



<http://dx.doi.org/10.5800/GT-2016-7-4-0220>

GRAVITY ANOMALIES OF THE CRUST AND UPPER MANTLE FOR CENTRAL AND SOUTH ASIA

V. N. Senachin¹, A. A. Baranov^{2,3}

¹*Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

²*O.Yu. Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Moscow, Russia*

³*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics of RAS, Moscow, Russia*

Abstract: Studying the density of both the crust and mantle is one of the topical problems in modern geophysics. Gravity modeling in combination with seismic tomography is an important tool for detecting density inhomogeneities in the crust and mantle, which can cause stresses and thus significantly impact the regional tectonics [Pogorelov, Baranov, 2010], especially in zones wherein continental margins actively interact with subducting oceanic plates and the entire depth of the tectonosphere is subject to stresses. Associated processes lead to considerable horizontal and vertical stresses that often cause catastrophic events on a global scale. The challenge of studying the global tectonic processes in the Earth's tectonosphere can be addressed by gravity modeling in combination with seismic surveying.

Data from previous studies. I.L. Nersesov *et al.* [1975] pioneered in calculating the spatial pattern of mantle density inhomogeneities in Central Asia. Although the accuracy of their estimations was not high due to the limited database, their study yielded significant results considering the structure of the crust. Numerous subsequent geophysical projects have researched the crust to a level sufficient to develop regional models, that can give quite adequate information on the depths of external and internal boundaries of the crust and suggest the distribution patterns of seismic velocities and density values. With reference to such data, mantle density inhomogeneities can be studied with higher accuracy.

This paper reports on the estimations of gravity anomalies in the crust and upper mantle in Central and South Asia. The study region represents the full range of crust thicknesses and ages, as well a variety of crust formation types [Christensen, Mooney, 1995]. We used the 3D gravity modeling software package 3SGravity developed by Senachin [2015a, 2015b] that considers the spherical shape of the Earth's surface, and estimated gravitational anomalies using Baranov's digital model of the crust, AsCrust [Baranov, 2010].

The study area includes the Alpine-Himalayan folded belt, the triple junction of rift zones in North Africa, and the marginal seas of Southeast Asia, which are framed by deep troughs with associated volcanic belts. Its relief ranges from the highest mountains in Himalayas to deepest troughs in Indonesia. In this region, the collision of the Indian and Asian plates causes thrusting at the Asian plate margin which results in thickening of the continental crust [Oreshin *et al.*, 2011]. This process may be accompanied by the separation of the crustal layer of the Indian lithospheric plate from its mantle 'cushion', i.e. delamination, the mechanism of which is not fully understood [Jiménez-Munt *et al.*, 2008; Krystopowicz, Currie, 2013; Ueda *et al.*, 2012] (Fig. 1).

AsCrust, the digital model of the Earth's crust: depth to Moho map. A large volume of new data on reflection, refraction and surface waves from earthquakes and explosions was analyzed and integrated into the AsCrust model (1×1° grid). Ten digital maps were constructed: Moho depth, the upper, middle and lower crustal layers, as well as Vp velocities and densities in these layers [Baranov, 2010]. In our study, we calculated gravitational anomalies from the values of thicknesses and density of crustal layers at each point of the grid. The density in the layers was calculated from longitudinal wave velocities using the formula described in [Brocher, 2005] (Fig. 2).

The algorithm for gravity anomaly calculations. Modeling the gravity of large regional objects needs to take into account the curvature of the Earth's surface. Algorithms for calculating the gravity field from bodies bounded by spherical surfaces are proposed in [e.g. Kosygin *et al.*, 1996; Starostenko *et al.*, 1986; Strakhov *et al.*, 1989; Jones *et al.*, 2010; Li *et al.*, 2011; Schmidt *et al.*, 2007]. In this study, we used an algorithm based on equations for direct calculations of the gravity effect, which can be obtained for specific points located on the pole of the sphere. Such equations considerably simplify the algorithm, but require constant recalculation of the coordinate system for each calculation point, which complicates the task (Fig. 3).

Source data, and methods of gravity anomaly calculations. Our computational model includes seven layers: an water layer, three sedimental layers (depths of boundaries, and density values of the sedimental layers) from the model described in [Laske, Masters, 1997], and three crustal layers (depths of boundaries, and density values of the

crust, which were estimated from velocities V_p) from the AsCrust model [Baranov, 2010], considering the territory covered by the model. For the surrounding regions, data on the structure and properties of the crust were taken from the CRUST 2.0 model [Bassin et al., 2000] and interpolated to the $1 \times 1^\circ$ grid. Thus, data with the resolution of $1 \times 1^\circ$ were used to describe the sediments and the crust, and data with the resolution of $0.1 \times 0.1^\circ$ characterized the water layer (batimetry).

Model GGM01 based on satellite observation data of the GRACE project (<http://www.csr.utexas.edu>) simulated the Earth's gravity field and was used to calculate anomalies in 'free' air across the entire surface of our model, which took into account the correction for the elevation of an observation object. The gravity field ranges from -250 to $+260$ mGal. The zone of collision of the Indian and Asian plates is marked by narrow parallel anomalies of different signs, reaching 200 mGal and more. The southwestern zone with negative anomalies corresponds, apparently, to the boundary of the junction zone of the two plates, wherein the Indian plate subducts underneath the Asian plate, as described in [e.g. He et al., 2010; Oreshin et al., 2011]. The gravity field of the study area quite clearly shows that Tibet is separated from the Tarim plate neighbouring it in the northeast. This separation is marked by a negative anomaly to -150 mGal, the boundaries of which are outlined by narrow zones of positive anomalies. The southern Caspian Sea is also characterized by a negative anomaly to -150 mGal, while Tien Shan is marked by a narrow band of positive anomalies up to 110 mGal. In most of the study area, the field is close to normal and varies within a few dozens of milligals. Moderately positive gravity (within 40 – 80 mGal) is typical of the rest of the Alpine-Himalayan folded belt. A slight positive gravity field is revealed in the marginal seas of Southeast Asia, wherein there are two narrow zones of high-amplitude anomalies of different signs (up to 200 mGal), which are generated by isostatically uncompensated systems of island arcs and trenches (Fig. 6).

The gravity effect of the Earth's crust estimated for Asia shows the presence of major anomalies varying in the range of 940 mGal (from -380 to $+560$ mGal). The maximum positive anomaly is located in the vicinity of the African triple junction of the rift zones, wherein the anomaly reaches a positive maximum of about $+560$ mGal. Positive anomalies are also revealed in the Tarim Basin ($+130$ mGal), Southeastern China ($+100$ mGal), the Iranian plateau ($+180$ mGal), and back-arc subduction zones of the Indian and Pacific plates ($+290$ mGal). Large negative anomalies correspond to the Caspian and Black Seas (-380 mGal), Himalayas (-280 mGal), and eastern Tibet (-330 mGal). The Eastern Mediterranean is characterized by a negative anomaly (-310 mGal).

The eastern Arabian Peninsula and the Mesopotamian lowlands are characterized by negative anomalies up to -220 mGal. The map of calculated crustal gravity anomalies also shows submarine ridges ($+280$ mGal) that trend from south to north and seem to trace 'hot spots' that burn through the lithospheric plate (Fig. 7).

Gravitational anomalies in the mantle were calculated by subtracting the gravity effect of the crust from the observed gravity field. The anomalies range from -570 to $+350$ mGal, which is about twice the range of variations of this field. This directly indicates the presence of large density variations in the lithospheric mantle, which should compensate for the anomalous crustal masses. The largest positive mantle density inhomogeneities in the study region are revealed in the narrow band of the Himalayas ($+330$ mGal) and Eastern Tibet ($+350$ mGal). In the Caspian and Black Seas, the anomalies reach $+250$ and $+300$ mGal, respectively. The Eastern Mediterranean is characterized by a positive anomaly up to $+280$ mGal. The eastern Arabian Peninsula and the Mesopotamian lowlands are characterized by positive anomalies of up to $+220$ mGal. Negative anomalies are revealed in the Tarim Basin (-190 mGal), over submarine ridges in the Indian Ocean (-340 mGal), in Southeastern China (-120 mGal), the central Hindustan (-80 mGal), the Hindu Kush and Karakoram (-150 mGal). Subduction zones of the Indian and Pacific plates are also characterized by negative anomalies of up to -250 mGal. The triple junction zone (Red Sea, Gulf of Aden, the African Rift) in the northeastern African continent is the region of maximum negative anomalies in the mantle wherein gravity values are reduced to -570 mGal (Fig. 8).

Results and conclusion. By applying the 3SGravity software package and the AsCrust digital model, we revealed the spatial pattern of gravitational anomalies in the crust and mantle in Central and South Asia, which gives more precise information about the variations in density with depth in the study area. Our estimations show a significant variations of mantle gravity anomalies, several times larger than the changes in the observed anomalies.

Key words: geophysics; Earth's crust; lithosphere; gravity modeling

Recommended by V.A. Sankov

For citation: Senachin V.N., Baranov A.A. 2016. Gravity anomalies of the crust and upper mantle for Central and South Asia. *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (4), 513–528. doi:10.5800/GT-2016-7-4-0220.

Для цитирования: Сеначин В.Н., Баранов А.А. Гравитационные аномалии коры и верхней мантии Центральной и Южной Азии // *Геодинамика и тектонофизика*. 2016. Т. 7. № 4. С. 513–528. doi:10.5800/GT-2016-7-4-0220.

ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ АЗИИ

В. Н. Сеначин¹, А. А. Баранов^{2,3}

¹ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

² Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

³ Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, Россия

Аннотация: Одной из актуальных задач современной геофизики является изучение плотностного строения земной коры и подстилающей ее мантии. В этом изучении гравитационное моделирование в комплексе с сейсмической томографией представляется важнейшим инструментом определения плотностных неоднородностей. Данные неоднородности могут оказывать существенное влияние на тектонику регионов, вызывая напряжения в коре и мантии [Pogorelov, Baranov, 2010]. Это наглядно показывают активные зоны сочленения окраин материков с субдуцирующими под них океаническими плитами, образующими напряжения по всей глубине тектоносферы. Возникающие при этом процессы приводят к появлению значительных горизонтальных и вертикальных напряжений, что нередко заканчивается катастрофами глобального масштаба. Все вышеперечисленное указывает на необходимость изучения глобальных тектонических процессов в тектоносфере Земли, в котором гравитационное моделирование в комплексе с сейсморазведкой играет определяющую роль.

Данные предыдущих исследователей. Впервые распределение мантийных плотностных неоднородностей в Центральной Азии было рассчитано И.Л. Нерсесовым с соавторами [Nersesov et al., 1975]. Однако в силу недостатка данных точность полученных в то время расчетов была невелика. Вместе с тем значительные результаты были получены в изучении строения земной коры. Благодаря многочисленным проектам по ее исследованию геофизическими методами, степень изученности коры достигла такого уровня, что появились региональные модели, дающие вполне адекватную информацию о глубинном расположении ее внешних и внутренних границ, а также о распределении сейсмических скоростей и плотности. Это, в свою очередь, дает нам возможность проводить изучение мантийных плотностных неоднородностей со значительно большей точностью.

В настоящей работе представлены результаты расчетов гравитационных аномалий коры и верхней мантии Центральной и Южной Азии. Этот регион хорошо подходит для решения данной задачи, так как он охватывает области всего диапазона мощности, возраста и способов образования коры [Christensen, Mooney, 1995]. Для выполнения этой задачи использовалась оригинальная программа трехмерного гравитационного моделирования, учитывающая сферическую форму поверхности Земли, разработанная В.Н. Сеначиным [Senachin, 2015a, 2015b]. Расчет гравитационных аномалий выполнялся на основе данных цифровой модели земной коры AsCrust, разработанной А.А. Барановым [Baranov, 2010].

Изучаемый регион включает в себя Альпийско-Гималайский складчатый пояс, область тройного сочленения рифтовых зон на севере Африки и область окраинных морей Юго-Восточной Азии, обрамляющихся глубоководными желобами с сопутствующими таким зонам вулканическими поясами. Рельеф земной поверхности и морского дна включает самые высокие горы (Гималаи) и одни из самых глубоких областей на нашей планете – глубоководные желоба Индонезии. В данном регионе предполагается столкновение Индийской плиты с Азиатской, которое могло привести к надвигу и смятию края Азиатской плиты и к большому увеличению мощности континентальной коры [Oreshin et al., 2011]. Этот процесс, возможно, сопровождается деламинойцией (отделением корового слоя Индийской литосферной плиты от ее мантийной «подушки», механизм которого до конца не изучен) [Jiménez-Munt et al., 2008; Krystopowicz, Currie, 2013; Ueda et al., 2012] (рис. 1).

Цифровая модель земной коры AsCrust: карта глубины до Мохо. При построении модели AsCrust было проанализировано большое количество новых данных по отраженным, преломленным и поверхностным волнам от землетрясений и взрывов. Все они были интегрированы в единую модель с разрешением $1 \times 1^\circ$. Результаты были представлены в виде десяти цифровых карт, определяющих глубину до границы Мохо, мощность верхней, средней и нижней части консолидированной коры, а также скорость продольных волн в этих слоях [Baranov, 2010]. Для расчета гравитационных аномалий в настоящей работе использовались данные о мощности слоев коры и их плотности в каждой точке градусной сетки. Плотности в слоях были рассчитаны по скоростям продольных волн с использованием формулы из [Brocher, 2005] (рис. 2).

Алгоритм расчета гравитационных аномалий. В гравитационном моделировании при изучении крупных региональных объектов возникает необходимость учитывать кривизну земной поверхности. Для этой цели разрабатываются алгоритмы вычисления гравитационного поля от тел, ограниченных сферическими поверхностями [Kosygin et al., 1996; Starostenko et al., 1986; Strakhov et al., 1989; Jones et al., 2010; Li et al., 2011; Schmidt et al., 2007; и др.]. В настоящей работе для этой цели был использован алгоритм, основанный на применении прямых формул расчета гравитационного эффекта, которые могут быть получены для точки, находящейся на полюсе сферы. Использование прямых формул вычисления во многом упрощает алгоритм, но требует постоянного перерасчета системы координат для каждой точки расчета, что несколько усложняет задачу (рис. 3).

Исходные данные и методика расчета гравитационных аномалий. Количество слоев в нашей расчетной модели равно семи: это водный слой, три слоя осадков (глубины границ и плотности осадочных слоев) из модели [Laske, Masters, 1997] и три слоя коры (глубины границ и плотности в коре, полученные из V_p скоро-

стей) из модели AsCrust [Baranov, 2010] для покрываемой ею территории. Для окружающих регионов данные о строении и свойствах коры брались из модели CRUST 2.0 [Bassin et al., 2000] и были проинтерполированы на сетку $1 \times 1^\circ$. Таким образом, для осадков и коры были использованы данные с разрешением $1 \times 1^\circ$, тогда как для водного слоя (батиметрия) разрешение составило $0.1 \times 0.1^\circ$.

В качестве гравитационного поля Земли была взята модель GGM01, полученная на основе спутниковых наблюдений в ходе выполнения проекта «GRACE» (<http://www.csr.utexas.edu>). На основе этой модели были рассчитаны аномалии в «свободном» воздухе на всей поверхности нашей модели, которые учитывают поправку за высоту объекта наблюдений: гравитационное поле изменяется в пределах от -250 до $+260$ мГал. Зона столкновения Индийской плиты с Азиатской выделяется наличием параллельных узких аномалий разного знака, достигающих 200 мГал и более: юго-западная аномальная зона, характеризующаяся отрицательными аномалиями, соответствует, по-видимому, границе сочленения двух плит, где Индийская плита поддвигается под Азиатскую согласно [He et al., 2010; Oreshin et al., 2011; и др.]. В гравитационном поле региона также видно довольно четкое разделение Тибета и примыкающей к нему с северо-востока Таримской плиты (отрицательная аномалия до -150 мГал), границы которой оконтуриваются узкими зонами положительных аномалий. Южная часть Каспийского моря также характеризуется отрицательной аномалией до -150 мГал, тогда как Тянь-Шань – узкой полосой положительных аномалий до 110 мГал. Однако на большей части исследуемого региона поле близко к нормальному, изменяясь в пределах нескольких десятков миллигал. Умеренно повышенным уровнем гравитационного поля (в пределах 40 – 80 мГал) выделяется остальная часть Альпийско-Гималайского складчатого пояса. В морях юго-восточной окраины Азии отмечается слабое повышение уровня поля в акваториях морей и две узкие зоны высокоамплитудных аномалий разного знака (до 200 мГал), которые порождаются изостатически нескомпенсированными системами островных дуг и желобов окраинных морей Юго-Восточной Азии (рис. 6).

Гравитационный эффект земной коры. Гравитационный эффект земной коры, рассчитанный в Азиатском регионе, показывает наличие крупных аномалий, изменяющихся в пределах 940 мГал (от -380 до $+560$ мГал). Максимальная положительная аномалия наблюдается в районе африканского тройного сочленения рифтовых зон, где она достигает положительного максимума в регионе $+560$ мГал. Положительные аномалии также наблюдаются в Таримском бассейне (до $+130$ мГал), Юго-Восточном Китае (до $+100$ мГал), в районе Иранского нагорья (до $+180$ мГал) и в задуговых районах субдукционных зон Индийской и Тихоокеанской плит (до $+290$ мГал). Крупные отрицательные аномалии соответствуют районам Каспийского и Черного морей (до -380 мГал), Гималаев (до -280 мГал) и восточной части Тибета (до -330 мГал). Восточное Средиземноморье характеризуется отрицательной аномалией до -310 мГал.

Восточная часть Аравийского полуострова и Месопотамская низменность характеризуются отрицательными аномалиями до -220 мГал. Также на карте расчетных аномалий коры выделяются подводные хребты (до $+280$ мГал), тянущиеся субмеридионально с юга на север, происхождение которых предположительно определяют как след «горячих точек, прожигающих проходящую над ней литосферную плиту (рис. 7).

Мантийные гравитационные аномалии. Мантийные гравитационные аномалии изучаемого региона были получены вычитанием гравитационного эффекта земной коры из наблюдаемого гравитационного поля. Они изменяются в пределах от -570 до $+350$ мГал, что примерно вдвое превышает пределы изменения этого поля. Это прямо указывает на наличие крупных плотностных неоднородностей в литосферной мантии, которые должны скомпенсировать коровые аномальные массы. Наиболее крупные положительные мантийные плотностные неоднородности в изучаемом регионе наблюдаются в районах узкой полосы Гималаев (до $+330$ мГал) и Восточного Тибета (до $+350$ мГал). В Каспийском и Черном морях они достигают $+250$ и $+300$ мГал соответственно. Восточное Средиземноморье характеризуется положительной аномалией до $+280$ мГал. Восточная часть Аравийского полуострова и Месопотамская низменность характеризуются положительными аномалиями до $+220$ мГал. Отрицательные аномалии наблюдаются в районах Таримского бассейна (до -190 мГал), над подводными хребтами в Индийском океане (до -340 мГал), в юго-восточной части Китая (до -120 мГал), в центральной части Индостана (до -80 мГал), а также в районах Гиндукуша и Каракорума (до -150 мГал). Субдукционные зоны Индийской и Тихоокеанской плит также характеризуются отрицательными аномалиями до -250 мГал. На северо-востоке Африканского континента, где имеет место тройное сочленение рифтовых зон (Красное море, Аденский залив, Африканский рифт), наблюдается область максимальных отрицательных мантийных аномалий. Здесь гравитационное поле понижается до -570 мГал (рис. 8).

