

УДК 535.338.41

Оценка погрешности лазерного высотомера для измерения наклонов уровня океана

Городничев В. А.¹, Белов М. Л.^{1,*}

[*belov@bmstu.ru](mailto:belov@bmstu.ru)

¹МГТУ им. Н.Э. Баумана, Москва, Россия

Проводится анализ погрешности спутникового лазерного высотомера для измерения наклонов уровня океана. Получены формулы для оценки погрешности измерений перепадов высот морской поверхности с помощью лазерного высотомера в условиях ветрового волнения и покрытия морской поверхности пеной. Показано, что погрешности измерения определяются условиями морского ветрового волнения (скоростью приводного ветра) и наклоном уровенной поверхности на трассе зондирования и могут быть в несколько раз больше измеряемых перепадов высот морской поверхности. Уменьшение угла расходимости излучения лидара приводит к резкому уменьшению ошибок измерения.

Ключевые слова: лазер, высотомер, наклоны уровня океана, погрешности измерений

Введение

Высотометрия земной и морской поверхности является одним из наиболее перспективных методов дистанционного зондирования. Спутниковая высотометрия морской поверхности позволяет получить картину топографии океана, которая дает возможность качественно и количественно судить о приливах, течениях, вихрях и ветровых нагонах [1-6].

При использовании и усвоении данных спутникового высотомера важное значение имеет вопрос о точности измерений. Погрешности высотометрических измерений с искусственных спутников Земли (ИСЗ) вызваны изменением параметров орбиты ИСЗ, погрешностями их определения и погрешностями измерений самого высотомера. Потенциально высокую точность измерений способны обеспечить лазерные высотомеры [7-11].

1. Постановка задачи

Для уменьшения ошибок, обусловленных изменением параметров орбиты ИСЗ и погрешностями их определения, перспективно использование многолучевой схемы лазерного зондирования [8].

Схема измерения наклонов поверхности уровня с помощью двухлучевого лазерного высотомера показана на рис.1.

