяние радиосигнала, мы будем предполагать, что: 1) масштаб пространственных изменений скорости геострофического ветра и температуры свободной атмосферы на высоте около 1 км намного превосходит пространственные масштабы фронта и 2) вертикальная структура АПС над фронтом близка к равновесному состоянию. Последнее предполагает, что мы игнорируем стадию приспособления АПС к “новой” ТПМ на подветренной стороне фронта и принимаем, что в каждой точке фронта АПС локально адаптирован к значениям ТПМ во фронте.

В этом случае для планетарного погранслоя закон сопротивления, связывающий динамическую скорость у поверхности воды со скоростью геострофического ветра и параметром стратификации, имеет вид:

$$\frac{\kappa \mathbf{G}}{\mathbf{u}_*} = \ln(\kappa u_* / f z_0) - B(\mu) - iA(\mu), \quad (2.1)$$

где $\kappa = 0,4$ – постоянная Кармана; μ – параметр стратификации; f – параметр Кориолиса; $\mathbf{G} = G \exp(i\varphi_G)$ – комплексная скорость геострофического ветра с направлением φ_G ; $\mathbf{u}_* = u_* \exp(i\varphi_w)$ – комплексная скорость трения у морской поверхности; φ_w – направление приводного ветра; $A(\mu)$ и $B(\mu)$ – некоторые универсальные безразмерные функции для планетарного АПС; z_0 – параметр шероховатости, являющийся суммой параметра шероховатости для гидродинамически гладкой и шероховатой поверхностей [9]:

$$z_0 = 0,1\nu / u_* + 0,015g / u_*^2, \quad (2.2)$$

где ν – кинематический коэффициент вязкости воздуха; g – ускорение свободного падения. Для практических приложений параметр стратификации μ – может быть оценен как:

$$\mu = \kappa^2 (g/T_K)(\theta_a - \theta_s) / fG, \quad (2.3)$$

где θ_a – потенциальная температура на верхней границе планетарного АПС; θ_s – температура поверхности моря; (g/T_K) – параметр плавучести; $T_K = 300$ К – средняя температура АПС.

В данной работе вид универсальных функций $A(\mu)$ и $B(\mu)$ определен на основе двухслойной модели планетарного погранслоя, предложенной в [7]. Определяя скорость трения из закона сопротивления (3.1), выражение для скорости ветра U_{10} на высоте 10 м (которая далее используется нами в качестве входного параметра для расчета обратного рассеяния радиосигнала по модели CMOD4) имеет вид:

$$U_{10} = u_* / \kappa \cdot \ln(10 / z_0). \quad (2.4)$$

Таким образом, соотношения (2.1) и (2.4) определяют динамическую скорость и скорость ветра на заданном горизонте для заданных параметров свободной атмосферы (G and θ_a) и изменяющейся в пространстве ТПМ θ_s .

Процедура модельных расчетов была организована следующим образом:

- Для начала определяем среднюю фоновую скорость и направление ветра U_{10} на наветренной части фронта по данным скаттерометра QuikSCAT или РСА-снимку.

- Далее используем эту скорость ветра для расчета динамической скорости $\bar{u}_* = C_d^{1/2} U_{10}$, где коэффициент сопротивления определен как $C_d = [\kappa / \ln(10 / z_0)]^2$.

- Поле геострофического ветра находится из закона сопротивления (2.1), где потенциальная температура на верхней границе планетарного погранслоя θ_a предполагается равной средней температуре морской поверхности на наветренной части фронта $\bar{\theta}_s$, то есть предполагается, что стратификация АПС близка к нейтральной.

- Далее значения геострофического ветра и температуры воздуха θ_a , а также вариации ТПМ $\theta_s(x)$ через фронт, например, вдоль сечения А-Б (рис. 2, б) используются в качестве входных параметров для расчета поля динамической скорости $u_*(x)$ на основе уравнений (2.1) и (2.3).

