

УДК 53.08 : 53.05 + 532.5

*Посвящается светлой памяти
Евгения Аркадьевича Куликова*

© [Е. А. Куликов], С. В. Переслегин*, З. А. Халиков, 2023

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Россия, Москва, Нахимовский проспект, 36.

*pereslegsv@yandex.ru

МОДЕЛЬ КОСМИЧЕСКОГО ПАНОРАМНОГО РАДИОАЛЬТИМЕТРА: ОТОБРАЖЕНИЕ ПОЛЯ РАЗВИВАЮЩЕЙСЯ ВОЛНЫ ЦУНАМИ В ДВУХПОЗИЦИОННОМ КВАЗИЗЕРКАЛЬНОМ РАДАРЕ

Статья поступила в редакцию 22.06.2022, после доработки 09.11.2022, принята в печать 16.01.2023

Аннотация

Рассматривается модель формирования градиентного поля уровня океана в космическом двухпозиционном радаре, использующем интерферометр с поперечной базой на приемном аппарате. Возможность применения сравнительно малой (поперечной) антенной базы размером 5–10 м обусловлена огромным выигрышем в энергетике при работе в режиме квазизеркального рассеяния сигнала на мелких ветровых волнах. Эффективность системы оценивается путем преобразования имеющейся пространственно-временной модели развития волны цунами (Курильское землетрясение 4 октября 1994 г.) в панорамное радиолокационное изображение поля уровня океана. Очевидное преимущество панорамного изображения головной волны заключается в возможности прогнозировать направление её движения, амплитуду и в конечном счёте — ожидаемое время прихода волны в заданную прибрежную область. Полученное радиолокационное изображение подтверждает главную особенность квазизеркального метода: флуктуационно-уровневая чувствительность изменяется вдоль зоны обзора (~2000 км) и является наихудшей вблизи зеркальной точки. При выбранных параметрах радара, средняя по зоне обзора чувствительность составляет ~5 см для площадки (15 × 15) км. Без учёта времени, необходимого для передачи информации от приёмного аппарата до подверженных цунами районов суши, минимальный временной интервал между появлением фронта волны и моментом оповещения об опасности цунами определяется числом последовательно запускаемых тандемов МКА (малых космических аппаратов), и при единственном тандеме составляет ~45 мин.

Ключевые слова: интерферометр, цунами, двухпозиционный радиолокатор

© [Е. А. Kulikov], S. V. Pereslegin*, Z. A. Khalikov, 2023

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36 Nakhimovsky Prosp., Moscow, 117997, Russia

*pereslegsv@yandex.ru

SPACE PANORAMIC RADIO ALTIMETER MODEL: IMAGING OF THE DEVELOPING TSUNAMI WAVE FIELD IN A BISTATIC QUASI-MIRROR RADAR

Received 22.06.2022, Revised 09.11.2022, Accepted 16.01.2023

Abstract

A model of the formation of the gradient sea-level field by the space bi-static radar measurements is developed. An interferometer radar with cross-sectional base is used as a receiver. The relatively small antenna 5–10 m of cross-sectional base gives a huge gain in energy when working for quasi-mirror scattering in the range of short wind waves. The efficiency of the system is evaluated by converting the dynamical model of tsunami wave evolution for the case of the Kuril earthquake (October 4, 1994) into a panoramic radar image of the sea level. The panoramic image of the front wave allows predicting the direction, amplitude and, finally, the expected time of tsunami arrival to a given point. The obtained radar image confirms the main feature of the quasi-mirror method: the fluctuation-level sensitivity varies within the radar swath (~2000 km) and is the worst near the mirror point.

Ссылка для цитирования: Куликов Е.А., Переслегин С.В., Халиков З.А. Модель космического панорамного радиоальтиметра: отображение поля развивающейся волны цунами в двухпозиционном квазизеркальном радаре // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2023. Т. 16, № 1. С. 80–89. doi:10.48612/fpg/nxgz-bbuz-mu52

For citation: Kulikov E.A., Pereslegin S.V., Khalikov Z.A. Space Panoramic Radio Altimeter Model: Imaging of the Developing Tsunami Wave Field in a Bistatic Quasi-Mirror Radar. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2023, 16, 1, 80–89. doi:10.48612/fpg/nxgz-bbuz-mu52

For the chosen radar parameters, the average sensitivity in the swath is ~ 5 cm for a site (15×15) km. Without accounting the time required to transmit information from the receiver to the tsunami-prone sites, the minimal time interval between the appearance of the wave front and the tsunami alert is determined by the number of sequentially launched small tandem spacecrafts. For a single tandem this time is about 45 min.

Keywords: Interferometer, tsunami, bistatic radar

1. Введение

Задача оперативного оповещения береговых районов об опасности цунами при использовании космических средств для регистрации градиентного поля уровня океана не решается путём использования трассерных радиоальтиметров. Однако космическая радиолокация бурно развивается, и на базе уже изученных и частично реализованных методов можно считать перспективным переход от трассового к панорамному формированию поля уровня путём использования двухпозиционного космического радара в режиме квазизеркального рассеяния [1–6]. При соответствующем выборе параметров визирования (предполагающего, что диаграммы направленности излучающей и приёмной антенн находятся в одной и той же вертикальной плоскости) — морская поверхность обладает чрезвычайно высокой отражательной способностью, а зона бокового радиолокационного (РЛ) обзора возрастает на порядок при некотором ухудшении поперечного разрешения. Реализация основных преимуществ двухпозиционного квазизеркального радара — сравнительно малой мощности излучаемого сигнала при исключительно широкой зоне обзора — возможна при разработке «тандема» из двух МКА, предназначенного для глобального мониторинга океанской поверхности с диагностикой поля уровня. Высокая удельная отражающая способность поверхности в квазизеркальном режиме зондирования позволяет использовать на приемном аппарате интерферометр со сравнительно малой (поперечной) антенной базой размером ~ 5 м, а также миллиметровый диапазон излучения. Ориентируясь на наши работы по РЛ интерферометрии [7, 8], рассматривается модель формирования РЛ изображения развивающейся волны цунами в двухпозиционном квазизеркальном радаре (космический панорамный радиоальтиметр).

