

# Магнитовариационное зондирование Татарского пролива

Старжинский С. С., Никифоров В. М.

## Аннотация

В статье приводятся результаты магнитовариационного зондирования выполненного на противоположных берегах Татарского пролива. Полученные в результате частотные зависимости типперов послужили основой для проведения 3D инверсии с использованием программы ModEM. В результате инверсии были получены горизонтальные срезы и вертикальные разрезы Татарского пролива в пространственной области 400x400x200 км по осям  $x$ ,  $y$ ,  $z$ , соответственно.

У материкового берега выделена проводящая зона, которая на глубинах 5-7 км имеет удельное электрическое сопротивление центральной части  $\sim 0.5$  Ом $\cdot$ м, достигает в поперечнике 20-40 км и исчезает в низах коры. Вдоль побережья аномалия, начинаясь севернее пос. Датга, протягивается до района южнее Советской Гавани. Подобная только менее контрастная и изометрическая в горизонтальной плоскости аномалия существует и у острова Сахалин на глубинах центральной области 8-12 км с удельным сопротивлением  $\sim 15$  Ом $\cdot$ м. Положение аномалии совпадает с близлежащей зоной местных землетрясений с  $M=4-6$  в верхней части земной коры. На глубинах более 10 км под проливом обе аномалии сливаются вместе с увеличением удельного электрического сопротивления в этой области. В низах коры и в верхней мантии под проливом разрез характеризуется удельными сопротивлениями 30-60 Ом $\cdot$ м.

## Ключевые слова:

Магнитовариационное зондирование, 3D инверсия, ModEM, Татарский пролив, геоэлектрический разрез

## РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОВАРИАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА В ДВУХ ПУНКТАХ НА ПРОТИВОПОЛОЖНЫХ БЕРЕГАХ

**С.С. Старжинский, В.М. Никифоров**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,  
690041, Владивосток, ул. Балтийская, 43*

### АННОТАЦИЯ

В статье приводятся результаты магнитовариационного зондирования выполненного на противоположных берегах Татарского пролива. Полученные в результате частотные зависимости типперов послужили основой для проведения 3D инверсии с использованием программы ModEM. В результате инверсии были получены горизонтальные срезы и вертикальные разрезы Татарского пролива в пространственной области 400x400x200 км по осям  $x$ ,  $y$ ,  $z$ , соответственно.

У материкового берега выделена проводящая зона, которая на глубинах 5-7 км имеет удельное электрическое сопротивление центральной части  $\approx 0.5$  Ом·м. Она достигает в поперечнике 20-40 км и исчезает в низах коры. Вдоль побережья аномалия, начинаясь севернее пос. Датта, протягивается до района южнее Советской Гавани. Подобная только менее контрастная и изометрическая в горизонтальной плоскости аномалия существует и у острова Сахалин на глубинах центральной области 8-12 км, где удельное сопротивление равно  $\approx 15$  Ом·м. Положение аномалии совпадает с близлежащей зоной местных землетрясений с  $M=4-6$  в верхней части земной коры. На глубинах более 10 км под проливом обе аномалии сливаются вместе с увеличением удельного электрического сопротивления в этой области. В низах коры и в верхней мантии под проливом разрез характеризуется удельными сопротивлениями 30-60 Ом·м. В области глубин превышающих 100 км просматривается погружающийся под Татарский пролив со стороны Охотского моря проводящий слой, от которого, южнее и севернее пункта ДТА, отходят проводящие ответвления в области под Татарским проливом.

Обсуждаются возможные варианты интерпретации прибрежных проводящих аномалий.

*Магнитовариационное зондирование, 3D инверсия, ModEM, Татарский пролив, геоэлектрический разрез.*

### ВВЕДЕНИЕ

В течение длительного времени в Татарском проливе велись поиски нефтяных и газовых месторождений. Для изучения его геологического строения на акватории пролива

выполнен большой объём геофизических исследований судовыми комплексами сейсмоки, гравиметрии и магнитометрии. В результате были построены детальные карты аномальных гравитационных и магнитных полей и сейсмические разрезы, освещающие строение земной коры. Сейсмические исследования позволили расчленить осадочную толщу, определить её конфигурацию, мощность и рельеф фундамента. На поперечных профилях в проливе были выделены Северо-Татарский и Южно-Татарский осадочные прогибы. Была оценена и толщина земной коры под Татарским проливом [Тронов, Харахинов и др., 1987].

Выполненные исследования позволили в основном изучить строение верхней части земной коры пролива, но в силу их разведочной направленности не затронули подкоровых глубин. Из этого следует необходимость дальнейшего изучения геологического строения Татарского пролива, особенно его глубинного разреза в низах коры и в верхней мантии с тем, чтобы определить в этой области положение глубинных геоэлектрических неоднородностей.

Из геофизических методов исследований для этой цели наиболее подходящими являются методы сейсмической томографии, магнитотеллурические (МТ) и магнитовариационные (МВ) методы. МТ и МВ методы позволяют расчленять разрез по удельному электрическому сопротивлению (УЭС). В зависимости от периода регистрируемых естественных электромагнитных вариаций, охватывающих диапазон от  $10^{-4}$  до  $10^4$  сек, исследование разреза возможно, начиная с приповерхностных слоёв и до глубин в сотни километров. Определяемое в результате исследований сопротивление горных пород зависит от типа породы, её пористости и характера флюида, заполняющего поры, степени графитизации породы, температуры и т.д. Всё это при геологической интерпретации результатов позволяет оценивать вещественный состав аномальных электропроводящих областей в разрезе и, в некоторых случаях, термический режим.

При использовании МТ и МВ методов на акватории пролива необходимо размещать регистрирующую аппаратуру или на льду, или на дне, что в настоящее время вполне возможно, но технически трудноосуществимо, хотя и наиболее информативно. Поэтому мы остановились на выполнении регистрации вариаций на берегах Татарского пролива, полагая, что в последующем продолжая исследования на профилях вглубь острова и континента, и выполняя интерпретацию всех данных, удастся детальней изучить разрез под дном пролива. Этот вариант ещё интересен с той точки зрения, что в работе [Варнавский, 1994] было обращено внимание на то обстоятельство, что ранее выполненные геофизические исследования не захватили значительные области приматерикового и приостровного мелководья пролива, к которому тяготеют гравитационные и магнитные аномалии. В такой постановке измерений исследование геоэлектрического разреза под дном пролива возможно с силу того, что МВ метод позволяет оценивать УЭС не только под пунктом измерений, но и в стороне от него, вследствие действия горизонтального скин-эффекта в магнитотеллурическом поле [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Эта возможность органично реализуется в развитом в последние годы методе 3D инверсии МТ и МВ данных. Она была проанализирована на контрольных цифровых моделях в [Campana et al., 2016], что подтвердило её эффективность. Выполняемая при этом визуализация результатов инверсии с помощью горизонтальных

срезов и вертикальных разрезов в цветовой градации УЭС позволяет оконтурить зоны аномальной электрической проводимости.

Принимая во внимание всё вышеизложенное, цель выполняемого исследования состояла в получении первичной информации о геоэлектрическом разрезе и локализации глубинных геоэлектрических неоднородностей в земной коре и верхней мантии Татарского пролива с помощью МВ зондирования в применяемой конфигурации и с использованием 3D инверсии экспериментальных данных. А также в рассмотрении возможных вариантов геологической интерпретации аномально проводящих зон с учётом всех имеющихся геологических и геофизических данных.

## **ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

Татарский пролив, отделяющий о. Сахалин от материка, протягивается в меридиональном направлении, сужаясь к северу и медленно расширяясь к югу. Глубины пролива медленно возрастают к югу и от континента к о. Сахалину. В районе исследований, захватывающем южную часть Северо-татарского осадочного прогиба, они не превышают 200-300 м при ширине пролива около 130 км [<https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/bathimetry/>]. Мощность осадков в Татарском проливе увеличивается в восточном направлении и достигает у берегов Сахалина 6-9 км. Толщина земной коры под проливом увеличивается в этом же направлении и достигает максимальных значений более 30 км под островом. От материка блок земной коры Татарского пролива отделяется Восточно-Сихотэ-Алинским глубинным разломом субвертикального падения. В прибрежной части материка фиксируется мантийный выступ, где толщина земной коры сокращается до 20 км, и который протягивается от мыса Сюркум до широты г. Советская Гавань [Есин и др., 1990; Осадочные..., 2004]. Вдоль западного борта пролива протягивается Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс с обширными трещинными излияниями платобазальтов в районе исследований, Совгаванское плато [Мартынов, Ханчук, 2013]. В общем плане Татарский пролив представляет собой рифтогенный ассиметричный грабен с мощной толщей осадков в восточной дислоцированной части и их пологим выклиниванием у западного побережья пролива. Асимметрия грабена выражается в большем погружении восточного основания рифта, образовавшемся в процессе его формирования. Вдоль западного побережья Сахалина протягивается сейсмически активный Западно-Сахалинский разлом [Ломтев и др., 2007], разделяющий остров и Татарский пролив.

Гравитационное поле пролива характеризуется пониженными значениями с обширными локальными минимумами величиной менее -30 мГал вызванными значительными мощностями осадков в их пределах [Волгин, Сеначин, 2006]. По данным спутниковом альтиметрии приматериковая область Татарского пролива выделяется интенсивными положительными изостатическими и в редукции Буге аномалиями на всём её протяжении. Аналогичные аномалии наблюдаются и у восточного берега пролива только там они менее интенсивные. В сопредельной Сихотэ-Алинской складчатой области фиксируются

обширные отрицательные аномалии гравитационного поля, предполагающие разуплотнение в земной коре до глубин 45-60 км [Есин и др., 1992].