В итоге на основе соотношения (2.4) рассчитывается скорость ветра на высоте 10 м, которая далее используется для расчета обратного рассеяния радиосигнала на основе модели CMOD4.

2.2. Результаты наблюдения термического фронта в РЛИ

На рис. 4 показаны изменения ТПМ и РЛ сигнала вдоль сечения А-Б, проведенного вдоль направления ветра (ЮВ) и отмеченного белой линией на рис. 2, б. Перепад температуры через фронт составил 1,5–2 °С. Наблюдаемое изменение РЛ сигнала $\Delta\sigma^\circ = \sigma^\circ - \sigma^\circ$ (дБ), соответствующее этому перепаду ТПМ, составило 1–1,3 дБ. Согласно данным скаттерометра QuikSCAT, поле приводного ветра в районе РЛ съемки характеризовалось скоростью ветра 4–5 м/с с меняющимся направлением ветра от восточного к южному. Для проведения модельных расчетов скорость ветра на наветренной стороне фронта была уточнена на основе модели CMOD4 и составила ~4,5 м/с.

На рис. 4, б приведены модельные значения величины $\Delta\sigma^\circ$ для реального распределения температуры воды (рис. 4, а), нейтральной стратификации ($\theta_a = \bar{\theta}_s = 9$ °С) набегающего ветрового потока со скоростью $U_{10} = 4,5$ м/с и трех

значений направления ветра – В ($\alpha = 200^\circ$), ЮВ ($\alpha = 155^\circ$), Ю ($\alpha = 110^\circ$), где α – угол между направлением дальности радиолокатора и направлением ветра.

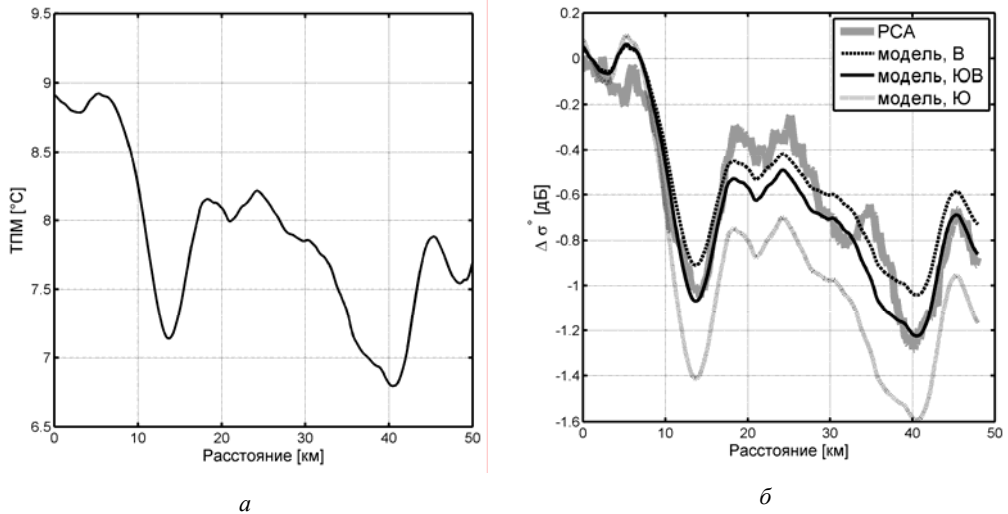


Рис. 4. Пространственные изменения вдоль сечения А-Б, показанного на рис. 2, б: а – поверхностной температуры, б – наблюдаемого контраста радиосигнала (серая жирная линия) и рассчитанного по модели для трех значений направления ветра на наветренной части фронта, В ($\alpha = 200^\circ$) – штриховая линия, ЮВ ($\alpha = 155^\circ$) – черная сплошная линия, Ю ($\alpha = 110^\circ$) – пунктир