Во многих отечественных и зарубежных работах рассматривалась возможность регистрации цуга гравитационных сейсмovolн в трассерных (однопозиционных) радиоальтиметрах, находящихся в данное время на орбитах [9–11]. Конечно, такая регистрация полезна с точки зрения всестороннего изучения данного явления — однако для оперативной диагностики цунами из космоса необходима группировка из огромного количества одновременно работающих трассерных альтиметров, что представляется нереализуемым. Выдвигаемая идея разработки панорамного радиоальтиметра защищена российскими патентами [2, 3]. К сожалению, многие отечественные работы этого плана, включая патенты, не упоминаются в обширной литературе, посвящённой радиоальтиметрии [12–16].

В данной работе, на базе исходной модели развития реальной гравитационной сейсмovolны, разработана численная модель формирования её панорамных изображений в двухпозиционном квазизеркальном радаре, что позволяет осуществить прогноз прихода волны в цунамиопасные прибрежные области за минимальное время.

2. Пространственно-временная модель поля высот сейсмической гравитационной волны по данным Курильского землетрясения

Сильное землетрясение ($M_s = 8,1$) произошло 4 октября 1994 г. в 13.23 СГВ (среднее время по Гринвичу), его эпицентр находился вблизи о. Шикотан. Последствия цунами были зарегистрированы более чем в 60 пунктах по всему тихоокеанскому побережью.

Была разработана численная (гидродинамическая) модель развития описанного явления (рис. 1), которая включает 1800 последовательных изображений размером 896×1277 пикселей, один пиксель соответствует площадке 15×15 км. При времени повторяемости наблюдений 1 кадр в минуту общее время развития составляет ~ 30 ч. Высота головной волны (кроме прибрежных зон) лежит в пределах от 2 до 10 см. На рис. 1, а, б и в представлены три кадра, отстоящие во времени от начала (в эпицентре) на 200, 500 и 1000 мин. Вариация уровня относительно уровня геоида калибруется контрастным клином в пределах от -10 см до $+10$ см. Видно, что в данном случае уверенная регистрация из космоса головной волны возможна вплоть до её появления на экваторе, за время ~ 8 ч от ее генерации в эпицентре. На рис. 1, б показана пунктиром область Тихого океана, используемая нами в качестве исходной модели для выяснения возможности РЛ выявления опасности цунами за минимальное время.

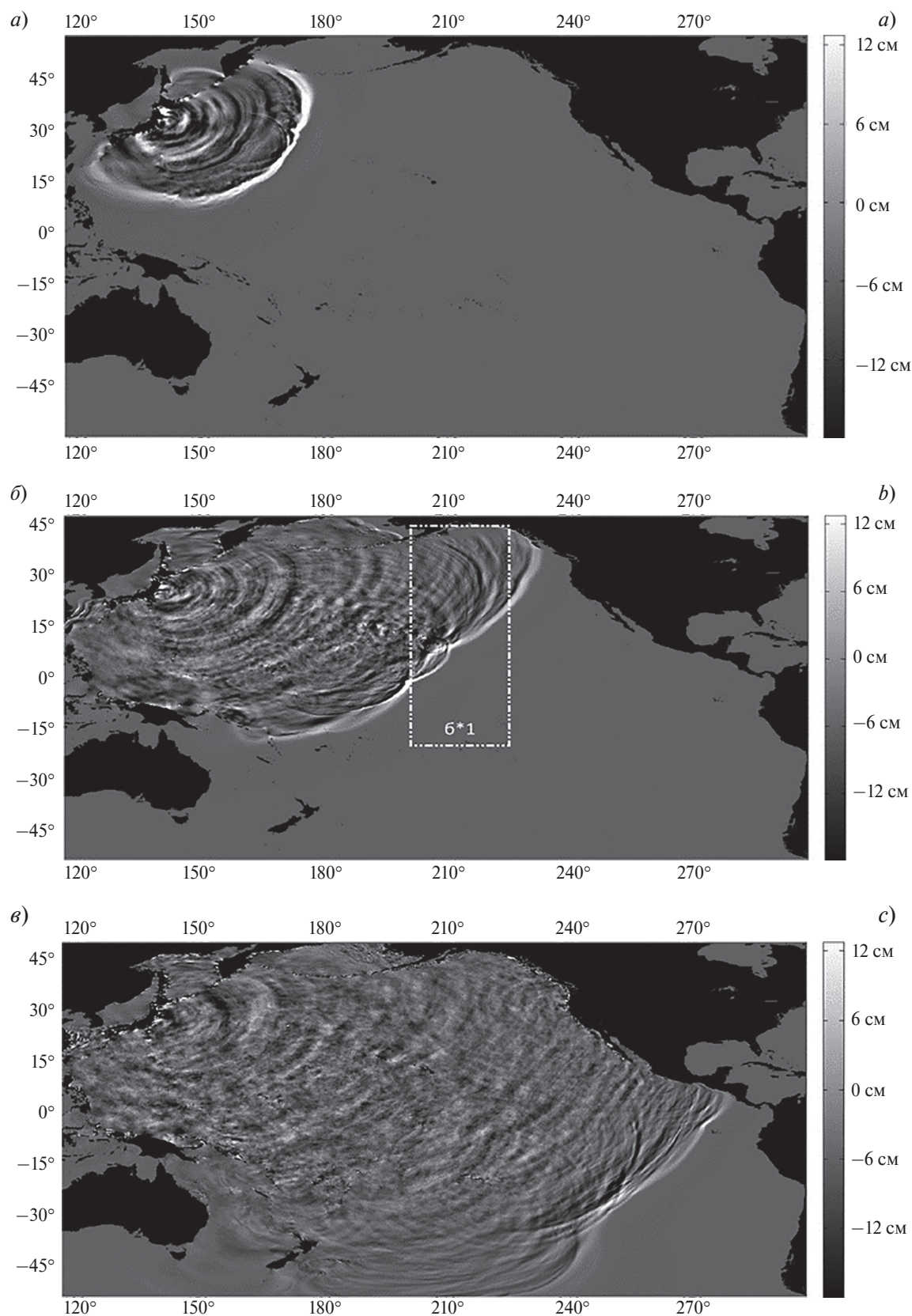


Рис. 1. Гидродинамическая модель развития гравитационной волны цунами [17]. Курильское землетрясение 4 октября 1994 г., 13.23 СГВ: *а* — 200 мин, *б* — 500 мин, *в* — 1000 мин от 13.23 СГВ; 6*1 — область, наблюдаемая панорамным радиоальтиметром (см. рис. 6)