В магнитном поле Восточно-Сихоэ-Алинский вулканический пояс характеризуется интенсивными положительными аномалиями, связываемыми с магматическими телами, представленными эффузивами и интрузиями базальто-андезитового состава. При детальном рассмотрении выделяются локальные тела с верхней кромкой на глубине около 0.5-2 км [Волгин, Кочергин, 2006]. При удалении от материка эффузивы заменяются вулканогенно-осадочными породами. Аналогичная картина наблюдается и в северной части пролива. Здесь глубина до верхних кромок магнитоактивных тел оценивается значениями 0.5-5 км. В южной части пролива представлены изометричные магнитные аномалии слабой интенсивности.

Тепловой поток северной и центральной частей Татарского пролива близок к нормальным значениям, а в южной части характеризуется аномальными значениями около  $100 \text{ мВт} / \text{м}^2$  [Веселов, 2006; Любимова, Никитина и др., 1976].

## ДАННЫЕ

Летом 2017 года была выполнена регистрация магнитных вариаций на континенте в районе пос. Датта (DTA, 49.2818° E, 140.3614° N) и на о. Сахалин вблизи пос. Лесогорское (LSG, 49.4230° E, 142.1190° N) на побережье Татарского пролива (Рис. 1). Регистрация трёх компонент  $H_x, H_y, H_z$  геомагнитных вариаций осуществлялась с помощью феррозондового магнитометра LEMI-025 [<http://box.isr.lviv.ua/lemi025.htm>] в пункте DTA и аналогичного магнитометра длиннопериодной магнитотеллурической станции LEMI-417M [<http://box.isr.lviv.ua/lemi417.htm>] в пункте LSG. Запись вариаций осуществлялась в правой системе координат с осью  $z$  направленной вниз и ориентацией оси  $x$  магнитных датчиков по магнитному меридиану. В первом пункте регистрация осуществлялась в течение 25 дней (24.08-18.09.2017) с частотой взятия отсчётов 1 и 10 Гц. Длительность наблюдения обуславливалась необходимостью регистрации как можно более широкого диапазона периодов вариаций и их амплитуд в короткопериодной области, значительно превышающих шум. Это особенно актуально имея в виду, что исследования проводились на фоне минимума солнечной активности, и было необходимо зарегистрировать интенсивное магнитное возмущение.

Феррозондовые датчики магнитного поля (как у магнитовариационных станций LEMI) имеют недостаточную чувствительность (высокий уровень шума) для записей короткопериодных магнитных вариаций в области периодов 1-15 сек. И чтобы записать этот диапазон вариаций мы в пункте DTA проводили наблюдения в период осеннего максимума вариаций. Длительность регистрации была увеличена с тем, чтобы иметь возможность записать интенсивную магнитную бурю (07-08.09.2017 г., среднесуточный индекс  $k_p = 49$ ), когда амплитуда вариаций резко возрастает, увеличивая отношение сигнал/шум. В результате в этой области периодов типперы были рассчитаны вплоть до периода 1 сек, используя записи вариаций, выполненные с частотой дискретизации 10 Гц.

В пункте LSG не было возможности выполнять длительные наблюдения, поэтому регистрация осуществлялась с 3 по 5.07.2017 г. с дискретностью 1 сек. На обоих пунктах данные записывались суточными файлами в двоичном формате на флэш карту с последующей перекодировкой в текстовый формат программой, входящей в комплект аппаратуры. При обработке результатов наблюдений данные пересчитывались в географическую систему координат.

## ОБРАБОТКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

В частотной области между компонентами геомагнитных вариаций  $H_x, H_y, H_z$  выполняется линейная связь вида

$$H_z = W_x H_x + W_y H_y, \quad (1)$$

где коэффициенты  $W_x$  и  $W_y$  комплексные величины. Комплексный вектор  $\mathbf{W}$ , составленный из коэффициентов  $W_x$  и  $W_y$

$$\mathbf{W} = W_x \mathbf{j} + W_y \mathbf{k}, \quad (2)$$

где  $\mathbf{j}$  и  $\mathbf{k}$  реальные направляющие векторы по осям  $X$  и  $Y$ , соответственно, называется вектором Визе-Паркинсона или типпером. Если рассматривать выражение (1) как скалярное произведение двух комплексных векторов: вектора  $\mathbf{W}$  и вектора

$$\mathbf{H}_h = H_x \mathbf{j} + H_y \mathbf{k}, \quad (3)$$

тогда выражение (1) можно записать в виде

$$H_z = \mathbf{W} \mathbf{H}_h. \quad (4)$$

Учитывая, что модуль вектора, например,  $\mathbf{H}_h$  выражается как,  $|\mathbf{H}_h|^2 = \mathbf{H}_h \mathbf{H}_h^*$  и, умножая обе части (4) на  $(\mathbf{W} \mathbf{H}_h)^*$ , где знак \* означает комплексное сопряжение, получим

$$|H_z|^2 = |\mathbf{W}|^2 |\mathbf{H}_h|^2. \quad (5)$$

Из (5) можно выразить модуль типпера  $|\mathbf{W}|$  как

$$|\mathbf{W}| = (|W_x|^2 + |W_y|^2)^{1/2} = \frac{|H_z|}{|\mathbf{H}_h|}. \quad (6)$$

Таким образом, модуль типпера обозначает отношение модуля вертикальной компоненты вариации к модулю горизонтальной компоненты. Он является инвариантом, т.е. не зависит от ориентации системы координат. При этом фаза типпера определяется как

$$\Phi_w = 0.5 \arctg \frac{\text{Im}(W_x^2 + W_y^2)}{\text{Re}(W_x^2 + W_y^2)}. \quad (7)$$

Здесь (7)  $\text{Re}$  и  $\text{Im}$  обозначают реальные и мнимые части комплексного числа. Для представления результатов МВ исследований вводятся реальный  $\text{Re } \mathbf{W}$  и мнимый  $\text{Im } \mathbf{W}$  индукционные вектора (индукционные стрелки), определяемые как

$$\text{Re } \mathbf{W} = -W_{xr} \mathbf{j} - W_{yr} \mathbf{k}, \quad (8)$$

$$\text{Im } \mathbf{W} = -W_{xi} \mathbf{j} - W_{yi} \mathbf{k} . \quad (9)$$

В выражениях (8) и (9), в отличие от определения Визе, знаки инвертированы. В этом случае реальная индукционная стрелка указывает на области с высокой электрической проводимостью. Поведение мнимой индукционной стрелки гораздо сложнее и труднее поддается простой интерпретации. Обычно при представлении результатов МВ работ величины и направления стрелок вычерчиваются на картах для выбранного периода вариации. В нашем исследовании будут использоваться графики зависимостей углов ориентации  $a_r$  реальной и  $a_i$  мнимой стрелок от периода. Углы определяются как

$$a_r = \text{arctg} \frac{-W_{yr}}{-W_{xr}} \quad (10)$$

и

$$a_i = \text{arctg} \frac{-W_{yi}}{-W_{xi}} \quad (11)$$

на интервале  $0 - 2\pi$ . Положительные значения углов отсчитываются от направления на север (от оси  $x$ ) по часовой стрелке. При первичной качественной интерпретации будут использоваться модуль типпера и углы ориентации индукционных стрелок. Наличие минимума на зависимостях модуля типпера от периода указывает на наличие проводящего слоя в геоэлектрическом разрезе [Бердичевский, 2009], а ориентация индукционных стрелок определяет положение проводящей неоднородности в горизонтальной плоскости относительно пункта измерений. Для того чтобы оценить к какому типу геоэлектрических разрезов 1D, 2D, 3D относится исследуемый разрез рассчитывалась асимметрия типпера (Tipper Skew) как

$$Sk = 2 \frac{W_{xr} W_{yi} - W_{xi} W_{yr}}{|\mathbf{W}|} . \quad (12)$$

В выражении (12) нижние индексы  $r$  и  $i$  обозначают реальные и мнимые части комплексного числа. При выполнении 3D инверсии интерпретационных параметров МВ исследований будут использоваться значения коэффициентов  $W_x$  и  $W_y$  на различных задаваемых периодах вариаций.

