

УДК 523.42:551

МОДЕЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ СЛОЯХ МАРСА В ЗОНЕ УСТАНОВКИ СЕЙСМОМЕТРА МИССИИ INSIGHT

© 2020 г. Т. В. Гудкова^{a, *}, И. Э. Степанова^{a, **}, А. В. Батов^{a, b, ***}

^aИнститут физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

^bИнститут проблем управления им. В.А. Трапезникова РАН, Москва, Россия

*e-mail: gudkova@ifz.ru

**e-mail: tet@ifz.ru

***e-mail: batov@ipu.ru

Поступила в редакцию 08.07.2019 г.

После доработки 12.08.2019 г.

Принята к публикации 02.09.2019 г.

Получено модельное распределение аномальных масс в юго-западной части равнины Элизий под областью установки сейсмометра миссии InSight. Численное моделирование проводится с помощью метода S-аппроксимаций используя разложение по сферическим гармоникам данных топографии и гравитационного поля Марса (модель MRO120D) до 90 степени и порядка. Выявлена неоднородность плотностного строения: показаны зоны более плотных и менее плотных блоков в приповерхностных слоях исследуемой области.

Ключевые слова: гравитационное поле, топография, гравитационные аномалии, аномальные массы, Марс

DOI: 10.31857/S0320930X2001003X

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время на Марсе в рамках миссии NASA “InSight” (Interior exploration using Seismic investigations, geodesy and heat transport – Исследование внутреннего строения с использованием сейсмических исследований, данных геодезии и измерений теплового потока) проводится сейсмический эксперимент SEIS (Banerdt и др., 2013; Panning и др., 2017; Lognonné и др., 2019). Сейсмометр установлен в юго-западной части равнины Элизий (4.5° N, 135.9° E).

Топографическая поверхность Марса крайне нерегулярна. Марс характеризуется дихотомией (южные возвышенности и северные низменности). Зона установки сейсмометра находится в непосредственной близости от границы между южными возвышенностями с более тонкой корой и северными низменными районами с более толстой корой (так называемая линия дихотомии). Эти области имеют различную геологическую историю (Golombek и др., 2018), что могло привести к различным неоднородностям состава под поверхностью этого района. Наличие неоднородностей

может оказывать влияние на распространение сейсмического сигнала.

Определение плотностных неоднородностей, как и любая обратная задача геофизики, требует применения специальных численных методов, с помощью которых строятся искомые аппроксимации. Метод S-аппроксимаций (Stepanova, 2008; 2009) хорошо зарекомендовал себя при решении самых разнообразных задач земной гравиметрии интерпретационного характера, в том числе при построении трансформаций аномалий силы тяжести. При сложном рельефе земной поверхности линейные трансформации поля, построенные при помощи модифицированного метода S-аппроксимаций, правильно отражают физико-геологические особенности исследуемого поля (Степанова и др., 2018).

Аномалии плотности и гравитационного поля в недрах Марса оценивались ранее в работах (Чуйкова и др., 2012, 2014) с использованием данных только до 18-й степени и порядка. В настоящее время разложение гравитационного поля Марса по нормализованным сферическим функциям представлено до 120-й степени и порядка: модель MRO120D (Konopliv и др., 2016) и модель

GMM-3 (Genova и др., 2016). Данные о топографии Марса, полученные миссией Mars Global Surveyor, представлены в виде коэффициентов разложения по полиномам Лежандра высот рельефа относительно центра масс до 1152-й степени и порядка (Smith и др., 2001).

Далее кратко опишем используемый метод и приведем результаты численных расчетов модельных плотностных неоднородностей в приповерхностных слоях в районе установки сейсмометра с шагом 1×1 град по широте и долготе в рамках применения метода S-аппроксимаций, и проанализируем полученные результаты.