Fig. 1. Hydrodynamic model of the gravitational tsunami-wave evolution [17]. The Kuril earthquake on October 4, 1994, 13.23 UTC: *a* — 200 min, *b* — 500 min, *c* — 1000 min— from 13.23 UTC; 6*1 — the area observed by the panoramic radio altimeter (see Fig. 6)

3. Мезомасштабные изображения поля высот развивающейся волны цунами (панорамный радиоальтиметр)

Ранее были рассмотрены условия формирования панорамного поля уровня океана при использовании космического радиолокационного интерферометра с поперечной антенной базой, использующего квази-зеркальный режим визирования морской поверхности [1–6]. Геометрия визирования морской поверхности представлена на рис. 2.

Выбор параметров радара с реальной апертурой (РРА) основывался на соотношении (1) для модуля коэффициента корреляции

$$\beta_z = \frac{4\pi c l_z \cos \gamma_0 \sin \gamma_0 \cos \left(\frac{\pi}{2} - \gamma_0 - \theta \right)}{|m| \lambda H \Delta f}, \quad (1)$$

где l_z — размер антенной базы, γ_0 — угол визирования зеркальной точки, θ — угол наклона базы к вертикали, $m = (y - y_0) / H$ — положение точки (y) относительно зеркальной точки y_0 в зоне обзора, λ — длина волны излучения, H — высота орбиты, Δf — ширина спектра излучаемого сигнала. Флуктуационная чувствительность $\sigma_{\Delta h}$ к измеряемому полю уровня является наилучшей в определённых пределах изменения величины β_z , а оптимальная её величина уменьшается при увеличении отношения фон/собственный шум q (рис. 3).

Из выражения (1) видно, что отношения размера базы интерферометра к высоте орбиты (l_z/H) и ширины спектра сигнала к его частоте ($\Delta f/f_0, f_0 = c/\lambda$) играют решающую роль, и что при ограниченном размере базы, заданной высоте орбиты и заданных параметрах сигнала следует выбирать наименьшую возможную величину β_z , а это, в свою очередь, требует наибольшего возможного отношения фон/шум q . Примем наклон θ базы интерферометра в точности соответствующим положению зеркальной точки $\theta = \pi/2 - \gamma_0$. Примем среднее по зоне обзора значение $m = 1$ и зададим допустимое в данном случае отношение фон/шум $q = 30$ (30 дБ) — что позволяет работать при $\beta_{\min} = 0,25$ с потерей флуктуационно-уровенной чувствительности не более 1 дБ относительно предельной величины $\sigma_{\Delta h_0}$. Зададим максимально-допустимую величину антенной базы $l_z = 5$ м, длину волны $\lambda = 0,9$ см, $\gamma_0 = 65^\circ$ и $H = 800$ км, тогда из выражения (1) определяется допустимая ширина спектра сигнала, $\Delta f = 4$ МГц. Мы видим, что расчётная ширина спектра оказалась намного меньшей, нежели у действующих космических (трассерных) радиоальтиметров, или даже у самолётных интерферометров, где при такой же длине базы высота полёта меньше на два порядка.

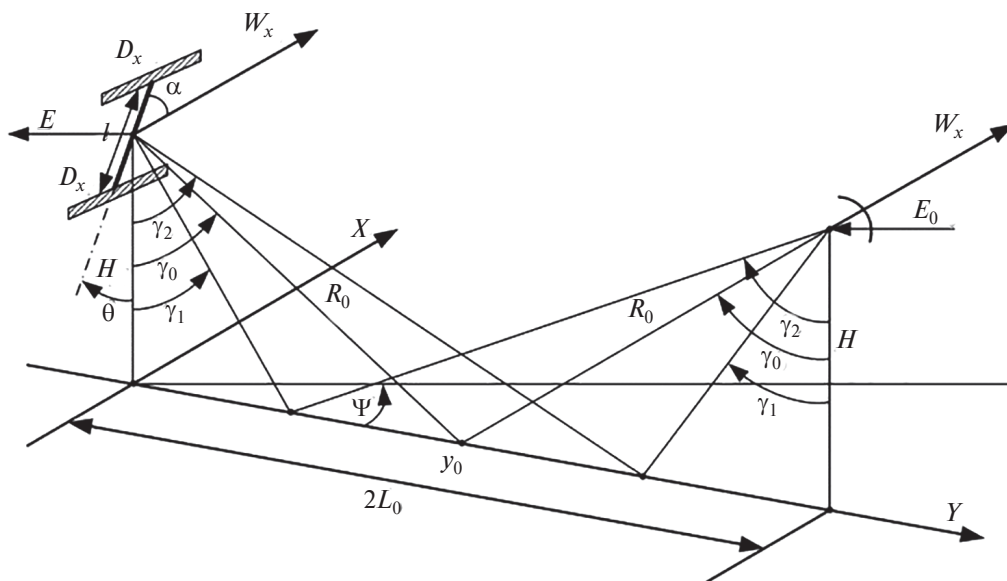


Рис. 2. Геометрия визирования поверхности океана в двухпозиционном квазизеркальном ИРСА (интерференционным радаром с синтезированной апертурой). Шарообразность Земли на рисунке не отображена