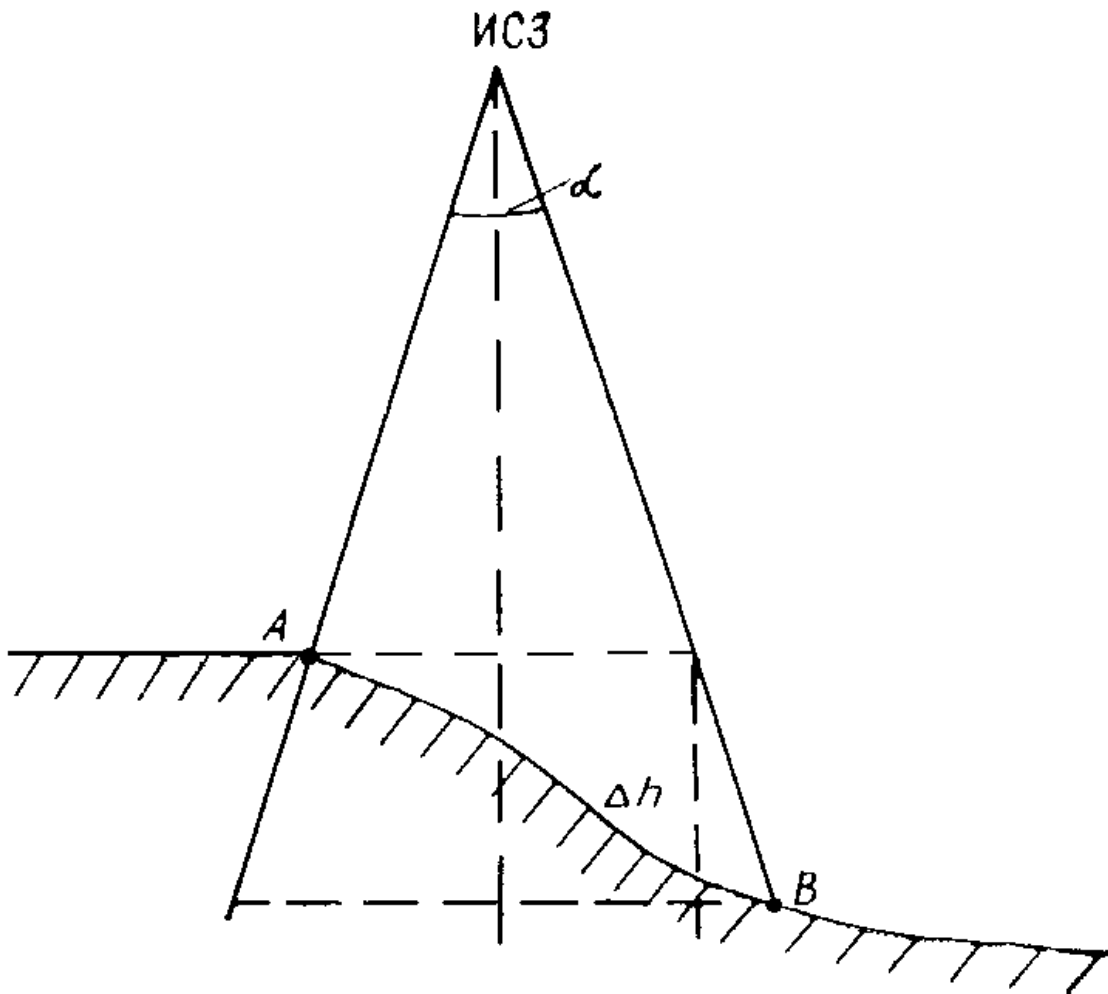


Рис. 1 Схема измерения наклонов поверхности уровня с помощью двухлучевого лазерного высотомера

Применение двухлучевой схемы позволяет получить разность дальностей до точек А и В, а значит и разность высот уровенной поверхности в точках А и В. Определение разности уровней при этом практически не будет зависеть от изменения параметров орбиты ИСЗ и точности их определения. Если расположить лучи в плоскости орбиты, то можно получить картину наклонов поверхности уровня вдоль траектории полета ИСЗ.

Применение трехлучевого высотомера (третий луч в плоскости, перпендикулярной плоскости орбиты) дает возможность получить пространственное распределение наклонов уровня по трассе полета.

В статье проводится оценка точности измерений перепадов высот морской поверхности с помощью лазерного высотомера, установленного на ИСЗ, в условиях ветрового волнения и покрытия морской поверхности пеной. Такая задача представляет практический интерес для измерения наклонов уровня океана с ИСЗ и ранее в условиях ветрового волнения и покрытия морской поверхности пеной не рассматривалась.

2. Средняя задержка лазерного эхо-импульса от морской поверхности

Длина трасс зондирования на участках ОА и ОВ может быть определена по задержке лазерных эхо-импульсов, регистрируемых приемником лидара. Определим задержку лазерного эхо-импульса T (относительно посылки зондирующего импульса) следующим образом [8]:

$$T = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} tP(t)dt}{\int_{-\infty}^{\infty} P(t)dt},$$

где $P(t)$ - мощность лазерного эхо-сигнала, регистрируемого приемником лидара.

Для оценки величины T используем полученные в [8] формулы для среднего (за много импульсов) значения задержки лазерного эхо-сигнала от локально-зеркальной поверхности (для участков морской поверхности без пены) и локально-ламбертовской поверхности (для участков морской поверхности, покрытых пеной).