Полученные результаты и выводы. В результате проведенной работы на основе разработанной авторами компьютерной программы 3SGravity и цифровой модели земной коры AsCrust получено распределение коровых и мантийных гравитационных аномалий в Центральной и Южной Азии. Распределение дает более точную информацию о глубинном распределении плотностных неоднородностей в регионе. Результаты проведенных расчетов показывают значительный диапазон изменения мантийных гравитационных аномалий, в несколько раз превышающий изменения наблюдаемых аномалий.

Ключевые слова: геофизика; земная кора; литосфера; гравитационное моделирование

1. ВВЕДЕНИЕ

Одной из актуальных задач современной геофизики является изучение плотностного строения земной коры и подстилающей ее мантии. В этом изучении гравитационное моделирование в комплексе с сейсмической томографией представляется важнейшим инструментом определения плотностных неоднородностей. Данные неоднородности могут оказывать существенное влияние на тектонику регионов, вызывая напряжения в коре и мантии [Pogorelov, Baranov, 2010]. Это наглядно показывают активные зоны сочленения окраин материков с субдуцирующими под них океаническими плитами, образующими напряжения по всей глубине тектоносферы. Возникающие при этом процессы приводят к появлению значительных горизонтальных и вертикальных напряжений, что нередко заканчивается катастрофами глобального масштаба. Все вышеперечисленное указывает на необходимость изучения глобальных тектонических процессов в тектоносфере Земли, в котором гравитационное моделирование в комплексе с сейсморазведкой играет определяющую роль.

2. ДАННЫЕ ПРЕДЫДУЩИХ ИССЛЕДОВАТЕЛЕЙ

Впервые распределение мантийных плотностных неоднородностей в Центральной Азии было рассчитано И.Л. Нерсесовым с соавторами [Nersesov et al., 1975]. Однако в силу недостатка данных точность полученных в то время расчетов была невелика. Что же касается земной коры и ее строения, то в этой области за последние несколько десятков лет многими исследователями были получены значительные результаты. Благодаря многочисленным проектам по изучению земной коры геофизическими методами, степень ее изученности достигла такого уровня, что появились региональные модели, дающие вполне адекватную информацию о глубинном расположении ее внешних и внутренних границ, а также о распределении сейсмических скоростей и плотности. Это, в свою очередь, дает нам возможность проводить изучение мантийных плотностных неоднородностей с большей точностью.

В настоящей работе представлены результаты расчетов гравитационных аномалий коры и верхней мантии для Центральной и Южной Азии. Этот регион хорошо подходит для решения данной задачи, так как он охватывает области всего диапазона мощности, возраста и способов образования коры [Christensen, Mooney, 1995]. Для выполнения этой задачи использовалась оригинальная про-

грамма трехмерного гравитационного моделирования, учитывающая сферическую форму поверхности Земли, разработанная В.Н. Сеначиным [Senachin, 2015a, 2015b]. Расчет гравитационных аномалий выполнялся на основе данных цифровой модели земной коры AsCrust, разработанной одним из авторов [Baranov, 2010].

3. КРАТКИЙ ОБЗОР РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Данный район весьма примечателен как в тектоническом строении, так и в гравитационном поле. Он включает в себя Альпийско-Гималайский складчатый пояс, область тройного сочленения рифтовых зон на севере Африки и область окраинных морей Юго-Восточной Азии, обрамляющихся глубоководными желобами с сопутствующими таким зонам вулканическими поясами. Рельеф земной поверхности и морского дна включает самые высокие горы (Гималаи) и одни из самых глубоких областей на нашей планете – глубоководные желоба Индонезии (рис. 1). В данном регионе предполагается столкновение Индийской плиты с Азиатской, которое привело к надвигу и смятию края Азиатской плиты и к большому увеличению мощности континентальной коры [Oreshin et al., 2011]. Этот процесс, возможно, сопровождается деламинацией (отделением корового слоя индийской литосферной плиты от ее мантийной «подушки», механизм которого до конца не изучен) [Jiménez-Munt et al., 2008; Krystopowicz, Currie, 2013; Ueda et al., 2012].

4. ЦИФРОВАЯ МОДЕЛЬ ASCRUST

При построении модели AsCrust было проанализировано большое количество новых данных по отраженным, преломленным и поверхностным волнам от землетрясений и взрывов. Все они были интегрированы в единую модель с разрешением $1 \times 1^\circ$. Результаты были представлены в виде десяти цифровых карт, определяющих глубину до границы Мохо, мощность верхней, средней и нижней части консолидированной коры, а также скорости продольных волн в этих слоях [Baranov, 2010]. Для расчета гравитационных аномалий в настоящей работе использовались данные о мощности слоев коры и их плотности в каждой точке градусной сетки. Плотности в слоях были рассчитаны по скоростям продольных волн с использованием формулы из [Brocher, 2005]:

$$\rho = 1.6612Vp - 0.4721Vp^2 + 0.0671Vp^3 - 0.0043Vp^4 + 0.000106Vp^5.$$

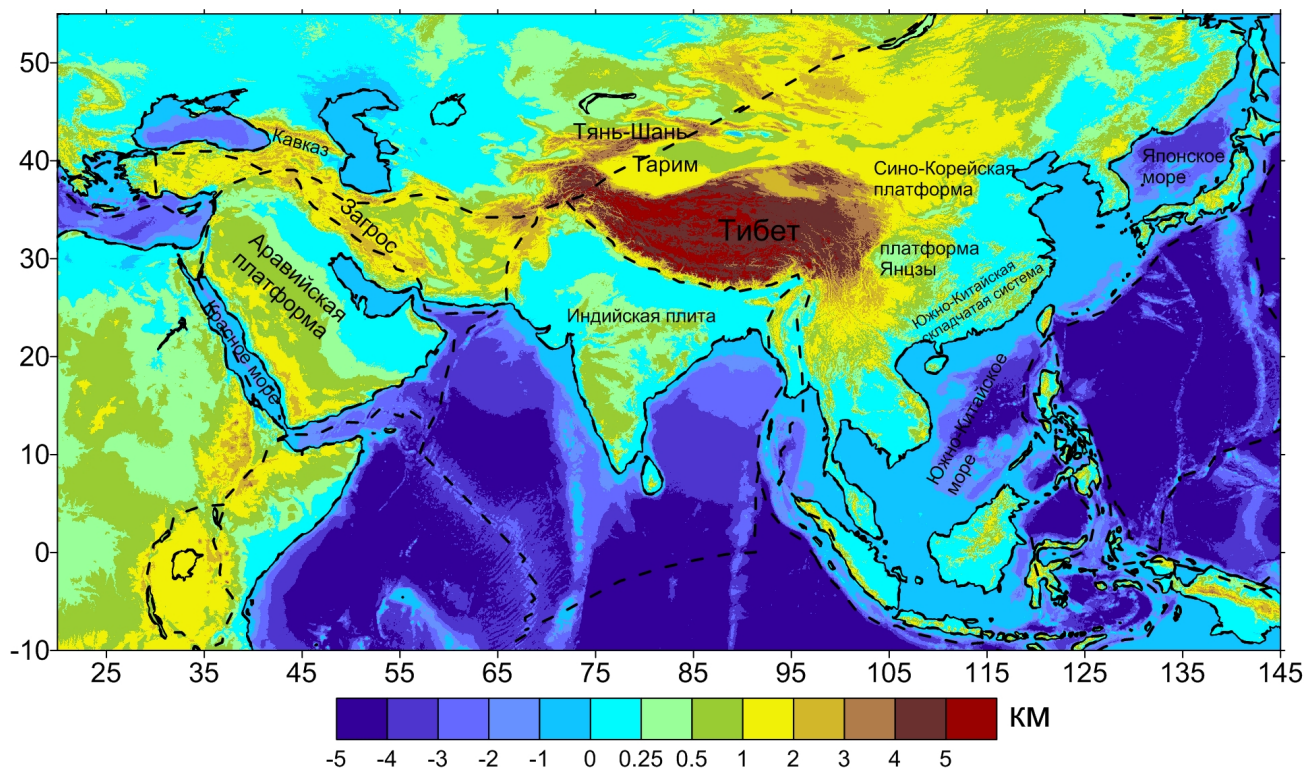


Рис. 1. Карта рельефа района исследований, составленная по данным проекта Topex [Smith, Sandwell, 1997]. Черной пунктирной линией показаны границы плит; сплошной – береговая линия.

Fig. 1. The relief map of the study area, according to the data of the Topex project [Smith, Sandwell, 1997]. The black dashed line shows plate boundaries; the solid line shows the shorelines.

На рисунке 2 приведена карта распределения глубины подошвы земной коры (глубина до границы Мохо) на основе данных модели AsCrust для этого региона. Черной пунктирной линией показаны границы региона, в пределах которого собирались новые данные. Минимальная глубина до Мохо – 7 км в Красном море, тогда как максимум достигается под Тибетом – 75 км. Стандартная континентальная кора обычно имеет мощность 38–44 км

[Christensen, Mooney, 1995]. Регионы с нормальной континентальной корой – Аравийский полуостров, Малая Азия, Северная и Центральная Индия, Восточный Китай, Индокитай. Выделяются также регионы со смешанным типом коры: Южно-Китайское, Зондское, Японское и другие краевые моря Юго-Восточной Азии. Они содержат три типа коры: океаническую (7–9 км), субконтинентальную (10–38 км) и смешанную.

5. АЛГОРИТМ РАСЧЕТА ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ

При интерпретации крупных региональных гравитационных аномалий возникает необходимость учитывать кривизну земной поверхности. Для этой цели разрабатываются алгоритмы вычисления гравитационного поля от тел, ограниченных сферическими поверхностями [Kosygin et al., 1996; Starostenko et al., 1986; Strakhov et al., 1989; Jones et al., 2010; Li et al., 2011; Schmidt et al., 2007; и др.]. В настоящей работе для этой цели был использован алгоритм, основанный на применении прямых формул расчета гравитационного эффекта, которые могут быть получены для точки, находящейся на полюсе сферы (рис. 3). Использование прямых формул вычисления во многом упрощает алгоритм, но требует постоянного перерасчета системы координат для каждой точки, что несколько усложняет задачу. Как это разрешается в нашем случае, будет показано ниже.