Fig. 2. Geometry of the ocean surface sounding by bi-static quasi-mirror ISAR (interferometric synthetic aperture radar). The Earth sphericity is not shown in the figure

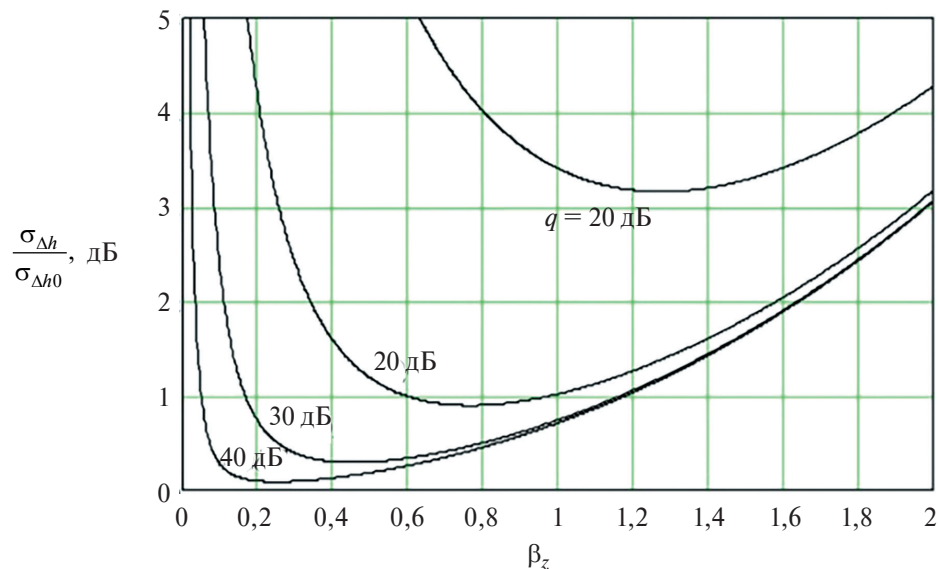


Рис. 3. Нормированная флуктуационная чувствительность РЛ интерферометра

Fig. 3. Normalized fluctuation sensitivity of the interferometric radar

На рис. 4 приведены графики, иллюстрирующие ухудшение вдоль зоны обзора поперечной разрешающей способности $r_y(m_y)$ и растяжение масштаба горизонтальной дальности (фактически — расширение зоны обзора $K(m_y) = L_y/2\Delta R$), где L_y — суммарная ширина зоны обзора с центром в зеркальной точке. Так, при ширине спектра сигнала $\Delta f = 4$ МГц среднее поперечное разрешение r_y в зоне обзора ($|m_y| = 0,3 - 2,0$) составляет 600 м.

Величина ΔR определяется, как всегда, продольным размером антенны D_x и скоростью аппарата W_x . Для космического аппарата при $D_x = 4$ м имеем $\Delta R \leq \frac{cD_x}{2W_x} \sim 75$ км, тогда средний коэффициент расширения $K(m_y) \sim 15$ и ширина зоны обзора $L_y \sim 2500$ км.

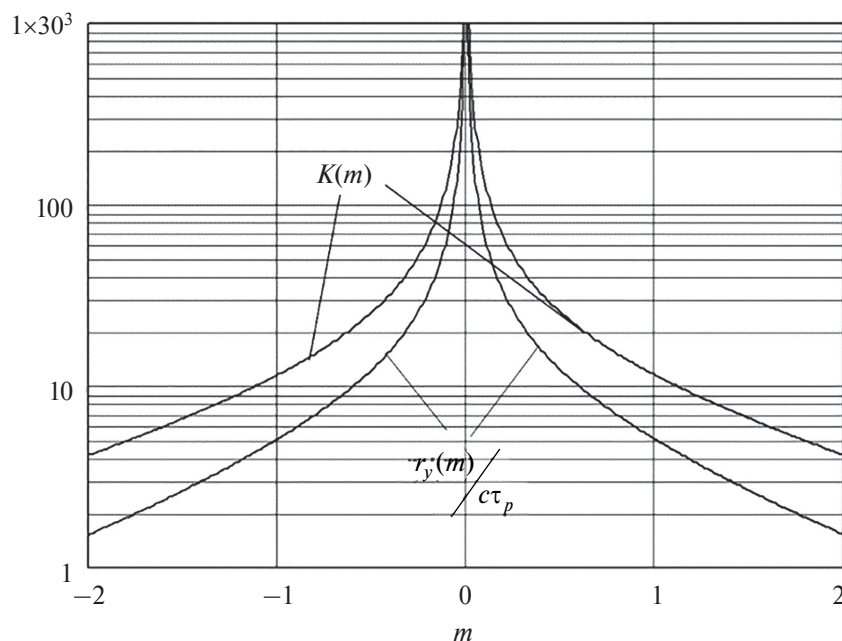


Рис. 4. Поперечная разрешающая способность $r_y(m_y)$ и коэффициент растяжения масштаба горизонтальной дальности $K(m_y)$ для равновысотных аппаратов

Fig. 4. Cross-track resolution $r_y(m_y)$ and the stretching coefficient of the along-track distance $K(m_y)$ for equal-altitude devices (equi-altitude)

На рис. 5, *a* показана глобальная картина зондирования поверхности Земли двухпозиционным радаром (танDEMом из двух равновысотных МКА в проекции Меркатора. Видно, что на большей части витка ($\sim \pm 70^\circ$ по широте) необходимая ориентация антенн сохраняется — однако при переходе с восходящего на нисходящий виток необходим программируемый разворот антенн, причём передающая антенна становится приёмной, а приёмная — передающей. На рис. 5, *б* показана схема зондирования головной сейсмоволны вблизи экватора, что примерно соответствует модельному изображению рис. 1, *б*. Обозначены: W_E — скорость вращения Земли; W_s — скорость КА при угле наклона β к меридиану (нарисованная траектория относится к центру области обзора тандема); V_w — скорость сейсмоволны при угле наклона α к меридиану; L_0 — расстояние, пройденное сейсмоволной; ОЗ — положение очага землетрясения на рис. 5, *б*. Простейшие расчёты позволяют грубо определить параметры оперативного мониторинга сейсмоволны.