Как видно, модельные расчеты согласуются с наблюдениями на качественном и количественном уровне, что позволяет сделать вывод об определяющем влиянии стратификации АПС на формирование РЛ проявлений температурного фронта. При этом величина модельного РЛ контраста при заданной скорости ветра существенно зависит от направления ветра относительно направления дальности радиолокатора. Так наилучшее соответствие между моделью и наблюдениями получено для ЮВ ветра. Отметим, что указанное направление было выбрано нами исходя из визуального анализа т.н. «ветровых полос» на РЛИ. В данном случае модель полностью воспроизводит наблюдаемое падение РЛ сигнала через фронт. Незначительные расхождения наблюдаются для подветренной части фронта. При неточном задании направления ветра модель качественно воспроизводит вариации РЛ сигнала через фронт, но может количественно недооценивать (для восточного ветра) или переоценивать (для южного ветра) величину РЛ контраста.

Теперь, используя тот же модельный блок, определим перепад ТПМ через фронт на основе РЛ снимка для условий, когда информация о поверхностной температуре отсутствует из-за облачности. На рис. 5 представлен фрагмент поля относительных РЛ контрастов K_{σ} . РЛИ Envisat ASAR от 26 августа 2004 г. (17:43 UTC). Метеорологическая обстановка на момент РЛ съемки характеризовалась средней скоростью ветра 10 м/с северного направления. Основная осо-

бенность РЛ снимка – темные области пятнистой структуры, схожие по своему характеру с холодными циклоническим вихревыми образованиями, наблюдавшимися в поле ТПМ 9 июля 2004 г. на рис. 2, *a*.

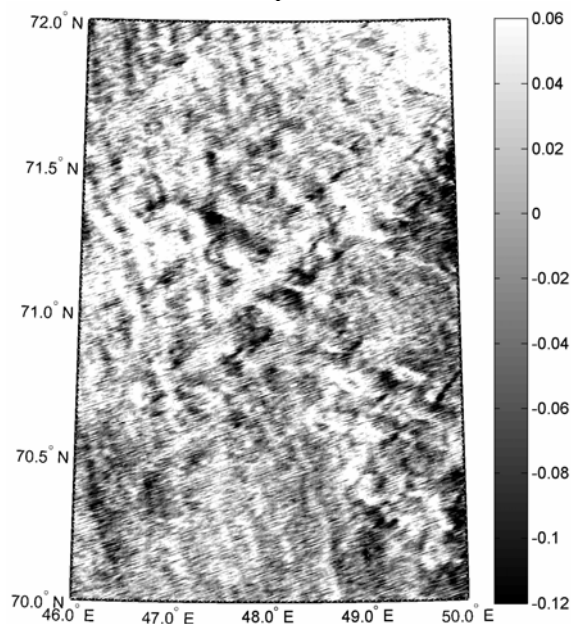


Рис. 5. Фрагмент РЛ снимка Envisat ASAR от 26 августа 2004 г. (17:43 UTC). ©ESA

Поскольку масштабы отмеченных в РЛИ неоднородностей (10–30 км) существенно меньше масштабов естественной изменчивости поля ветра, будем предполагать, что они связаны с выходом относительно холодных вод на поверхность. Средний РЛ контраст этих структур составил 0,5–1 дБ. Согласно модели при ветре 10 м/с северного направления и нейтральной стратификации набегающего ветрового потока указанная величина РЛ контраста достигается при изменении ТПМ через фронт на 1–3,5 °С. Данная оценка количественно согласуется с вариациями ТПМ в данном районе, например, вдоль сечения на рис. 4, *a*; судовыми наблюдениями за период 20–30 августа 2004 г. [4] и результатами численного моделирования [2] (здесь не приводятся).

Заключение

На основе совместного анализа спутниковых ИК и РЛ данных для района Гусиной банки Баренцева моря показано, что термические фронты могут эффективно наблюдаться в РЛ снимках морской поверхности. Холодные вихревые образования над мелководьем Гусиной банкой и ее южным и северным склонами проявляются в РЛ снимках в виде темных участков, связанных с пониженным уровнем обратного рассеяния радиосигнала. Этот эффект, по-видимому, связан с трансформацией АПС над холодным фронтом, когда стратификация

набегающего ветрового потока становится более устойчивой, что приводит к падению приводного ветра и обратного рассеяния РЛ сигнала.

