

Предварительные результаты построения модели геоида в пределах акватории Мирового океана по данным спутниковой альтиметрии во ФГУП «ВНИИФТРИ»

© Е. Н. Цыба¹, О. А. Волкова², С. Л. Пасынок¹, Т. В. Серавина³

¹ФГУП «ВНИИФТРИ», пос. Менделеево, Моск. обл., Россия

²ООО «Мосинжиниринг Групп», г. Москва, Россия

³ФГБУ ЦНИГРИ, г. Москва, Россия

Реферат

В настоящее время спутниковая альтиметрия по праву заняла свое место среди методов дистанционного зондирования Земли из космоса. Область применения спутниковой альтиметрии постоянно расширяется. Помимо уже ставших классическими задач геодезии данные спутниковой альтиметрии активно применяются во многих науках о Земле. Использование данных спутниковой альтиметрии для определения аномалий силы тяжести дает хорошие результаты при относительно низкой стоимости. Эти преимущества заставляют геодезистов использовать этот метод в качестве альтернативы при определении поверхности геоида на акваториях.

В работе рассмотрен вопрос определения характеристик гравитационного поля на акватории Мирового океана по данным спутниковой альтиметрии. На основе метода «удаления — восстановления» разработано специальное программное обеспечение и выполнено построение цифровой модели геоида для участка акватории Черного моря (долгота: 36.1°–37.76°, широта: 42.74°–44.38°).

Среднеквадратичное отклонение от данных глобальной модели EGM2008 на обозначенном участке для аномалий силы тяжести не превышает 6 мГал. На основе рассмотренной в данной работе методики обработки альтиметрической измерительной информации планируется построение глобальной модели геоида в пределах акватории Мирового океана.

Ключевые слова: альтиметрия, гравитационное поле Земли, модель геоида, прогноз полезных ископаемых.

Контакты для связи: Цыба Ефим Николаевич (tsyba@vniiftri.ru).

Статья поступила в редакцию 28.11.2019, принята к публикации 16.09.2020, опубликована 01.10.2020.

Для цитирования: Цыба Е. Н., Волкова О. А., Пасынок С. Л., Серавина Т. В. Предварительные результаты построения модели геоида в пределах акватории Мирового океана по данным спутниковой альтиметрии во ФГУП «ВНИИФТРИ» // Труды ИПА РАН. 2020. Вып. 53. С. 54–59.

<https://doi.org/10.32876/ApplAstron.53.54-59>

Preliminary Results of Marine Geoid Construction Using Satellite Altimetry Data in FSUE «VNIIFTRI»

E. N. Tsyba¹, O. A. Volkova², S. L. Pasynok¹, T. V. Seravina³

¹Federal State Unitary Enterprise “Russian Metrological Institute of Technical Physics and Radio Engineering”, Mendeleevo, Moscow region, Russia

²Ltd. “Mosengineering Group”, Moscow, Russia

³Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russia

Abstract

Currently, satellite altimetry has rightfully taken its place among the methods of remote sensing of the Earth from space. The area of application of satellite altimetry is growing. In addition to the classical problems of geodesy, satellite altimetry data are actively used in many Earth sciences. The use of satellite altimetry data to compute marine gravity anomaly provides good results with relatively low costs. Those advantages make geodesists utilize this method as an alternative in geoid determination, especially over the seas.

The issue of determining the characteristics of the gravitational field over the oceans according to satellite altimetry is considered. On the basis of the “remove-compute-restore” parameter, special software was developed and digital models of the Black Sea area (longitude: 36.1°–37.76°, latitude: 42.74°–44.38°) were constructed. The RMS of gravity anomalies from the EGM2008 data in this area does not exceed 6 mGal.

Based on the methodology for processing altimetry measurement considered in this paper, it is planned to build a global geoid model within of the Global Ocean.

Keywords: altimetry, Earth’s gravitational field, geoid model, geology.

Contacts: Efim Tsyba (tsyba@vniiftri.ru).

Received November 28, 2019, accepted September 16, 2020, published October 1, 2020.

Для цитирования: Tsyba E. N., Volkova O. A., Pasyonok S. L., Seravina T. V. Preliminary results of Marine geoid construction using satellites altimetry data in FSUE «VNIIFTRI» // Transactions of IAA RAS. 2020. Vol. 53. P. 54–59.