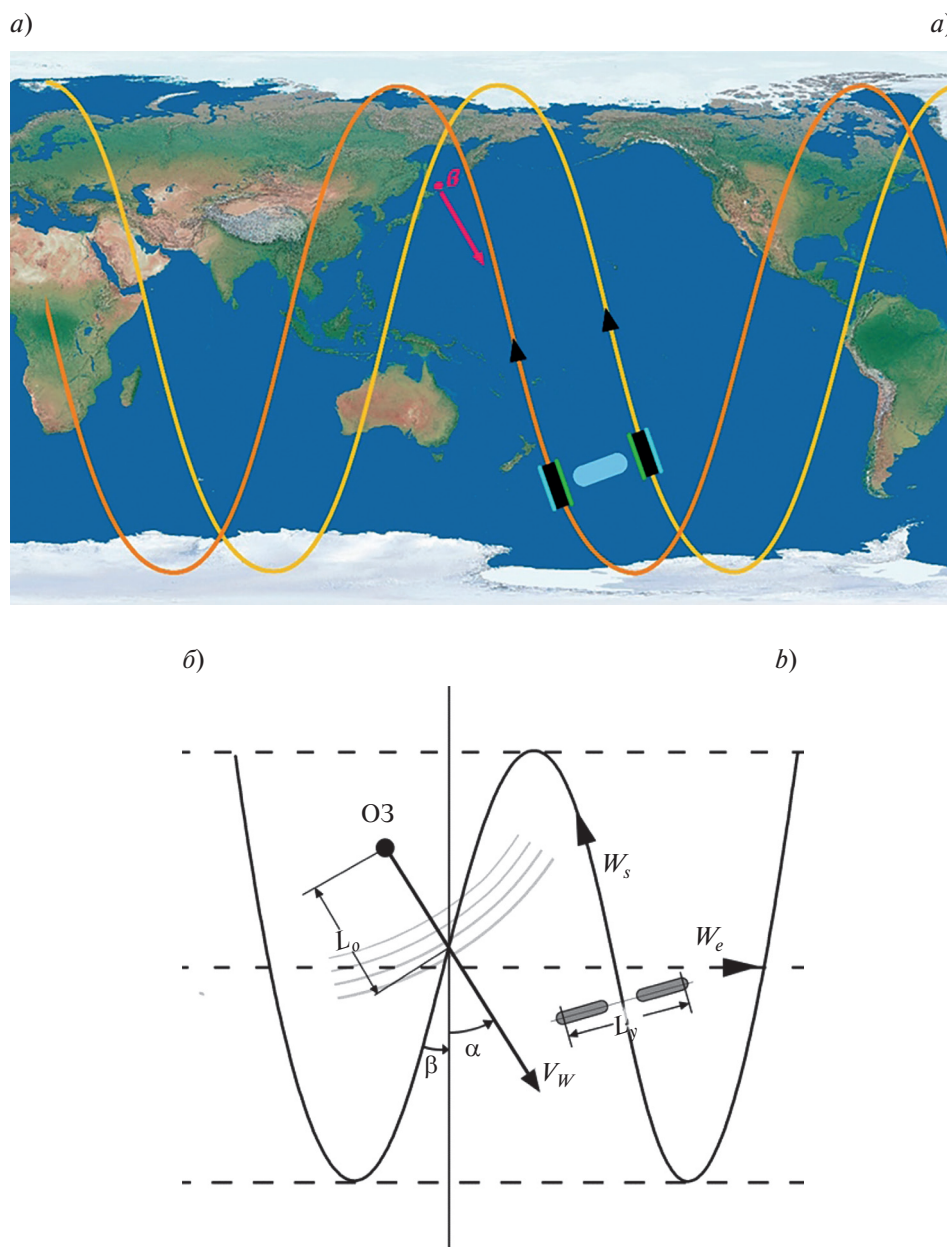


Рис. 5. *a* — глобальная картина зондирования поверхности Земли двухпозиционным радаром; *б* — примерная пространственная картина зондирования головной сейсмоволны вблизи экватора; ОЗ — положение очага землетрясения на рис. 5, *б*

Fig. 5. *a* — the global picture of the Earth surface sounding with bi-static radar; *b* — a spatial sketch of the sounding pattern of the front of a seismic wave near the equator; ОЗ — the position of the earthquake source in Fig. 5, *b*

Во-первых, «время ожидания» сейсмволны у экватора составляет $T_0 = L_0/V_w \sim 8$ ч, и за это время КА совершает ~ 10 полувитков — если учесть, что радиоальтиметр работает как на восходящем, так и на нисходящем участках витка. Затем, поделив время оборота Земли вокруг оси на время полувитка ($T_1 = 45$ мин), можно определить число полувитков КА, необходимых для того, чтобы он оказался второй раз над той же точкой поверхности: $n_1 = 24/0,75 = 32$. Таким образом, «время повторяемости» для одиночного (трассерного) альтиметра составляет более суток. Соответственно, для рассматриваемого здесь панорамного альтиметра число полувитков составит $n_2 = W_E T_1 / (L_y \cos \beta)$, что равно 1 при $L_y \sim 1500$ км.

Следовательно, для решения задачи достаточно одного панорамного альтиметра, а за время хода волны T_0 она может быть зарегистрирована несколько раз с «временем повторяемости» 45 мин. Уменьшить этот интервал возможно только увеличением количества последовательно запускаемых тандемов. По-видимому, такое решение вряд ли целесообразно.

