



PLUTONIC STRUCTURE OF THE DEEP-SEA BASINS IN THE SEA OF OKHOTSK REGION

V. P. Semakin, A. V. Kochergin, T. I. Pitina

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

Abstract: The original continental crust of the deep-sea basins in the Sea of Okhotsk region was considerably re-worked by tectonic and magmatic processes, whereby it has become substantially denser while less thick. The sub-crustal lithospheric mantle of the South Okhotsk basin is characterized by the high velocities of longitudinal seismic waves (8.4 km/s) and higher density values, accordingly. A poly-asthenospheric model is proposed for the South Okhotsk deep-water basin: it comprises three asthenospheric layers separated by hardened layers. The roof of the upper mantle asthenosphere in the basins is observed at shallow depths (70–75 km), showing low electrical resistivity ($\rho=3\text{--}10\text{ Ohm}\cdot\text{m}$). The asthenospheric layers contain the substantial amounts of magmatic melts (11–16 %), which significantly reduce their viscosity. Emplacement of basic-ultrabasic melts in the Earth's crust and subcrustal lithospheric mantle (i.e. dense mass redistribution, and consolidation of the crust and mantle), as well as the lower viscosity asthenospheric layers facilitate the isostatic subsidence during the formation of deep-sea basins. The deep structure of the continental Pannonian basin, characterized by a high heat flow, is compared to the deep structure of the neotectonic deep-water depression in the Sea of Okhotsk region.

Key words: Earth's crust; asthenosphere; layer; viscosity; Sea of Okhotsk

RESEARCH ARTICLE

Handling Editor: K.G. Levi

Received: March 13, 2017

Revised: November 20, 2017

Accepted: January 12, 2018

For citation: Semakin V.P., Kochergin A.V., Pitina T.I., 2018. Plutonic structure of the deep-sea basins in the Sea of Okhotsk region. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (1), 109–122. doi:10.5800/GT-2018-9-1-0340.

Для цитирования: Семакин В.П., Кочергин А.В., Питина Т.И. Глубинное строение глубоководных впадин Охотского моря // *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9. № 1. С. 109–122. doi:10.5800/GT-2018-9-1-0340.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ГЛУБОКОВОДНЫХ ВПАДИН ОХОТСКОГО МОРЯ

В. П. Семакин, А. В. Кочергин, Т. И. Питина

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

Аннотация: Первоначальная континентальная земная кора территории глубоководных впадин Охотского моря переработана тектономагматическими процессами, в результате чего она значительно уплотнена и сокращена в мощности. Подкорковая литосферная мантия Южно-Охотской впадины характеризуется большими скоростями продольных сейсмических волн (до 8.4 км/с) и соответственно повышенной плотностью. В Южно-Охотской глубоководной впадине установлена полиастеносферная модель – три астеносферных слоя и разделяющие их упрочненные слои. Кровля верхнемантийной астеносферы во впадинах залегает на небольших глубинах (70–75 км) и характеризуется малыми величинами (3–10 Ом·м) удельного электрического сопротивления (ρ). В соответствии с этим астеносферные слои содержат значительное количество магматических расплавов (11–16 %), которые существенно снижают их вязкость. Внедрение базит-гипербазитовых расплавов в земную кору и подкорковую литосферную мантию (перераспределение плотных масс и уплотнение коры и мантии), а также пониженная вязкость астеносферных слоев содействуют изостатическому погружению при формировании глубоководных впадин. Глубинное строение материковой Паннонской впадины с высоким тепловым потоком приводится в статье для сравнения с глубинным строением неотектонических глубоководных впадин Охотского моря.

Ключевые слова: земная кора; астеносфера; слой; вязкость; Охотское море

1. ВВЕДЕНИЕ

В работе [Semakin et al., 2016] описаны статические модели неотектоники Охотского моря и история формирования неотектонических структурных элементов. В настоящей статье по комплексу геофизических данных представлено глубинное строение неотектонических глубоководных впадин Охотского моря (впадины Дерюгина и Южно-Охотская), подводного поднятия Института Океанологии, а также прилегающих к ним островов Сахалин, Итуруп и прибрежной части Западной Камчатки.

Глубинное строение материковой Паннонской впадины, характеризующейся высоким тепловым потоком, приводится в статье для сравнения с глубинным строением неотектонических впадин Охотского моря.

2. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

2.1. ОХОТСКОЕ МОРЕ

В приосевой части неотектонической впадины Дерюгина (рис. 1) подошва земной коры установлена на глубине 21 км (рис. 2), которая увеличивается до 23–25 км на ее периферии. Далее в северном и восточном направлениях глубина подошвы возрастает до 27 км, а в направлении к Сахалину – до 31–32 км и более [Sergeyev, 2006]. Плотность

подкорковой мантии в юго-западной части впадины составляет 3.10 г/см³ и 3.05 г/см³ в ее северо-восточной части. Кровля «базальтового» слоя в приосевой части впадины находится на глубинах 10–11 км, в восточном направлении она погружается до 13 км и в западном – до 15 км. Плотность слоя в юго-западной части впадины обычно составляет 3.00 г/см³, уменьшаясь на отдельных участках до 2.90–2.95 г/см³, а в северо-восточной части впадины она постоянна и составляет 2.95 г/см³. На «базальтовом» слое залегает гранитогнейсовый слой с переменной глубиной кровли. В юго-западной части впадины его плотность варьируется от 2.70 до 2.82 г/см³, а в северо-восточной – от 2.57 до 2.72 г/см³. Судя по значениям плотностей, гранитогнейсовый слой сложен породами от гранитов до габбро-диоритов и сходными с ними по физическим свойствам гранитогнейсами и кристаллическими сланцами. На глубинах от дна моря и до кровли гранитогнейсового слоя залегает осадочный слой с плотностью 2.20, 2.30 и 2.40 г/см³ [Volgin et al., 2009].

Для впадины Дерюгина характерен высокий тепловой поток (ТП) [Krasnyi, 1992], среднее значение которого по 14 определениям составляет 97 мВт/м² (интервал значений 55–210 мВт/м²).

По данным морских градиентных магнитовариационных зондирований [Kutsov, Lyapishev, 1997] (см. рис. 1) под впадиной Дерюгина (рис. 2) кровля электропроводящего слоя (зона частичного плавления)

ления) установлена на глубине 70 км (удельное электрическое сопротивление $\rho=3$ Ом·м), подошва – на 164 км (для моделей трубчатого распределения расплава при 0.1 % H_2O).

В районе поднятия Института Океанологии (см. рис. 1) подошва земной коры установлена на глубине 27 км (рис. 2) при плотности подкоровой мантии 3.3 г/см^3 . В интервале глубин 20–27 км располагается гранулитобазитовый слой (нижняя кора) с плотностью 2.95 г/см^3 , выше которого на глубинах 14–20 км находится гранулитогнейсовый слой (средняя кора) с плотностью 2.85 г/см^3 . На глубинах 3–14 км выделяется складчатый акустический фундамент (плотность $2.66\text{--}2.68 \text{ г/см}^3$), на котором залегают толщи осадочных пород (нижняя 2.45 г/см^3 , верхняя 2.20 г/см^3) [Piskarev et al., 2012].

На поднятии Института Океанологии находятся три станции теплового потока, средняя величина по которым составляет 97 мВт/м^2 (интервал значений $90\text{--}110 \text{ мВт/м}^2$).

Под поднятием Института Океанологии кровля электропроводящего слоя находится на глубине 65 км ($\rho=35$ Ом·м), подошва – на 160 км (рис. 2).

Таким образом, интервалы глубин залегания электропроводящих слоев под впадиной Дерюгина и под поднятием Института Океанологии достаточно близки при практически одинаковой их мощности (94 и 95 км). Различие состоит в величинах ρ (3 и 35 Ом·м) на кровлях электропроводящих слоев, а также в объемной доле расплава – под впадиной Дерюгина она варьируется от 6.5 % (средняя степень плавления) до 15.5 % (максимальная степень плавления), а под поднятием Института Океанологии – соответственно 2 и 4 % [Kutsov, Lyapishev, 1997], в результате чего электропроводящие слои будут характеризоваться различной вязкостью.

В восточной прибрежной части Северного Сахалина подошва земной коры установлена на 31–32 км [Sergeyev, 2006], кровля мантийного электропроводящего слоя – на глубинах 90–100 км (рис. 2) с погружением на запад до 130–140 км, мощность слоя составляет 40 км, $\rho=10$ Ом·м, суммарная продольная проводимость (S) 3500–5000 См [Rodnikov, 1996].