<https://doi.org/10.32876/AplAstron.53.54-59>

Введение

Исследование глубинного строения акватории Мирового океана является важной и актуальной задачей современной геологии и геофизики. Эта проблема связана как с решением планетарных задач: изучение истории развития Земли в целом, создание геодинамических моделей эволюции океанической литосферы и изучение ее глубинного строения, так и с вопросами размещения полезных ископаемых в акватории Мирового океана (МО). Для решения этих задач необходим полный комплекс геолого-геофизических методов исследований для всей акватории МО. Однако масштабность территории, труднодоступность большей части акватории, тяжелые погодные условия для проведения научных исследований, огромные финансовые затраты, связанные с их проведением, делают решение этих задач практически невыполнимым в масштабе всего МО. Особенно это касается полярных областей. Тем не менее важно в масштабе именно всего МО исследовать основные закономерности строения тектоносферы, особенно при рассмотрении планетарных задач, от успешного решения которых зависит и изучение размещения полезных ископаемых, и другие частные задачи [1].

В настоящее время существует возможность подойти к изучению строения тектоносферы всей акватории МО в рамках информации, заложенной в гравитационном и магнитном поле, так как эта информация существует практически для всей акватории МО с высокой степенью детальности и точности. Такая возможность появилась после запусков специальных геодезических оснащенных альтиметром спутников, дающих качественно новый вид информации, — спутниковые альтиметрические данные о превышении поверхности океана над эллипсоидом относимости — и тем самым характеризующих поверхность геоида, совпадающую с эквипотенциальной поверхностью силы тяжести Земли.

С 2017 г. во ФГУП «ВНИИФТРИ» ведутся работы по обработке альтиметрических измерений с целью построения моделей гравитационного поля Земли (ГПЗ), определения уклонений отвесных линий, аномалий силы тяжести и высот геоида.

В общем виде уравнение связи измеренной методом спутниковой альтиметрии высоты морс-

кой поверхности и высоты геоида выглядит следующим образом:

$$h = N + \zeta + e,$$

где h — высота морской поверхности; N — высота геоида; ζ — топографии морской поверхности; e — ошибки.

Основными факторами, влияющими на точность альтиметрических измерений, являются:

- инструментальные (технические);
- ионосферные;
- тропосферные;
- геофизические;
- методические.

Альтиметрические данные

Данные альтиметрических измерений разделяются на несколько типов:

— оперативные данные (OGDR — Operational Geophysical Data Records) формируются через каждые 3–9 ч после поступления информации с борта спутника. Так как время, через которое этот тип данных доступен пользователям, мало для точного расчета высоты орбиты с применением данных навигационных систем и систем слежения, то в этих данных используется только прогноз высоты орбиты;

— промежуточные данные. В течение последующих 1–2 недель высота орбиты уточняется за счет использования бортовой навигационной аппаратуры, а также радиальной составляющей ошибки, рассчитываемой по точкам пересечения (уравнивание высот орбит). На этом этапе формируются промежуточные данные (IGDR — Interim Geophysical Data Records). Ошибка расчета высоты орбиты в этом случае значительно меньше, что уже позволяет уверенно использовать IGDR-данные для исследований изменчивости уровня морей и океанов;

— окончательные данные. После уточнения высоты орбиты по данным наземных навигационных систем и данным GPS точность расчета орбиты значительно повышается. Таким образом, на основании этих расчетов формируется окончательный вариант данных (GDR — Geophysical Data Records). Это повышает точность расчета высоты морской поверхности и позволяет использовать спутниковую альтиметрию для решения не только океанологических, но и геодезических задач [2]. В табл. 1 приведены типы данных и их бюджет ошибок согласно [2].

Таблица 1
Типы альтиметрических данных и их бюджет ошибок по данным [2]

| | Тип данных | | |
|---|----------------------|----------------------|----------------------|
| | OGDR | IGDR | GDR |
| Инструментальная ошибка, см | 1.7 | 1.7 | 1.7 |
| Ионосферная поправка, см | 1.0 | 0.5 | 0.5 |
| Поправка за состояние подстилающей поверхности, см | 3.5 | 2.0 | 2.0 |
| «Сухая» тропосферная поправка, см | 1.0 | 0.7 | 0.7 |
| Поправка за влажность, см | 1.2 | 1.2 | 1.2 |
| Точность расчета высот спутника, см | 4.5 | 3.0 | 3.0 |
| Точность расчета орбиты, см | 10.0 | 2.5 | 1.5 |
| Суммарная точность расчета высоты морской поверхности, см | 11.0 | 3.9 | 3.4 |
| Точность расчета значимой высоты волн | 10 % или 0.5 м | 10 % или 0.4 м | 10 % или 0.4 м |
| Точность расчета скорости приводного ветра, м/с | 1.6 | 1.5 | 1.5 |
| Величина обратного рассеяния, дБ | 0.7 | 0.7 | 0.7 |

Алгоритм обработки альтиметрических данных (определение аномалии силы тяжести)

Алгоритм определения аномалий силы тяжести (где использован принцип «удаления — восстановления») методом спутниковой альтиметрии [3–7], реализованный в программном комплексе, выглядит следующим образом.