В общем виде интегральное выражение для расчета гравитационного эффекта от «сферической прямоугольной призмы», ограниченной параллелями, меридианами по бокам и сферическими поверхностями сверху и снизу, может быть представлено следующим образом:

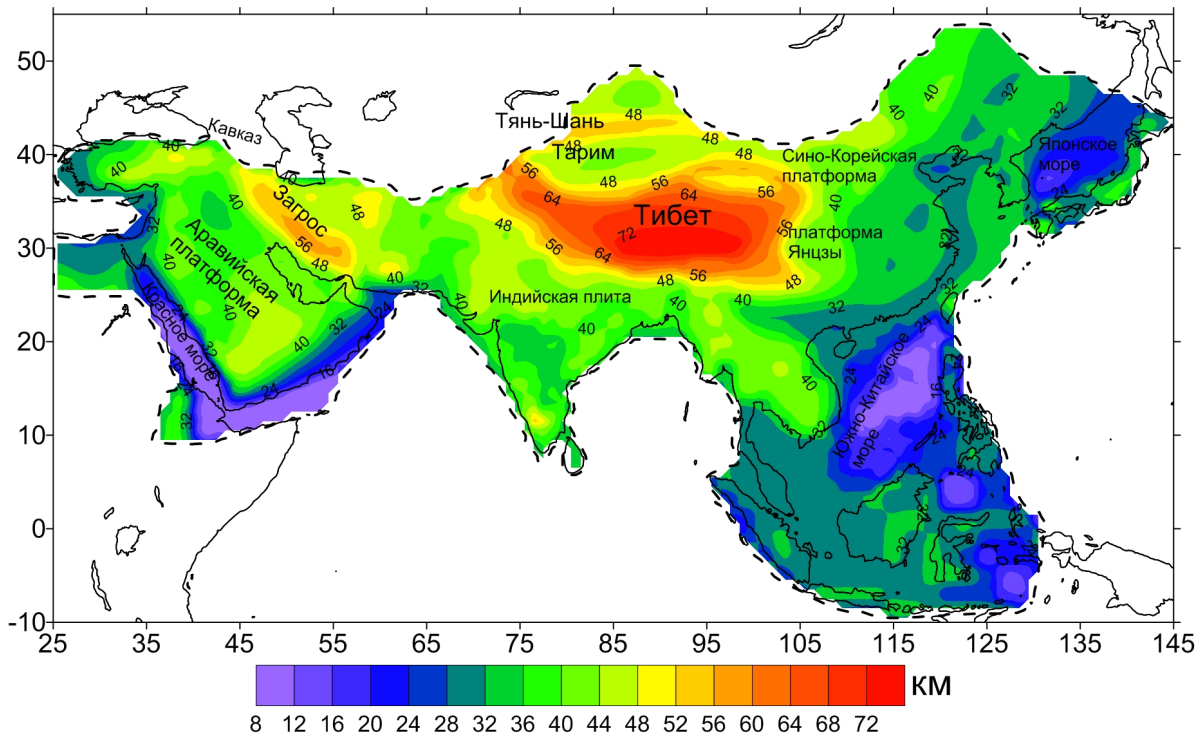


Рис. 2. Карта глубины до Мохо для Центральной и Южной Азии по данным модели AsCrust. Цветными тонами с контурами показана глубина расположения границы Мохо с указанной снизу шкалой. Пунктирной линией показана граница области цифровой модели AsCrust; черной линией – береговая линия.

Fig. 2. The depth to Moho map of Central and South Asia, according to the AsCrust digital model. Color areas with depth contours show the location of Moho (the scale is given below). The dashed line shows the boundary of the AsCrust model; the black line shows shorelines.

$$\Delta G(r_0, \varphi_0, \theta_0) = f \int_{r_2}^{r_1} \int_{\varphi_2}^{\varphi_1} \int_{\theta_2}^{\theta_1} \frac{\rho(r)(R-r \cos \omega)r^2 \sin \varphi}{(R^2+r^2-2Rr \cos(\varphi))^{3/2}} d\varphi d\theta dr, \tag{1}$$

где f – гравитационная постоянная; r_0, φ_0, θ_0 – соответственно высота, широта и долгота точки, в которой проводится расчет гравитационного поля; R – радиус Земли;

$$\cos(\omega) = \cos(\varphi_0) \cos(\varphi) + \sin(\varphi_0) \sin(\varphi) \cos(\theta_0 - \theta). \tag{2}$$

Интеграл в формуле (1) не выражается в конечном виде, и расчет возможен только путем численного интегрирования, как это сделано, например, в работах [Starostenko et al., 1986; Grushinsky, Sazhina, 1988]. Вместе с тем, если рассматривать частный случай, когда точка расчета расположена на полюсе ($\varphi_0=0$), то интеграл поддается аналитическому решению и можно получить формулу для расчета гравитационного поля.

Пусть плотность в расчетном блоке задается линейной зависимостью от радиуса шара:

$$\rho(r) = \rho_0 + \rho_1 r. \tag{3}$$

Для точки с координатами ($r, \varphi=0$) из формулы (2) получим $\cos(\omega)=\cos(\varphi)$, и тогда выражение (1) может быть представлено в следующем виде:

$$\Delta G(r, \varphi = 0, \theta_0) = f \int_{r_1}^{r_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_{\theta_1}^{\theta_2} \frac{(\rho_0 + \rho_1 r)(R-r \cos \varphi)r^2 \sin(\varphi)}{(R^2+r^2-2Rr \cos \varphi)^{3/2}} d\varphi d\theta dr. \tag{4}$$

В этом выражении можно сразу провести интегрирование по долготе, в результате чего получим:

$$\Delta G(r, \varphi = 0, \theta_0) = f(\theta_2 - \theta) \int_{r_1}^{r_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \frac{(\rho_0 + \rho_1 r)(R-r \cos \varphi)r^2 \sin(\varphi)}{(R^2+r^2-2Rr \cos \varphi)^{3/2}} d\varphi dr.$$

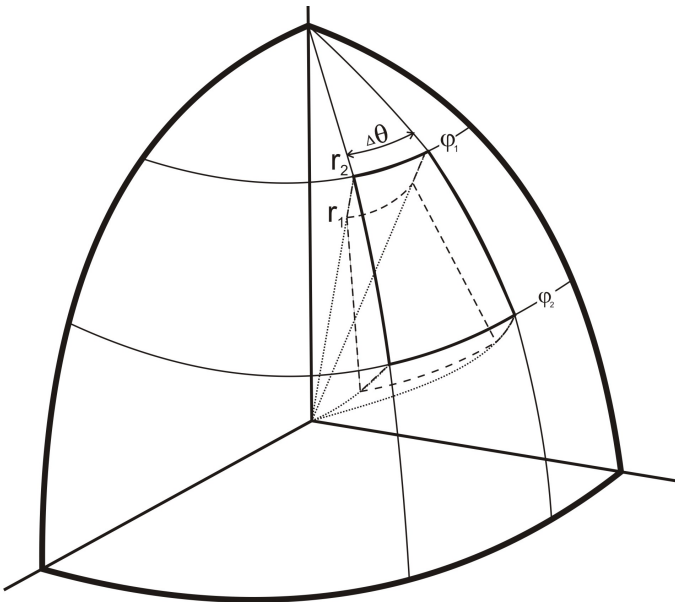


Рис. 3. Элементарная «сферическая прямоугольная призма», ограниченная по широте, долготе и радиусу (нижняя грань показана пунктиром).

Fig. 3. Elementary 'spherical rectangular prism' bounded by latitude, longitude, and radius (the lower side is shown by the dashed line).

Решение данного интеграла, полученное с помощью таблиц интегралов [Prudnikov et al., 1981], представляется следующим образом:

$$\begin{aligned} \Delta G(R, 0, \theta_0) = f \Delta \theta & \left\{ \rho_0 \left[\frac{X^{3/2}}{3R^2} + \left(\frac{r}{R} \cos(\varphi) - \sin^2 \varphi \right) X^{1/2} - R \cos \varphi \ln |2r - 2R \cos \varphi + 2X^{3/2}| \right] + \right. \\ & + \rho_1 \left[\frac{r^3}{4R^2} + \frac{r^2 \cos \varphi}{4R} + \frac{r(5 \cos^2 \varphi - 3) + 15R \cos^2 \varphi - 13r \cos \varphi}{8} \right] X^{1/2} + \\ & \left. + \rho_1 \left[\frac{3}{8} (R^2 (1 - \cos^2 \varphi) \cdot (1 - 5 \cos^2 \varphi) \cdot \ln(r - R \cos \varphi + X^{1/2})) \right] \right\}, \end{aligned} \quad (5)$$

где $X = (R^2 + r^2 - 2Rr \cos \varphi)$.

Формула (5) представляет решение двойного интеграла, в который необходимо подставить значения пределов интегрирования по переменным $\cos \varphi$ и θ и вычислить требуемый гравитационный эффект заданной сферической прямоугольной призмы.

Преобразование координат. Полученное нами выражение (5) может использоваться прямо для вычисления гравитационного поля только в частном случае, когда точка расчета расположена на вершине сферы $\varphi=0$. Если же точка расчета располагается произвольно, тогда необходимо перейти к новой системе отсчета, совместив координатную осевую точку $\varphi=0$ с данной точкой, и произвести соответствующее преобразование координат для всех вершин гравитирующего тела, имеющего форму сферической «прямоугольной призмы».