В случае наклонного моностатического зондирования морской поверхности выражение для T имеет вид:

$$T = T_s K_s + T_f (1 - K_s), \quad (1)$$

где:

$$T_s \cong \frac{2L}{c} - \frac{2L}{c} \operatorname{tg}^2 \theta \frac{1 + 2\sigma^2 (C_s + C_r)}{1 + 2\sigma^2 \sin^2 \theta (C_s + C_r) + 2L^2 \gamma_x^2 (C_s + C_r)} + \frac{1}{2cL} \left[\frac{1}{1/(2L^2 \gamma_y^2 \cos^2 \theta) + C_s + C_r} + \frac{1}{\cos^2 \theta / (2L^2 \gamma_x^2) + C_s + C_r} \right] \quad (2)$$

$$T_f \cong \frac{2L}{c} + \frac{1}{2cL(C_s + C_r)} [1 + \cos^{-2} \theta (1 + 2\sigma^2 (C_s + C_r) \sin^2 \theta)] \quad (3)$$

$$K_s \cong \left\{ 1 + \frac{8S_f A_f Q (\gamma_x^2 \gamma_y^2)^{1/2} \cos^4 \theta}{(1 - S_f) V^2} \exp\left(\frac{\operatorname{tg}^2 \theta}{2\gamma_x^2}\right) \right\}^{-1}$$

T_s , T_f - задержка лазерного эхо-импульса при зондировании морской поверхности без пены и морской поверхности, сплошь покрытой пеной;

σ^2 , $\gamma_{x,y}^2$ - дисперсия высот и дисперсия наклонов ветрового волнения морской поверхности в плоскости зондирования и в направлении перпендикулярном плоскости зондирования;

θ - угол зондирования, отсчитываемый от вертикали;

L - наклонное расстояние от лидара до центра освещенного лазерного пятна на морской поверхности;

V^2 - коэффициент Френеля для плоской морской поверхности при вертикальном зондировании;

S_f - доля поверхности моря, покрытой пеной;

A_f - альbedo элементарного участка морской поверхности, покрытой пеной;

для слабоанизотропного волнения $Q \approx \frac{a \cos^2 \theta}{2(\gamma_x^2 \gamma_y^2)^{1/2}}$; $a = 4\left(\frac{1}{\gamma_x^2} + \frac{1}{\gamma_y^2}\right)^{-1}$.

Величины $C_{s,r}$ в общем случае зависят от параметров источника и приемника лидара и состояния земной атмосферы. Для прозрачной земной атмосферы $C_{s,r} = (\alpha_{s,r} L)^{-2}$ [11,12], где $\alpha_{s,r}$ - угол расходимости источника и угол поля зрения приемной оптической системы лидара.

При получении приведенных выше формул плотность распределения высот и наклонов морской поверхности и диаграммы источника и приемника лидара считались гауссовскими, и полагалось, что $\text{tg}^2 \theta \gg \gamma_{x,y}^2 \gg L^{-2} (C_s + C_r)^{-1}$ (эти условия легко выполняются при наклонном лазерном зондировании морской поверхности для $\theta \geq 5^\circ$). Для пены (которая появляется при больших значениях скорости приводного ветра) использовалась модель случайно-неровной локально-ламбертовской поверхности, распределение наклонов которой совпадает с распределением наклонов морских волн.

Формула (1) дает оценку для средней (по серии зондирующих импульсов) задержки лазерного эхо-импульса от морской поверхности как при небольших скоростях приводного ветра (когда пены еще нет), так и при больших скоростях приводного ветра (когда на поверхности моря появляется пена). При этом, во-первых, объем выборки, по которой проводится усреднение, должен быть достаточным, чтобы выборочное среднее значение с приемлемой точностью характеризовало среднее значение измеряемой величины, и, во-вторых, все импульсы из выборки, по которой проводится усреднение, должны попадать на небольшой (по сравнению с расстоянием между точками А и В) участок морской поверхности. Характеристики современных бортовых лидаров [8] позволяют обеспечить такой объем выборки.