Алгоритм обработки квадратурных сигналов, образующихся в интерферометре с поперечной базой на выходе коррелятора, заключается в независимом накоплении разностно-фазовых отсчетов синусной и косинусной составляющих с последующим их делением друг на друга и введением априорного (мало изменяющегося по углу визирования) коэффициента. При этом в сильной степени подавляются вариации интенсивности сигнала. Вариации среднего уровня (при осреднении отсчетов на мезомасштабных площадках) находятся из соотношения (2):

$$\Delta h = \frac{\lambda H}{2\pi l_z \text{Ctg} \gamma_n \cos\left(\frac{\pi}{2} - \gamma_n - \theta\right)} \frac{\sum_{n=1}^N \sin(\varphi_n - \alpha_n)}{\sum_{n=1}^N \cos(\varphi_n - \alpha_n)}, \quad (2)$$

где φ_n — измеряемая разность фаз, α_n — аппаратная (учитываемая) разность фаз, возникающая из-за различия угла визирования γ_n и угла визирования зеркальной точки. Флуктуационно-уровневая чувствительность (3) определяется шириной спектра сигнала Δf , размером осредняющей площадки d и удельным (на 1 м²) числом независимых отсчетов сигнала N_0 (4):

$$\sigma_{\Delta h 0} = \frac{c}{4\Delta f d \sqrt{N_0} \cos \gamma_0}, \quad (3)$$

$$N_0 = \frac{2}{D_{x2} r_y} = \frac{8\Delta f}{c D_{x2}} |m| \cos^3 \gamma_0. \quad (4)$$

Допустимая ширина спектра сигнала, определяющая чувствительность интерферометра к полю уровня, жестко связана коэффициентом β_z и входит в знаменатель выражения (3) в степени три вторых. Расчеты показали, что при $d = 15$ км, $\Delta f = 4$ МГц — флуктуационная чувствительность изменяется вдоль зоны обзора ($|m| = 0,3 \div 2$) в пределах от ~ 4 см до ~ 10 см. При этом исключается область вблизи зеркальной точки ($|m| = 0 \div 0,3$), где флуктуационная чувствительность хуже 10 см.

Таким образом, для формирования радиолокационного кадра, включающего головную сейсмволну, достаточно воспользоваться одним модельным изображением (рис. 1, б). В изображении вырезается одна трасса с шириной кадра 3200 км, что соответствует величине $2Hm_{\max}$ при $m_{\max} = 2,0$. Далее, проводится попиксельное суммирование исходного поля высот с нормально-распределенным шумом приемника, дисперсия которого определяется флуктуационно-уровневой чувствительностью (3). В области $m = \pm 0,3$ эквивалентный шум максимален, что подавляет полезный сигнал, а в области $|m| > 0,3$ шум оказывается допустимым при пороговом отношении сигнал/шум порядка единицы. Таким образом, формируется несколько искаженное панорамное изображение цуга, включая головную волну.

На рис. 6 представлено полученное таким образом радиолокационное изображение, его место показано на рис. 1, б.

Сравнивая изображение рис. 6 с исходным (модельным) изображением рис. 1, б, мы видим их примерное соответствие, несмотря на подавление сигнала — как по центральной (меридиональной) оси, так и для сейсмволн, следующих за головной волной. По-видимому, при ином выборе параметров радара (высоте орбиты 400 км при ширине зоны обзора 1500 км) возможно улучшить флуктуационно-уровневую чувствительность (3) до величины $\sim 2-3$ см и увеличить отношение сигнал/шум.

Представим теперь, что спутниковый «тандем» действует и получено реальное изображение головной части гравитационной сейсмволны. Её опасность («цунамигенность») можно оценить кинетической энергией волны при движении с фазовой скоростью $V = \sqrt{gH}$, H — глубина дна. Энергия (в расчёте на $L = 1$ км протяженности волны) составляет

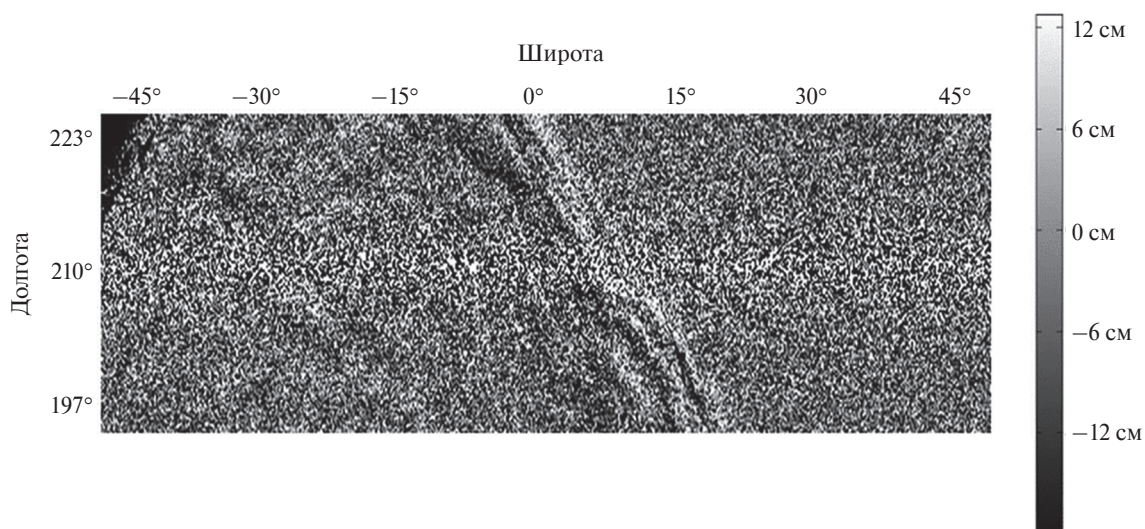


Рис. 6. Радиоизображение гравитационной сейсмической волны в панорамном радиоальтиметре, используя модель рис. 1, б

Fig. 6. The radar image of a gravitational seismic wave in a panoramic radio altimeter with the model of Fig. 1, b

$$E = mV^2 = \frac{\Lambda L h \rho g H}{2\pi}. \quad (5)$$

где m — суммарная масса воды, ρ — плотность воды, Λ — длина сейсмической волны, h — её высота. Согласно рис. 6, мы имеем $\Lambda = 400$ км, $h = 0,1$ м, $H = 4$ км, и тогда из (5) получаем $E \sim 3 \times 10^{14}$ Дж, т.е. ~0,3 петаджоуля! Такая энергия колоссальна, она приближается к энергии взрыва небольшого ядерного заряда в ~100 килотонн ТНТ.