Пусть $(r_0, \varphi_0, \theta_0)$ – координаты точки L_0 , в которой рассчитывается гравитационное поле, а множество точек $M(r_i, \varphi_i, \theta_i)$ – координаты вершин гравитирующего тела в исходной системе координат. В новой системе отсчета параметр r (глубина в точке рассчитываемого блока) остается без изменений; изменяются лишь величины широты φ и долготы θ . Обозначим эти измененные величины как φ' и θ' , и тогда координаты точки расчета в новой системе отсчета примут значения $(r_0, \varphi'_0=0, \theta'_0=0)$, а координаты вершин расчетного блока M' будут обозначаться $(r_i, \varphi'_i, \theta'_i)$.

Новое значение широты φ'_i соответствует длине дуги между точкой расчета и центром гравитирующего блока, которая однозначно определяется из выражения:

$$\cos \varphi'_i = \cos \varphi_0 \cos \varphi_i + \sin \varphi_0 \sin \varphi_i \cos(\theta_0 - \theta_i).$$

Для вычисления долготы θ'_i в новой системе отсчета необходимо задать положение нулевой долготы $\theta'=0$ и направление ее возрастания. В данном случае эти параметры могут быть выбраны произвольно. Новая долгота текущей точки θ'_i определяется как проекция угла между данной точкой и плоскостью $\theta=0$ (или любым лучом на этой плоскости) на плоскость $\varphi=90^\circ$. Однако уравнения, содержащие этот угол, позволяют определять θ' только в области $0-180^\circ$, в то время как долгота должна определяться в диапазоне

0–360° (либо от –180° до +180°). Чтобы разрешить эту проблему, предлагается использовать следующий алгоритм.

Разность долготы между двумя смежными точками многоугольника определяется из выражения (2):

$$\cos|\Delta\theta'| = \frac{\cos\omega - \cos\varphi'_i \cos\varphi'_{i-1}}{\sin\varphi'_i \sin\varphi'_{i-1}}, \quad (6)$$

где ω – угол между этими точками, который в данном случае определяется уравнением:

$$\cos\omega = \cos\varphi_i \cos\varphi_{i-1} + \sin\varphi_i \sin\varphi_{i-1} \cos(\theta_0 - \theta_{i-1}).$$

Зададим такую систему отчета, в которой ось $\theta=0^\circ$ совпадает с первой из вершин сферического многоугольника (т.е. зададим $\theta_1'=0^\circ$), а положительным будет направление в сторону 2-й вершины. Тогда долгота 2-й вершины однозначно определяется из уравнения (6), а для всех последующих точек будем вычислять углы $D=(\theta_i-\theta_1)$ и $T=(\theta_i-\theta_{i-1})$. Далее, сравнивая величину D с величинами $T_1=\theta_{i-1}+T$ и $T_2=\theta_{i-1}-T$, мы найдем нужное нам значение θ'_i , равное той из величин (T_1 или T_2), абсолютное значение которой совпадает с D . Если T_1 или T_2 окажется больше 180° , то эту величину необходимо будет сравнивать не с D , а с величиной $D'=360-D$. При сравнении иногда может возникнуть неопределенная ситуация: если $\theta_{i-1}=180^\circ$, то $T_1=D'$, а $T_2=D$. Чтобы разрешить эту неопределенность, можно повторить все вычисления, взяв вместо точки ($i-1$) предыдущую точку, т.е. точку ($i-2$).

6. АППРОКСИМАЦИЯ «СФЕРИЧЕСКОГО» ПРЯМОУГОЛЬНИКА

Формула (5) позволяет определить гравитационный эффект только от сферической прямоугольной призмы, ограниченной параллелями и меридианами. При смене системы отсчета любое элементарное тело меняет свою ориентацию и его грани уже не будут параллельны координатным осям. При нашей постановке задачи возникает необходимость разбиения заданного сферического тела на множество элементарных тел, имеющих форму сферической прямоугольной призмы (или сферического треугольника, одна из вершин которого совпадает с началом координат) соответственно текущей системе отсчета.

Будем считать, что гравитирующее тело имеет форму «толстого» сферического прямоугольника, ориентация которого может не совпадать с простираем параллелей и меридианов в текущей системе отсчета. Наиболее простым способом разбиения такого тела на элементарные блоки является способ, показанный на рисунке 4. В этом способе концы каждой грани сферического многоугольника соединяются

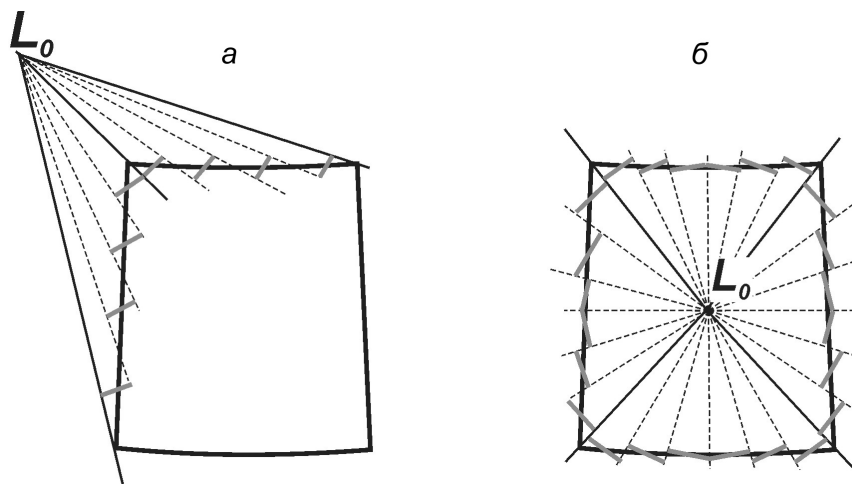


Рис. 4. Аппроксимация гравитирующего тела элементарными сферическими секторами для точки расчета, находящейся: *а* – снаружи (показано для двух ближайших границ); *б* – внутри расчетного блока. Пояснения в тексте.

Fig. 4. Approximation of the gravitating body by elementary spherical sectors for the estimation point located: *a* – outside (shown for the two nearest boundaries); *b* – in the estimation block. Explanations are in the text.

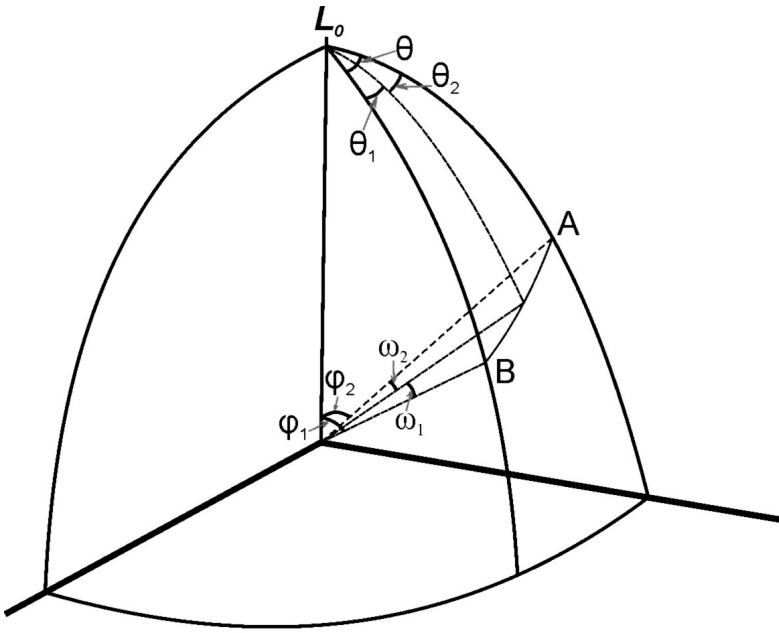


Рис. 5. К расчету координат точек разбиения аппроксимируемой грани расчетного блока.

Fig. 5. For calculations of coordinates of the points for partitioning of the approximated side of the estimation block.

меридиональными линиями с точкой расчета. Далее каждая грань многоугольника аппроксимируется множеством отрезков, проводимых по параллелям в текущей системе отсчета. Соединяя концы этих отрезков с точкой расчета меридиональными линиями, получим множество «элементарных треугольников», суммарный гравитационный эффект которых будет соответствовать приблизительно гравитационному влиянию рассматриваемого сектора многоугольника. Увеличение детальности разбиения данного сектора на элементарные сферические треугольники позволит определить его гравитационный эффект с достаточной степенью точности.