2. Измеряемое значение перепада высот морской поверхности

Используя формулу (1), получим для геометрии зондирования, показанной на рис.1, выражение для $\Delta h_m = 0,5 * (T_2 - T_1) * c * \cos \theta$ - перепада высот в точках А и В, измеряемого по разности задержек лазерных эхо-импульсов, регистрируемых приемником лидара (T_1, T_2 - задержки лазерного эхо-импульсов для двух лучей схемы зондирования):

$$\Delta h_m \cong \Delta h + \Delta h_1 - H(K_{s2} - K_{s1})\text{tg}^2\alpha - H\mu(K_{s2} + K_{s1})\text{tg}\alpha, \quad (4)$$

где: $\mu = 2\beta(1 + \text{tg}^2\alpha)$; $\nu = \alpha_s^{-2} + \alpha_r^{-2}$;

$$K_{s1,2} \cong K_{1,2} \left\{ 1 + \frac{8S_{f1,2} A_f Q_{1,2} (\gamma_{x1,2}^2 \gamma_{y1,2}^2)^{1/2} \cos^4 \alpha}{(1 - S_{1,2f}) V^2} \exp\left(\frac{\text{tg}^2 \alpha}{2\gamma_{x1,2}^2}\right) \right\}^{-1}$$

$$K_{1,2} = (1 + 2\nu\gamma_{x1,2}^2)^{-1}; \quad \Delta h = (L_2 - L_1) \cos \alpha;$$

$$\Delta h_1 = 0,25(L_2 - L_1) \cos \alpha (1 + \cos^{-2} \alpha) / \nu;$$

Δh - геометрическая разность уровней в точках А и В;

H - высота ИСЗ над морской поверхностью;

$\gamma_{x1,y1}^2, \gamma_{x2,y2}^2$ - дисперсии наклонов морской поверхности в точках А и В;

2α - угол между оптическими осями лазерных пучков в схеме зондирования;

β - наклон уровенной поверхности.

При получении формулы (4) учитывалось, что $\beta \ll 1$ и считалось, что размер освещенного лазерного пятна на морской поверхности много больше среднеквадратического значения высот морской поверхности (это условие легко выполняется при зондировании морской поверхности с авиационных и космических аппаратов).

Из формулы (4) видно, что величина Δh_m , измеряемая по разности задержек лазерных эхо-импульсов, отличается от Δh - геометрической разности высот уровней в точках А и В. Различие прежде всего связано с тем (третий член в формуле (4)), что скорость приводного ветра может быть различна в точках А и В. Это приводит к тому, что в точках А и В будут разные характеристики волнения, а значит и разные условия отражения от поверхности и разные формы отраженных лазерных импульсов. Поэтому разность задержек лазерных эхо-импульсов на плечах схемы зондирования будет определяться не только отличием L_1 от L_2 , но и отличием γ_1^2 от γ_2^2 . Четвертый член в формуле (4) связан с тем, что из-за наличия наклона уровенной поверхности (когда $\beta \neq 0$) углы зондирования (отсчитываемые от нормали к реальной зондируемой поверхности) для обеих плечей двухлучевой схемы зондирования отличны от угла α . Второй член в формуле (4) возникает из-за конечной величины угла расходимости источника и поля зрения приемной оптической системы.

На рис.2,3 для течений Гольфстрим (рис.2) и Калифорнийского течения (рис.3) приведены зависимости Δh_m от параметра $x = \frac{V_1}{V_2}$ ($V_{1,2}$ - скорости приводного ветра в точках А и В).

