

## Радиометрия L-диапазона как средство дистанционного зондирования морской поверхности

М.В. Данилычев, Б.Г. Кутуза, А.В. Мошков

Институт радиотехники и электроники им. В.А.Котельникова РАН, 125009, Россия, Москва, ул. Моховая, 11/7 E-mail: dan@cplire.ru, kutuza@cplire.ru, omxela@rambler.ru

Дается численная оценка факторов, влияющих на формирование собственной радиояркой температуры морской поверхности в L-диапазоне. Полученные результаты позволяют более осознанно подходить к конструированию аппаратуры, выбору режимов работы и разработке достаточной версии рабочих алгоритмов.

Numerical estimations of the factors influencing the formation of sea surface L-band brightness temperature are given. The results obtained allow a more conscientious approach to the design of equipment, the choice of operation modes and development of pre-launch version of processing algorithms.

В основе спутниковой технологии дистанционного зондирования солености вод Мирового океана лежит использование возможностей радиометрии дециметрового диапазона радиоволн. Фактически используемый для этих целей частотный поддиапазон простирается от 1 до 2 ГГц (длины волн от 15 до 30 см), носит название L-диапазон, и имеет свои индивидуальные особенности, которые необходимо учитывать при выборе схемы измерения, разработке конструкции радиометрического комплекса и алгоритма обработки данных. Для измерения с орбиты обычно используют вполне определенную полосу в L-диапазоне, а именно - небольшое окно шириной ~27 МГц вблизи центральной частоты 1,413 ГГц (длина волны ~21,3 см). Это окно ранее было выделено для нужд радиоастрономии и, с точки зрения дистанционного зондирования Земли, оно является разумным компромиссом, который учитывает уровень чувствительности к параметру солености, величину естественных атмосферных и разного рода антропогенных возмущающих помех, возможность достижения приемлемого пространственного разрешения.

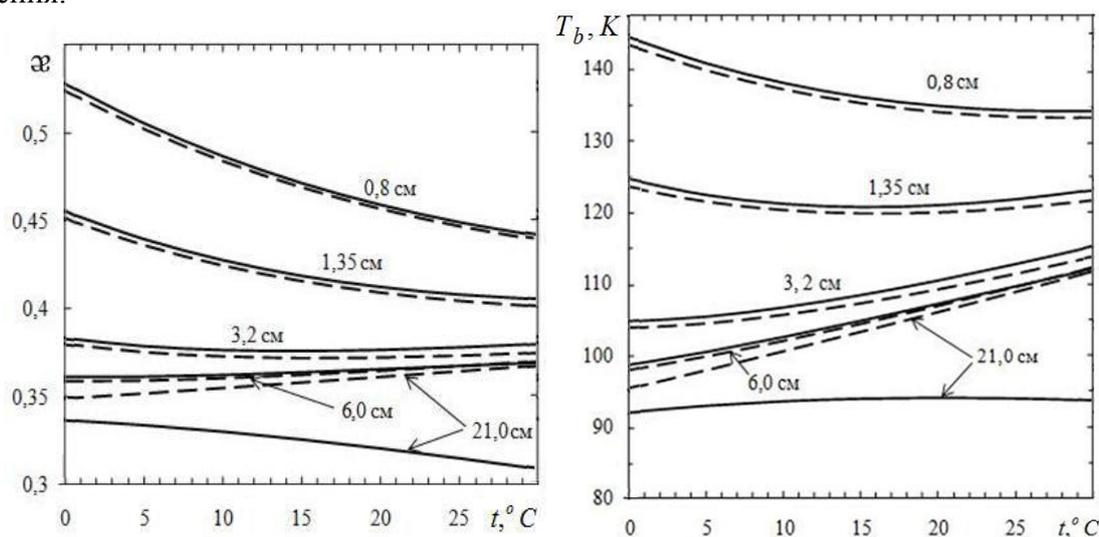
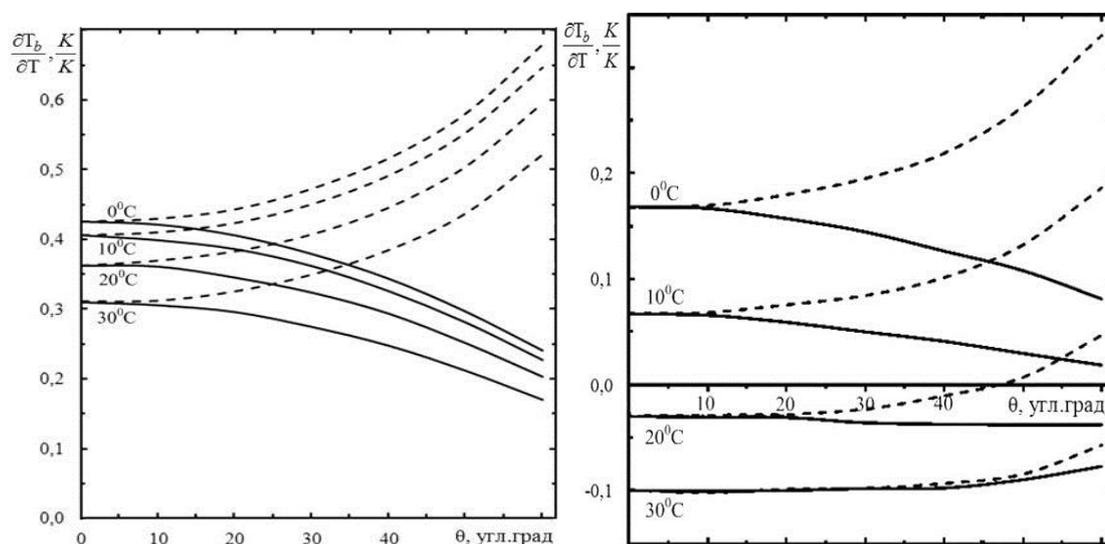