Для определения координат точек разбиения аппроксимируемой грани многоугольника воспользуемся свойствами сферических треугольников (т.е. таких треугольников, у которых стороны, соединяющие вершины, проводятся по дугам большого круга). Предположим, нам необходимо разбить на n равных частей дугу большого круга, ограниченную точками с координатами (φ_1, θ_1) и (φ_2, θ_2) (рис. 5). Эти точки вместе с началом координат (точка L_0 – полюс сферы) образуют сферический треугольник, для которого справедливы соотношения:

$$\frac{\sin \omega}{\sin \theta} = \frac{\sin \varphi_1}{\sin A} = \frac{\sin \varphi_2}{\sin B} \quad (\text{теорема синусов}),$$

$$\cos \omega = \cos \varphi_1 \cos \varphi_2 + \sin \varphi_1 \sin \varphi_2 \cos \theta \quad (\text{теорема косинусов}),$$

где ω – длина дуги АВ, выраженная в угловых величинах. Долгота каждой точки разбиения определяется выражением:

$$i = \frac{\theta \cdot i}{n} \text{ если } \theta_i \neq \pi k,$$

где i – номер точки разбиения. Каждая точка разбиения делит дугу АВ на две части i , соответственно, угол θ на два угла – θ_1 и θ_2 , а угол ω на два угла – ω_1 и ω_2 . Для образующихся сферических треугольников справедливы соотношения:

$$\sin \omega_2 = \frac{\sin \theta_2}{\sin A} \sin \varphi_i; \sin \omega_1 = \frac{\sin \theta_1}{\sin B} \sin \varphi_i. \quad (7)$$

Выразим $\sin \omega_2$ через углы ω и ω_1 :

$$\begin{aligned} \sin \omega_2 &= \sin(\omega - \omega_1) = \sin \omega \cos \omega_1 - \cos \omega \sin \omega_1 = \\ &= \left[\cos \varphi_1 \cos \varphi^i + \sin \varphi_1 \sin \varphi^1 \cos \theta_1 \right] - \cos \omega \frac{\sin \theta_1}{\sin B} \sin \varphi^i, \end{aligned} \quad (8)$$

где φ^i – широта i -той точки разбиения, которую нам необходимо найти. Приняв правые части уравнений (7) и (8), получим уравнение:

$$\sin \omega \cos \varphi_1 \cos \varphi^i + \left[\sin \omega \sin \varphi_1 \cos \theta_1 - \cos \omega \frac{\sin \theta_1}{\sin B} - \frac{\sin \theta_2}{\sin A} \right] \sin \varphi^i = 0. \quad (9)$$

Перенесем 2-е слагаемое в правую часть уравнения и возведем в квадрат обе части. Это позволит нам перейти к линейному уравнению относительно $\sin^2 \varphi^i$. В результате получим:

$$\cos \varphi^i = \pm \frac{|U|}{\sqrt{V^2 + U^2}},$$

где $V = \sin \omega \cos \varphi_1$; $U = \sin \omega \sin \varphi_1 \cos \theta_1 - \cos \omega \frac{\sin \theta_1}{\sin B} - \frac{\sin \theta_2}{\sin A}$.

Выражения для $\sin A$ и $\sin B$ находим по теореме синусов:

$$\sin A = \frac{\sin \varphi_1 \sin \theta}{\sin \omega}; \quad \sin B = \frac{\sin \varphi_2 \sin \theta}{\sin \omega}.$$

Для определения знака величины $\cos \varphi^i$ обратимся к исходному уравнению (9), из которого видно, что если значения V и U одного знака, то $\cos \varphi^i$ отрицателен, в противоположном случае – положителен (напомним, что широта изменяется в пределах $0-180^\circ$).

Более подробно алгоритм расчета гравитационных аномалий изложен в работе [Senachin, 2015a]. Разработанная нами схема вычисления предполагает, что границы всех блоков модели являются дугами большого круга, что справедливо только для меридиональных линий, а параллели таковыми не являются. Однако тестовые расчеты показали, что в моделях, рассчитываемых до глубины 200 км, при разбиении на блоки размером $2 \times 2^\circ$ и менее погрешность расчета не превышает 0.2 мГал, что в планетарном моделировании допустимо.

7. ТЕСТИРОВАНИЕ ПРОГРАММЫ

Тестирование программы проводилось на моделях элементарных тел, гравитационное влияние которых можно рассчитать по простым, приведенным в учебниках формулам. Простейшее элементарное тело на сферической поверхности – это «шаровый слой», гравитационный эффект которого рассчитывается на основе приведенной ниже формулы:

$$G = f \left(\frac{M}{R^2} - \frac{m}{r^2} \right), \quad (10)$$

где f – гравитационная постоянная; R и r – внешний и внутренний радиусы сферического слоя, соответственно; M и m – масса шара и «сферического» слоя, соответственно.

Тестовая программа рассчитывает гравитационный эффект заданной модели, разбивая ее на элементарные блоки в форме сферического сегмента, разделенные параллелями и меридианами. Все блоки имеют одинаковую плотность и глубину верхней и нижней поверхностей. Далее суммируется гравитационный эффект всех блоков, а результат сравнивается со значением, определенным по вышеприведенной формуле (10).

8. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА РАСЧЕТА ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ

Количество слоев в нашей расчетной модели равно семи: это водный слой, три слоя осадков (глубины границ и плотности осадочных слоев) из модели [Laske, Masters, 1997] и три слоя коры (глубины границ и плотности в коре, полученные из V_p скоростей) из модели AsCrust [Baranov, 2010] для покрываемой ею территории. Для окружающих регионов данные о строении и свойствах коры брались из модели CRUST 2.0 [Bassin et al., 2000]. Эти данные были проинтерполированы на сетку $1 \times 1^\circ$. Таким образом, для осадков и коры были использованы данные с разрешением $1 \times 1^\circ$, тогда как для водного слоя (батиметрия) разрешение составило $0.1 \times 0.1^\circ$.

В качестве гравитационного поля Земли нами была взята модель GGM01, полученная на основе спутниковых наблюдений в ходе выполнения проекта «GRACE» (<http://www.csr.utexas.edu>) (рис. 6). На основе этой модели были рассчитаны гравитационные аномалии в свободном воздухе, учитывающие поправку на высоту объекта наблюдения:

$$G = G_0 + 0.3086h, \quad (11)$$

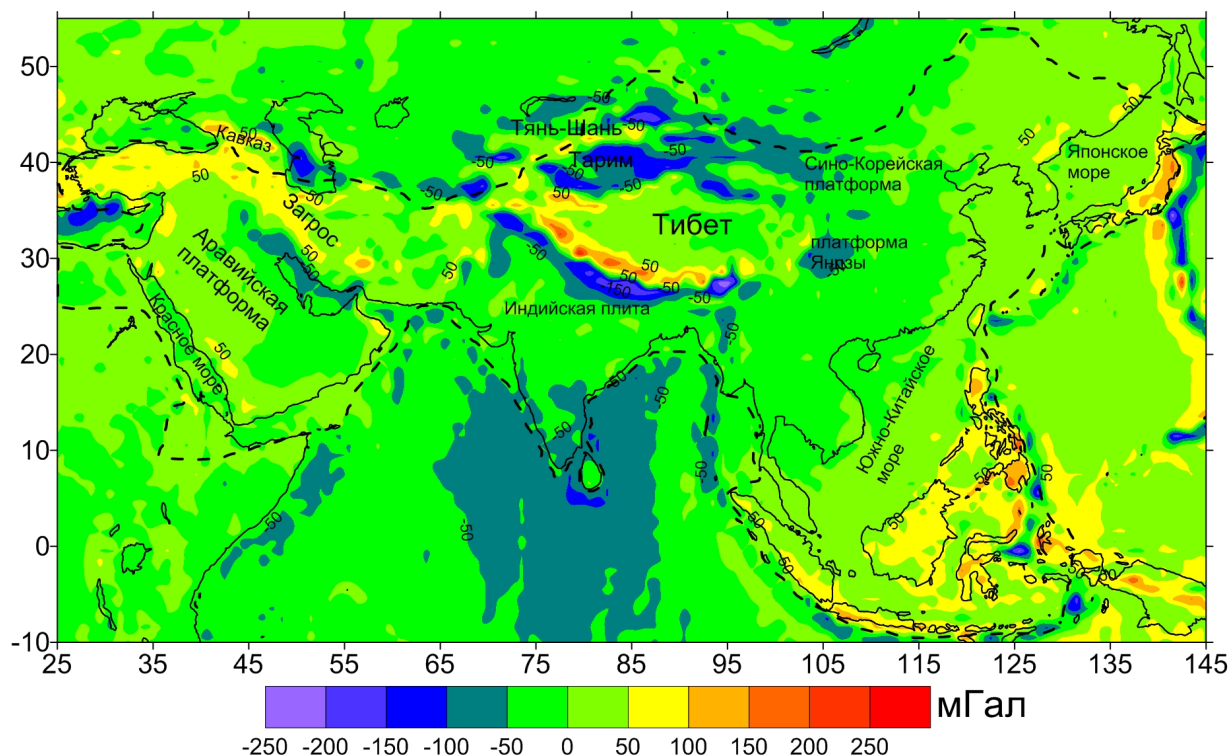


Рис. 6. Аномалии гравитационного поля района Центральной и Южной Азии соответственно модели GGM01. Пунктирной линией показана граница области цифровой модели AsCrust, черной – береговая линия.

Fig. 6. Anomalies of the gravity field in Central and South Asia, according to GGM01 model. The dashed line shows the boundary of the AsCrust digital model; the black line shows shorelines.

где G_0 – гравитационное поле в заданной модели GGM01, h – высота точки наблюдения в метрах (см., напр. [Grushinsky, Sazhina, 1988]).

Аномалии расчетного гравитационного поля определялись относительно стандартной модели PREM [Dziewonski, Anderson, 1981].

На рис. 6 показано распределение аномалий гравитационного поля в пределах региона AsCrust, соответствующего модели GGM01. Как видим, в целом аномальное гравитационное поле изменяется в пределах от -250 до $+260$ мГал. Зона столкновения Индийской плиты с Азиатской выделяется наличием параллельных узких аномалий разного знака, достигающих 200 мГал и более: юго-западная аномальная зона, характеризующаяся отрицательными аномалиями, соответствует, по-видимому, границе сочленения двух плит, где Индийская плита пододвигается под Азиатскую, согласно [He et al., 2010; Oreshin et al., 2011; и др.]. В гравитационном поле региона также видно довольно четкое разделение Тибета и примыкающей к нему с северо-востока Таримской плиты (отрицательная аномалия до -150 мГал), границы которой оконтуриваются узкими зонами положительных аномалий. Южная часть Каспийского моря также характери-

зуется отрицательной аномалией до -150 мГал, тогда как Тянь-Шань – узкой полосой положительных аномалий до $+110$ мГал. Однако на большей части исследуемого нами региона поле близко к нормальному, изменяясь в пределах нескольких десятков миллигал. Умеренно повышенным уровнем гравитационного поля (в пределах 40 – 80 мГал) выделяется остальная часть Альпийско-Гималайского складчатого пояса. В морях юго-восточной окраины Азии отмечается слабое повышение уровня поля в акваториях морей и две узкие зоны высокоамплитудных аномалий разного знака (до 200 мГал), которые порождаются изостатически нескомпенсированными системами островных дуг и желобов окраинных морей Юго-Восточной Азии.