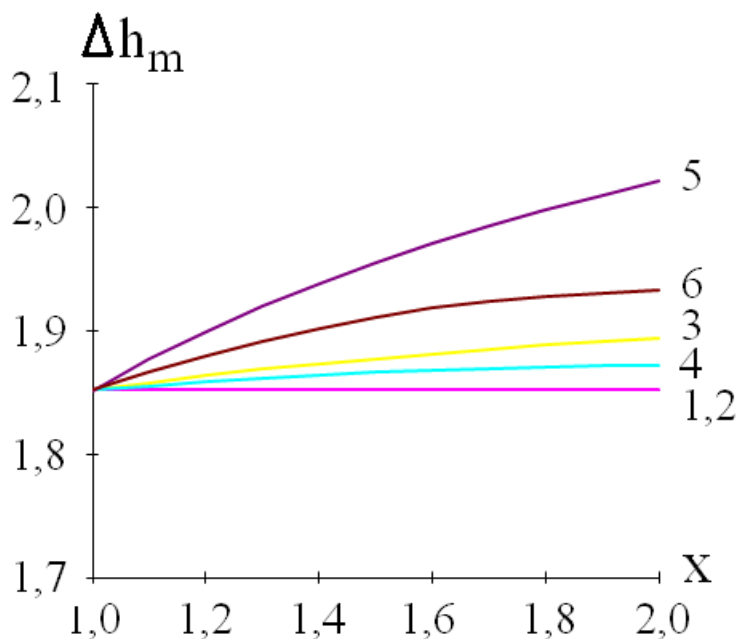


Рис.2 Зависимость Δh_m от параметра $x = \frac{V_1}{V_2}$. Гольфстрим.

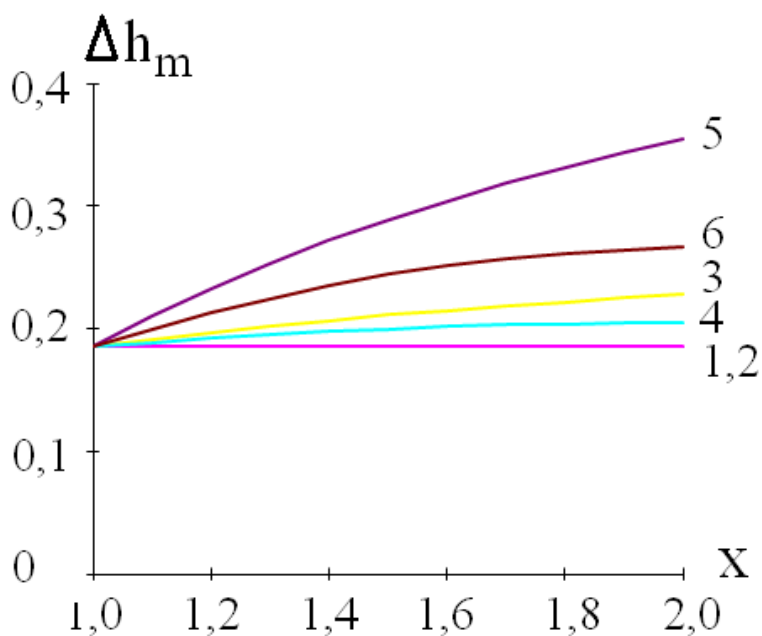


Рис.3 Зависимость Δh_m от параметра $x = \frac{V_1}{V_2}$. Калифорнийское течение.

Расчеты погрешностей Δh_m проводились по формуле (4) при следующих значениях параметров:

$$\alpha = 10^0; H=300 \text{ км (низкоорбитальный ИСЗ); } \alpha_r = 1,5\alpha_s;$$

кривые 1,2 - $2\alpha_s=0,1$ мрад; кривые 3,4 - $2\alpha_s=1$ мрад; кривые 5,6 - $2\alpha_s=2$ мрад;

кривые 1,3,5 - $V_1= 2$ м/с (скорость приводного ветра небольшая – «легкий» ветер, пены на морской поверхности нет);

кривые 2,4,6 - $V_1= 14$ м/с (скорость приводного ветра большая – «крепкий» ветер, значительное количество пены на морской поверхности);

Величины $\gamma_{x,y}^2$, S_f , A_f рассчитывались по следующим формулам [8]:

$$\frac{1}{\gamma_x^2} = \frac{\cos^2 \varphi}{\gamma_u^2} + \frac{\sin^2 \varphi}{\gamma_\sigma^2};$$

$$\frac{1}{\gamma_y^2} = \frac{\cos^2 \varphi}{\gamma_\sigma^2} + \frac{\sin^2 \varphi}{\gamma_u^2};$$

$$\gamma_u^2 = 3,16 * 10^{-3} U; \quad \gamma_\sigma^2 = 0,003 + 1,92 * 10^{-3} U; \quad (5)$$

$$S_f = 0,009U^3 - 0,3296U^2 + 4,549U - 21,33; \quad A_f \approx 0,5;$$

γ_x^2 , γ_y^2 - дисперсии наклонов морской поверхности вдоль и поперек линии полета;