Рис.1. Коэффициент излучения  $\alpha$  и собственная радиояркая температура  $T_b$  гладкой и однородной водной поверхности как функции ее термодинамической температуры  $t$  при наблюдении в надир вблизи поверхности (пресная вода – пунктир, соленая ( $s_w = 35\%$ ) - сплошные линии).

В указанной полосе чувствительность радиояркой температуры к изменению параметра солености, т.е. величина  $\partial T_b / \partial S_w$ , отрицательна по знаку, а по абсолютному значению значительно превышает аналогичные показатели сантиметрового и миллиметрового диапазонов (см. рис.1.). При построении радиационно-геофизической модели и соответствующих алгоритмов необходимо также учитывать влияние температуры поверхности, параметров поверхностного волнения, вклад атмосферных и космических источников, наличие угловых особенностей. Кроме этого, с ростом длины волны излучения, начинает все сильнее проявляться действие эффекта Фарадея, которое заключается в повороте плоскости поляризации излучения при прохождении через ионизированные слои атмосферы. Результаты расчетов, приведенные на рис.1 для случая зондирования в надир вблизи поверхности, отчетливо демонстрируют различия в свойствах пресных и соленых вод, проявляющиеся в этом диапазоне. На рис.2. в качестве более общего (без учета фактора ионосферы!) примера, отражающего различия между свойствами солоноватых вод внутриконтинентальных морей (или прибрежных районов океана) и соленых вод открытого океана, показана зависимость температурной чувствительности  $\partial T_b / \partial T$  от угла падения  $\theta$ . Левый график отражает результаты расчета для случая центральных районов Черного моря ( $s_w \sim 17,5\%$ ), правый - для районов открытого океана с уровнем солености около  $36\%$ . Сравнительный анализ обоих графиков выявляет наличие существенных различий по величине и даже знаку соответствующих частных производных. Например, в отличие от солоноватых ( $s_w \sim 17,5\%$ ) вод, для соленых вод открытого океана при углах зондирования  $\theta$  от  $40^\circ$  до  $60^\circ$  и в широком диапазоне температур поверхности ( $10^\circ\text{C} \leq t_s \leq 28^\circ\text{C}$ ) существует возможность выбора канала (-ов) с минимальной температурной чувствительностью  $|\partial T_b / \partial T| \leq 0,05$  К/К. Использование подобных возможностей позволяет существенно упростить локальный алгоритм восстановления параметра солености.



**Рис.2.** Зависимость температурной чувствительности  $\partial T_b / \partial T$  слабосоленой морской поверхности от угла падения  $\theta$  для вертикальной (пунктир) и горизонтальной (сплошная линия) поляризации,  $\lambda \sim 21$  см. Левый рисунок для  $s_w = 17,5\%$ , правый для  $s_w = 36\%$ .