МЕТОД S-АППРОКСИМАЦИЙ

Наблюдаемые гравитационные аномалии являются суммарными аномалиями, представляющими совокупность аномалий, обусловленных структурными особенностями приповерхностной зоны коры, строением кристаллического фундамента, глубинным строением и другими геологическими факторами. Интерпретация данных об аномалиях гравитационного поля и функциях, задающих рельеф местности, невозможна без разработки специальных численных методов, с помощью которых строятся искомые аппроксимации (Степанова, 2008; 2009). Следует отметить, что решается трехмерная задача интерпретации, которая в полной мере соответствует реальной геофизической практике.

Метод S-аппроксимаций, основанный на представлении гармонической функции в виде суммы потенциалов простого и двойного слоев, является одним из вариантов метода линейных интегральных представлений. Подробное описание метода линейных интегральных представлений изложено в монографии (Страхов и др., 2009).

Аналитические аппроксимации аномального гравитационного поля в локальном варианте строятся с использованием системы прямоугольных декартовых координат.

Задача построения S-аппроксимационной конструкции вариационной постановкой сводится к решению системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ):

$$A\lambda = f_{\delta}, \quad (1)$$

в которой λ есть N -вектор с компонентами λ_i (множители Лагранжа), f_{δ} есть N -вектор с компонентами $f_{i,\delta}$, A есть $(N \times N)$ -матрица со свойством

$$A = A^T \geq 0 \quad (2)$$

и элементами a_{pq} , $1 \leq p, q \leq N$.

Аномалии плотности $\delta\rho(r, \varphi, \lambda)$ в недрах планеты можно представить в виде бесконечно тонких слоев, расположенных на нескольких уровнях r_j . В рамках метода S-аппроксимаций известная компонента гравитационного поля аппроксимируется суммой простого и двойного слоев, распределенных на некоторой совокупности областей (в локальном случае ими являются горизонтальные плоскости, в региональном – сферы или сфероиды).

Решение СЛАУ является основной вычислительной проблемой при построении аппроксимационных конструкций на основе линейных интегральных представлений. В настоящей статье для решения СЛАУ используется регуляризованный итерационный трехслойный метод Чебышева с применением блочного метода контрастирования. Описание метода можно найти в работе (Степанова и др., 2018).

В данной работе представлены результаты построения аналитических аппроксимаций аномального гравитационного поля и рельефа в локальном варианте с использованием системы прямоугольных декартовых координат.

ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ

В настоящее время имеются детальные данные о топографии Марса, полученные в миссии MGS (Mars Global Surveyor), которые были представлены в виде коэффициентов разложения по полиномам Лежандра высот рельефа относительно центра масс группой (Smith и др., 2001).

$$R_{\text{рельеф}}(r, \varphi, \lambda) = R + \sum_{n=1}^{1152} \sum_{m=0}^n [C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda] P_{nm}(\sin \varphi), \quad (3)$$

где R – средний радиус Марса, φ и λ – аргентрические широта и долгота, C_{nm} и S_{nm} – гармонические коэффициенты в разложении рельефа (в метрах), P_{nm} – нормализованные функции Лежандра степени n и азимутального числа m , удовлетворяющие соотношению

$$\int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P_{nm}^2(\sin \varphi) \begin{cases} \cos^2(m\lambda) \\ \sin^2(m\lambda) \end{cases} d(\sin \varphi) d\lambda = 4\pi. \quad (4)$$

Мы определяем топографию Марса по отношению к референсной поверхности, за которую выбираем равновесный сфероид (Zharkov и др., 2009; Жарков, Гудкова, 2016). На рис. 1 представлена карта высот марсианского рельефа после разложения в ряд до 90-й степени и порядка исследуемого региона.