γ_u^2 , γ_σ^2 - дисперсии наклонов морской поверхности по направлению ветра и поперек направления ветра;

φ - угол между осью x и направлением ветра (полагалось, что $\varphi=0$);

U - скорость приводного ветра (м/с).

В качестве β в формуле (4) брались величины, характеризующие Гольфстрим (перепад уровня 3,5 м на расстоянии приблизительно 200 км - рис.2) и Калифорнийское течение (перепад уровня 40 см на 1000 км - рис.3). Величины Δh рассчитывались при заданных β из геометрической схемы зондирования.

Из рисунков видно, что величина Δh_m , измеряемая по разности задержек лазерных эхо-импульсов, в сильной степени зависит от параметра x (характеризующего различие скорости приводного ветра в точках А и В), угла расходимости излучения лидара и наклона ровенной поверхности β . Чем больше отличаются скорости приводного ветра в точках А и В (т.е. чем больше отличаются статистические характеристики морского

волнения в точках А и В), тем сильнее Δh_m отличается от истинного значения разности высот Δh . Причем, чем меньше величина β (т.е. чем меньше перепады уровня, которые мы хотим измерять), тем более весом относительный вклад ошибок в измеряемую величину (тем больше относительное отличие Δh_m от Δh). Отличие величины Δh_m от истинного значения разности высот Δh сильно зависит и от величины скорости приводного ветра. При небольшой скорости (когда пены на морской поверхности нет) приводного ветра это отличие наибольшее. С увеличением скорости приводного ветра (в том числе и при достаточно больших скоростях приводного ветра, когда на поверхности моря появляется пена) отличие Δh_m от истинного значения разности высот уменьшается. С уменьшением угла расходимости излучения лидара влияние перечисленных выше факторов уменьшается и при $2\alpha_s = 0,1$ мрад величина Δh_m мало отличается от истинного значения разности высот.

Отметим, что приближенно полагая $\beta \approx \frac{\Delta h}{2H \operatorname{tg} \alpha}$, можно обратить уравнение (4) и

использовать его для определения истинного значения Δh по данным измерений Δh_m , полученных из разности задержек лазерных эхо-импульсов на плечах схемы зондирования. Исходной информацией при этом являются параметры схемы зондирования и данные о скорости приводного ветра на трассе зондирования.

Таким образом, результаты проведенных расчетов позволяют оценить погрешность измерений перепадов высот морской поверхности с помощью лазерного высотомера, установленного на ИСЗ как при небольших скоростях приводного ветра (когда пены еще нет), так и при больших скоростях приводного ветра (когда на поверхности моря появляется пена). Показано, что погрешности измерения определяются условиями морского ветрового волнения (скоростью приводного ветра) и наклоном уровенной поверхности на трассе зондирования и могут быть в несколько раз больше измеряемых перепадов высот морской поверхности. Уменьшение угла расходимости излучения лидара приводит к резкому уменьшению ошибок измерения. При угле расходимости излучения лидара 0,1 мрад измеряемый перепад высот практически совпадает с его истинным значением.

Заключение

Получены формулы для оценки погрешности измерений перепадов высот морской поверхности с помощью лазерного высотомера, установленного на ИСЗ, в условиях ветрового волнения и покрытия морской поверхности пеной. Показано, что погрешности измерения определяются условиями морского ветрового волнения (скоростью приводного ветра) и наклоном уровенной поверхности на трассе зондирования и могут быть в несколько раз больше измеряемых перепадов высот морской поверхности. Уменьшение угла расходимости излучения лидара приводит к резкому уменьшению ошибок

измерения. При угле расходимости излучения лидара 0,1 мрад измеряемый перепад высот практически совпадает с его истинным значением.