В прибрежной восточной части Северного Сахалина и на прилегающем шельфе величины теплового потока изменяются от 42 до 49 мВт/м^2 [Krasnyi, 1992] при среднем значении 46 мВт/м^2 (по 25 измерениям).

В прибрежной западной части Камчатки подошва земной коры располагается на глубинах 31–33 км [Sergeyev, 2006] (рис. 2), кровля мантийного электропроводящего слоя ($\rho=6$ Ом·м, $T\sim 1200^\circ\text{C}$) установлена на глубине 110 км, подошва – на 155 км, т.е. мощность слоя оценивается в 45 км. Величины теплового потока здесь изменяются от 63 до

73 мВт/м^2 [Krasnyi, 1992], при среднем значении 66 мВт/м^2 (по пяти измерениям).

Согласно модели Е.А. Старшиновой [Starshinova, 1980] в пределах Южно-Охотской глубоководной впадины (см. рис. 1) земная кора под рыхлыми осадками до 11–13 км характеризуется плавным нарастанием скорости сейсмических волн от 5 до 7.2 км/с (рис. 2). На больших глубинах на фоне общего возрастания скорости выявлены слои с повышенными скоростями 7.8, 8.2 и 8.4 км/с , расположенные соответственно на глубине 14, 23 и 33 км, которые чередуются с зонами пониженных скоростей 7.0 и 6.8 км/с на глубине 18 и 28 км. Таким образом, консолидированная кора впадины является расслоенной, причем слои с пониженными скоростями имеют низкую добротность и повышенное поглощение относительно слоев с более высокими скоростями. Все это свидетельствует о том, что слои с пониженными скоростями могут содержать определенное количество магматического расплава (до 10–12 % [Starshinova, 1980]) предположительно в форме силлов, даек и других интрузивных тел различной формы и мощности, понижающих в целом вязкость слоев.

В рассматриваемой впадине в слое с глубины 33 км и ниже установлена большая скорость ($V_p=8.4 \text{ км/с}$), повышенная добротность ($Q=200\text{--}250$) и пониженное поглощение сейсмических волн (коэффициент поглощения $\alpha=0.18\cdot 10^{-2}\pm 0.02$) [Starshinova, 1980] (рис. 2). Этот слой мощностью 42 км, являющийся, вероятно, подошвой переработанной ранее существовавшей здесь континентальной коры, распространяется до кровли нижележащего электропроводящего слоя.

Южно-Охотская глубоководная впадина, так же как и впадина Дерюгина, характеризуется высокими величинами тепловых потоков, среднее значение которых по 41 определению составляет 100 мВт/м^2 (интервал значений $55\text{--}346 \text{ мВт/м}^2$). По результатам интерпретации значений ТП в Южно-Охотской глубоководной впадине кровля зоны частичного плавления находится на глубинах от 60 до 80 км (в среднем на 70 км, T около 1200°C), подошва – на 140–160 км (в среднем на 150 км, $T\sim 1400^\circ\text{C}$) [Krasnyi, 1992].

По данным морских градиентных магнитовариационных зондирований [Kutsov, Lyapishev, 1997] в глубоководной Южно-Охотской впадине (рис. 2) установлен электропроводящий слой ($\rho=10$ Ом·м, $T\sim 1340^\circ\text{C}$) (зона частичного плавления) мощностью 55 км с глубиной кровли 75 км, подошвы – 130 км (сопоставимо с результатами интерпретации ТП) и с объемной долей расплава от 7 % (средняя степень плавления) до 11 % (максимальная степень плавления) (в случае моделей трубчатого распределения расплава).

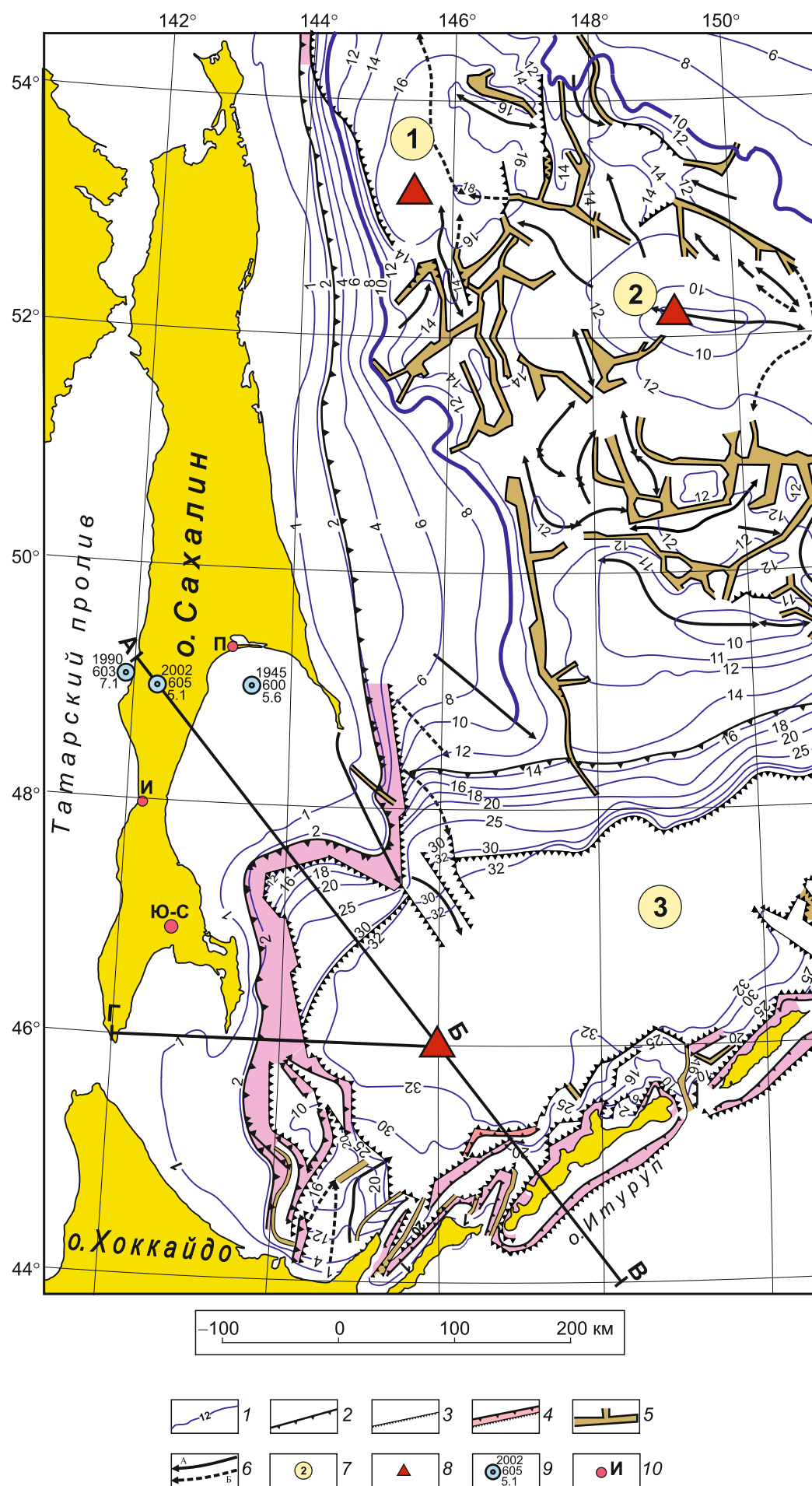


Рис. 1. Расположение впадины Дерюгина (1), поднятия Института Океанологии (2) и Южно-Охотской глубоководной впадины (3) на структурно-неотектонической карте Охотского моря [Semakin et al., 2016].

1 – изолинии «вершинной» поверхности (цифры – глубины в сотнях метров от уровня моря); 2 – бровки флексур и тектонических уступов; 3 – подножья флексур и тектонических уступов; 4 – высокоградиентные зоны флексур и тектонических уступов; 5 – узкие грабены и грабеноподобные прогибы; 6 – оси относительных неотектонических поднятий (А) и прогибов (Б); 7 – номера неотектонических структурных элементов; 8 – магнитовариационная станция; 9 – эпицентры глубокофокусных землетрясений (2002 – год произошедшего землетрясения, 605 – глубина очага землетрясения, км, 5.1 – магнитуда землетрясения); 10 – пункты МТЗ: Ю-С – Южно-Сахалинск, И – Ильинск, П – Поронайск.