Модели гравитационного поля Марса MRO120D (Konopliv и др., 2016) и модель GMM-3 (Genova и др., 2016), полученные по данным кос-

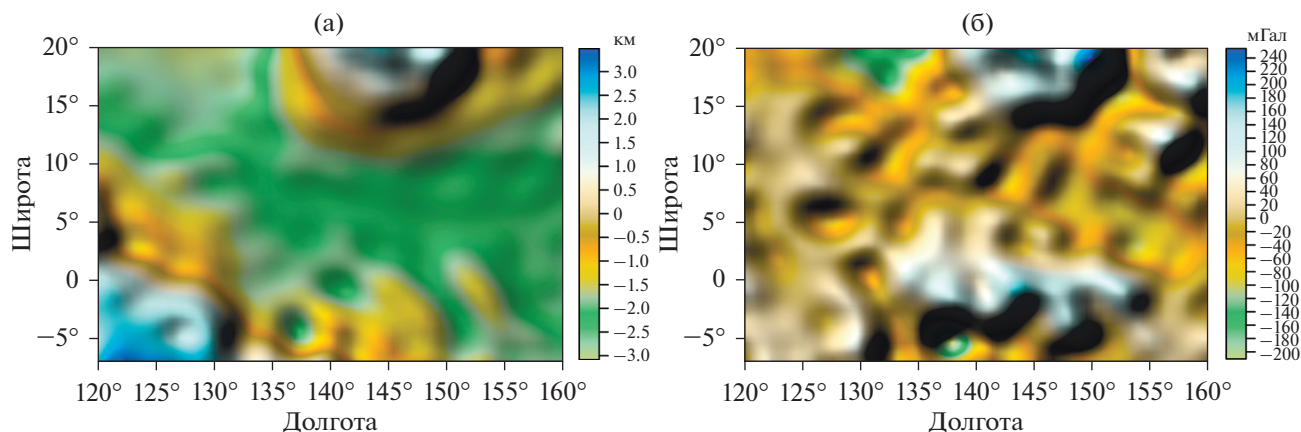


Рис. 1. Карта высот марсианского рельефа после разложения в ряд до 90-й степени и порядка (а) и карта гравитационных аномалий δg (б) (б) для гармоник степеней с 7 по 90-ю на поверхности Марса для юго-западной части области Элизий.

мических аппаратов Mars Global Surveyor, Mars Odyssey и Mars Reconnaissance Orbiter, представляют собой ряд полностью нормализованных коэффициентов 120-й степени и порядка.

Разложение гравитационного потенциала по нормализованным сферическим функциям до 120-й степени и порядка в сферической системе координат с началом в центре масс имеет стандартный вид:

$$V(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r} \left[1 + \sum_{n=2}^{120} \sum_{m=0}^n \left(\frac{R_e}{r} \right)^n \times \right. \\ \left. \times (C_{gnm} \cos m\lambda + S_{gnm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \varphi) \right], \quad (5)$$

где r — расстояние от точки наблюдения до начала координат, M — масса планеты, G — гравитационная постоянная, R_e — экваториальный радиус (нормирующий радиус), C_{gnm} и S_{gnm} — нормализованные гравитационные моменты.

В работе (Батов и др., 2018) показано, что спектры двух моделей практически совпадают до степени 100. При гармониках выше 90 корреляция данных гравитационного поля обеих моделей заметно ухудшается. В работе мы будем использовать модель MRO120D (Konopliv и др., 2016). Данные доступны на сайте Системы планетных данных (<http://pds-geosciences.wustl.edu> под названием jgmgro-120d_sha.tab).

Гравитационные аномалии δg (аномалии в свободном воздухе), определяются формулой (Жарков, Трубицын, 1980)

$$\delta g(\varphi, \lambda) = -\frac{\partial T}{\partial r} = g_0 \sum_{n=2}^{90} \sum_{m=0}^n (n+1) \left(\frac{R_e}{r} \right)^n \times \\ \times P_{nm}(\sin \varphi) (C_{gnm} \cos(m\lambda) + S_{gnm} \sin(m\lambda)), \quad (6)$$

где $g_0 = GM/R^2 = 3.72 \text{ м/с}^2$.