Для оценки выше определённых интерпретационных параметров была разработана программа, которая включает следующие операции: удаление линейного тренда из данных, коррекцию частотной характеристики каналов в высокочастотной области, выполнение полосовой фильтрации в частотной области путём умножения спектров компонент на частотную характеристику полосового гауссовского фильтра, получение оценок функций множественной, частной и обычной когерентностей. После обратного преобразования Фурье результата фильтрации в частотной области рассчитывались огибающие и фазы узкополосного аналитического сигнала во временной области и вычислялись коэффициенты  $W_x$  и  $W_y$  на заданном временном отрезке, скользящем по реализации. В завершение производилась робастная селекция, рассчитанных коэффициентов с использованием

медианных оценок и селекция по шести значениям рассчитанных функций когерентностей. Максимальная длина входных последовательностей программы составляла 6 суток, при интервале дискретизации  $dt = 1$  сек.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Рассчитанные интерпретационные параметры приведены на рис. 2. Для пункта LSG, ввиду короткого интервала наблюдений, они были определены на более узком интервале периодов по сравнению с пунктом DTA. Максимальные различия модулей типперов, изображённых в верхней части рисунка, наблюдается в области коротких и длинных периодов, в то время как на промежуточных периодах они имеют близкие значения. Это указывает на различия верхних и нижних частей геоэлектрических разрезов в этих пунктах. Реальный индукционный вектор в пункте DTA ориентирован по широте на восток, т.е. перпендикулярно береговой черте. На это указывает значение его ориентационного угла  $\alpha_r$ , равное  $90^\circ$  на всём диапазоне зарегистрированных периодов. Учитывая малые глубины в Татарском проливе в этом районе, можно предположить, что и глубинные проводящие структуры здесь, если таковые присутствуют, должны быть вытянуты параллельно берегу. В пункте LSG ориентация реального индукционного вектора не так строго фиксирована. Здесь ориентационный угол  $\alpha_r$  плавно возрастает, отражая смену направлений вектора от западно-юго-запада к запад-северо-западу. В области периодов  $T > 1000$  сек происходит резкая смена направления вектора и на длинных периодах он ориентируется по направлению к заливу Терпения в юго-восточном направлении и к более удалённой от пункта LSG глубоководной котловине Охотского моря, находящейся от пункта на расстоянии около 300 км. Учитывая, что глубины залива Терпения не превышают 100 метров, такую ориентацию реального вектора будут определять километровые толщи проводящей морской воды глубоководной котловины и осадочные слои залива Терпения.

Ориентация мнимого индукционного вектора, характеризующаяся ориентационным углом  $\alpha_i$ , на обоих пунктах подчиняется одной и той же закономерности: на коротких периодах мнимый вектор ориентирован в направлении противоположном направлению реального вектора на этом пункте, а с увеличением периода он приближается к ориентации последнего, т.е. вектора смотрят в одном направлении. Как известно при магнитовариационных исследованиях параметр асимметрии  $S_k$  характеризует тип геоэлектрического разреза. При  $S_k = 0$  исследуемый разрез одномерный (1D), при  $S_k \leq 0.2 - 0.3$  разрез можно считать двумерным (2D) разрезом или близким к нему. А при больших значениях  $S_k$  он трёхмерный (3D). Как видно из нижнего графика рис. 2 геоэлектрический разрез в районе обеих пунктов близок к двумерному разрезу на промежуточных периодах. Отклонения к трёхмерному типу разреза наблюдается только в области длинных периодов и на самых коротких периодах в пункте DTA.

## 3D ИНВЕРСИЯ



Рассчитанные по (12) значения асимметрии типпера в пунктах DTA и LSG характеризуют разрез как 2D/3D, к которому применима 3D инверсия типперов. Для выполнения этой операции была использована программа трёхмерного моделирования методом конечных разностей ModEM, разработанная в Орегонском университете США [Egbert, Kelbert, 2012; Kelbert et al., 2014]. Она успешно применяется для инверсии профильных и площадных МТ и МВ экспериментов [Samrock et al., 2015; Tietze, Ritter, 2013; Tietze et al., 2015; Patro, Egbert, 2011; Kuhn et al., 2014; Patro, Egbert, 2008]. Программа ModEM решает регуляризованную обратную задачу нелинейным методом сопряжённых градиентов, минимизируя функционал  $\Psi$

$$\Psi(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = \mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})) + \lambda (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0), \quad (13)$$

посредством минимизации расхождений, как в данные, так и в моделях для получения оптимального решения задачи. Здесь  $\mathbf{m}$  матрица модели разреза, оптимально удовлетворяющая матрице данных  $\mathbf{d}$ , в данном случае экспериментальным зависимостям  $W_x(f), W_y(f)$ ,  $\mathbf{C}_d = \text{diag}(1/e_i^2)$  есть диагональная матрица, содержащая значения обратные квадрату ошибок в данных,  $\mathbf{f}(\mathbf{m})$  матрица решений прямой задачи для модели  $\mathbf{m}$ ,  $\mathbf{m}_0$  определяет априорную стартовую модель разреза, а  $\lambda$  регуляризирующий параметр.  $\mathbf{C}_m$  есть трёхмерный сглаживающий и масштабирующий оператор. Для оценки близости получаемых на каждой итерации типперов модели к экспериментально полученным типперам разреза рассчитывается нормированное на ошибку в данных среднеквадратическое отклонение (СКО), определяемое как

$$\text{СКО} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{(d_i^{\text{obs}} - d_i^{\text{pred}})^2}{e_i^2}}, \quad (14)$$

где  $d_i^{\text{obs}}, d_i^{\text{pred}}$  наблюдаемые и рассчитанные (предсказанные) типперы для модели разреза, соответственно, а  $e$  - ошибка в наблюдаемых типперах. Здесь суммирование ведётся по всем пунктам измерений и всем периодам, на которых рассчитаны типперы. Программа реализуется на быстродействующих многопроцессорных системах, что позволяет рассчитывать сложные модели геоэлектрических разрезов. Входными данными программы могут быть все компоненты импедансной матрицы или её главные элементы, типперы, горизонтальные МВ отклики, главные элементы матрицы кажущегося сопротивления и его фазы, определяемые на использованной области периодов. Значения импедансов и типперов могут совместно подаваться на вход программы. В качестве априорной (стартовой) модели разреза задаётся трёхмерная матрица удельных электрических сопротивлений, обычно однородное полупространство, в которое может быть включено море или иные области с фиксированными начальными электрическими сопротивлениями, меняющими или сохраняющими свои значения в процессе инверсии, что определяется входными данными. Также задаются параметры сглаживания, начальное значение параметра регуляризации и характер его изменения в итерациях, максимальное количество итераций и другие параметры.

В расчётах использовались только типперы. В нашем случае имеются наблюдения в двух точках разнесённых на расстояние около 130 км. Поэтому мы применили 3D инверсию типперов определённых в двух пунктах DTA и LSG. Все расчёты выполнялись с использованием оборудования ЦКП «Дальневосточный вычислительный ресурс» ИАПУ ДВО РАН на многопроцессорном вычислительном кластере IRUS17 (<https://www.cc.dvo.ru>). Размерность используемой сетки была  $86 \times 86 \times 53$  ячеек по осям  $x$ ,  $y$ ,  $z$ , соответственно, без учёта ячеек в верхнем полупространстве. Ось  $x$  модельной сетки была направлена по меридиану на север, ось  $y$  на восток, а ось  $z$  вертикально вниз. Начало модельной системы координат помещалось в Татарском проливе на широте пункта DTA в узле равноудалённом от обоих пунктов. С учётом того, что в районе исследований ширина пролива 130 км  $y$ -координаты пунктов DTA и LSG будут равны -65 и 65 км, соответственно. Пункт LSG оказывается смещённым от оси  $y$  в северном направлении на 15 км по оси  $x$ . В горизонтальной плоскости в центральной части сетки размером  $60 \times 60$  ячеек размер ячейки был  $5 \times 5$  км и к краям сетки он увеличивался в геометрической прогрессии со знаменателем 1.24, что определяет область моделирования  $\approx 1095 \times 1095$  км. По оси  $z$  вниз размер первой ячейки был задан 50 м и увеличивался с глубиной в геометрической последовательности со знаменателем 1.18. Стартовая модель разреза задавалась полупространством с УЭС  $\rho = 100$  Ом·м, включающим водную толщу пролива. УЭС водной толщи задавалось равным 0.3 Ом·м и не изменялось в процессе счёта. Толща воды пролива аппроксимировалась шестью слоями, горизонтальные размеры которых определялись по батиметрии пролива, взятой с сайта <https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/bathimetry/>. Параметры сглаживания модели по осям задавались значением 0.3. Экспериментальные значения типперов задавались на 13-ти периодах общих для обоих пунктов на интервале 20-22000 сек. Их ошибка задавалась равной 0.03 на обоих пунктах. Близость экспериментальных значений типперов к предсказанным значениям по результирующей модели оценивалась по (14). На рис. 3 приведены графики, демонстрирующие близость экспериментальных и модельных типперов в зависимости от периода вариаций для обоих пунктов с СКО равным 1.75 после последней итерации.

Необходимо отметить, что кроме вышеописанной инверсии выполнялись 3D инверсии по данным (типперам) одного пункта как DTA, так и LSG для оценки устойчивости результатов инверсии. Для чего рассчитывались модели геоэлектрических разрезов в их окрестностях. Некоторые инверсии производились с горизонтальным размером ячейки  $10 \times 10$  км в центральной части области моделирования. Кроме того в некоторых стартовых моделях отсутствовал водный слой пролива т.е. они задавались однородным полупространством с  $\rho = 100$  Ом·м для оценки влияния проводящей морской воды на результаты инверсии. В пункте DTA производился пересчёт экспериментальных значений типперов в систему координат, повернутую на угол  $45^\circ$  на северо-запад относительно исходной системы. И в этой системе координат, в которой ось  $x$  не параллельна простиранию пролива, а ось  $y$  не направлена в крест ему, производилась инверсия. Результаты всех этих инверсий указывают на сохранение в каждой из них основных особенностей модели разреза, полученной в вышеописанной инверсии. Отличия наблюдаются лишь в областях удалённых от пункта при

инверсии по его данным. При учёте водного слоя несколько повышается УЭС проводящих аномальных зон вблизи пунктов по сравнению с моделями, не учитывающими водную толщу.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИНВЕРСИИ ДАННЫХ