Список литературы

1. Спутниковая альтиметрия // Oceanographers.Ru: сайт проекта. Режим доступа: <http://www.oceanographers.ru/index.php?id=1610&option=content&task=view> (дата обращения 16.06.2015).
2. Деев М. Г. Уровень как индикатор изменений состояния Мирового океана // Режим доступа: http://geo.1september.ru/view_article.php?id=201000604 (дата обращения 16.06.2015).
3. Малинин В.Н. Уровень океана: настоящее и будущее. СПб.: РГГМУ, 2012. 260 с.
4. Белоненко Т.В. Спутниковая альтиметрия северо-западной части тихого океана. // [Известия Российского государственного педагогического университета им. А.И. Герцена](#). 2013. Вып. № 163. С 120-128.
5. Троицкая Ю. И., Рыбушкина Г. В., Соустова И. А., Баландина Г. Н., Лебедев С. А., Костянов А. Г., Панютин А. А., Филин Л. В. Спутниковая альтиметрия внутренних водоёмов // Водные ресурсы. 2012. Т. 39, № 2. С. 169-185.
6. Лебедев С.А. Спутниковая альтиметрия в науках о Земле // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10, № 3. С. 33–49.
7. Лазерный альтиметр спутника CryoSat-2 откроет перед учеными новое дно Мирового океана // см. п. 1. Режим доступа: <http://sci-world.ru/discoveries/1641-lazernyy-altimetr-sputnika-cryosat-2-otkroet-pered-uchenymi-novoe-dno-mirovogo-okeana.html>. (дата обращения 16.06.2015)
8. В.И. Козинцев, М.Л. Белов, В.М. Орлов, В.А. Городничев, Б.В. Стрелков. Основы импульсной лазерной локации. М.: Из-во МГТУ им. Н.Э. Баумана, 2010. 573 с.
9. Advanced topographic laser altimeter system // см. п. 1. Режим доступа: <https://www.fbo.gov/spg/NASA/DSFC/OPDC20220/NNG09281324L.html> (дата обращения 15.07.2015).
10. Белов М.Л., Городничев В.А., Стрелков Б.В. Моноимпульсный локационный метод зондирования природных образований // Наука и образование. МГТУ им. Н.Э. Баумана. Электрон. журн. 2012. № 12. С. 319-332. DOI: [10.7463/1212.0482683](https://doi.org/10.7463/1212.0482683)
11. Bruzzi J.R. A compact laser altimeter for spacecraft landing application // Johns Hopkins APL technical digest. 2012. Vol. 30, no. 4. P. 331 -346.

Laser Altimeter Error for Measuring Ocean Surface Slopes

V.A. Gorodnichev¹, M.L. Belov^{1,*}

[*belov@bmstu.ru](mailto:belov@bmstu.ru)

¹Bauman Moscow State Technical University, Moscow, Russia

Keywords: laser, altimeter, ocean surface slopes, error measurement

The satellite altimetry of a sea surface allows us to receive an ocean topography picture, which enables making a qualitative and quantitative judgement about tides, currents, whirls, and wind setups.

An issue of the measurement accuracy, when using and assimilating data of the satellite altimeter, is of importance. Changing parameters of the satellite orbit, errors of their identification, and measurement errors of the altimeter itself cause the satellite altimetry measurement errors.

Laser altimeters are capable to provide potentially high accuracy of measurements. To reduce errors because of changing parameters of the satellite orbit and errors of their identification, using the multi-beam scheme of laser sounding is perspective.

Application of the dual-beam scheme allows us to receive a picture of the surface slopes along a trajectory of the satellite flight.

The paper estimates a measuring accuracy of the sea surface altitude differences by the laser altimeter set on the satellite in conditions of wind-generated waves and foam-covered sea surface.