На рис. 1 приведена карта гравитационных аномалий δg (б) на поверхности Марса для юго-западной части области Элизий. В работе (Жарков, Гудкова, 2016) было показано, что в гравитационном потенциале Марса доминируют длинноволновые компоненты, а мелкомасштабные детали марсианского гравитационного поля практически не видны. Это связано с тем, что амплитуды гармоник степеней $n = 2-6$ в спектре потенциала значительно превосходят амплитуды остальной части спектра и несут в себе информацию, прежде всего, о глобальной аномалии самого большого поднятия на Марсе Фарсида. Поэтому для выявления мелкомасштабной структуры рассматриваются гравитационные аномалии, полученные после устранения длинноволнового фона с суммированием ряда (б), начиная с седьмой гармоники.

МОДЕЛЬНЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АНОМАЛЬНЫХ МАСС

Перепад высот рельефа на исследуемом участке составляет 6.5 км. Площадь участка 40×27 град (2400×1620 км). Исходные данные представляют собой цифровые модели рельефа с шагом 1° . Общее число заданных точек составляет 1148.

Исходные данные аномального гравитационного поля Марса в области от 7° южной широты до 20° северной широты и от 120° до 160° восточной широты характеризуются сложным строением поля, амплитуда поля на поверхности изменяется от -200 до 240 мГал.

Рассмотрено несколько модельных примеров. Аномальное поле аппроксимировалось суммой простого и двойного слоев, распределенных на двух плоскостях.

Модель 1. Аномальное поле аппроксимировалось суммой двойного слоя, распределенного на

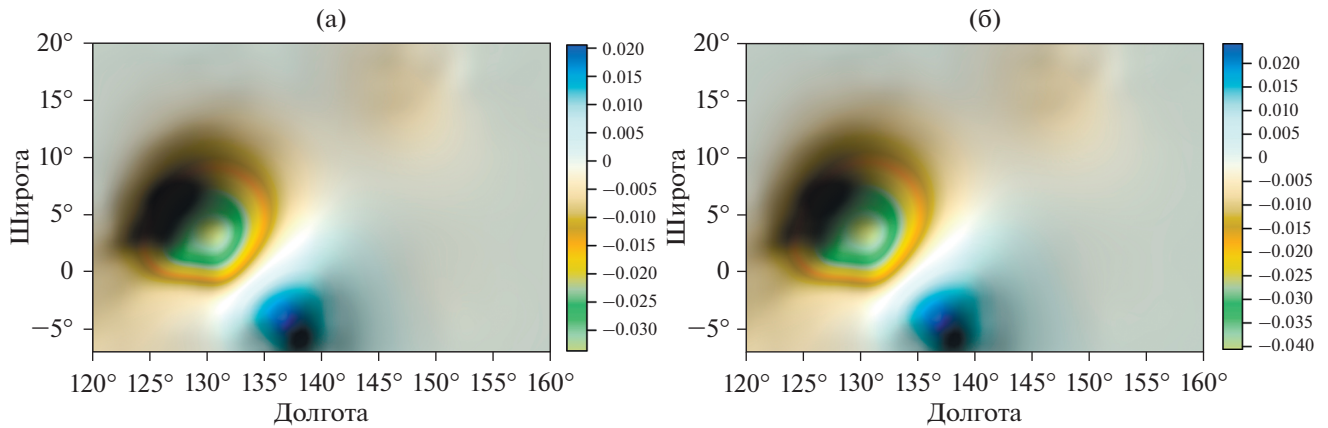


Рис. 2. Модельный пример распределения аномальных масс в приповерхностных слоях в районе установки сейсмометра миссии InSight. Модель 1. Аномальное поле аппроксимировалось суммой двойного слоя, распределенного на двух плоскостях, залегающих на глубинах -0.5 км (а) и 0.5 км (б).