Высота морской поверхности *SSH* (Sea Surface Height) определяется по формуле:

$$SSH = N_{egm} + \Delta N + h_{mdt} + h_d, \quad (1)$$

где N_{egm} — высоты геоида, вычисляемые по заданной глобальной модели ГПЗ (*EGM*); ΔN — остаточная высота геоида; h_{mdt} — средняя динамическая топографии моря (*mean dynamic topography*); h_d — динамическая высота моря. Высоты геоида, соответствующие глобальной модели *EGM*, вычисляются по формуле:

$$N_{egm} = \frac{GM}{r^2} \left[\sum_{n=2}^N \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (c_{n,m} \cos m\lambda + s_{n,m} \sin m\lambda) \bar{P}_{n,m}(\sin \phi) \right], \quad (2)$$

где ϕ и λ — геоцентрические широта и долгота соответственно; $\bar{P}_{n,m}$ — присоединенные функции Лежандра степени n и порядка m ; $c_{n,m}$ $s_{n,m}$ — нормированные коэффициенты сферических гармоник; r — геоцентрический радиус.

Аномалии силы тяжести для глобальной модели *EGM* рассчитываются по формуле:

$$\Delta g_{egm} = \frac{GM}{r^2} \left[\sum_{n=2}^N \left(\frac{a}{r} \right)^n (n-1) \sum_{m=0}^n (c_{n,m} \cos m\lambda + s_{n,m} \sin m\lambda) \bar{P}_{n,m}(\sin \phi) \right]. \quad (3)$$

Согласно принципу «удаления — восстановления» высоты геоида N_{egm} для глобальной модели *EGM* удаляются до вычисления аномалии силы тяжести, в результате чего роль исходных данных играют только остаточные значения ΔN и динамическая высота моря h_d . Такое вычитание длинноволновой части поля в определенном смысле равносильно удалению влияния «дальних зон» и уменьшению радиуса корреляции гравитационного поля. Полезным следствием является возможность выполнять последующие вычисления в меньших регионах, учитывая остаточное влияние только «ближних зон». В конце вычислений низкочастотная часть поля восстанавливается.

Динамическая высота моря h_d складывается из высоты средней динамической топографии моря h_{mdt} (Mean Dynamic Topography, MDT) и динамической высоты моря, изменяющейся со временем h_t . Высота средней динамической топографии моря является разностью между поверхностью геоида и средней морской поверхностью. Её значения изменяются в пределах ± 1.8 м и во многом обусловлены морскими течениями. Высоту средней динамической топографии моря можно вычислить с использованием высоты геоида модели *EGM* и средней высоты морской поверхности h_{MSS} (Mean Sea Surface — MSS) по формуле:

$$h_{mdt} = h_{MSS} - N_{egm}. \quad (4)$$

С целью ослабления влияния динамической высоты моря h_t , изменяющейся со временем, на определение высот геоида, целесообразно выполнить уравнивание пересечений треков.

Под пересечением треков понимают то место морской поверхности, где нисходящий трек альтиметрии пересекает восходящий трек. Естественно предположить, что высота геоида в каждом таком месте не изменяется во времени, что и служит основанием для уравнивания.

Обеспечение минимума различий высоты геоида на пересечении между восходящими и нисходящими треками уменьшает не только ошибки самих треков, но и разного рода длинноволновые ошибки, неизбежно содержащиеся в результатах измерения высоты поверхности моря.

Зачастую пересечения треков не совпадают с точками, к которым относится результат альтиметрии. Поэтому, прежде чем выполнять уравнивание пересечений треков, необходимо определять местоположение и разности высот пересечений в следующем порядке:

— классификация нисходящих треков и восходящих треков;

— сравнение каждого восходящего трека со всеми нисходящими треками с целью поиска пересечения;

— определение приближенного места пересечения;

— определение уточненного места пересечения треков;

— вычисление разности высот на пересечении треков.