The paper presents a formula to estimate an average (using a series of the sounding impulses) delay of the laser echo impulse from the sea surface both at low speeds of driving wind (when there is no foam yet), and at high speeds of driving wind (when there a foam on sea surface). The obtained formula enables us to have an expression for the altitude differences of a sea surface measured using a difference of the laser echo impulse delays recorded by the lidar receiver.

The received results allow us to estimate a measuring error of the altitude differences of a sea surface by means of the laser altimeter set on the satellite both at low speeds of driving wind, and at high speeds of driving wind when there is foam on the sea surface.

It is shown that conditions of sea wind waves (speed of a driving wind) and surface slope on the sounding track define measurement errors, which can be several times more than measured altitude differences of the sea surface. A reducing divergence angle of the lidar radiation leads to the sudden reduction of measurement errors. When the divergence angle of lidar radiation is 0.1 mrad the measured altitude difference practically coincides with its true value.

References

1. Sputnikovaya al'timetriya [Satellite altimetry]. www.oceanographers.ru: project website. Available at: <http://www.oceanographers.ru/index.php?id=1610&option=content&task=view> (accessed 16.06.2015). (in Russian).
2. Deev M.G. Uroven' kak indikator izmeneniy sostoyaniya Mirovogo okeana [Level as a measure indicator of World ocean state]. <http://geo.1september.ru>: project website. Available at: http://geo.1september.ru/view_article.php?id=201000604 (accessed 16.06.2015). (in Russian).
3. Malinin V.N. *Uroven'okeana: nastoyashchee i budushchee* [Ocean level: present and future]. St.Petersburg, RSHU Publ., 2012. 260 p. (in Russian).
4. Belonenko T.V. Satellite Altimetry of the North-Western Pacific. *Izvestiya Rossiyskogo gosudarstvennogo pedagogicheskogo universiteta im. A.I. Gertsena = Izvestia: Herzen University Journal of Humanities & Science*, 2013, no. 163, pp. 120-128. (in Russian)
5. Troitskaya Yu. I., Rybushkina G. V., Soustova I. A., Balandina G. N., Lebedev S. A., Kostyanov A. G., Panyutin A. A., Filin L. V. Satellite Altimetry of Inland Water Bodies. *Vodnye resursy = Water Resources Journal*, 2012, vol. 39, no. 2, pp. 169-185. (in Russian)
6. Lebedev S.A. Satellite altimetry in the Earth Sciences. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa = Current problems in remote sensing of the Earth from space*, 2013, vol. 10, no. 3, pp. 33-49. (in Russian).
7. Satellite laser altimeter CryoSat-2 will open a new World's seafloor. <http://sci-world.ru>: project website. Available at: <http://sci-world.ru/discoveries/1641-lazernyy-altimetr-sputnika-cryosat-2-otkroet-pered-uchenymi-novoe-dno-mirovogo-okeana.html> (accessed 16.06.2015) (in Russian).
8. Kozintsev V.I., Belov M.L., Orlov V.M., Gorodnichev V.A., Strelkov B.V. *Osnovy impul'snoy lazernoy lokatsii* [Pulse laser location fundamentals]. Moscow, Bauman MSTU Publ., 2010. 573 p. (in Russian).
9. Advanced topographic laser altimeter system. www.fbo.gov: project website. Available at: <https://www.fbo.gov/spg/NASA/DSFC/OPDC20220/NNG09281324L.html> (accessed 15.07.2015).
10. Belov M.L., Gorodnichev V.A., Strelkov B.V. Single-pulse location method for natural formations sounding. *Nauka i obrazovanie MGTU im. N.E. Baumana = Science and Education of the Bauman MSTU*, 2012, no. 12. DOI: 10.7463/1212.0482683 (in Russian).
11. Bruzzi J.R. A compact laser altimeter for spacecraft landing application. *Johns Hopkins APL technical digest*, 2012, pp. 331 -346.