Fig. 1. The location of the Deryugin basin (1), the Institute of Oceanology uplift (2), and the South Okhotsk deep-sea basin (3) on the structural-neotectonic map of the Sea of Okhotsk region [Semakin et al., 2016].

1 – isolines of the “summit” surface (numerals – water depths below the sea level, hundred meters); 2 – edges of flexures and tectonic scarps; 3 – bases of flexures and tectonic scarps; 4 – high-gradient zones of flexures and tectonic scarps; 5 – narrow grabens and graben-shaped troughs; 6 – axes of relative neotectonic uplifts and depressions (A and B, respectively); 7 – numbers of neotectonic structural elements; 8 – location of the magnetovariation station; 9 – epicentres of deep-focus earthquakes (2002 – the year when the earthquake occurred, 605 – earthquake focal depth, km, 5.1 – earthquake magnitude); 10 – MTS sites: Ю-С – Yuzhno-Sakhalinsk, И – Ilinsk, П – Poronaik.

Таким образом, наибольшее количество расплава (в объемных %) в электропроводящих слоях (зонах частичного плавления) установлено во впадине Дерюгина (до 15.5 %), меньше – в Южно-Охотской впадине (до 11 %) и еще меньше на поднятии Института Океанологии (до 4 %), т.е. под глубоководными впадинами Охотского моря в электропроводящих слоях расплава содержится значительно больше, чем под поднятиями, что отчетливо видно при сравнении впадины Дерюгина и поднятия Института Океанологии, имеющих близкие глубины залегания кровли электропроводящих слоев (70 и 65 км) и практически одинаковых по мощности (94 и 95 км), но отличающихся по содержанию в них магматического расплава (15.5 и 4 %), следствием чего будет их различная вязкость. Эти электропроводящие астеносферные слои связаны с частичным плавлением пород мантии и, видимо, играют определенную роль в изостатической компенсации вышележащей литосферы.

Глубже рассмотренного электропроводящего астеносферного слоя ($\rho=10$ Ом·м, $T\sim 1340$ °С) (рис. 2, 3) в интервале глубин 130–220 км в глубоководной Южно-Охотской впадине выявляется упрочненный литосферный слой мощностью 90 км, ниже которого в интервале глубин 220–320 км, судя по отсутствию здесь очагов землетрясений, устанавливается астеносферный слой мощностью 100 км (рис. 3), обусловленный, вероятно, внедрением некоторого количества магматических расплавов ультраосновного состава [Sychev, 1985]. Ниже, в интервале глубин 320–420 км, вновь намечается упрочненный литосферный слой мощностью 100 км с многочисленными очагами землетрясений, который связан, по крайней мере с глубины 350 км, с фазовыми переходами оливина из фазы α в фазу β и пироксенов – в мейджорит со структурой граната [Tarakanov et al., 2015].

На рис. 3 в астеносферных слоях мощностью 55 и 100 км, а также в упрочненном литосферном слое мощностью 100 км по данным Р.З. Тараканова, О.К. Омельченко и О.А. Бобкова [Tarakanov et al., 2003] приведены значения аномалий скоростей Р-волн по сравнению со скоростями по модели Джеффриса, которые подтверждают существование астеносферных слоев с более низкими скоростями Р-волн (–0.1...–0.3) и наличие упрочненного слоя с более высокими скоростями (+0.6...+0.7).

На Сахалине в районе северо-западного окончания профиля (разреза) А–Б–В (см. рис. 1) кровля верхнемантийного электропроводящего слоя находится на глубине 110 км и погружается в северо-западном направлении до 130 км (рис. 3). Мощность слоя ~40 км, удельное электрическое сопротивление 10 Ом·м [Rodnikov, 1996]. Этот слой сопоставляется с электропроводящим астеносферным слоем Южно-Охотской глубоководной впадины, который располагается в интервале глубин 75–130 км (рис. 3).

Астеносферный слой Южно-Охотской глубоководной впадины, который находится в интервале глубин 220–320 км (мощность 100 км), не фиксируется на Сахалине в районе северо-западной части профиля А–Б–В и выклинивается на глубине, возможно на участке, пространственно совпадающем по вертикали на дне моря с подошвой тектонического уступа (см. рис. 1; рис. 3).

На юге о-ва Сахалин в районе западной части профиля Г–Б (см. рис. 1; рис. 4) подошва земной коры находится на глубине 28 км и погружается в западном направлении до 30 км, а в восточном – воздымается до 25 км. Граничная скорость (V_r) по поверхности мантии составляет 8.2 км/с. Кровля «базальтового» слоя установлена на глубине 13 км ($V_r=7.0$ км/с), выше него залегает «гранитный» слой с глубиной кровли на отметке 4 км

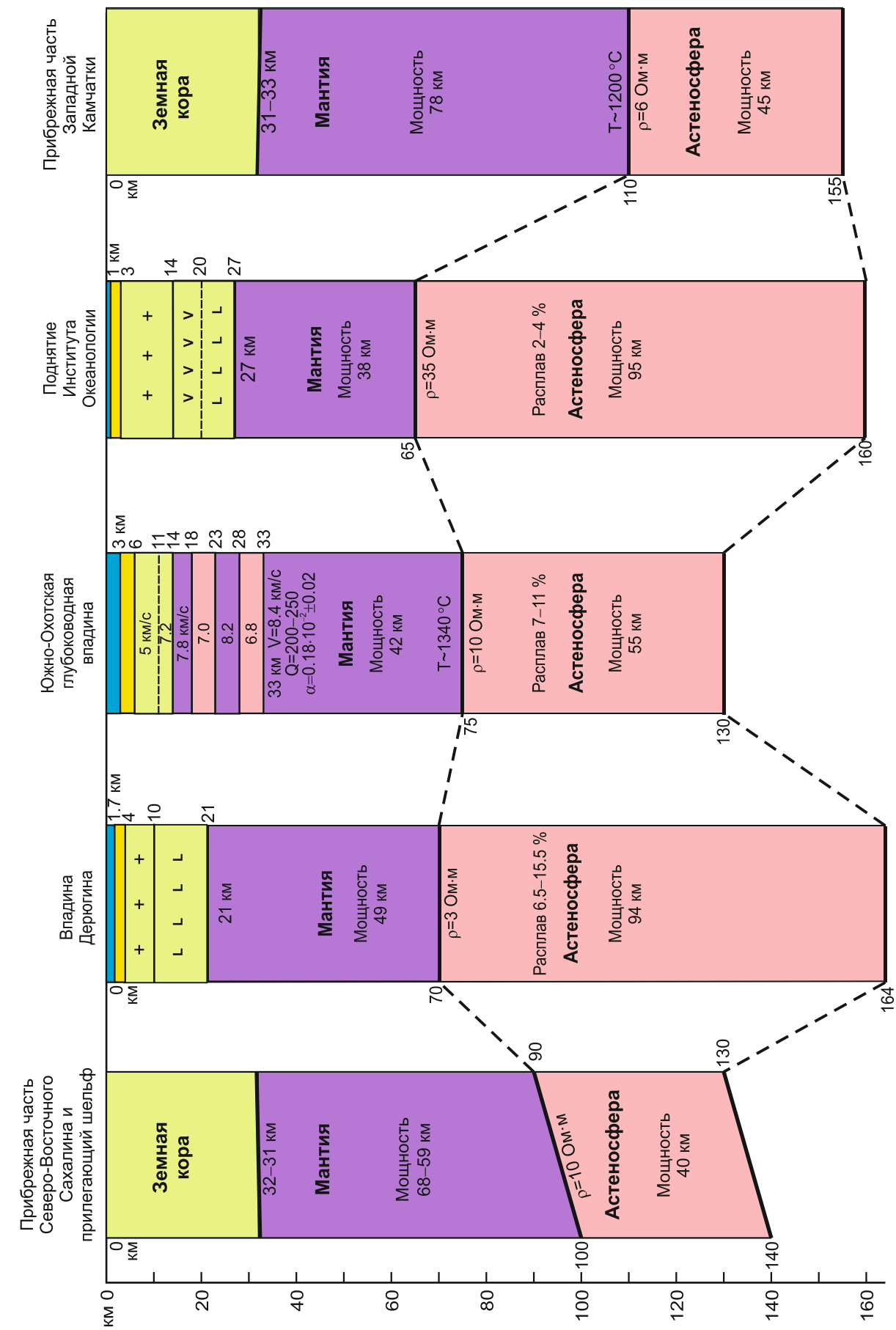


Рис. 2. Схемы глубинного строения прибрежного Северо-Восточного Сахалина и прилегающего к нему шельфа, впадины Дерюгина, Южно-Охотской глубоководной впадины, поднятия Института Океанологии и прибрежной части Западной Камчатки.