Оценочное значение величины чувствительности радиояркой температуры к изменению скорости ветра  $\partial T_b / \partial U_{10}$  при зондировании в надир, составляет, по данным ряда исследователей, около 0,18-0,28 К/(м/с) для скоростей ветра  $U_{10} \geq 3$  м/с. Разброс определяется не только характеристиками действующего ветрового режима, но и особенностями присущими данному региону в текущий сезон. В целом, имеющийся объем подобной регионально-сезонной статистики в L-диапазоне пока еще невелик. Основная часть относится к измерениям в тропической и субтропической зонах, реже в водах умеренной зоны. На рис.3. в виде "σ-границ" для обеих поляризаций (без учета фактора ионосферы!) показан разброс обобщенных экспериментальных данных, полученных различными исследователями в разное время и в разных условиях полигонного измерения [1-4]. Геофизические параметры при измерениях имели значения: от 31,2 до 38,5‰ для солёности, от 2,5 до 23 м/с для скорости ветра на высоте 10 м, температура воды  $12,5 \leq t_s \leq 23,5^\circ\text{C}$  и температура воздуха  $10 \leq t_A \leq 25^\circ\text{C}$ . Наиболее свежие из представленных данных получены в полевых экспериментах WISE-2000 и WISE-2001 [3,4], выполненных в западной части Средиземного моря при солёности  $37 \leq s_w \leq 38,5$ ‰, скорости ветра  $3 \leq U_{10} \leq 18,5$  м/с, температуре воды  $16 \leq t_s \leq 22,5^\circ\text{C}$  и температуре воздуха  $10 \leq t_A \leq 24^\circ\text{C}$ .

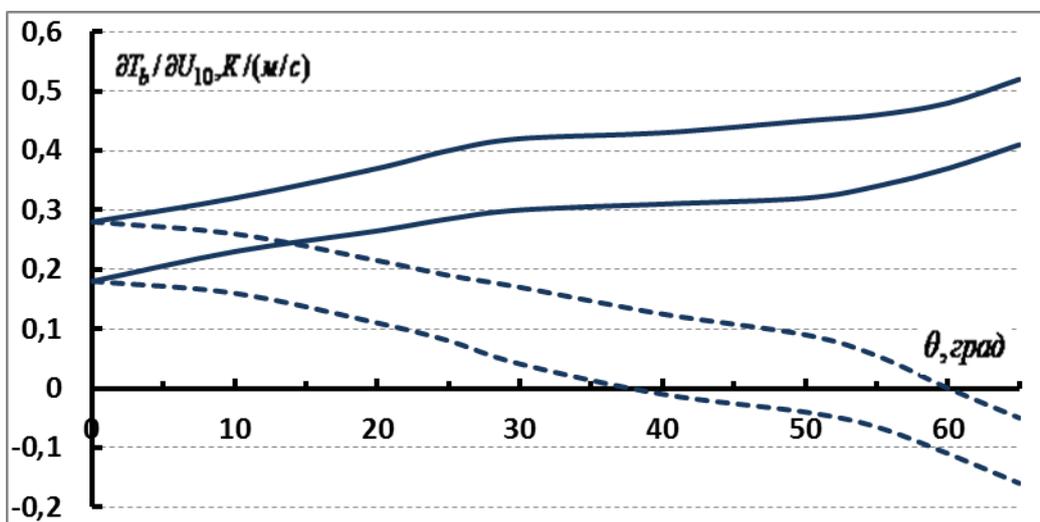
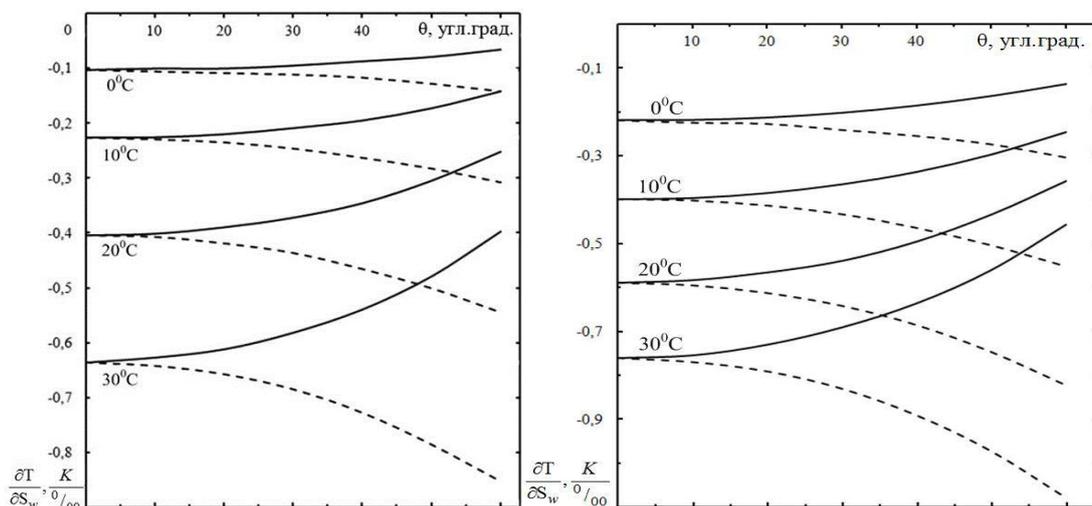