4. Основные выводы

1. Рассмотрена модель формирования изображений морской поверхности в перспективном двухпозиционном «квазизеркальном» радаре, при использовании на приемном аппарате интерферометра с поперечной антенной базой — что позволяет создать панорамный радиоальтиметр с мезомасштабным разрешением. Чрезвычайно высокая отражательная способность морской поверхности в квазизеркальном режиме дает возможность обеспечить необходимую флуктуационно-уровненную чувствительность (~5 см на ~15-километровых площадках) при сравнительно небольшом размере антенной базы (~5 м).

2. Имеющаяся численная гидродинамическая модель гравитационной сейсмической волны, сформированная по данным Курильского землетрясения (4 октября 1994 г.), позволила сформировать трёхмерное радиолокационное изображение, отвечающее требованиям оперативного мониторинга головной области сейсмической волны. Флуктуационно-уровненная чувствительность изображения изменяется в пределах кадра, и полученное спутниковое РЛ-изображение соответствует исходной модели распространения сейсмической волны с небольшими искажениями.

3. Таким образом, на базе изложенного материала представляется возможным переход к реальной разработке спутникового панорамного радиоальтиметра.

Благодарности

Начальный вариант статьи создавался при участии Е.А. Куликова, памяти которого посвящена данная статья. Авторы благодарны С.И. Бадулину, И.П. Медведеву и О.И. Яковенко, способствовавшим изданию статьи.

Acknowledgment

The draft of the article was written with the participation of E.A. Kulikov, whose memory this article is dedicated to. The authors are grateful to S.I. Badulin, I.P. Medvedev and O.I. Yakovenko, who contributed to the publication of the article.

Финансирование

Работа выполнена в ИО РАН в рамках Государственного задания по теме № 0128–2021–0003.

Funding

The work was funded within the framework of the Shirshov Institute of Oceanology RAS State Assignment 0128–2021–0003.

Литература

1. Калмыков А.И., Курекин А.С., Левантовский В.Ю., Островский И.Е., Пустовойтенко В.В. Некоторые характеристики радиосигналов, рассеянных морской поверхностью в направлениях, близких к направлению зеркального отражения // Изв. ВУЗов, Радиофизика. 1973. Т. XVI, № 10. С. 1498–1503.
2. Переслегин С.В., Халиков З.А., Римаев В.В., Коваленко А.И., Неронский Л.Б. Радиолокационный способ оперативной диагностики океанских явлений из космоса: Патент на изобретение № 2447457, 2009.
3. Переслегин С.В., Ивонин Д.В., Халиков З.А., Шапран Б. Устройство формирования зон обзора в двухпозиционном радиолокаторе с синтезированной апертурой: Патент на полезную модель № 135816, 2010.
4. Переслегин С.В., Халиков З.А. Двухпозиционная квазизеркальная радиолокация морской поверхности // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47, № 4. С. 562–576.
5. Khalikov Z.A. Bistatic quasi-mirror radar imaging of the sea surface // Report on the «Ocean SAR-2009» Workshop. Herrshing, Germany, Sept. 2009.
6. Pereslegin S.V. Bistatic interferometric SAR (BiSAR) for operational monitoring of ocean phenomena // Report on the «Ocean SAR-2009» Workshop, Herrshing, Germany, Sept. 2009.
7. Сеницын Ю.П., Переслегин С.В. Потенциальная точность и оптимальный алгоритм восстановления мезомасштабного рельефа морской поверхности космическим радиолокатором бокового обзора // Исследование Земли из космоса. 2000. № 1. С. 51–57.
8. Переслегин С.В., Сеницын Ю.П. Интерференционные радиолокаторы с синтезированной апертурой для оперативного мониторинга океанских явлений // Известия ВУЗов. Радиофизика. 2011. Т. LIV, № 6. С. 415–430.
9. Лобковский Л.И., Рабинович А.Б., Куликов Е.А., Иващенко А.И., Файн И.В., Томсон Р.Е., Ивельская Т.Н., Богданов Г.С. Курильские землетрясения и цунами 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. (наблюдения, анализ и численное моделирование) // Океанология. 2009. Т. 49, № 2. С. 181–197.
10. Зайченко М.Ю., Куликов Е.А., Левин Б.В., Медведев П.П. О возможности регистрации цунами в открытом океане по данным спутникового альтиметра // Океанология. 2005. Т. 45, № 2. С. 209–216.
11. Callahan P.S., Daffer W.H. Search for the earthquake effects in TOPEX/POSEIDON Data // EOS. 1994. 75 (144). P. 357.
12. Abdalla S. and + 360 authors. Altimetry for the Future: Building on 25 years of progress // Advances in Space Research. 2021. Vol. 68, N2. P. 319–363. doi:10.1016/j.asr.2021.01.022
13. Badulin S.I., Grigorieva V.G., Shabanov P.A., Sharmar V.D., Karpov I.O. Sea state bias in altimetry measurements within the theory of similarity for wind-driven seas // Advances in Space Research. 2021. Vol. 68. P. 978–988. doi:10.1016/j.asr.2019.11.040
14. Barrick D., Lipa B. Analyses, and interpretation of altimeter sea echo // Advances in Geophysics. 1985. Vol. 27. P. 60–100.
15. Fu L.L., Chelton D.B. The effect of the degree of wave development on the sea state bias in radar altimetry measurements // Journal of Geophysical Research. 1991. Vol. 96. P. 829–834.
16. Arnold-Bos A., Khenchaf A., Arnaud M. Bistatic radar imaging of the marine environment. Part I. Theoretical background // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. Dec. 2007. 11 p. doi:10.1109/TGRS.2007.897436
17. Иващенко А.И., Гусяков В.К., Джумагалиев В.А., Йех Г., Жукова Л.Д., Золотухина Н.Д., Кайстренко В.М., Като Л.Н., Клочков А.А., Королев Ю.П., Кругляков А.А., Куликов Е.А., Куракин В.Н., Левин Б.В., Пелиновский Е.Н., Поплавский А.А., Титов В.В., Харламов А.А., Храмушин В.Н., Шельтинг Е.В. Шикотанское цунами 5 октября 1994 г. // Доклады Академии наук. 1996. Т. 348, № 4. С. 532–538.