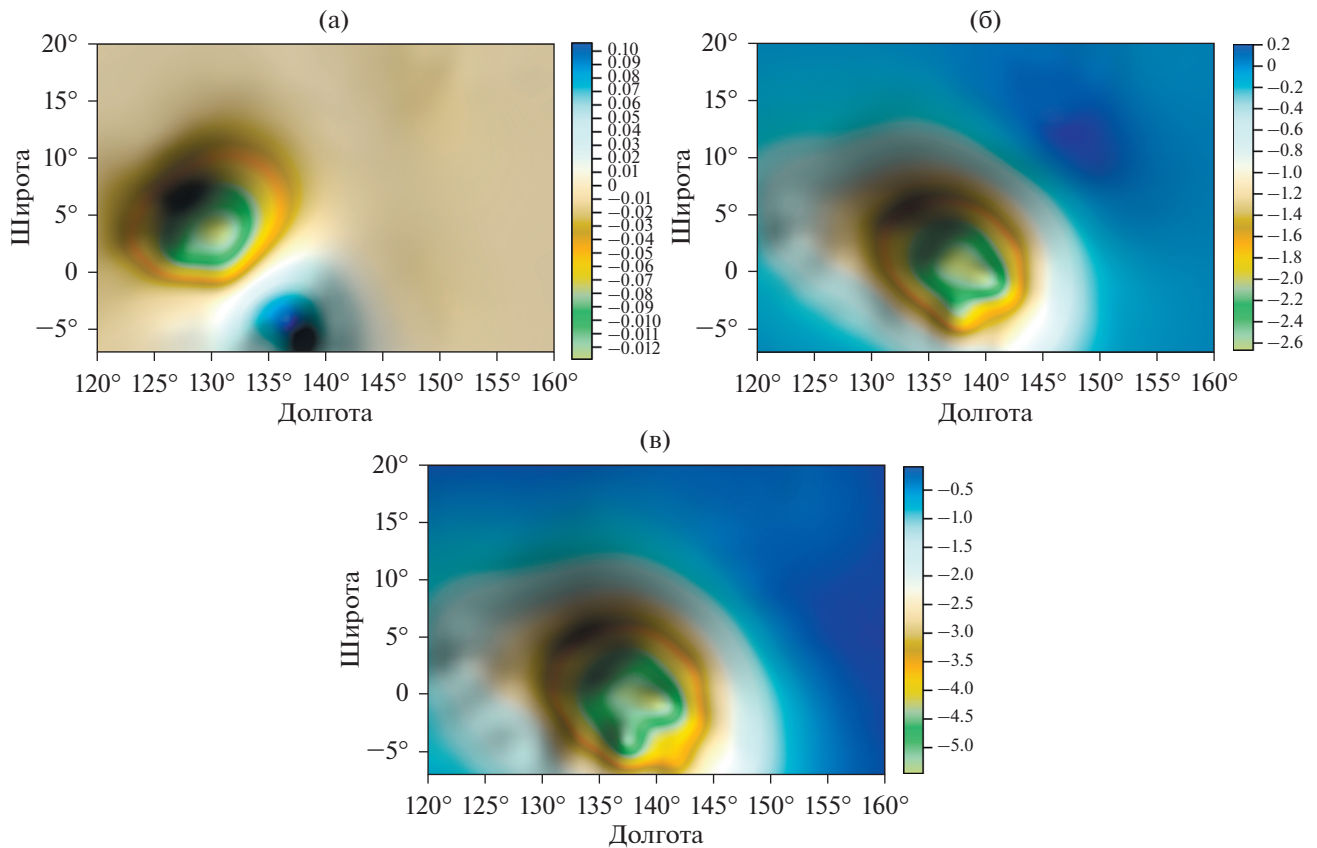


Рис. 3. Модельный пример распределения аномальных масс в приповерхностных слоях в районе установки сейсмометра миссии InSight. Модель 2. Аномальное поле аппроксимировалось простым слоем, распределенным на плоскости, залегающей на нескольких глубинах: 0 км (а), -2 км (б) и -4 км (в).

двух плоскостях, залегающих на глубинах -0.5 и 0.5 км соответственно. Результаты расчетов представлены на рис. 2. Избыточная (недостаточная) плотность варьируется от -0.04 до 0.02 .