Предположим, что для интересующей нас акватории длины треков достигают 1500 км. Тогда разности высот на пересечении треков могут быть смоделированы в предположении постоянства смещения a и уклона b трека, то есть:

$$h_i - h_j = dH_{ij} = (a_i + b_i \mu_j) - (a_j + b_j \mu_i) + v_{ij}, \quad (5)$$

где, b_i, b_j — неизвестные параметры уклона, которые относятся к восходящему и нисходящему трекам; μ_i, μ_j — относительные долготы i -го и j -го треков.

В матричном виде эти уравнения связи принимают вид:

$$\mathbf{d} = \mathbf{A}\mathbf{x} + \mathbf{v}, \quad (6)$$

где \mathbf{x} — вектор, содержащий неизвестные параметры смещения и уклона:

$$\mathbf{x}^T = (a_{i1} \ b_{i1} \ a_{i2} \ b_{i2} \ \dots \ a_{im} \ b_{im} \ a_{j1} \ b_{j1} \ a_{j2} \ b_{j2} \ \dots \ a_{jk} \ b_{jk}), \quad (7)$$

\mathbf{A} — матрица коэффициентов уравнений связи.

\mathbf{d} — вектор разностей высот морской поверхности в точках пересечения треков:

$$\mathbf{d}^T = (dH_1 \ dH_2 \ \dots \ dH_n), \quad (8)$$

\mathbf{v} — вектор разностей:

$$\mathbf{v}^T = (v_{v1} \ v_{v2} \ \dots \ v_n). \quad (9)$$

Матрица коэффициентов уравнений связи (6) имеет ранг на четыре единицы меньше полного.

Уравнения связи можно решать двумя способами:

— предварительной фиксацией произвольных двух треков;

— совместным уравниванием пересечений всех треков методом наименьших квадратов.

Недостатком вышеупомянутых способов решения уравнений является тот факт, что после уравнивания результатов пересечений треков разность между поверхностью, созданной из уравненных точек пересечения треков, и поверхностью геоида иногда остаётся довольно большой. Для уменьшения этой разности желательно приближать каждый трек к геоиду. В связи с этим высоты морской поверхности каждой точки на k -ом треке рекомендуется моделировать в предположении постоян-

ства смещения ($a_i = a_i^0$) и уклона ($b_i = b_i^0$) трека, то есть:

$$h_k = (a_i^0 + b_i^0 \mu_k) + V_{ik}, \quad (10)$$

где h_k — высота морской поверхности после удаления высоты геоида по модели гравитационного поля Земли (N_{egm}) и высоты средней динамической топографии моря h_{mdt} ; μ_k — относительная долгота; V_{ik} — разность; a_i^0, b_i^0 — смещение и уклон треков соответственно.

При синхронном выполнении приближений каждого трека к поверхности геоида и уравнивания пересечений треков система уравнений связи принимает вид:

$$\begin{cases} dH_{ij} = (a_i + b_i \mu_j) - (a_j + b_j \mu_i) + v_{ij} \\ h_k = (a_i^0 + b_i^0 \mu_k) + V_{ik} \end{cases} \quad (11)$$

Матрица коэффициентов уравнений связи имеет полный ранг. Параметры смещения и уклона оцениваются методом наименьших квадратов при условии:

$$\sum v v_{ij}^2 + w \sum V_{ik}^2 = \min. \quad (12)$$

Величина w является относительным весом. Если w мало, то разность в пересечениях уменьшается достаточно эффективно, но средняя морская поверхность не приближена к поверхности геоида. Наоборот, если w велико, то средняя морская поверхность хорошо приближена к поверхности геоида, но разность в пересечениях остаётся значительной.

После оценки параметров смещения уклона, остаточные высоты геоида вычисляются по формуле:

$$\Delta N = h_k - (a + b \mu). \quad (13)$$

Для определения аномалий силы тяжести воспользуемся методом коллокации, в котором трактуем величины остаточных высот геоида $\Delta \bar{N}_1, \Delta \bar{N}_2, \dots, \Delta \bar{N}_n$ как измеренные значения соответствующего функционала.