Полученные в результате инверсии горизонтальные срезы и вертикальные разрезы результирующей модели на выбранных глубинах и профилях представлены на рисунках 4, 5, 6. Необходимо отметить что, геоэлектрические неоднородности в разрезах характеризуются широким диапазоном УЭС от 0.5 до 3000 Ом·м. Из всех полученных горизонтальных срезов на рис. 4 представлены наиболее характерные, контрастные распределения УЭС в квадратной области со стороной 400 км на глубинах до 30 км и постепенно затухающие при увеличении глубины. Как видно из рисунка, по результатам инверсии земная кора под Татарским проливом определяется пониженными значениями УЭС  $\approx 30-60$  Ом·м. Это говорит о том, что эффект только от заданного в стартовой модели проводящего водного слоя был недостаточен для аппроксимации экспериментальных частотных зависимостей типперов. Вблизи пункта ДТА со стороны пролива располагается зона пониженных УЭС параллельная береговой черте, которая увеличивается в размерах с глубиной, достигая в поперечнике максимума  $\approx 20-40$  км по горизонтали на глубинах около 5-7 км. При дальнейшем заглублении на глубине 10-12 км она разбивается на два рукава, УЭС которых увеличивается, приближаясь к фоновым значениям в верхней мантии. При этом нижний рукав смещается в южном направлении в район Сов. Гавани. Таким образом, эта проводящая неоднородность располагается от района севернее пос. Датта вдоль побережья до района южнее Сов. Гавани. Разделяющая рукава высокоомная область, видимая на рис. 4Г, при увеличении глубины расширяется, распространяясь в восточном направлении к острову. Необходимо заметить, что здесь проводящие неоднородности проявляются и в самых верхних слоях на глубинах 0-200 м, отражая поверхностные локальные проводящие образования, представленные главным образом сложной конфигурацией мелководья и осадков в их пределах. Затем до глубины 2 км их нет. При дальнейшем углублении контрастно выделяется проводящая неоднородность вплоть до низов земной коры. Со стороны континента в этом пункте в модели разреза представлены высокоомные значения УЭС превышающие 1000 Ом·м, которые и обеспечивают здесь большие значения типперов.

Аналогичная картина наблюдается и в окрестности пункта LSG за исключением того, что здесь контрастность аномалий УЭС значительно ниже и они в проливе не параллельны береговой черте как в пункте ДТА. Здесь локальная проводящая неоднородность располагается в прибрежной части пролива на северо-запад от пункта, частично распространяясь в пределы островной территории. При увеличении глубины УЭС её центральной части уменьшается, достигая минимума  $\approx 15$  Ом·м на глубине 8-12 км и приближается к УЭС стартовой модели в низах земной коры.

Меридиональные продольные разрезы вблизи пункта ДТА представлены на рис. 5. Здесь на рисунках удаления профилей от пункта по оси  $U$  выражены в системе координат, приведённой на рис. 1. Для оценки величины их смещения относительно пункта ДТА

необходимо пересчитать их значения к системе связанной с этим пунктом, при этом координата  $Y_{DTA}$  будет определяться следующим образом  $Y_{DTA} = Y - Y_0$ , где  $Y_0$  - координата пункта в исходной системе ( $Y_0 = -65$  км), а  $Y$  - координаты, указанные сверху рисунка (с учётом знака). Теперь отрицательные значения будут определять направления от пункта у береговой черты вглубь континента, а положительные к о. Сахалину. Из последовательного рассмотрения разрезов изображённых на рис. 5 А-В, представляющих вертикальные слои толщиной 5 км, начиная с удалений -25...-20 км от береговой черты в разрезах до глубин 100-150 км представлены высокоомные значения УЭС в окрестности пункта и низкоомные справа и слева (севернее и южнее, соответственно) от него. Эти области подстилаются слоем с УЭС равным 100 Ом·м, заданным в стартовой модели. При переходе через береговую черту в прибрежной области пролива (разрезы Г, Д) левая и правая низкоомные области сливаются, и появляется ярко выраженная проводящая неоднородность. Она по вертикали располагается в области глубин 2-22 км, а по горизонтали простирается вдоль берега в центральной части приблизительно на 100 км, проявляясь на удалениях от берега более 30 км.

Широтные разрезы поперёк Татарского пролива с севера на юг через широту пункта DTA на выбранных удалениях от него представлены на рис. 6 А-Д. На всех разрезах на фоне высоких значений УЭС более 100 Ом·м выделяется проводящая область под дном Татарского пролива. В центральной части пролива она начинается с глубины  $\approx 10$  км и продолжается до глубин  $\approx 50$  км и, сужаясь, сливается с фоном на глубине около 90 км. Обращает на себя внимание различный характер сочленения этой области с материком и островом. Если у материка в прибрежной части происходит её резкое погружение до глубин 20-25 км, что может быть вызвано разломом, то при приближении к острову проводящая толща медленно воздымается, заходя в его пределы. Это поведение проводящей толщи характерно для разрезов севернее пункта DTA (фрагменты А и Б). Начиная с широты пункта DTA и южнее, наблюдается пространственная дифференциация УЭС толщи в разрезе под Татарским проливом. На наиболее удалённом профиле она плавно сочленяется с континентом с ответвлением, в нижней части постепенно воздымающимся вверх при удалении от пролива. В правой нижней части всех разрезов, начиная с глубины около 90 км, представлена проводящая область, погружающаяся под углом  $\approx 30^\circ$  при движении к континенту.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИНВЕРСИИ

Прежде всего, надо отметить, что проводящие геоэлектрические неоднородности в модельных разрезах представлены в пределах земной коры и отчасти в верхах литосферной мантии. Располагаются они в Татарском проливе между пунктами наблюдений, частично проникая под остров и материк. Располагаясь локально вблизи пунктов и начинаясь с глубин около 2 км, они при увеличении глубины расширяются и сливаются вместе на глубине около 10-12 км. При этом их УЭС достигают минимальных значений (области максимальной электрической проводимости) в центральных частях на глубине 5-7 км вблизи пункта DTA и

8-12 км у пункта LSG, где их значения УЭС ( $\approx 15$  Ом·м) больше, по сравнению с первым пунктом ( $\approx 0.5$  Ом·м), как это можно видеть из рис. 4.

Для выяснения того, чем могут быть вызваны аномалии УЭС у пункта LSG, были привлечены сейсмологические данные. Для этого на сайте <http://www.ds.iris.edu/seismon/> мы воспользовались IRIS браузером землетрясений и получили выборку гипоцентров землетрясений с магнитудой  $M=4-6$  вблизи этого пункта на временном интервале 1973-2014 годов. Оказалось, что из полученных 52-х коровых землетрясений 45 имеют глубину гипоцентров 10 км. Перпендикулярные проекции эпицентров этих землетрясений на поверхность горизонтального среза модели на глубине 10.3 км изображены на рис. 4В. Из рисунка видно, что землетрясения располагаются в области аномалии электропроводности в этом интервале глубин. Необходимо заметить, что здесь южнее в пределах западного края острова и восточного борта пролива располагается более широкая область коровых землетрясений [Ломтев и др., 2007], локализуемая вдоль Западно-Сахалинского разлома. Гипоцентры этих коровых землетрясений также локализуются на глубинах около 10 км. С учётом этого обстоятельства здесь необходимо предполагать широкое развитие трещиноватости. В случае насыщения её флюидами, выделяющимися в процессе метаморфизма или поднимающимися из нижних горизонтов земной коры и верхней мантии, будут создаваться условия для существования проводящих зон.

Обычно для объяснения аномалий электропроводности в земной коре и верхней мантии рассматривается несколько механизмов её повышения. Среди которых присутствие в порах породы воды и её растворов [Nesbitt, 1993], графитизация межзернового и порового пространства горных пород [Жамалетдинов, 1996; Jodicke, 1992; Jodicke et al., 2004], их частичное плавление [Ni et al., 2011], разуплотнение породы локальными землетрясениями с образованием обводнённой трещиноватости [Unsworth et al., 1999; Киссин, 2004]. С другой стороны в случае внедрения в земную кору мантийного диапира и кристаллизации его компонент при остывании будут выделяться жидкие и газообразные флюиды, которые, проникая в верхние горизонты, будут стимулировать разгрузку, наличествующих там упругих тектонических напряжений, т.е. вызывать землетрясения [Miller, 2013]. На разуплотнение горных пород вблизи пункта LSG указывает и цепочка гравитационных минимумов. Она протягивается здесь в проливе параллельно берегу и на удаление около 15-20 км от него, как это можно видеть на карте глобальной цифровой модели WGM (Международное гравиметрическое бюро) аномалий силы тяжести Буге [WGM2012].

Наличие в районе исследований месторождений каменного угля Углегорского угленосного района [Жижин, 1974] предполагает накопление здесь в прошлые эпохи биогенного материала, из которого может образоваться графит, в случае его попадания при погружении в зону высоких температур в процессе метаморфизма [Jodicke, 1992]. Для того чтобы повышенную проводимость можно было связать с графитизацией необходимо допустить, что графитовые волокна связаны между собой, представляя единый проводник электрического тока на больших расстояниях. Существованию такого проводника в данном случае будет препятствовать сейсмичность района, приводящая в процессе образования

трещиноватости к нарушению связности графитовых волокон, если таковые присутствуют в породе. Но внедрение проводящих флюидов в этом случае будет восстанавливать электрическую связь между графитовыми волокнами. Нельзя исключать и возможность abiогенного образования графита в микротрещинах в низах земной коры восходящими потоками газообразных флюидов разгружающихся в зоне разлома. Принимая во внимание, что тепловой поток вблизи этого пункта равен  $60 \text{ мВт/м}^2$  [Веселов, 2006] можно из термометрии оценить, что в областях недавней активизации на глубинах 10-12 км температура будет около  $400\text{-}500^\circ \text{C}$  [Cermak, Lastovickova, 1987], что недостаточно для плавления пород, при котором повышается их электрическая проводимость. Этот температурный диапазон допускает существование графитной проводимости по границам зёрен, исчезающей при температурах около  $1000^\circ \text{C}$  [Yoshino, Noritake, 2011]. Поэтому источником проводящей аномалии, по-видимому, необходимо считать флюидизацию и разуплотнение разреза в этой области.