Fig. 2. Schematic maps showing the plutonic structure of the North Eastern Sakhalin coast and the adjoining shelf, the Deryugin basin, the South Okhotsk deep-sea basin, the Institute of Oceanology uplift, and the Western Kamchatka coast.

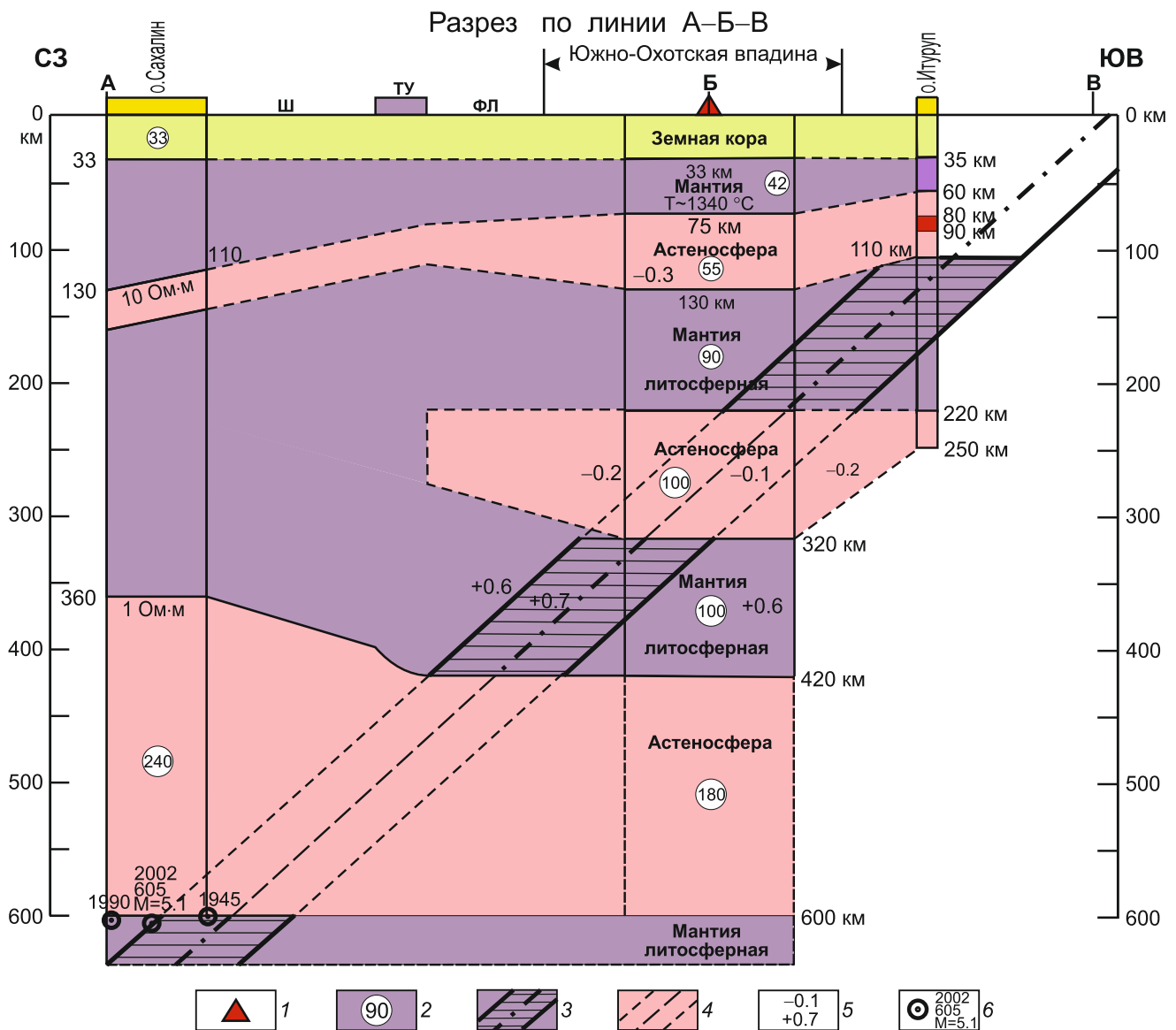


Рис. 3. Схема глубинного строения Сахалина, Южно-Охотской глубоководной впадины и юго-западной части о-ва Итуруп (разрез по линии А–Б–В).

1 – магнитовариационная станция; 2 – мощность слоев, км; 3 – сейсмофокальная зона на участках упрочненных слоев; 4 – сейсмофокальная зона на участках астеносферных слоев (слоев пониженной прочности); 5 – значения аномалий скоростей Р-волн относительно модели Джеффриса; 6 – гипоцентры землетрясений (значения цифр – см. 9 на рис. 1). Ш – шельф, ТУ – тектонический уступ, ФЛ – флексура (см. рис. 1).

Fig. 3. Schematic map showing the plutonic structure of the Sakhalin Island, the South Okhotsk deep-sea basin, and the southwestern Iturup Island (the section along A–B–B line).

1 – location of the magnetovariation station; 2 – layer thickness, km; 3 – seismic focal zone in the sections of hardened layers; 4 – seismic focal zone in the sections of asthenospheric layers (layers of reduced strength); 5 – anomalous P-wave velocity values (Jeffries model); 6 – earthquake hypocenters (2002 – the year when the earthquake occurred, 605 – earthquake focal depth, km, 5.1 – earthquake magnitude). Ш – shelf, ТУ – tectonic scarp, ФЛ – flexure (see Fig. 1).

($V_T=6.0$ км/с). Поверхность палеозойского фундамента небольшой мощности фиксируется на отметке 2 км ($V_T=5.2$ км/с), на нем залегает осадочный слой мощностью 2 км ($V_{пл}=2$ км/с) [Suvorov, 1975].

На Южном Сахалине, в его восточной части (см. рис. 1; рис. 4), кровля верхнемантийного электро-

проводящего слоя устанавливается на глубине 95 км с ее погружением на запад до 110 км [Rodnikov, 1996]. При мощности слоя в 40 км его подошва предполагается на глубине 135 км в восточной части острова и на 150 км – в западной. Этот электропроводящий слой сопоставляется с электропроводящим астеносферным слоем Южно-Охотской глубо-