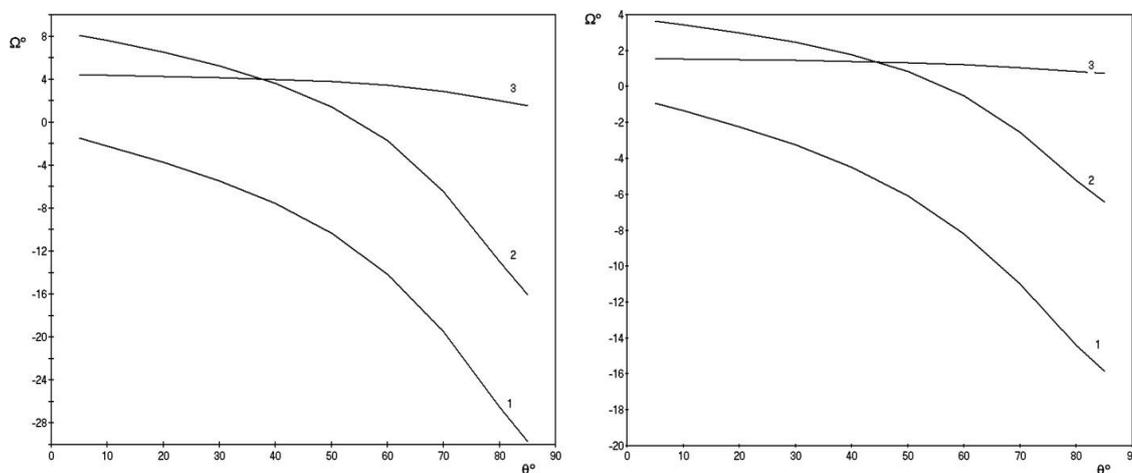
Рис.3. Чувствительность  $T_b$  на  $\lambda \sim 21$  см к изменению скорости ветра  $U_{10}$  на высоте 10 м от угла падения  $\theta$  для вертикальной (пунктир) и горизонтальной поляризаций. Данные получены в диапазоне  $31,2 \leq S_w \leq 38,5$ ‰,  $3 \leq U_{10} \leq 22,5$  м/с,  $12,5 \leq t_s \leq 23,5^\circ\text{C}$ ,  $10 \leq t_A \leq 25^\circ\text{C}$ .

Говоря о радиационно-ветровой зависимости для L-диапазона подчеркнем, что современные высокие требования к радиометрическому разрешению, обусловленные задачей определения величины солёности с точностью не хуже  $\delta s_w \sim 0,1$ ‰, диктуют необходимость дальнейшей доработки существующих радиационно-ветровых моделей. Вновь разрабатываемые модели и алгоритмы должны не только содержать регионально-сезонные уточнения общего плана, но, как и в более коротковолновых диапазонах, быть способными, учитывать, например, проявления эффектов поверхностной ветровой анизотропии. Это следует из простейшей численной оценки, согласно которой при средних температурах поверхности неправильная интерпретация данных об эллипсе радиационно-ветровой анизотропии, даже с небольшой амплитудой равной  $\sim 0,3-0,4$  К, способна привести к ошибкам определения солёности  $\delta s_w$  порядка  $\sim 0,5$ ‰ и более (см. рис.4.).