References

1. Kalmykov A.I., Kurekin A.S., Levantovsky V. Yu., Ostrovsky I.E., Pustovoytenko V.V. Some characteristics of radio signals scattered by the sea surface in directions close to the direction of mirror reflection. *Radiophysics and Quantum Electronics*. 1973, XVI, 10, 1498–1503 (in Russian)

2. Pereslegin S.V., Khalikov Z.A., Riman V.V., Kovalenko A.I., Neronsky L.B. Radar method of operational diagnostics of ocean phenomena from space. 2009. Patent for an invention No. 2447457.
3. Pereslegin S.V., Ivonin D.V., Khalikov Z.A., Chapron B. A device for forming viewing zones in a two-position radar with a synthesized aperture. 2010. Patent for a utility model No.135816.
4. Pereslegin S.V., Khalikov Z.A. Bistatic quasi-mirror radar of the sea surface. *Izvestiya, atmospheric and oceanic physics*. 2011, 47, 517–530. doi:10.1134/S0001433811040086
5. Khalikov Z.A. Bistatic quasi-mirror radar imaging of the sea surface. *Report on the «Ocean SAR-2009» Workshop. Herrshing, Germany, Sept. 2009.*
6. Pereslegin S.V. Bistatic interferometric SAR (BiSAR) for operational monitoring of ocean phenomena. *Report on the «Ocean SAR-2009» Workshop, Herrshing, Germany, Sept. 2009.*
7. Sinitsyn Yu.P., Pereslegin S.V. Potential accuracy and optimal algorithm for reconstruction of mesoscale relief of the sea surface by a side-view space radar. *Issledovanie Zemli iz Kosmosa*. 2000, 1, 51–57 (in Russian).
8. Pereslegin S.V., Sinitsyn Yu.P. Interference synthetic-aperture radars for routine monitoring of ocean phenomena. *Radiophysics and Quantum Electronics*. 2011, 54, 376–389. doi:10.1007/s11141-011-9298-0
9. Lobkovsky L.I., Rabinovich A.B., Kulikov E.A., Ivashchenko A.I., Fine I.V., Thomson R.E., Ivelskaya T.N., Bogdanov G.S. The Kuril earthquakes and tsunamis of November 15, 2006, and January 13, 2007: observations, analysis, and numerical modeling. *Oceanology*. 2009, 49, 2. 166–181. doi:10.1134/S0001437009020027
10. Zaichenko M. Yu., Kulikov E.A., Levin B.V., Medvedev P.P. On the possibility of registration of tsunami waves in the open ocean with the use of a satellite altimeter. *Oceanology*. 2005, 45, 2, 194–201.
11. Callahan P.S., Daffer W.H. Search for the earthquake effects in TOPEX/POSEIDON Data. *EOS*. 1994, 75 (144), 357.
12. Abdalla S. and + 360 authors., Altimetry for the Future: Building on 25 years of progress. *Advances in Space Research*. 2021, 68, 2, 319–363. doi:10.1016/j.asr.2021.01.022
13. Badulin S.I., Grigorieva V.G., Shabanov P.A., Sharman V.D., Karpov I.O. Sea state bias in altimetry measurements within the theory of similarity for wind-driven seas. *Advances in Space Research*. 2021, 68, 978–988. doi:10.1016/j.asr.2019.11.040
14. Barrick D., Lipa B. Analyses, and interpretation of altimeter sea echo. *Advances in Geophysics*. 1985, 27, 60–100.
15. Fu L.L., Claman R. The effect of the degree of wave development on the sea state bias in radar altimetry measurements. *Journal of Geophysical Research*. 1991, 96, 829–834.
16. Arnold-Bos A., Khenchaf A., Arnaud M. Bistatic radar imaging of the marine environment. Part I. Theoretical background. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. Dec. 2007, 11 p. doi:10.1109/TGRS.2007.897436
17. Ivashchenko A.I., Gusiakov V.K., Dzhumagaliev V.A., Yeh H., Zhukova I.D., Zolotukhina N.D., Kaistrenko V.M., Kato L.N., Klochkov A.A., Korolev Yu.P., Krugliakov A.A., Kulikov E.A., Kurakin V.N., Levin B.W., Pelinovsky E.N., Poplavsky A.A., Titov V.V., Kharlamov A.A., Khrumushin V.N., Shelting E.V. Shikotan tsunami of October 5, 1994. *Doklady RAS*. 1996, 348, 4, 532–538 (in Russian).

Об авторах

КУЛИКОВ Евгений Аркадьевич, РИНЦ Author ID: 60953, ORCID ID: 0000-0001-9265-3022,
Scopus Author ID: 7003962208, WoS ResearcherID: A-6591-2016

ПЕРЕСЛЕГИН Сергей Владимирович, РИНЦ Author ID: 60953, ORCID ID: 0000-0002-7008-337X,
Scopus Author ID: 6602244437, peresleg@ocean.ru

ХАЛИКОВ Заур Анверович, РИНЦ Author ID: 549678, Scopus Author ID: 50461496700, khalikovza@gmail.com