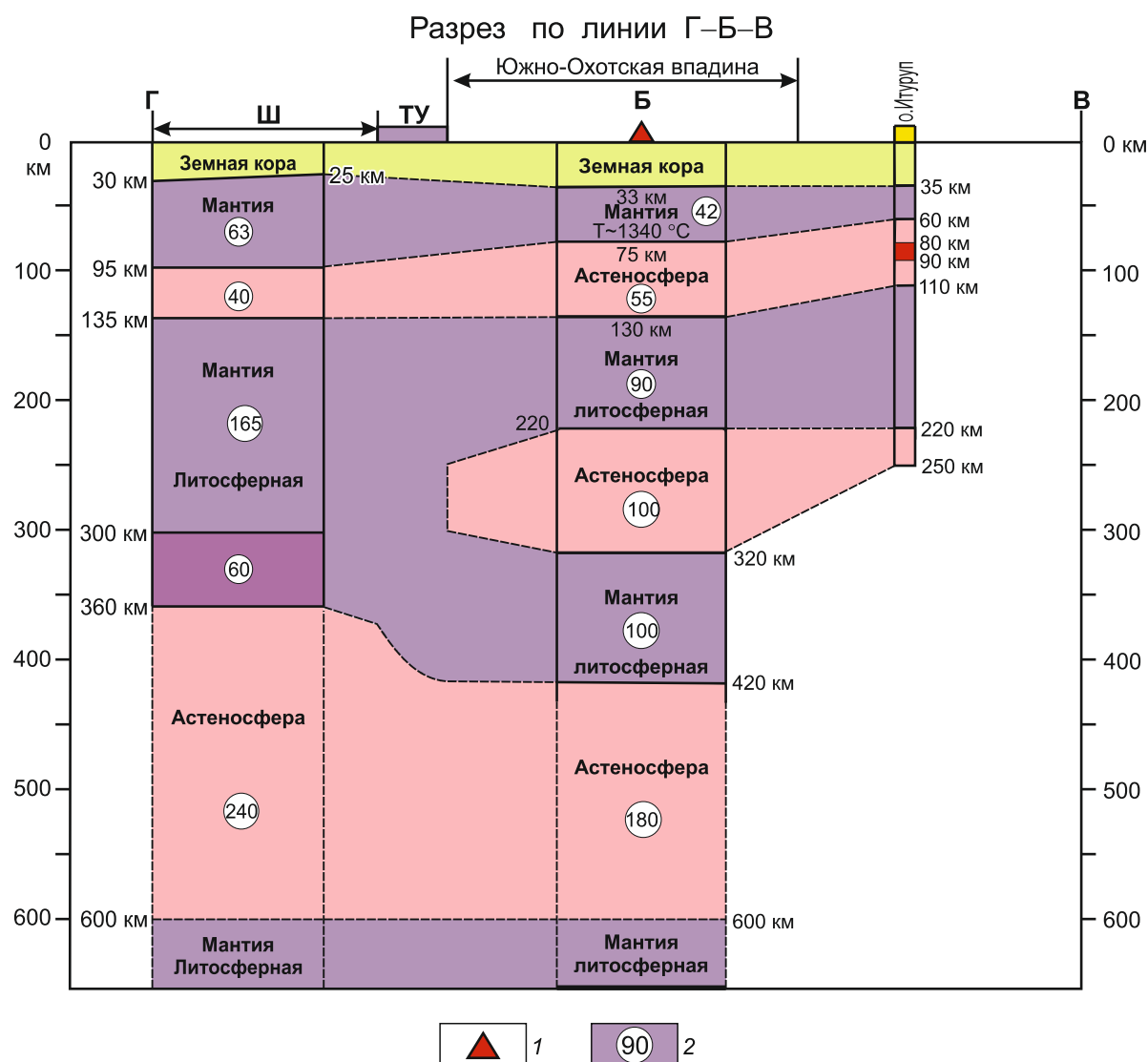


Рис. 4. Схема глубинного строения южной части Сахалина и прилегающего к нему шельфа, Южно-Охотской глубоководной впадины и юго-западной части о-ва Итуруп (разрез по линии Г–Б–В). 1 – магнитовариационная станция; 2 – мощность слоев, км. Ш – шельф, ТУ – тектонический уступ (см. рис. 1).

Fig. 4. Schematic map showing the plutonic structure of the southern Sakhalin and the adjoining shelf, the South Okhotsk deep-sea basin, and the southwestern Iturup Island (the section along Г–Б–В line). 1 – location of the magnetovariation station; 2 – layer thickness, km. Ш – shelf, ТУ – tectonics carp (see Fig. 1).

ководной впадины в интервале глубин 75–130 км. Ниже рассмотренного астеносферного слоя до глубины 300 км предполагается литосферный слой мощностью 165 км (рис. 4).

В интервале глубин 300–360 км отчетливо выделяется упрочненный литосферный слой мощностью 60 км (рис. 4), в пределах которого зафиксировано большое количество очагов землетрясений. Здесь, на глубине 310 км, установлены повышенные скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн – $V_p=8.75$ км/с, $V_s=4.89$ км/с [Tarakanov, Levyi, 1967]. Подошва указанного слоя с глубины 360 км довольно резко погружается в сторону Южно-Охотской глубоководной впадины до глубины 420 км (рис. 4).

Следует обратить внимание на то, что астеносферный слой в Южно-Охотской впадине, находящийся в интервале глубин 220–320 км (рис. 4), выклинивается, как и на профиле А–Б–В (см. рис. 3), на глубине участка, который на поверхности дна, возможно, пространственно совпадает с подошвой тектонического уступа (см. рис. 1). Однако этот слой распространяется в северо-восточном направлении в пределах границ Южно-Охотской глубоководной впадины (см. рис. 1). Последнее подтверждается разрезами Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны, пересекающими впадину, на которых в интервале глубин 200–300 км фиксируются асейсмичные или слабосейсмичные участки [Kras-

пуи, 1992]. Предполагается, что рассмотренный астеносферный слой играет определенную роль при формировании Южно-Охотской глубоководной впадины.

В юго-западной части о-ва Итуруп (район профиля А–Б–В) (см. рис. 1) подошва земной коры подстилается мантией ($V_T=8.0$ км/с) на глубине около 40 км. Нижняя часть земной коры представлена «базальтовым» (гранулитобазитовым) слоем с пластовой скоростью $V_{пл}=7.2-7.4$ км/с (плотность 3.05 г/см³), кровля которого находится на глубине около 14 км. На «базальтовом» слое залегает гранулитогнейсовый слой ($V_{пл}=6.1-6.4$ км/с, плотность 2.85 г/см³) с положением кровли на глубине 7–8 км. Кровля гранитогнейсового слоя ($V_{пл}=5.0-6.0$ км/с, плотность 2.60 г/см³) прослеживается на глубине около 2 км. Выше залегает осадочно-вулканогенный слой переменной мощности ($V_{пл}=2.2-4.7$ км/с, плотность 2.4 г/см³). В крайней юго-западной части о-ва Итуруп кровли перечисленных выше слоев земной коры залегают на меньших глубинах. Так, подошва земной коры ($V_T=8.0$ км/с) поднимается до 30 км, а гранитогнейсовый слой полностью замещается гранулитогнейсовым слоем, в результате чего земная кора здесь в целом уплотняется [Andreev, Zlobin, 1990].

В верхней мантии под островом Итуруп (см. рис. 3) поглощение поперечных сейсмических волн (S) возрастает на глубинах 60–110 км (значение декремента поглощения на 65 км составляет 0.040) с максимальным поглощением на глубинах 80–90 км (декремент поглощения 0.050) [Fedotov, 1963], что подтверждается данными магнитотеллурического зондирования (МТЗ), согласно которым электропроводящая зона здесь установлена также на 80–90 км [Krasnyi, 1992]. Ниже глубины 90 км величина декремента поглощения убывает и составляет 0.040 на 105 км и 0.024 на 120 км [Fedotov, 1963]. В интервале глубин 60–90 км скорость продольных волн (V_P), составляет 7.7 км/с, поперечных (V_S) – 4.4 км/с. Ниже глубины 90 км скорости возрастают от 7.8 км/с (V_P) и 4.5 км/с (V_S) соответственно до 8.1 км/с (V_P) и 4.6 км/с (V_S) на глубине 150 км [Fedotov, Kuzin, 1963].

Таким образом, на острове Итуруп в интервале глубин 60–110 км по сейсмологическим данным намечается астеносферный слой мощностью 50 км, который сопоставляется нами с электропроводящим астеносферным слоем Южно-Охотской глубоководной впадины в интервале глубин 75–130 км мощностью 55 км (см. рис. 3).

В Курило-Камчатской области интервал глубин 220–250 км характеризуется минимальным количеством землетрясений [Fedotov, Boldyrev, 1969]. Указанный интервал глубин в районе о-ва Итуруп, видимо, представляет собой астеносферный слой

мощностью 30 км, который в Южно-Охотской глубоководной впадине устанавливается на глубинах 220–320 км при мощности 100 км (см. рис. 3).

В глубоководной части Охотского моря, расположенной в районе профилей А–Б и Г–Б (см. рис. 1) землетрясения с глубиной очага более 420 км не зафиксированы. На Сахалине и на прилегающем к нему шельфе в районе указанных профилей землетрясения с глубиной очага более 360 км также не установлены. На основании этих данных предполагается наличие астеносферы, кровля которой на Сахалине находится на глубине 360 км, а в глубоководной Южно-Охотской впадине на – 420 км (см. рис. 3, 4). На Сахалине наличие электропроводящей астеносферы подтверждается результатами МТЗ в пунктах Южно-Сахалинск (обсерватория Ключи) [Borets, 1972], Ильинск и Поронайск [Svetov, Tuezov, 1980] (см. рис. 1). На всех этих пунктах электропроводящий астеносферный слой установлен на глубине 360 км (в Ильинске $\rho=1$ Ом·м).

Положение подошвы предполагаемой астеносферы остается не вполне ясным. Однако в районе северо-западного окончания профиля А–Б–В (см. рис. 1, 3) в 1945, 1990 и 2002 гг. зафиксировано три глубоководных землетрясения на глубине соответственно 600, 603 и 605 км, которые произошли в пределах упрочненного слоя. Поскольку глубина кровли астеносферного слоя на юге Сахалина и в районе произошедших землетрясений одинакова (360 км), есть основание полагать, что и упрочненный слой на юге также, возможно, располагается на глубине около 600 км (см. рис. 3; рис. 4).