Модель 2. Аномальное поле аппроксимировалось простым слоем, распределенным на плоскости, залегающей на нескольких глубинах: 0 , -2 и -4 км. Результаты расчетов представлены на рис. 3. Избыточ-

ная (недостаточная) плотность варьируется от -0.12 до 0.1 ; от -2.6 до 0.2 ; и от -0.5 до 5 , соответственно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Модельные примеры показывают неоднородность приповерхностных слоев Марса в районе установки сейсмометра миссии InSight. Непосредственно под сейсмометром наблюдаются зоны недостаточной плотности. Для дальнейшего более глубокого изучения приповерхностных областей планируется исследовать зависимость полученного решения от априорной информации об аномальном поле: максимальном и минимальном значениях аномалии, симметрии поля, глубине залегания источников, плотностях пород, геологических данных и данных других методов исследования геофизической среды.

Исследования аномалий на разных глубинах и выявление областей с большей и меньшей плотностью представляет интерес для интерпретации сейсмических сигналов, полученных во время проведения сейсмического эксперимента на Марсе. Понимание расположения возможных неоднородностей необходимо для правильной интерпретации полученных сейсмических записей.

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН и при частичной финансовой поддержке Программы Президиума РАН 28.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Батов А.В., Гудкова Т.В., Жарков В.Н. Оценки напряженного состояния недр Марса под локальными топографическими структурами // Геофизические исследования. 2018. Т. 19. № 3. С. 5–22.
- Жарков В.Н., Трубицын В.П. Физика планетных недр. М.: Наука, 1980. 448 с.
- Жарков В.Н., Гудкова Т.В. О модельной структуре гравитационного поля Марса // Астрон. вестн. 2016. Т. 50. С. 250–267. (Zharkov V.N., Gudkova T.V. On model structure of gravity field of Mars // Sol. Syst. Res. 2016. V. 50. P. 250–267.)
- Страхов В.Н., Керимов И.А., Степанова И.Э. Разработка теории и компьютерной технологии построения линейных аналитических аппроксимаций гравитационных и магнитных полей. М.: ИФЗ РАН, 2009. 254 с.
- Степанова И.Э., Керимов И.А., Раевский Д.Н., Шенетлов А.В. Комбинированный метод F-, S- и R-аппроксимаций при решении задач геофизики и геоморфологии // Физика Земли. 2018. № 1. С. 96–113. (Stepanova I.E., Kerimov I.A., Raevski D.N., Shchetilov A.V. Combined method of F-, S-, and R-approximations in solving the problems of geophysics and geomorphology // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2018. V. 54(1). P. 91–105.)
- Чуйкова Н.А., Насонова Л.П., Максимова Т.Г. Аномалии плотности, напряжений и гравитационного поля внутри Марса // Вестн. Московского ун-та. Сер. 3. Физика. Астрономия. 2012. Т. 2. С. 70–77. (Chuiikova N.A., Nasonova L.P., Maksimova T.G. Anomalies of density, stresses, and the gravitational field in the interior of Mars // Moscow University Phys. Bull. 2012. V. 67. № 2. P. 218–225.)
- Чуйкова Н.А., Насонова Л.П., Максимова Т.Г. Аномалии плотности, напряжений и гравитационного поля внутри Земли и Марса и возможные геодинамические следствия: сравнительный анализ // Физика Земли. 2014. Т. 3. С. 127–143. (Chuiikova N.A., Nasonova L.P., Maksimova T.G. Density, stress and gravity anomalies in the interiors of the Earth and Mars and the probable geodynamical implications: comparative analysis // Izv. Phys. Solid Earth. 2014. V. 50. № 3. P. 427–443.)
- Banerdt W.B., Smrekar S., Lognonné P., Spohn T., Asmar S.W., Banfield D., Boschi L., Christensen U., Dehant V., Folkner W., Giardini D., Goetze W., Golombek M., Grott M., Hudson T., Johnson C., Kargl G., Kobayashi N., Maki J., Mimoun D., Mocquet A., Morgan P., Panning M., Pike W.T., Tromp J., van Zost T., Weber R., Wic-zorek M.A., Garcia R., Hurst K. InSight: a discovery mission to explore the interior of Mars // Lunar and Planet. Sci. Conf. 2013. V. 44. P. 1915.
- Genova A., Goossens S., Lemoine F.G., Mazarico E., Neumann G.A., Smith D.E., Zuber M.T. Seasonal and static gravity field of Mars from MGS, Mars Odyssey and MRO radio science // Icarus. 2016. V. 272. P. 228–245.
- Golombek M., Grott M., Kargl G., Andrade J., Marshall J., Warner N., Teanby N. A., Abarca H.E., Deen R.G., Ansan V., Hauber E., Voigt J., Lichtenheldt R., Knapmeyer-Endrun B., Trebi-Ollennu A., Singer J., Maki J., Schmelzbach C., Kedar S., Banfield D., Daubar I.J., Kipp D., Muller N., Lognonné P., Folkner W., Le Maistre S., Mimoun D., Murdoch N., Piqueux S., Delage P., Pike W.T., Charalambous C., Lorenz R., Fayon L., Smrekar S., Lucas A., Rodriguez S., Morgan P., Spiga A., Gudkova T., Karatekin O., Panning M., Garcia R., Giardini D., Christensen U., Nicollier T., Sollberger D., Robertsson J., Ali K., Kim W., Khan O., Sorice C., Bailey P., Kenda B., Siegler M., Vrettos C., Banerdt W.B. Geology and physical properties investigations by the InSight Lander // Space Sci. Rev. 2018. V. 214(5). P. 84.
- Konopliv A.S., Park R.S., Folkner W.M. An improved JPL Mars gravity field and orientation from Mars orbiter and lander tracking data // Icarus. 2016. V. 274. P. 253–260.
- Lognonné P., Banerdt W.B., Giardini D., Pike W.T., Christensen U., Laudet P. et al. SEIS: Insight's Seismic Experiment for internal structure of Mars // Space Sci. Rev. 2019. V. 215(1). P. 12.
- Panning M.P., Lognonne Ph., Banerdt W.B., Garcia R., Golombek M., Kedar S., Knapmeyer-Endrun B., Mocquet A., Teanby N.A., Tromp J., Weber R., Beucler E., Blanchette-Guertin J.-F., Drilleau M., Gudkova T., Hempel S., Khan A., Lekic V., Plesa A.-C., Rivoldini A., Schmerr N., Ruan Y., Verhoeven O., Gao C., Christensen U., Clinton J., Dehant V., Giardini D., Mimoun D., Pike W.T., Smrekar S., Wic-zorek M., Knapmeyer M.,