Аномалия силы тяжести Δg_p в некоторой точке P вычисляется по формуле:

$$\Delta \bar{g}_p = K_{1 \times n}^T (\Delta N, \Delta g_p) [K(\Delta N, \Delta N) + C_\Delta]_{n \times n}^{-1} \bar{\Delta N}_{n \times 1}, \quad (14)$$

где

$$K^T (\Delta N, \Delta g_p) = [K(\Delta N_1, \Delta g_p) \ K(\Delta N_2, \Delta g_p) \ \dots \ K(\Delta N_n, \Delta g_p)],$$

$$K(\Delta N, \Delta N) = \begin{bmatrix} K(\Delta N_1, \Delta N_1) & \dots & K(\Delta N_1, \Delta N_n) \\ \dots & \dots & \dots \\ K(\Delta N_n, \Delta N_1) & \dots & K(\Delta N_n, \Delta N_n) \end{bmatrix},$$

$$c_{\Delta} = \begin{bmatrix} c_{11} & \dots & c_{1n} \\ \dots & \dots & \dots \\ c_{n1} & \dots & c_{nn} \end{bmatrix}, \Delta\tilde{N} = \begin{bmatrix} \Delta\tilde{N}_1 \\ \dots \\ \Delta\tilde{N}_n \end{bmatrix}.$$

Для вычисления соответствующих ковариационных функций используются следующие формулы.

Ковариационная функция остаточных высот геоида:

$$K(\Delta N_i, \Delta N_j) = a \sum_{l=2}^N d_l \frac{1}{\gamma_i \gamma_j} \left(\frac{R^2}{r_i r_j} \right)^{l+1} P_l \cos(\psi) + \sum_{l=N+1}^{\infty} \frac{A}{(l-2)(l+b)} \frac{1}{\gamma_i \gamma_j} \left(\frac{R_b^2}{r_i r_j} \right)^{l+1} P_l \cos(\psi).$$

Взаимная ковариационная функция аномалий силы тяжести и остаточной высоты геоида:

$$K(\Delta N_i, \Delta g_p) = \frac{a}{\gamma_i} \sum_{l=2}^N d_l \frac{(l-1)}{r_p} \left(\frac{R^2}{r_i r_p} \right)^{l+1} P_l \cos(\psi) + \frac{1}{\gamma_i} \sum_{l=N+1}^{\infty} \frac{A}{(l-2)(l+b)} \frac{1}{r_p} \left(\frac{R_b^2}{r_i r_p} \right)^{l+1} P_l \cos(\psi).$$

Ковариационная функция аномалий силы тяжести:

$$K(\Delta g_i, \Delta g_j) = a \sum_{l=2}^N d_l \frac{(l-1)^2}{r_i r_j} \left(\frac{R^2}{r_i r_j} \right)^{l+1} P_l \cos(\psi) + \sum_{l=N+1}^{\infty} \frac{A}{(l-2)(l+b)} \frac{(l-1)}{r_i r_j} \left(\frac{R_b^2}{r_i r_j} \right)^{l+1} P_l \cos(\psi),$$

где $P_l \cos(\psi)$ — полиномы Лежандра степени l ; ψ — сферическое расстояние между точками i и j ; r_i и r_j — расстояния этих точек от начала координат; d_l — степенные дисперсии ошибок коэффициентов низкочастотной части потенциала до N включительно; R — средний радиус Земли; b — число, которое выбирается равным 4, но иногда, чтобы максимально приблизиться к низким степенным дисперсиям, достигает 24; a — масштабный коэффициент; R_b — радиус сферы Бьерхаммара; A — константа.

Степень N , масштабный коэффициент a , константа A в единицах $(\text{м/с})^4$ и радиус сферы Бьерхаммара (целиком расположенной в теле Земли) R_b являются свободными параметрами и подлежат определению по результатам ковариационного анализа остаточных значений высот геоида.

После вычисления остаточных аномалий силы тяжести полные аномалии силы тяжести определяются по формуле:

$$\Delta g = \Delta g + \Delta g_{egm},$$

где Δg_{egm} — аномалия силы тяжести по модели гравитационного поля Земли EGM , которая вычисляется по формуле (3).

В общем виде алгоритм вычисления аномалий силы тяжести выглядит следующим образом:

1. Определение высоты морской поверхности каждого цикла: $SSH = N_{egm} + \Delta N + h_{mat} + h_t$.

2. Удаление высоты геоида N_{egm} : $SSH - N_{egm} = \Delta N + h_{mat} + h_t$.

3. Удаление высоты средней динамической топографии моря: $SSH - N_{egm} - h_{mat} = \Delta N + h_t$.

4. Уравнивание пересечений треков.

5. Определение остаточных аномалий силы тяжести методом коллокации $\Delta \bar{g}$.

6. Восстановление низкочастотной части поля по модели EGM : $\Delta g = \Delta g_{egm} + \Delta \bar{g}$, где Δg_{egm} — аномалия силы тяжести, определенная по модели EGM .