Таким образом, в Южно-Охотской глубоководной впадине в районе магнитовариационной станции намечается полиастеносферная модель – три астеносферных слоя мощностью 55 км (интервал глубин 75–130 км), 100 км (220–320 км), 180 км (420–600 км) и разделяющие их упрочненные литосферные слои мощностью 90 и 100 км, а также слой на глубине около 600 км (см. рис. 3; рис. 4).

Судя по аномалиям Фая (в свободном воздухе) [Sergeyev, 2006], глубоководные впадины Охотского моря близки к состоянию изостатического равновесия. Район впадины Дерюгина характеризуется отрицательными аномалиями Фая небольшой интенсивности – от 0 до –10 мГал, величины которых на отдельных участках достигают –20 мГал. Для Южно-Охотской впадины, наоборот, характерны положительные аномалии также небольшой интенсивности – от 0 до +10 мГал, достигающие в приосевой части впадины на отдельных участках +20 мГал. В районе поднятия Института Океанологии величины положительных аномалий Фая варьируются от +20 до +30 мГал.

Район о-ва Итуруп отличается от глубоководных впадин Охотского моря большими величинами

положительных аномалий Фая, достигающими +140 мГал, что свидетельствует о его резко выраженной изостатической неуровновешенности.

2.2. Паннонская впадина

Ниже для сравнения рассматривается глубинное строение Паннонской впадины, которая находится на территории Венгрии в районе Большой Венгерской (Среднедунайской) низменности и отличается высоким тепловым потоком.

Донеогеновое основание характеризуется значительной гетерогенностью и представлено метаморфическим комплексом рифея – палеозоя, досарматскими мелководными эпиконтинентальными (субплатформенными) отложениями верхнего мела (K_2), эоцена (P_2) и олигоцена (P_3), сложенными мергелями, известняками, карбонатными глинами и угленосными осадками в областях относительных прогибов, а также конгломератами, галечниками, песчаниками и бокситами в областях поднятий. Внутренние прогибы Паннонской впадины начали интенсивно развиваться с начала паннонского века (10.5 млн лет, $N_1^{3\text{tor}}$ – тортонский ярус). Прогибание и осадконакопление сопровождалось излияниями лав основного состава и контролировалось листрическими разломами. Мощность паннонских и четвертичных отложений в отдельных прогибах достигает 7 км [Chekunov, 1988].

В пределах Паннонской впадины поверхность Мохо (М) с $V_r=8.1$ км/с устанавливается на глубинах 24–27 км. Мощность земной коры значительно увеличивается под Карпатами – от 50 до 60 км. На профилях ГСЗ, пересекающих Паннонскую впадину, достаточно отчетливо фиксируется поверхность «гранитного» слоя (K_1) с V_r обычно 6.1 км/с на глубинах 4–9 км и менее отчетливо sporadически прослеживается граница «базальтового» слоя (K_2) с $V_r=6.8$ –7.1 км/с на глубинах 19–20 км [Sollogub, 1978].

В центральной части Паннонской впадины в районе Карцаг по данным докритических отраженных волн составлен довольно детальный скоростной разрез земной коры и верхней мантии [Sollogub, 1978] (рис. 5). От дневной поверхности до 3.1 км установлены пластовые скорости ($V_{пл}$), равные 2.7 км/с, которые связаны, очевидно, с осадочными образованиями. В интервале 3.1–14.1 км $V_{пл}=6.36$ км/с характеризуют «гранитный» слой, а с глубины 14.1 км и до 20.4 км пластовые скорости, вначале равные 7 км/с, а затем 7.5 км/с, связаны с «базальтовым» слоем. В интервале глубин 20.40–22.65 км зафиксирована отчетливо выраженная инверсионная зона с $V_{пл}=6.3$ км/с; относительно верхнего пласта снижение скорости составляет

1.2 км/с, а относительного нижнего – 2.3 км/с. Инверсия скорости, наиболее вероятно, связана с наличием магматических расплавов.

Подосва земной коры (поверхность М) находится на глубине 22.65 км, ниже которой пластовая скорость возрастает до 8.6 км/с и прослеживается до глубины 24 км. В интервале 24–57 км $V_{пл}$ составляют 8.7 км/с с возрастанием до 9.1 км/с на глубинах от 40 до 51 км. Геологическая природа таких высоких скоростей неясна (возможна эклогитизация или наличие железистых гранатов).

С глубины 57 км до 85.5 км пластовые скорости резко уменьшаются до 7.8 км/с, фиксируя, очевидно, астеносферу. Следует заметить, что в интервале 68.0–72.5 км наблюдается инверсионное снижение скорости до 7.7 км/с; относительно выше- и нижележащих слоев ее снижение составляет 0.1 км/с. С глубины 85.5 км и до 95.6 км $V_{пл}$ возрастает до 7.86 км/с, т.е. увеличивается относительно вышележащего слоя на 0.06 км/с.

По сейсмологическим данным в Паннонской впадине выделены следующие интервалы глубин в мантии со средними и аномальными скоростями продольных сейсмических волн (км/с): 1) интервал 27–55 км, $V_{ср.}=8.60$ км/с, $V_{ан.}=+0.5$ км/с; 2) 55–170 км, $V_{ср.}=8.05$ км/с, $V_{ан.}=-0.3$ км/с; 3) 170–230 км, $V_{ср.}=8.50$ км/с, $V_{ан.}=+0.1$ км/с [Gordienko, 1987]. При сравнении этих скоростей со скоростями рассмотренного выше разреза в районе Карцаг устанавливается их качественное соответствие, особенно для интервалов 27–55 км (интервал 1) и 22.65–57.00 км (район Карцаг). Учитывая $V_{ср.}=8.05$ км/с ($V_{ан.}=-0.3$ км/с) интервала 55–170 км, можно также предположить, что пониженные пластовые скорости (7.70–7.86 км/с) в интервале 57.0–95.6 км разреза района Карцаг могут распространяться до глубины 170 км.

В Паннонской впадине выделено два электропроводящих слоя [Gordienko, 1987]. Коровый слой залегает в интервале глубин 25–32 км (по другим данным 20–25 км), мощность слоя 7 км, суммарная продольная проводимость (S) 800 См, удельное электрическое сопротивление (ρ) 10 Ом·м. Глубины этого электропроводящего слоя близки к глубинам залегания слоя (интервал 20.40–22.65 км) с аномально низкой пластовой скоростью (6.3 км/с) в основании земной коры на скоростном разрезе в районе Карцаг [Sollogub, 1978]. Мантийный электропроводящий слой мощностью 120 км (S не менее 6000 См, ρ около 20 Ом·м) выявляется в интервале глубин 80–200 км [Gordienko, 1987]. Однако по данным [Sollogub, 1978] слой с хорошей проводимостью, выявленный в верхней мантии Паннонской впадины, залегает на глубине 60 км (рис. 5). Последняя глубина близка к кровле (57 км) пониженных скоростей на разрезе в районе Карцаг. Если