- Wookey J.* Planned products of the Mars structure service for the InSight mission to Mars // *Space Sci. Rev.* 2017. <https://doi.org/10.1007/s11214-016-0317-5>
- Smith D.E., Zuber M.T., Frey H.V., Garvin J.B., Head J.W., Muhleman D.O., Pettengill G.H., Phillips R.J., Solomon S.C., Zwally H.J., Banerdt W.B., Duxbury T.C., Golombek M.P., Lemoine F.G., Neumann G.A., Rowlands D.D., Aharonson O., Ford P.G., Ivanov A.B., Johnson C.L., McGavern P.J., Abshire J.B., Afzal R.S., Sun X.* Mars Orbiter Laser Altimeter: Experimental summary after the first year of global mapping of Mars // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106(E10). P. 23689–23722.
- Stepanova I.* On the S-approximation of the Earth's gravity field // *Inverse Problems in Science and Engineering.* 2008. V. 16(5). P. 547–566.
- Stepanova I.* On the S-approximation of the Earth's gravity field. Regional version // *Inverse Problems in Science and Engineering.* 2009. V. 17(8). P. 1095–1111.
- Zharkov V.N., Gudkova T.V., Molodensky S.M.* On models of Mars' interior and amplitudes of forced nutations. 1. The effects of deviation of Mars from its equilibrium state on the flattening of the core-mantle boundary // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 2009. V. 172. P. 324–334.