9. ГРАВИТАЦИОННЫЙ ЭФФЕКТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Гравитационный эффект земной коры в Азиатском регионе, рассчитанный нами по данным модели AsCrust, показан на рис. 7. Наблюдается наличие крупных аномалий, изменяющихся в пределах 940 мГал (от -380 до $+560$ мГал). Наиболее крупная

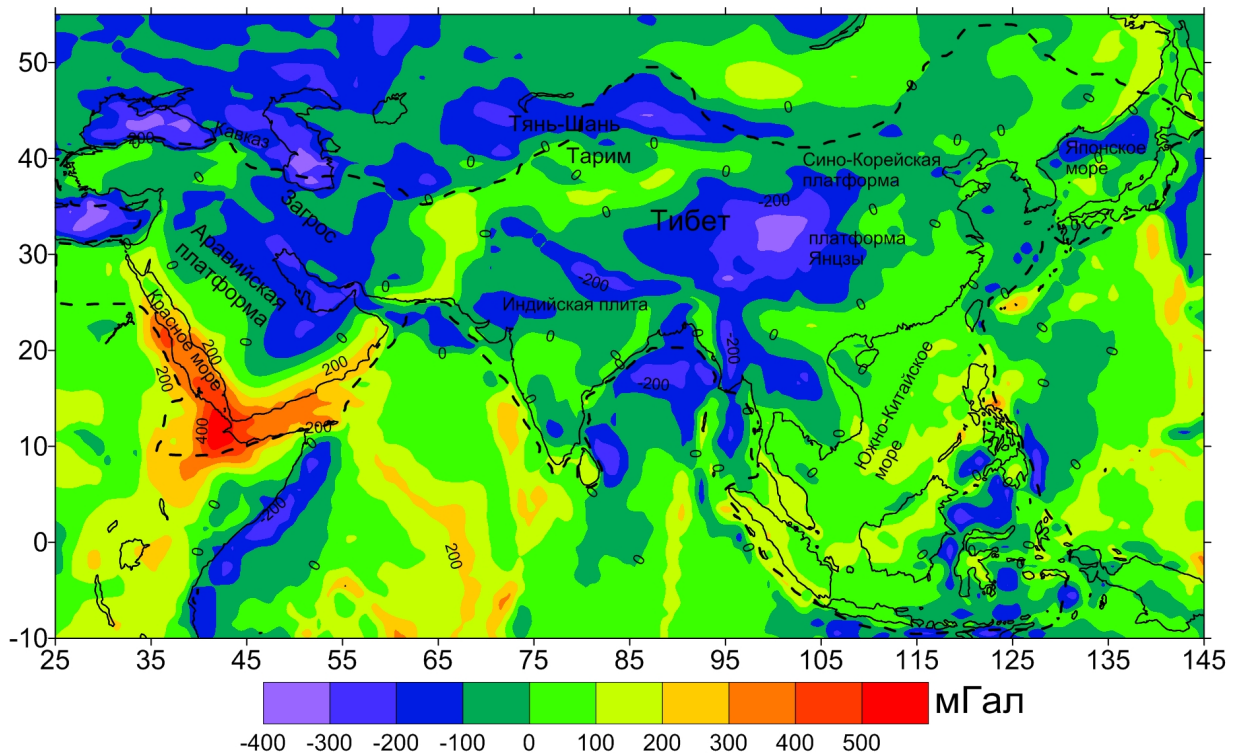


Рис. 7. Гравитационный эффект земной коры (мГал).

Fig. 7. The gravity effect of the Earth's crust (mGal).

положительная аномалия наблюдается в районе африканского тройного сочленения рифтовых зон, где она достигает положительного максимума +560 мГал. Положительные аномалии также наблюдаются в Таримском бассейне (до +130 мГал), Юго-Восточном Китае (до +100 мГал), в районе Иранского нагорья (до +180 мГал) и для задуговых районов субдукционных зон Индийской и Тихоокеанской плит (до +290 мГал).

Крупные отрицательные аномалии соответствуют районам Каспийского и Черного морей (до -380 мГал), Гималаев (до -280 мГал) и восточной части Тибета (до -330 мГал). Восточное Средиземноморье характеризуется отрицательной аномалией до -310 мГал.

Восточная часть Аравийского полуострова и Месопотамская низменность характеризуются отрицательными аномалиями до -220 мГал.

Также на карте расчетных аномалий гравитационного эффекта коры выделяются подводные хребты (до +280 мГал), тянущиеся субмеридионально с юга на север, происхождение которых предположительно определяют как след «горячих точек», прожигающих проходящую над ней литосферную плиту. Любопытно, что данные подводные хребты на нашей карте (рис. 8) имеют видимое продолжение и под континентом, но меняют знак

в гравитационном поле с положительного на отрицательный (до -260 мГал). Видимо, они являются более древними продолжениями этих хребтов, поддвинутых под континент.

10. МАНТИЙНЫЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ

Мантийные гравитационные аномалии изучаемого региона (рис. 8) были получены вычитанием гравитационного эффекта земной коры из наблюдаемого гравитационного поля. Они изменяются в пределах от -570 до +350 мГал, что примерно вдвое превышает пределы изменения наблюдаемого поля. Это прямо указывает на наличие крупных плотностных неоднородностей в литосферной мантии, которые должны скомпенсировать коровые аномальные массы. Наиболее крупные положительные мантийные плотностные неоднородности в изучаемом регионе наблюдаются в районах узкой полосы Гималаев (до +330 мГал) и Восточного Тибета (до +350 мГал). В Каспийском и Черном морях они достигают +250 и +300 мГал соответственно. Восточное Средиземноморье характеризуется положительной аномалией до +280 мГал. Восточная часть Аравийского полуострова и Месопотамская низменность характеризуются

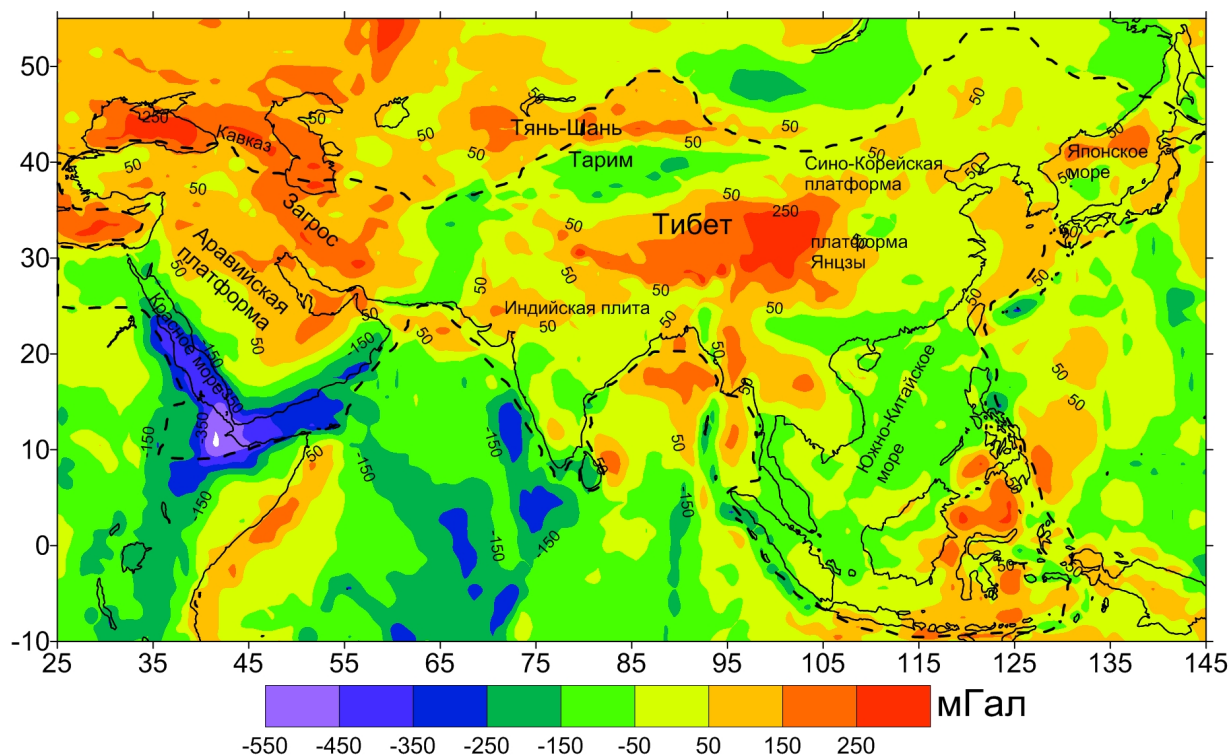


Рис. 8. Мантийные гравитационные аномалии, полученные вычитанием гравитационного эффекта земной коры из аномального гравитационного поля GGM01.

Fig. 8. The mantle gravity anomalies estimated by subtracting the gravity effect of the crust of the anomalous gravity field in GGM01 model.

положительными аномалиями до +220 мГал. Отрицательные аномалии наблюдаются в районах Таримского бассейна (до -190 мГал), над подводными хребтами в Индийском океане (до -340 мГал), в юго-восточной части Китая (до -120 мГал), в центральной части Индостана (до -80 мГал), а также в районах Гиндукуша и Каракорума (до -150 мГал). Субдукционные зоны Индийской и Тихоокеанской плит также характеризуются отрицательными аномалиями до -250 мГал. На северо-востоке Африканского континента, где имеет место тройное сочленение рифтовых зон (Красное море, Аденский залив, Африканский рифт), наблюдается область максимальных отрицательных мантийных аномалий. Здесь гравитационное поле понижается до -570 мГал.

11. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного исследования был разработан алгоритм расчета региональных и планетарных гравитационных моделей Земли, позволяющий учитывать влияние ее сферической формы. По данному алгоритму составлена компьютер-

ная программа 3SGravity на языке Visual Basic. Программа была протестирована с помощью аналитических тестов.

С использованием программы 3SGravity было проведено гравитационное моделирование земной коры в Центральной и Южной Азии; получено распределение коровых и мантийных гравитационных аномалий.

Остаточные мантийные гравитационные аномалии, которые отражают температурные вариации и вариации химического состава мантии, показывают существенные корреляции с тектоническими структурами исследуемого региона. Мантийные гравитационные аномалии меняются от -550 мГал (Красное море) до +330 мГал (Гималаи и Восточный Тибет). Крупные положительные мантийные плотностные неоднородности в континентальных районах, по-видимому, свидетельствуют о присутствии утолщенной литосферы под ними: Гималаи (до +330 мГал), Восточный Тибет (до +330 мГал), Тянь-Шань (до +250 мГал), Иранское нагорье (до +280 мГал). Умеренные аномалии характерны для Тарима и Индостана (± 100 мГал за исключением малых областей). Совсем небольшие мантийные аномалии получены в южной и восточной части

материкового Китая (± 50 мГал) – возможно, в силу компенсации эффектов химического состава и температурных вариаций. Отрицательные мантийные аномалии в море соответствуют океаническим хребтам Индийского океана, субдукционным зонам и рифту Красного моря.

Результаты проведенных расчетов показывают значительный диапазон изменения мантийных гравитационных аномалий, в несколько раз превышающий изменения наблюдаемых аномалий. Это указывает на определяющее влияние мантий-

ных плотностных неоднородностей в изостатическом равновесии региона.

12. БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 16-55-12033 ННИО_а и 13-05-01123а). Авторы выражают признательность С.А. Тихоцкому и двум рецензентам за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению рукописи.

13. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

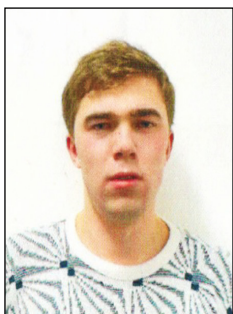
- Baranov A.A., 2010. A new crustal model for Central and Southern Asia. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 46 (1), 34–46. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351310010039>.
- Bassin C., Laske G., Masters G., 2000. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 81, F897.
- Brocher T.M., 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bulletin of the Seismological Society of America* 95 (6), 2081–2092. <http://dx.doi.org/10.1785/0120050077>.
- Christensen N.I., Mooney W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100 (B6), 9761–9788. <http://dx.doi.org/10.1029/95JB00259>.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L., 1981. Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 25 (4), 297–356. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](http://dx.doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7).
- Grushinsky N.P., Sazhina N.B., 1988. Gravity Survey. Nedra, Moscow, 364 p. (in Russian) [Грушинский Н.П., Сажина Н.Б. Гравитационная разведка. М.:Недра, 1988. 364 с.].
- He R., Zhao D., Gao R., Zheng H., 2010. Tracing the Indian lithospheric mantle beneath central Tibetan Plateau using teleseismic tomography. *Tectonophysics* 491 (1), 230–243. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2010.03.015>.
- Jiménez-Munt I., Fernández M., Vergés J., Platt J.P., 2008. Lithosphere structure underneath the Tibetan Plateau inferred from elevation, gravity and geoid anomalies. *Earth and Planetary Science Letters* 267 (1), 276–289. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.045>.
- Jones B.A., Born G.H., Beylkin G., 2010. Comparisons of the cubed-sphere gravity model with the spherical harmonics. *Journal of Guidance, Control, and Dynamics* 33 (2), 415–425. <http://dx.doi.org/10.2514/1.45336>.
- Kosygin V.Yu., Pyatakov Yu.V., Krasikov V.N., 1996. The Solution to the Direct Gravimetric Problem for the Spherical Polyhedron of Constant Density. Institute of Applied Mathematics, Khabarovsk, 21 p. (in Russian) [Косыгин В.Ю., Пятаков Ю.В., Красиков В.Н. Решение прямой задачи гравиметрии для сферического многогранника постоянной плотности. Хабаровск: Институт прикладной математики ДВО РАН, 1996. 21 с.].
- Krystowicz N.J., Currie C.A., 2013. Crustal eclogitization and lithosphere delamination in orogens. *Earth and Planetary Science Letters* 361, 195–207. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2012.09.056>.
- Laske G., Masters G., 1997. A global digital map of sediment thickness. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 78, F483.
- Li Z., Hao T., Xu Y., Xu Y., 2011. An efficient and adaptive approach for modeling gravity effects in spherical coordinates. *Journal of Applied Geophysics* 73 (3), 221–231. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.01.004>.
- Nersesov I.L., Artemiev M.E., Dosymov A., 1975. Isolation of density heterogeneities in the lithosphere of the high-mountain regions of Central Asia on the basis of gravimetric and seismologic data. *Izvestiya AN SSSR, seriya Fizika Zemli* (5), 16–24 (in Russian) [Нерсесов И.Л., Артемьев М.Е., Досымов А. Выделение плотностных неоднородностей литосферы высокогорных районов Средней Азии по данным гравиметрии и сейсмологии // Известия АН СССР, серия Физика Земли. 1975. № 5. С. 16–24].
- Oreshin S.I., Vinnik L.P., Kiselev S.G., Rai S.S., Prakasam K.S., Treussov A.V., 2011. Deep seismic structure of the Indian shield, western Himalaya, Ladakh and Tibet. *Earth and Planetary Science Letters* 307 (3), 415–429. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.05.016>.
- Pogorelov V.V., Baranov A.A., 2010. Gravity stresses in the Central Asia crust. *Geofizicheskiye Issledovaniya (Geophysical Researches)* 11 (3), 72–84 (in Russian) [Погорелов В.В., Баранов А.А. Гравитационные напряжения в земной коре Центральной Азии // Геофизические исследования. 2010. Т. 11. № 3. С. 72–84].
- Prudnikov A.P., Brychkov Yu.A., Marychev O.I., 1981. Integrals and Series. Nauka, Moscow, 798 p. (in Russian) [Прудников А.П., Брычков Ю.А., Марычев О.И. Интегралы и ряды. М.: Наука, 1981. 798 с.].

- Schmidt M., Fengler M., Mayer-Gürr T., Eicker A., Kusche J., Sánchez L., Han S.C., 2007. Regional gravity modeling in terms of spherical base functions. *Journal of Geodesy* 81 (1), 17–38. <http://dx.doi.org/10.1007/s00190-006-0101-5>.
- Senachin V.N., 2015a. Estimations of Planetary and Regional Models of Gravity in Crust and Mantle of the Earth with Account of Its Spherical Shape. Preprint. IMGГ FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, 19 p. (in Russian) [Сеначин В.Н. Расчет планетарных и региональных гравитационных моделей коры и мантии Земли с учетом ее сферической формы: препринт. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2015. 19 с.].
- Senachin V.N., 2015b. Gravity modeling of the Earth tectonosphere given its spherical shape. In: Geodynamic processes and natural catastrophes. Experience of Neftegorsk: All-Russia conference with international participation (Yuzhno-Sakhalinsk, May 26–30, 2015). Dal'nauka, Vladivostok, vol. 2, p. 150–154 (in Russian) [Сеначин В.Н. Гравитационное моделирование тектоносферы Земли с учетом ее сферической формы // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: Всероссийская конференция с международным участием (г. Южно-Сахалинск, 26–30 мая 2015 г.). Владивосток: Дальнаука, 2015. Т. 2. С. 150–154].
- Smith W.H., Sandwell D.T., 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science* 277 (5334), 1956–1962. <http://dx.doi.org/10.1126/science.277.5334.1956>.
- Starostenko V.I., Manukyan A.G., Zavorot'ko A.N., 1986. Methods for Solving Direct Problems of Gravity and Magnetometry for the Spherical Earth. Naukova Dumka, Kiev, 112 p. (in Russian) [Старостенко В.И., Манукян А.Г., Заворотко А.Н. Методы решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии на шарообразной Земле. Киев: Наукова Думка, 1986. 112 с.].
- Strakhov V.N., Romanyuk T.V., Frolova N.K., 1989. Methods for solving direct problems of gravity, used in modeling of global and regional gravity anomalies. In: New Methods of Interpretation of Gravity and Magnetic Anomalies. IEP, USSR Acad. Sci., Moscow, p. 118–235 (in Russian) [Страхов В.Н., Романюк Т.В., Фролова Н.К. Методы решения прямых задач гравиметрии, используемые при моделировании глобальных и региональных гравитационных аномалий // Новые методы интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. М.: ИФЗ АН СССР, 1989. С. 118–235].
- Ueda K., Gerya T.V., Burg J.P., 2012. Delamination in collisional orogens: Thermomechanical modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117 (B8), B08202. <http://dx.doi.org/10.1029/2012JB009144>.



Сеначин Владимир Николаевич, канд. геол.-мин. наук, в.н.с.
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1 Б, Россия
e-mail: v.senachin@imgg.ru

Senachin, Vladimir N., Candidate of Geology and Mineralogy, Lead Researcher
Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS
1B Nauki street, Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia
e-mail: v.senachin@imgg.ru



Баранов Алексей Андреевич, канд. физ.-мат. наук, в.н.с.
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
123995, ГСП-5, Москва Д-242, ул. Большая Грузинская, 10, Россия
Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН
117485, Москва, ул. Профсоюзная, 84/32, Россия
e-mail: Baranov@ifz.ru

Baranov, Aleksey A., Candidate of Physics and Mathematics, Lead Researcher
O.Yu. Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS
10 Bol'shaya Gruzinskaya street, Moscow D-242 123995, GSP-5, Russia
Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics RAS
84/32 Profsoyuznaya street, Moscow 117485, Russia
e-mail: Baranov@ifz.ru