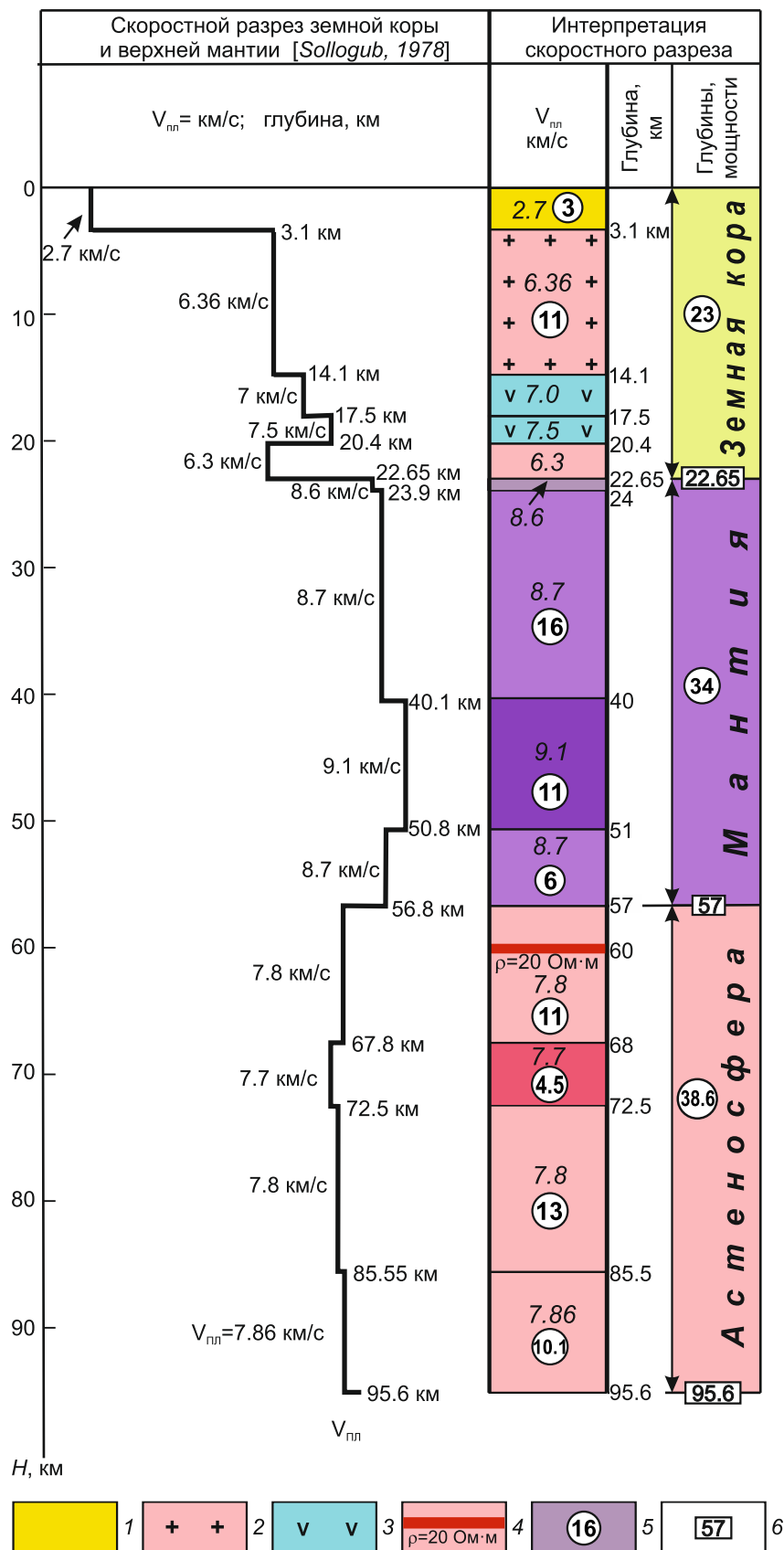


Рис. 5. Схема глубинного строения Паннонской впадины в районе Карцаг. 1 – осадочный слой; 2 – «гранитный» слой; 3 – «базальтовый» слой; 4 – кровля электропроводящего слоя; 5 – мощность слоев, км; 6 – глубины залегания слоев, км.

Fig. 5. Schematic map showing the plutonic structure of the Pannonian basin (Kartsag district). 1 – sedimentary layer; 2 – “granitic” layer; 3 – “basaltic” layer; 4 – roof of the electrically conductive layer; 5 – layer thickness, km; 6 – depths of the layers, km.

глубину залегания кровли электропроводящего мантийного слоя принять равной 60 км, то при мощности слоя 120 км его подошва будет находиться на глубине 180 км, что примерно соответствует интервалу 55–170 км, характеризующемуся средними пониженными скоростями (8.05 км/с), установленными по сейсмологическим данным [Gordienko, 1987].

Характерной особенностью Паннонской впадины является повышенный тепловой поток, равный 80–100 мВт/м². В направлении к окружающим впадину горным сооружениям Карпат и Динарид наблюдается уменьшение величин теплового потока. Расчетное распределение температур на подошве земной коры под впадиной превышает 750 °С, а под Динаридами и западными Карпатами составляет 500–600 °С. Под Паннонской впадиной изотерма в 1000 °С находится на глубинах 30–40 км [Chekunov, 1988].

Таким образом, для Паннонской впадины характерны следующие особенности: 1) Повышенный тепловой поток (80–100 мВт/см²), сопоставимый с ТП глубоководных впадин Охотского моря (вп. Дерюгина ТП ср. = 97 мВт/м², Южно-Охотская – 100 мВт/м²); 2) сокращенная (до 24–27 км, местами до 23 км) мощность земной коры; 3) повышенные скорости V_p (до 6.8–7.5 км/с) в нижней части земной коры; 4) наличие на отдельных участках (район Карцаг) в основании земной коры инверсионной зоны с $V_{пл}=6.3$ км/с мощностью 2 км, что сходно с Южно-Охотской впадиной ($V_p=6.8$ км/с мощностью 5 км); 5) небольшая мощность подкоровой мантии (34 км; в глубоководных впадинах Охотского моря 42–49 км), но очень высокие пластовые скорости сейсмических волн (от 8.6 до 9.1 км/с); 6) неглубокое залегание кровли астеносферы (57–60 км) мощностью 120 км и $\rho \sim 20$ Ом·м, что соответствует примерно 7 % расплава согласно данным [Gordienko, 1987].

Приведенные выше данные по глубинному строению Паннонской впадины находят определенное сходство по некоторым параметрам с глубинным строением глубоководных впадин Охотского моря.

Однако отличие состоит в основном в следующем: 1) земная кора Паннонской впадины характеризуется небольшим сокращением мощности вследствие малой проработки тектономагматическими процессами; 2) большая мощность астеносферы Паннонской впадины (120 км) одновременно сопровождается и большей величиной ее $\rho=20$ Ом·м, что определяет меньшее содержание в ней магматических расплавов и как следствие увеличивает в целом ее вязкость; 3) в Паннонской впадине, в отличие от Южно-Охотской впадины, астеносферные слои на глубинах больше 180–230 км не установлены.

3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненного анализа глубинного строения глубоководных впадин Охотского моря установлено следующее.

Во впадине Дерюгина подошва земной коры находится на глубине 21 км, т.е. ее мощность сокращена на 10 км относительно земной коры прибрежной части Северо-Восточного Сахалина. «Базальтовый» слой уплотнен до 2.90–3.00 г/см³, «гранитный» слой сокращен в мощности и уплотнен до 2.70–2.80 г/см³.

Консолидированная земная кора Южно-Охотской глубоководной впадины с первоначальной мощностью, очевидно, 33 км почти полностью переработана тектономагматическими процессами и состоит из чередования слоев с повышенными (7.8–8.2 км/с) и пониженными (6.8–7.0 км/с) скоростями сейсмических волн.

В районе поднятия Института Океанологии подошва земной коры установлена на глубине 27 км, т.е. она сокращена на 4 км относительно районов прибрежного Северо-Восточного Сахалина и прибрежной части Западной Камчатки.

В Южно-Охотской глубоководной впадине в районе магнитовариационной станции установлена полиастеносферная модель – три астеносферных слоя мощностью 55 км (интервал глубин 75–130 км), 100 км (220–320 км), 180 км (420–600 км) и разделяющие их упрочненные слои мощностью 90 км (интервал глубин 130–220 км), 100 км (320–420 км) и слой на глубине 600 км.

Верхнемантийный астеносферный слой установлен также во впадине Дерюгина (интервал глубин 70–164 км) и на поднятии Института Океанологии (интервал глубин 65–160 км), на о-ве Итуруп (60–110 км), а также на Сахалине, кровля которого в его восточной части находится на глубинах от 80 до 90 км с погружением на запад до 130–140 км. Рассматриваемый астеносферный слой во впадинах Дерюгина, Южно-Охотской и в районе поднятия Института Океанологии связан с частичным плавлением пород мантии при содержании расплава от 2 до 15 % и, видимо, играет определенную роль в изостатической компенсации вышележащей литосферы.

Астеносферный слой, расположенный в Южно-Охотской глубоководной впадине в районе магнитовариационной станции на глубинах 220–320 км, на Сахалине не установлен, а на о-ве Итуруп сокращен в мощности до 30 км (интервал 220–250 км). Однако этот слой, мощностью 100 км, прослеживается от района магнитовариационной станции на северо-восток в рамках границ впадины и, видимо, играет определенную роль в ее формировании.

Нижний астеносферный электропроводящий слой Южно-Охотской впадины, расположенной в интервале глубин 420–600 км, достаточно отчетливо устанавливается на Сахалине в интервале глубин 360–600 км.

Внедрение базит-гипербазитовых расплавов в земную кору и подкоровую литосферную мантию (перераспределение плотных масс и уплотнение

коры и мантии), а также пониженная вязкость астеносферных слоев содействуют изостатическому погружению при формировании глубоководных впадин.