Анализ РЛИ в рамках модели трансформации АПС над неоднородностями поля поверхностной температуры подтвердил высказанное предположение. Проведенные модельные расчеты для реального распределения поверхностной температуры показали качественное и количественное согласие с РЛ наблюдениями. При этом величина модельного РЛ контраста при заданной скорости ветра существенно зависела от направления ветра относительно направления дальности радиолокатора.

На основе использованного в работе модельного блока также проведена оценка изменений поверхностной температуры через фронт при отсутствии спутниковых данных о ТПМ из-за облачности. Модельные оценки величины перепада ТПМ через фронт количественно согласуются со спутниковыми наблюдениями в безоблачных условиях, а также судовыми измерениями и результатами численного моделирования. Таким образом, приведенный в работе подход к анализу спутниковых РЛ изображений может быть эффективно использован для наблюдения за термическими фронтами в море, определения их местоположения и величины перепада поверхностной температуры через фронт в условиях облачности.

Литература

1. *Аверкиев А.С., Густоев Д.В., Карпова И.П.* Гидрофизические структуры и биолого-промысловые скопления в Баренцевом море // Мат-лы Междунар. научно-технич. конф. «Актуальные проблемы освоения биологических ресурсов Мирового океана». – Владивосток: Дальрыбвтуз, 2010, с. 191-194.
2. *Аверкиев А.С., Клеванный К.А.* Моделирование течений в Баренцевом море в связи с освоением Штокмановского газоконденсатного месторождения // Метеорология и гидрология, 2010, № 11, с. 44-56.
3. *Кудрявцев В.Н., Малиновский В.В., Родин А.В.* Проявления температурных фронтов в радиолокационных изображениях океана // Исслед. Земли из космоса, 1999, № 6, с. 16-26.
4. Anon. Survey report from the joint Norwegian/Russian ecosystem survey in the Barents Sea August-October 2004 (vol. 1). IMR/PINRO Joint Report Series, No.3/2004. ISSN 1502-8828. 70, pp, 2004.
5. *Askari, F., Geernaert, G. L., Keller, W. C., et al.* Radar imaging of thermal fronts. Int. J. Remote Sens. 14, 275-294, 1993.
6. *Beal, R., Kudryavtsev, V., Thompson, D., et al.* The influence of the marine atmospheric boundary layer on ERS-1 synthetic aperture radar imagery of the Gulf Stream. J. Geophys. Res. 102(C3), 5799-5814, 1997.
7. *Brown, R.* On two layer models and the similarity functions for the PBL. Boundary Layer Meteorol. 24, 451-463, 1982.
8. *Kudryavtsev, V.N., Grodsky, S.A., Dulov, V.A. and Malinovsky, V.V.* Observations of atmospheric boundary layer evolution above the Gulf Stream frontal zone. Boundary-Layer Meteorol. 79, 51-82, 1996.
9. *Smith, S.D.* Coefficients for the sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. J. Geophys. Res. 93, 15467-15472, 1988.
10. *Stoffelen, A., Anderson, D.* Scatterometer data interpretation: Estimation and validation of the transfer function CMOD4. J. Geophys. Res. 102(C3), 5767-5780, 1997.
11. *Weissmann, D.E., Tompson, T. W., Legeckis, R.* Modulation of sea surface radar cross section by surface stress: wind speed and temperature effects across the Gulf Stream. J. Geophys. Res. 85(C9), 5032-5042, 1980.

Работа выполнена при поддержке Норвежского исследовательского совета в рамках проекта MAREBASE № ES4303333; Министерства образования и науки РФ в рамках стипендии Президента РФ для обучения за рубежом студентов и аспирантов российских вузов в 2010/2011 учебном году.