7. Усреднение аномалий силы тяжести по результатам всех циклов: $\Delta g_i^{усред} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \Delta g_{ij}$,

где n — количество обработанных циклов; Δg_{ij} — аномалия силы тяжести j -го цикла в i -й точке.

С использованием данной методики выполнены экспериментальный расчет и построение цифровой модели аномалий гравитационного поля для участка акватории Черного моря (долгота: 36.1–37.76°, широта: 42.74–44.38°). В качестве опорных значений использована модель гравитационного поля $EGM2008$. Результаты построения представлены на рис. 1.

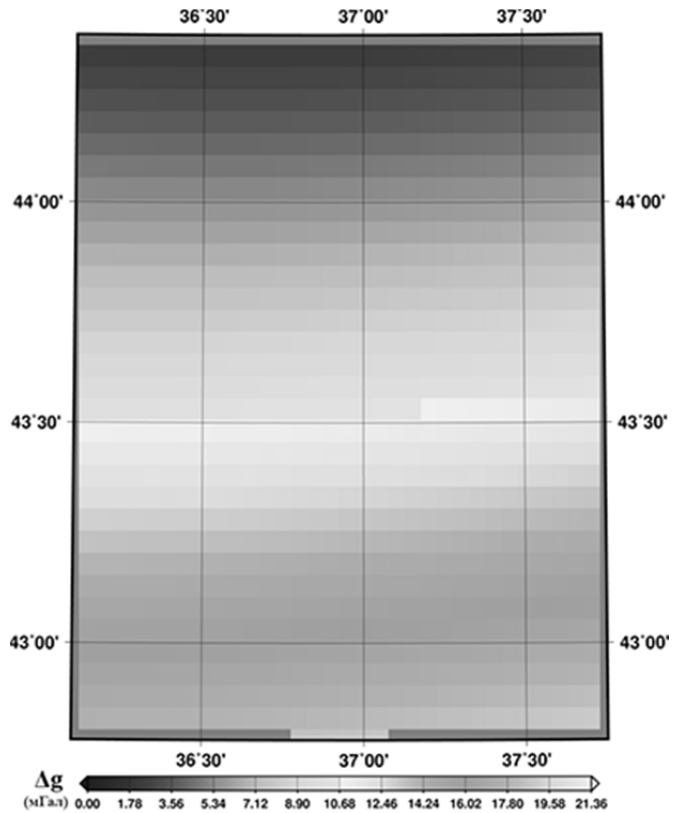


Рис. 1. Результаты построения цифровой модели аномалий гравитационного поля на участке акватории Черного моря (долгота: 36.1–37.76°, широта: 42.74–44.38°)

Заключение

Во ФГУП «ВНИИФТРИ» разработано программное обеспечение для определения параметров ГПЗ методом спутниковой альтиметрии. СКО аномалий силы тяжести (на участке акватории Черного моря) от данных EGM2008 не превышает 6 мГал.

В настоящий момент построена авторами экспериментальная цифровая гравитационная модель акватории Мирового океана проходит испытания в ООО «Мосинжиниринг Групп» и ФГУП ЦНИГРИ для решения прикладных задач геофизики и геологии с целью прогноза полезных ископаемых.

В ближайшее время на основе рассмотренной в данной работе методики обработки альтиметрической измерительной информации планируется построение глобальных моделей ГПЗ и геоида в пределах акватории Мирового океана.

Литература

1. Булычев А. А. Совместное использование альтиметрических, набортных гравиметрических и магнитных данных при изучении тектоносферы Южного океана: автореферат диссертации доктора наук. М.: 2000.
2. Лаврова О. Ю., Костяной А. Г. и др. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М.: Изд-во ИКИ РАН, 2011. 472 с.
3. Sandwell D. T., Smith W. H. F. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite altimetry // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102, no. B5. P. 10039–10054.
4. Yale M. M., Sandwell D. T. Stacked global satellite gravity profiles // Geophysics. 1999. Vol. 64, no. 6. P. 1673–1955.
5. Sandwell D. T., Walter H. F. S., Sarah G., et al. Bathymetry from Space: White paper in support of a high-resolution, ocean altimeter mission // Intl. Geophys. Series. 2001. Vol. 69. 54 p.
6. Hausman J., Zlotnicki V. Sea state bias in radar altimetry revisited // Marine Geodesy. 2010. Vol. 3(S1). P. 336–347.
7. Glazman R. E., Pilorz S. H. Effects of sea maturity on satellite altimeter measurements // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95, no. C3. P. 2857–2870.