Судя по аномалиям Фая (в свободном воздухе), глубоководные впадины Охотского моря близки к состоянию изостатического равновесия.

4. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Andreev A.A., Zlobin T.K., 1990. Deep structure and the gravitational field of the Kuril system "arc-trench". *Tikhookeanskaya geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* (2), 16–22 (in Russian) [Андреев А.А., Злобин Т.К. Глубинное строение и гравитационное поле Курильской системы дуга-желоб // *Тихоокеанская геология*. 1990. № 2. С. 16–22].
- Borets V.V., 1972. Magnetotelluric soundings on the Island of Sakhalin and the Iturup Island. In: Geophysical research of the Earth's crust structure in the Transition Zone from the Asiatic Continent to the Pacific. Geophysical series No 3. Transactions SCSRI FESC AS USSR, Vol. 26, Yuzhno-Sakhalinsk, p. 203–210 (in Russian) [Борец В.В. Магнитотеллурические зондирования на Сахалине и Итуруп // Геофизические исследования строения земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Геофизический сборник № 3. Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 26. Южно-Сахалинск, 1972. С. 203–210].
- Chekunov A.V., 1988. Lithosphere of the Central and Eastern Europe. Naukova Dumka, Kiev, 172 p. (in Russian) [Чекунов А.В. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1988. 172 с.].
- Fedotov S.A., 1963. On the absorption of cross seismic waves in the upper mantle and energy classification of close earthquakes with intermediate focus depth. *Izvestiya AN SSSR, Seriya Geofizicheskaya* (3), 829–849 (in Russian) [Федотов С.А. О поглощении поперечных сейсмических волн в верхней мантии и энергетической классификации близких землетрясений с промежуточной глубиной очага // *Известия АН СССР, серия геофизическая*. 1963. № 3. С. 829–849].
- Fedotov S.A., Boldyrev S.A., 1969. On the dependence of bodily waves absorption from the frequency in the crust and the upper mantle of the Kurile islands arc. *Fizika Zemli* (9), 17–23 (in Russian) [Федотов С.А., Болдырев С.А. О зависимости поглощения объемных волн от частоты в коре и верхней мантии Курильской островной дуги // *Физика Земли*. 1969. № 9. С. 17–23].
- Fedotov S.A., Kuzin I.P., 1963. Velocity section of the upper mantle in the region of South Kuril Islands. *Izvestiya AN SSSR, Seriya Geofizicheskaya* (5), 670–686 (in Russian) [Федотов С.А., Кузин И.П. Скоростной разрез верхней мантии в области Южных Курильских островов // *Известия АН СССР, серия геофизическая*. 1963. № 5. С. 670–686].
- Gordienko V.V., 1987. Geophysical Model of the Tectonosphere of Europe. Naukova Dumka, Kiev, 184 p. (in Russian) [Гордиенко В.В. Геофизическая модель тектоносферы Европы. Киев: Наукова думка, 1987. 184 с.].
- Krasnyi M.L., 1992. Tectonosphere of the Asia of Pacific margin. FEB RAS Publishing House, Vladivostok, 238 p. (in Russian) [Красный М.Л. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: Изд-во ДВО РАН, 1992. 238 с.].
- Kutsov A.M., Lyapishev A.M. 1997. Deep electric conductivity of the Pacific transacts and the nature of high conductivity zones. In: Geophysical fields and simulation of tectonosphere. Geodynamics of tectonosphere of the Pacific-Eurasia conjunction zone. Vol. III. IMGG FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, p. 52–77 (in Russian) [Куцов А.М., Ляписhev А.М. Глубинная электропроводность тихоокеанских трансектов и природа зон высокой проводимости // Геофизические поля и моделирование тектоносферы. Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. III. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 52–77].
- Piskarev A.L., Butsenko V.V., Poselov V.A., Savin V.A., 2012. Deep structure of the crust beneath the Sea of Okhotsk inferred from 3D seismic density modeling. *Oceanology* 52 (3), 411–421. <https://doi.org/10.1134/S0001437012030095>.
- Rodnikov A.G. (Ed.), 1996. Structure and Dynamics of the Lithosphere and the Asthenosphere of the Okhotsk Sea Region. Moscow, 335 p. (in Russian) [Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / Ред. А.Г. Родников. М., 1996. 335 с.].
- Semakin V.P., Kochergin A.V., Pitina T.I., 2016. Neotectonics of the Sea of Okhotsk. *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (2), 251–271 (in Russian) [Семакин В.П., Кочергин А.В., Питуна Т.И. Неотектоника Охотского моря // *Геодинамика и тектонофизика*. 2016. Т. 7. № 2. С. 251–271]. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-2-0205>.
- Sergeyev K.F., 2006. Tectonic Zoning and Hydrocarbon Potential of the Okhotsk Sea. Nauka, Moscow, 130 p. (in Russian) [Сергеев К.Ф. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука, 2006. 130 с.].
- Sollogub V.B., 1978. The Structure of the Earth's Crust and Upper Mantle of the Central and Eastern Europe. Naukova Dumka, Kiev, 272 p. (in Russian) [Соллогуб В.Б. Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1978. 272 с.].

- Starshinova E.A., 1980. Nonuniformity of the structure of the Sea of Okhotsk crust and mantle. *Doklady AN SSSR* 255 (6), 1339–1343 (in Russian) [Старшинова Е.А. Неоднородность строения коры и мантии Охотского моря // Доклады АН СССР. 1980. Т. 255. № 6. С. 1339–1343].
- Suvorov A.A., 1975. Depth Structure of the Earth's Crust South-Okhotsk Sector on Seismic Data. Nauka, Novosibirsk, 102 p. (in Russian) [Суворов А.А. Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1975. 102 с.].
- Svetov B.S., Tuezov I.K., 1980. Depth Electromagnetic Sounding of the Far East. FESC AS USSR, Vladivostok, 132 p. (in Russian) [Светов Б.С., Туезов И.К. Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. 132 с.].
- Sychev P.M., 1985. Anomalous zones in the upper mantle, mechanism of formation and their role for the Earth's crust structures development. *Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* (6), 25–35 (in Russian) [Сычѳв П.М. Аномальные зоны в верхней мантии, механизм их образования и роль в развитии структур земной коры // Тихоокеанская геология. 1985. № 6. С. 25–35].
- Tarakanov R.Z., Levyi N.V., 1967. A polyasthenospheric model of the upper mantle of the Earth designed according to seismologic data. *Doklady AN SSSR* 176 (3), 571–574 (in Russian) [Тараканов Р.З., Левый Н.В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным // Доклады АН СССР. 1967. Т. 176. № 3. С. 571–574].
- Tarakanov R.Z., Omelchenko O.K., Bobkov A.O., 2003. Velocity Models of Structure of the Asia Pacific Margin Tectonosphere from General Geotraverses. IMGIG FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, 95 p. (in Russian) [Тараканов Р.З., Омелѳченко О.К., Бобков А.О. Скоростные модели строения тектоносферы Тихоокеанской окраины Азии по генеральным геотраверсам. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2003. 95 с.].
- Tarakanov R.Z., Veselov O.V., Andreeva M.Y., 2015. The possible boundary of phase transitions at a depth of 350 km in the transition zone between continents and oceans. *Doklady Earth Sciences* 460 (2), 159–162. <https://doi.org/10.1134/S1028334X15020130>.
- Volgin P.F., Lyutaya L.M., Kochergin A.V., 2009. Density section of the Earth's crust in the Deryugin Basin (Sea of Okhotsk): Gravity modeling results. *Russian Journal of Pacific Geology* 3 (3), 210–219. <https://doi.org/10.1134/S1819714009030026>.



Виктор Петрович Семакин, с.н.с.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б, Россия
Тел.: (4242)793115; ✉ e-mail: semakin@imgg.ru

Victor P. Semakin, Senior Researcher

Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS
1B Nauka street, Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia
Tel.: (4242)793115; ✉ e-mail: semakin@imgg.ru



Альберт Васильевич Кочергин, канд. физ.-мат. наук, с.н.с.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б, Россия
Тел.: (4242)793115; e-mail: a.kochergin@imgg.ru

Albert V. Kochergin, Candidate of Physics and Mathematics, Senior Researcher

Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS
1B Nauka street, Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia
Tel.: (4242)793115; e-mail: a.kochergin@imgg.ru



Татьяна Иосифовна Питина, инженер

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б, Россия
Тел.: (4242) 793115

Tatyana I. Pitina, Engineer

Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS
1B Nauka street, Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia
Tel.: (4242)793115