У пункта ДТА центральная область контрастной локальной аномалии располагается ещё ближе к поверхности. Сама же проводящая аномалия вытягивается вдоль побережья, погружаясь к северу и к югу. В отличие от противоположного берега Татарского пролива здесь не наблюдается заметной сейсмической активности, а в проливе вблизи континента располагается область положительных аномалий в гравитационном поле [WGM2012], совпадающая с зоной аномальной электропроводности. По сейсмическим данным здесь выделяется мантийный выступ, где толщина земной коры сокращается до 20 км [Осадочные..., 2004]. Возможно, аномалия и связана с его существованием. Необходимо отметить, что подобные близповерхностные аномалии с высокой электрической проводимостью выделяются по данным МТ и МВ методов в рифтовых областях и в областях современного вулканизма [Comeau et al., 2015; Matsushima et al., 2001; Hill et al., 2009; Bertrand et al., 2012; McGary et al., 2014]. В этих областях предполагается существование в верхней части земной коры магматических камер, содержащих большой процент расплавов. Для интерпретации результатов обычно привлекаются данные лабораторных исследований электрической проводимости изверженных горных пород при плавлении в различных Р-Т условиях, характерных для исследуемых интервалов глубин. При этом наблюдается эффект понижения температуры плавления породы в присутствии воды. Так в работе [Laumonier et al., 2015], варьируя процентным содержанием воды в расплавах дацита, при давлениях, достигаемых на исследуемых глубинах, были получены температуры плавления порядка  $800^\circ \text{C}$ . При этом УЭС расплавов около  $1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$  были близки к значениям, определяемым по данным магнитотеллурического зондирования на глубинах 5-20 км в этих регионах. Низкие значения УЭС  $0.1\text{-}1.0 \text{ Ом}\cdot\text{м}$  близкие к значениям локальной аномалии в пункте ДТА были получены и в экспериментах по измерению электропроводности расплавов толеитового базальта и андезита Гавайских островов [Tyburczy, Waff, 1983] при температурах  $1200\text{-}1400^\circ \text{C}$  и давлениях 0-1 ГПа существующих в пределах земной коры.

Эти результаты приемлемы для областей современной вулканической активизации, что не характерно для исследуемого района. Здесь нет измерений теплового потока, что могло бы несколько прояснить ситуацию. На возможную температурную активизацию недр

указывает существование термального источника приблизительно в 30 км от побережья [Потурай и др. 2018] с температурой воды 50° С. Остаётся допустить проработку верхней части земной коры жидкими и газообразными флюидами, восходящими по Восточно-Сихотэ-Алинскому глубинному разлому от мантийного выступа. Реальность существования последнего в геологической обстановке района подтверждается и геофизическими исследованиями в других сходных регионах. Так на атлантическом побережье северо-западной Намибии в районе излияния меловых платобазальтов (flood basalts) в области взаимодействия плюма с континентом сейсмическими исследованиями зафиксирован мантийный выступ (область высоких сейсмических скоростей  $V_p=8$  км/сек в средней и нижней коре) в том же интервале глубин [Ryberg et al., 2015]. От выступа трассируется медленно восходящий вверх подводящий канал (feeder channel), по которому, как предполагается, базальтовая магма изливалась на поверхность континента. На рис. 6Г-Д представляющих поперечный разрез Татарского пролива левее береговой черты просматривается медленно восходящая вверх на континент зона пониженных сопротивлений, распространяющаяся на расстояние около 60-70 км от берега, и начинающаяся от верхнемантийных глубин под проливом. Не исключено, что эта зона могла являться подводящим каналом базальтовых излияний на континенте.

На поперечных разрезах рис. 6 видно, что низы земной коры и верхняя мантия до глубины  $\approx 100$  км под проливом имеют УЭС 30-60 Ом·м. Ниже располагается слой с сопротивлением 100 Ом·м, под который справа погружается проводящий клин с меньшим сопротивлением. УЭС этих проводящих слоёв соответствуют УЭС базальтовых расплавов для Р-Т условий на этих глубинах [Dai, 2015]. Характерно, что севернее и южнее пункта ДТА верхняя проводящая зона соединяется с областью погружающегося клина, обозначая ответвление от глубинного проводника в область Татарского пролива.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные магнитовариационные зондирования Татарского пролива и 3D инверсия их результатов позволили построить геоэлектрическую модель глубинного строения пролива до верхнемантийных глубин. В модели представлены две локальные высокопроводящие аномалии у континента и у острова на глубинах 5-7 и 8-12 км, соответственно. Их расположение в верхах земной коры в области развития разломов и мантийного выступа у континента предполагает их обусловленность этими особенностями геологического строения региона. Выполненными исследованиями установлено, что у континента аномалия вытянута вдоль берега пролива, а у острова имеет изометрическую форму в горизонтальной плоскости. Интересным фактом, требующим дальнейшего изучения, является совпадение приостровной аномалии с зоной локальных коровых землетрясений.

На всём протяжении Татарского пролива в области моделирования его геоэлектрический разрез, начиная с глубин в первые километры и до верхнемантийных глубин, имеет более высокую электрическую проводимость по сравнению со смежными областями. В модели просматривается проводящий блок, опускающийся под Татарский

пролив со стороны Охотского моря. В области глубин более 100 км он может быть связан с погружающимся слэбом [Мартынов, Ханчук, 2013].

В завершении необходимо заметить, что применение 3D инверсии магнитовариационных данных в двух пункта позволило оценить основные черт и локализацию геоэлектрических неоднородностей в разрезе Татарского пролива. Использование профильных и площадных наблюдений в регионе для 3D инверсии, несомненно, увеличит детализацию его глубинного строения, имея в виду, что программа допускает инверсию 100 и более точек наблюдения [Egbert et al., 2017]. Несомненно, что даже точечные, а тем более профильные и площадные, регистрации электрических и магнитных вариаций на льду или на дне Татарского пролива радикально улучшат освещение геоэлектрического разреза его подводной части. На их выполнение и будут направлены усилия вплоть до разработки или приобретения морских донных станций.

Авторы благодарны доктору Г. Эгберту (G. Egbert) за предоставленную программу ModEM и возможность её использования, доктору А. Келберт (A. Kelbert) за консультации в процессе запуска программы. А также авторы благодарны создателям всех приводимых в статье сайтов за доступ к представленным на них данным.

Исследование выполнено при финансовой поддержке государственного задания по теме № 0271-2019-0002, регистрационный номер: АААА-А17-117030110032-3 и проекта № 18-1-004 программы ДВО РАН "Дальний Восток".

## ЛИТЕРАТУРА



**Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И.** Модели и методы магнитотеллурики. Москва, «Научный мир», 2009, 680 с.

**Варнавский В.Г.** О перспективах нефтегазоносности приматерикового шельфа Татарского пролива // Тихоокеан. Геология, 1994, № 3, с. 33–44.

**Волгин П.Ф., Кочергин Е.В.** Аномально магнитное поле // Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря / Под ред. К.Ф. Сергеева. М. Наука, 2006, с 28-34.

**Волгин П.Ф., Сеначин В.Н.** Аномально гравитационное поле // Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря / Под ред. К.Ф. Сергеева. М. Наука, 2006, с 28-34.

**Веселов О.В.** Геотермические исследования // Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря / Под ред. К.Ф. Сергеева. М. Наука, 2006, с. 17-20.

**Есин С.В., Кутолин В.А., Прусевич А.А.** Вулканизм средней части восточного Сихотэ-Алиня (участок мыс Датта-мыс Сюркум). Новосибирск: ИГиГ, 1990, 159 с.

**Есин С.В., Прусевич А.А., Кутолин В.А., Позднекайнозойский** вулканизм и глубинное строение Восточного Сихотэ-Алиня. ВО «Наука», Новосибирск, 1992, 161с.

**Есин С.В., Пономарчук В.А., Шипицын Ю.Г., Палесский С.В.** Петрогенезис Совгаванского толеит-щелочно-базальтового плато восточного Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 2, с. 70-79.

**Жамалетдинов А.А.** Графит в земной коре и аномалии электропроводности // Физика Земли. 1996. № 4, с. 12-29.

**Жижин Д.П.** Уголь // Геология СССР, остров Сахалин, полезные ископаемые, т. 33 / Гл. ред. А.В. Сидоренко. М., «Недра», 1974, с. 13-57.

**Киссин И.Г.** Основные типы флюидных систем консолидированной коры и их связь с тектоническими структурами // ДАН. 2004. Т. 395. № 3, с. 381-386.

**Ломтев В.Л., Никифоров С.П., Ким чун ум** Тектонические аспекты коровой сейсмичности Сахалина // Вестник ДВО РАН, 2007, № 4, с. 64-71.

**Любимова Е.А., Никитина В.Н., Томара Г.А.** Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР, М.: Наука, 1976, 223 с.

**Мартынов Ю.А., Ханчук А.И.** Кайнозойский вулканизм восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология, 2013, т. 21, № 1, с. 94-108.