В отличие от поведения функции самой радиояркой температуры, ее чувствительность к изменению солености, т.е. частная производная  $\partial T_b / \partial S_w$ , в используемом диапазоне имеет отчетливо выраженную зависимость от температуры поверхности  $T$  (см.рис.1), как для солоноватых, так и для настоящих соленых морских и океанических вод. На рис.4. демонстрируется угловая зависимость (без учета влияния ионосферы!) чувствительности радиояркой температуры  $T_b$  к вариациям величины солености  $S_w$  для разных акваторий (слева при  $S_w \sim 17,5\%$ , справа при  $S_w \sim 36\%$ ).



**Рис.4. Чувствительность  $T_b$  к изменению солености  $S_w$  для разных акваторий (слева при  $S_w \sim 17,5\%$ , справа  $\sim 36\%$ ). Вертикальная (пунктир) и горизонтальная поляризации,  $\lambda \sim 21$  см.**



**Рис.5. Зависимость угла фарадеевского вращения  $\Omega$  от угла падения  $\theta$  для дня (слева) и ночи (справа), при высоте полета спутника 850 км. Кривые 1, 2, 3 соответствуют северным широтам 0, 40 и 80° для трассы измерения “север-юг”.**

Для электромагнитных волн L-диапазона ионосфера Земли представляет собой полностью прозрачную среду, не влияющую на направление их распространения. Однако, как упоминалось выше, на ионосферном участке происходит поворот поляризации волны на определенный угол  $\Omega$  (эффект Фарадея). Величина этого угла зависит от полного содержания электронов (ПЭС) вдоль трассы, величины и направления вектора геомагнитного поля относительно волнового вектора. Для простейших оценок были

использованы две стандартные модели ионосферы – дневная и ночная для равноденственного периода при умеренной активности Солнца, а также хорошо известная дипольная модель геомагнитного поля. На рис. 5. приведены численные оценки угла  $\Omega$  для частоты 1,413 ГГц. Напомним, что знак угла положителен, если наблюдатель, смотрящий вдоль вектора геомагнитного поля, видит вращение электрического вектора волны по часовой стрелке. Из рисунка видно, что для L-диапазона максимальные значения  $\Omega$  достигаются днем при максимальных углах падения. Наибольшее значение  $\Omega$  составляет  $\sim 30^\circ$  по абсолютной величине. Следует отметить, что проведенные расчеты величины  $\Omega$  не учитывают состояния ионосферы в момент проведения конкретных измерений. Кроме того, использование дипольной модели геомагнитного поля на ионосферных высотах является слишком грубым приближением. Однако тот факт, что величина  $\Omega$  (особенно в ночное время) в L-диапазоне не превышает  $20..30^\circ$  делает возможным применение при обработке данных спутниковой радиометрии на этих частотах уже известных алгоритмов из радиолокации, которые позволяют однозначно определить значения  $\Omega$  в ходе конкретного эксперимента [5].

Приведенные в докладе оценки позволяют сообществу разработчиков аппаратуры и пользователям конечного продукта сформировать собственное мнение о желательной конструкции радиометрической аппаратуры, параметрах полета и режимах съемки. А также способствовать разработке достартовой (*pre-launch*) версии рабочих алгоритмов и ее точной настройке в послестартовый (*post-launch*) и периодически-тестовые этапы полета.

### Литература

1. Sasaki Y., et al. The dependence of sea-surface microwave emission on wind speed, frequency, incidence angle, and polarization over the frequency range from 1 to 40 GHz //IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.. 1987. V.GE-25. N.2. P.138.
2. Lagerloef G.S.E., Swift C.T., Le Vine D.M. Sea surface salinity: The next remote sensing challenge //Oceanography. 1995. V.8. N.2. P.44.
3. Gary S. E. Lagerloef, Calvin T. Swift, David M. Le Vine Sea surface salinity: The next remote sensing //IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.. 2004. V.42. N.10. P.2196.
4. J. Etcheto, E.P. Dinnat, J. Boutin, et al. Wind speed effect on L-band brightness temperature inferred from EuroSTARRS and WISE 2001 Field Experiments //IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2004. V.42. N.10. P.2206.
5. Meyer F.J., Nicoll J.B. Prediction, detection, and correction of Faraday rotation in full-polarimetric L-band SAR data //IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2008. V.46. N.10. P.3076.