**Осадочные** бассейны востока России. Т. 2; Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / Под ред. А.И. Ханчука Владивосток, ДВО РАН, 2004, 220 с.

**Потурай В.А., Строчинская С.С., Компаниченко В.Н.** Комплексная биохимическая характеристика термальных вод Тумнинского месторождения // Региональные проблемы, 2018, т21, № 1, с. 22-30..

**Тронов Ю.А., Харахинов В.В., Кононов В.Э., Пудиков Э.Г.** Северо-Татарский нефтегазоносный бассейн // Тихоокеанская геология, 1987, № 6, с. 45–49.

**Bertrand E.A., Caldwell T.G., Hill G.J., Wallin E.L., Bennie S.L., Cozens N., Wameyo P.** Magnetotelluric imaging of upper crustal convection plumes beneath the Taupo Volcanic Zone, New Zealand // *Geophys. Res. Lett.*, 2012, v. 39(2). L02304, p. 1-6.

**Cermak V, Lastovickova M.** Temperature Profiles in the Earth of Importance to Deep Electrical Conductivity Models // *Pure and applied geophysics*, 1987, v. 125, # 2-3, p. 255-284.

**Comeau M.J., Unsworth M.J., Ticona F., Sunagua M.** Magnetotelluric images of magma distribution beneath Volcán Uturuncu, Bolivia: Implications for magma dynamics // *GEOLOGY*, 2015, v. 43; no. 3, p. 243–246.

**Campanya J., Ogaya X., Jones A.G., Rath V., Vozar J., Meqbel N.** The advantages of complementing MT profiles in 3-D environments with geomagnetic transfer function and interstation horizontal magnetic transfer function data: results from a synthetic case study // *Geophys. J. Int.*, 2016, v. 207, p.1818–1836.

**Dai L., Jiang J., Li H., Hu H., Hui K.** Electrical conductivity of hydrous natural basalts at high temperatures and pressures // *Journal of Applied Geophysics*, 2015, v. 112, p. 290-297.

**Egbert, G.D., and Kelbert A.** Computational recipes for electromagnetics inverse problems // *Geophys. J. Int.*, 2012, v. 189, p. 251-267. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05347.x

**Egbert G.D., Meqbel N., Kelbert A.** Some results from ModEM3DMT, the freely available OSU 3D MT inversion code / 6th International Symposium on Three-Dimensional Electromagnetics, Berkeley, California, 2017, USA, March 28-30.

**Jodicke H.** Water and graphite in the Earth's crust-An approach to interpretation of conductive models // *Surveys in Geophysics*, 1992, v. 13, № 4, c. 381-407.

**Jodicke H., Kruhl J., Ballhaus C., Giese P, Untied J.** Syngenetic, thin graphite-rich horizons in lower crustal rocks from the Serre San Bruno, Calabria (Italy), and implications for the nature of high-conducting deep crustal layers // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2004, v. 141, p. 37–58.

**Hill, G.J., Caldwell, T.G., Heise, W., Chertkoff, D.G., Bibby, H.M., Burgess, M.K., Cull, J.P., Cas, R.A.** Distribution of melt beneath Mount St Helens and Mount Adams inferred from magnetotelluric data // *Nat. Geosci.*, 2009, v. 2 (11), p. 785–789.

**Kelbert A., Meqbel N.M., Egbert G.D. and K. Tandon K.** ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // *Comp. Geosci.*, 2014, v. 66, p. 40-53, <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2014.01.010>

**Kuhn C., Kuster J. and Brasse H.** Three-dimensional inversion of magnetotelluric data from the Central Andean continental margin // *Earth, Planets and Space*, 2014, v. 66, :112, p. 1-13, <http://www.earth-planets-space.com/content/66/1/112>

**Laumonier M., Gaillard F., Sifre D.** The effect of pressure and water concentration on the electrical conductivity of dacitic melts: Implication for magnetotelluric imaging in subduction areas. *Chemical Geology* 418, Elsevier, 2015, p. 66-76.

**Matsushima, N., Oshima, H., Ogawa, Y., Takakura, S., Satoh, H., Utsugi, M., Nishida, Y.,** Magma prospecting in Usu volcano, Hokkaido, Japan, using magnetotelluric soundings // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2001, v. 109, # 4, p. 263–277.

**McGary R.S., Evans R.L., Wannamaker P.E., Elsenbeck J., Rondenay S.** Pathway from subducting slab to surface for melt and fluids beneath Mount Rainier // *Nature*, 2014, 511(7509), p. 338-340, doi: 10.1038/nature13493.

**Miller S.** The Role of Fluids in Tectonic and Earthquake Processes // *Advans in geophysics*, v. 54 / Editor R. Dmowska, Amsterdam, Elsevier, 2013, p, 1-46.

**Nesbitt B.** Electrical resistivities of crustal fluids // *Journ. Geophys. Res.*, 1993, v. 98, no B3, pp 4301-4310.

**Ni H., Keppler H., Behrens H.** Electrical conductivity of hydrous basaltic melts: implications for partial melting in the upper mantle // *Contrib Mineral Petrol*, 2011, v. 162, p. 637-650.

**Patro P.K., Egbert G.D.** Application of 3D inversion to magnetotelluric profile data from the Deccan Volcanic Province of Western India // *Phys. of the Earth and Planet. Inter.*, 2011, v. 187, p. 33–46.

**Patro P.K., and Egbert G.D.** Regional conductivity structure of Cascadia: Preliminary results from 3D inversion of USArray transportable array magnetotelluric data // *Geophys. Res. Lett.*, 2008, v. 35, L20311, doi:10.1029/2008GL035326.

**Ryberg T., Haberland C., Haberland T., Weber M.H., Bauer K., Behrmann J.H., and Jokat W.** Crustal structure of northwest Namibia: Evidence for plume-rift-continent Interaction // *Geology*, 2015, v. 43, # 8, p. 739-742, doi:10.1130/G36768.1.

**Samrock F., Kuvshinov A., Bakker J., Jacson A., Fisseha S.** 3-D analysis and interpretation of magnetotelluric data from the Aluto-Langano geothermal field, Ephiopia // *Geophys. J. Int.*, 2015, v. 202, # 3, p. 1923-1948.

**Tietze K., Ritter O.** Three-dimensional magnetotelluric inversion in practice-the electrical conductivity structure of the San Andreas Fault in Central California // *Geophys. J. Int.*, 2013, v. 195, #1, p. 130-197.

**Tietze K., Ritter O., Egbert G.D.** 3-D inversion of the magnetotelluric phase tensor and vertical magnetic transfer function // *Geophys. J. Int.*, 2015, v. 203, #2, p, 1128-1148.

**Tyburczy J.A., Waff H.S.** Electrical conductivity of molten basalt and andesite to 25 kbar pressure: geophysical significance and implications for charge transport and melt structure // *J. Geophys. Res.*, 1983, v. 88, p. 2413–2430.

**Unsworth M., Egbert G., Booker J.** High-resolution electromagnetic imaging of the San Andreas Fault in Central California // *J. Geophys. Res.* 1999, v. 104, p. 1131-1150.

WGM2012 Earth's gravity anomalies [Электронный ресурс]. URL: <http://bgi.omp.obs-mip.fr/data-products/Gravity-Databases/Land-Gravity-data>



## Подписи к рисункам

Рис. 1. Расположение центральной области моделирования, системы координат, реальных индукционных стрелок на периоде 20 сек на местности. Глубины в м. Треугольниками обозначены пункты наблюдений: DTA - пос. Датта, LSG – пос. Лесогорское.

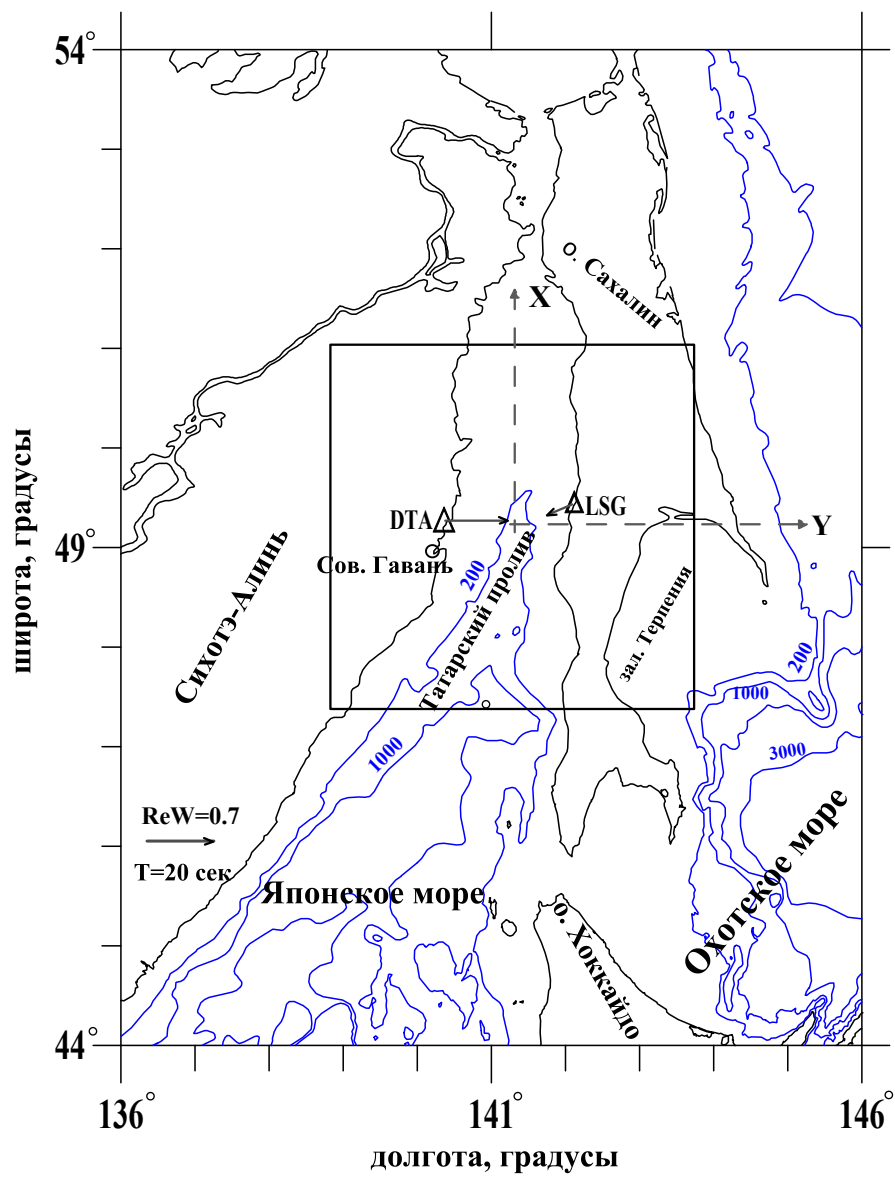
Рис. 2. Графики зависимостей от периода вариаций рассчитанных модулей типпера  $|W|$ , азимутов реальных  $\alpha_r$  и мнимых  $\alpha_i$  индукционных стрелок и асимметрии типпера  $S_k$  для пунктов DTA (точки) и LSG (кубики).

Рис. 3. Реальные и мнимые части экспериментальных типперов (линии) и типперов результирующей модели геоэлектрического разреза (точки) для пунктов DTA (А) и LSG (Б).

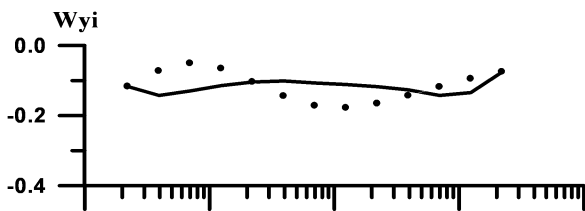
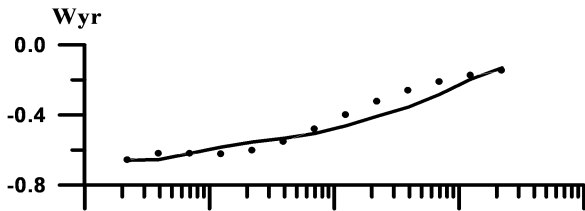
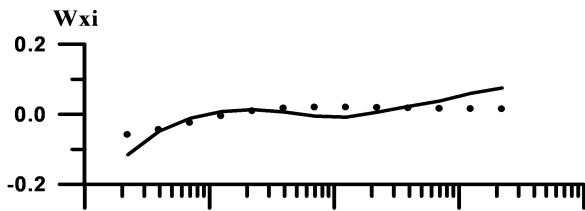
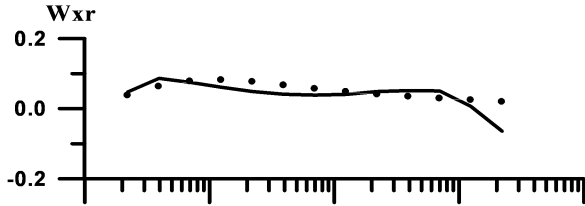
Рис. 4. Распределение УЭС в результирующей модели в горизонтальных плоскостях в области моделирования в слоях 3-3.6 км (А), 6.2-7.3 км (Б), 10.3-12.2 км (В), 23.9-28.3 км (Г). Треугольниками обозначены пункты наблюдений. На рис. 4В кружками изображены перпендикулярные проекции эпицентров землетрясений вблизи пункта LSG с гипоцентрами в диапазоне глубин 10-12 км, взятые с сайта <http://ds.iris.edu/ieb/index.html>, на поверхность горизонтального среза модели на глубине 10.3 км. Цветовая шкала УЭС в логарифмическом масштабе изображена правее рисунков. Изобаты пролива в м.

Рис. 5. Разрезы УЭС результирующей модели в окрестности пункта DTA в плоскостях XZ в вертикальных слоях толщиной 5 км на удалениях их границ от пункта наблюдений вдоль оси Y на -90...-85 км (А), -80...-75 км (Б), -70...-65 км (В), -55...-50 км (Г), -45...-40 км (Д). Система координат, изображена на рис. 1. Вид с положительного направления оси Y (с востока). Треугольник в начале координат указывает расположение пункта DTA с координатами  $x=0$ ,  $y=-65$  км в модельной системе координат. Цветовая шкала УЭС в логарифмическом масштабе изображена правее рисунков.

Рис. 6. Вертикальные разрезы поперёк Татарского пролива в плоскостях YZ в вертикальных слоях толщиной 5 км на удалениях их границ от пункта DTA вдоль оси X на 25-20 км (А), 15-10 км (Б), 0...-5 км (В), -10...-15 км (Г), -20...-25 км (Д). Вид с отрицательного направления оси X (с юга). Начало координат в середине пролива. Слева пункт DTA, справа LSG. Цветовая шкала УЭС в логарифмическом масштабе изображена правее рисунков.

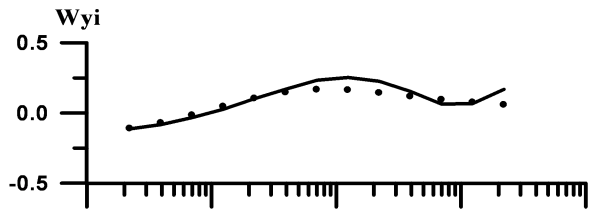
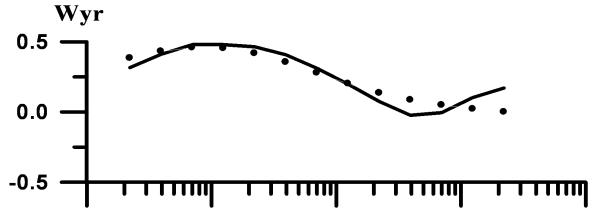
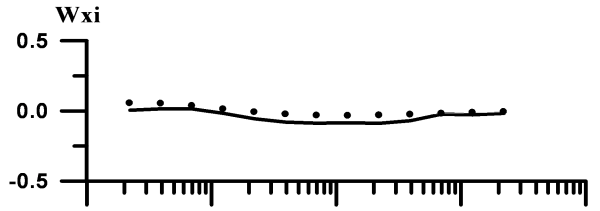
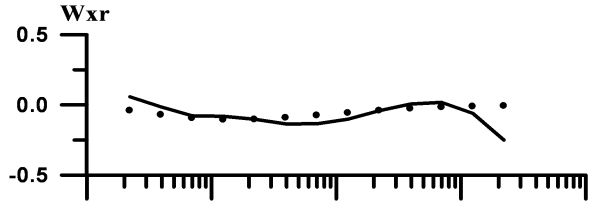


A

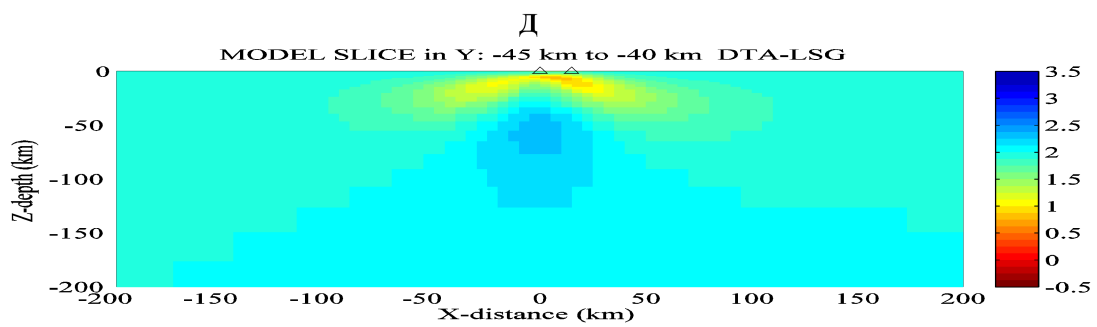
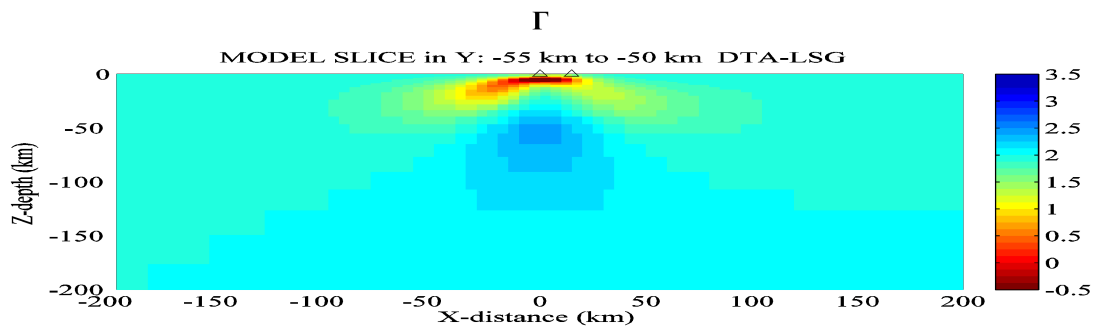
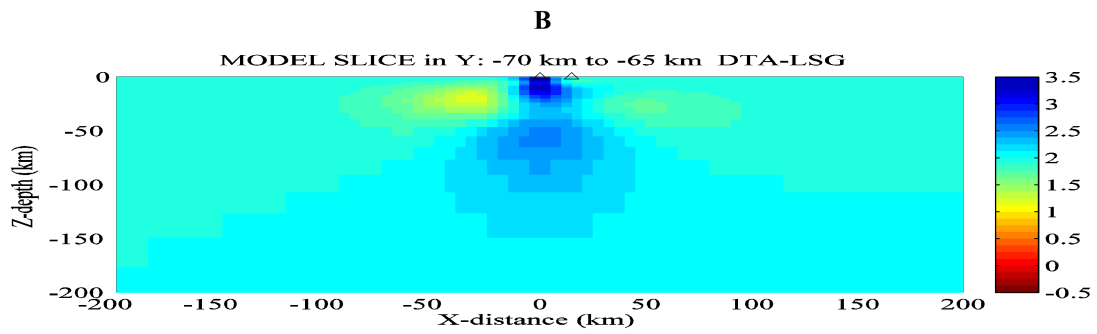
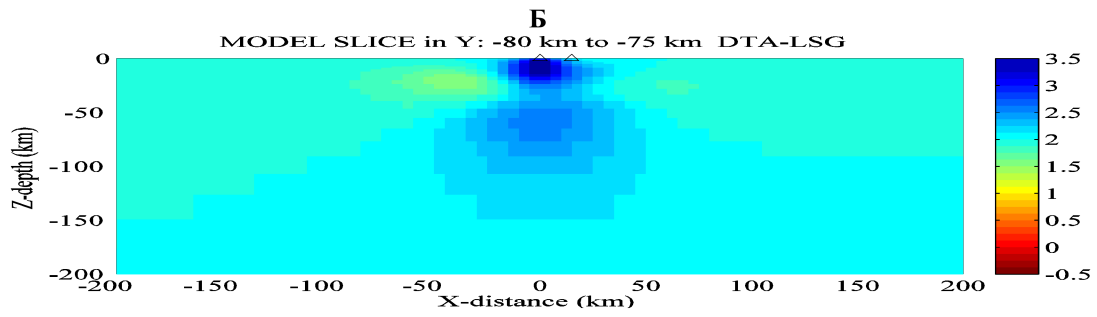
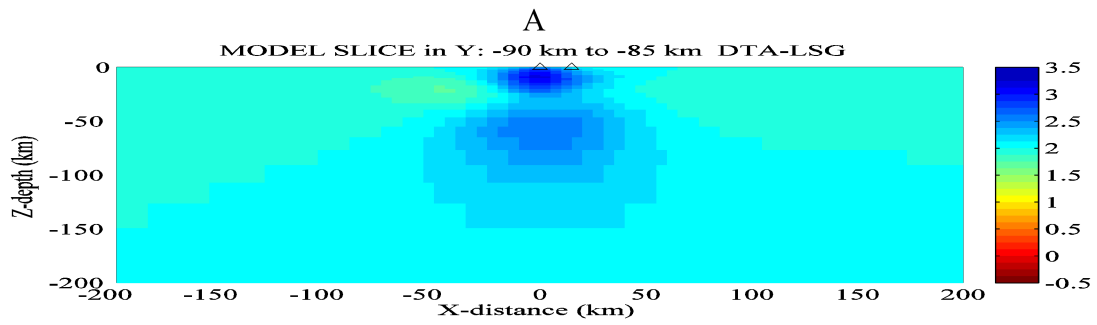


период, сек

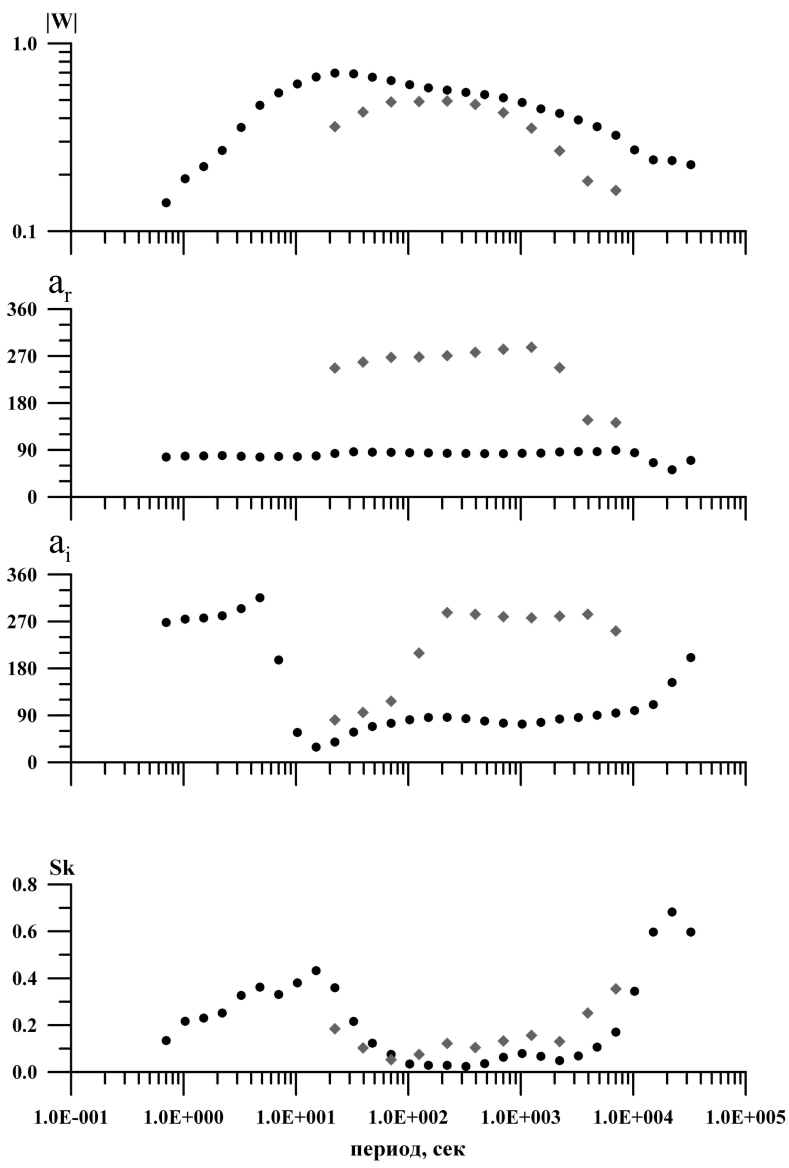
Б



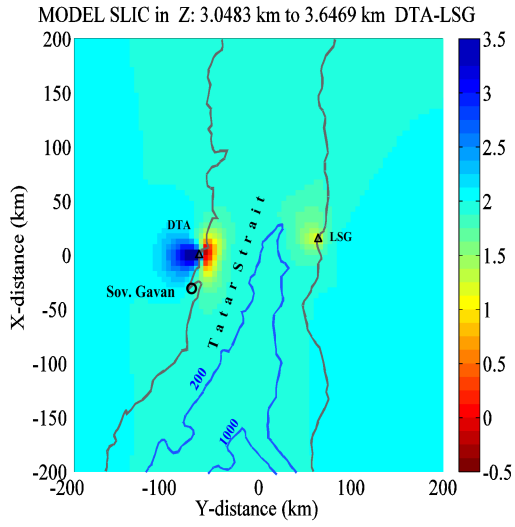
период, сек



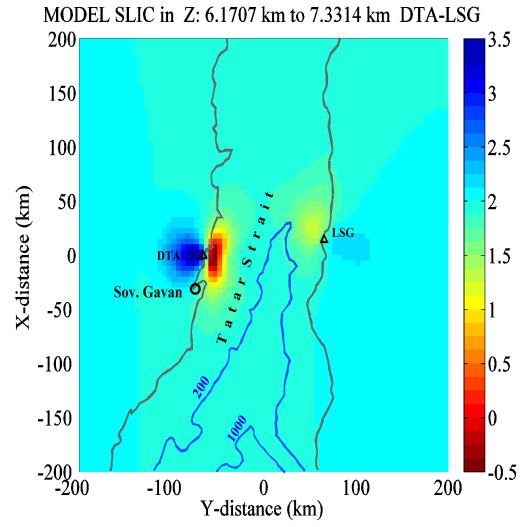




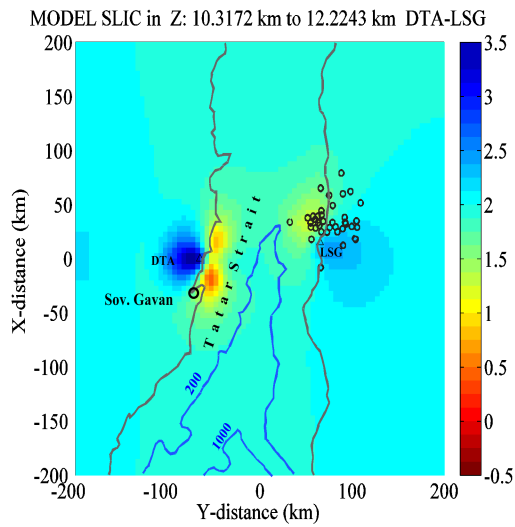
**A**



**Б**



**B**



**Г**

