

*Российская академия наук
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова
Евро-Азиатское геофизическое общество*

МАТЕРИАЛЫ

II Школы – семинара

«ГОРДИНСКИЕ ЧТЕНИЯ»

Москва, 21 -23 ноября 2012 г.

ИФЗ РАН



ПРИМЕНЕНИЕ ФУНКЦИОНАЛЬНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ УСТАНОВЛЕНИЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВЯЗЕЙ

Александров П.Н.,

Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН

Одной из задач петрофизических исследований является установление петрофизических связей. В настоящее время доминирующим подходом в описании петрофизических связей является использование методов математической статистики. Другой подход может быть основан на использовании методов математического анализа. Основой этого подхода является тот факт, что образец горной породы взят из определенной точки геологического пространства и, следовательно, определяемые петрофизические свойства являются функциями пространственных координат. В этом случае установление петрофизических связей связано с нахождением функциональной зависимости между функциями пространственных координат.

Рассмотрим формальную задачу. Пусть $g = f_1(x)$ - геологический параметр являющийся функцией пространственной координаты x , $q = f_2(x)$ - геофизический параметр, также являющийся функцией пространственной координаты. Установление связи между геологическими и геофизическими параметрами можно выразить с помощью неявной функции $F(g, q) = Q(x) = \text{const}(x)$. Это уравнение есть уравнение относительно координаты x . Оно определяет множество точек геологического пространства, в которых выполняется условие функциональной зависимости геолого-геофизических параметров $F(g, q) = \text{const}(x)$. Определим условие, когда данная взаимосвязь выполняется.

Для двух заданных функций геологических и геофизических параметров можно получить две неявные функции $F_1(g, q) = Q_1(x)$, $F_2(g, q) = Q_2(x)$, или после дифференцирования по пространственной координате

$$\begin{pmatrix} \frac{\partial F_1}{\partial g} & \frac{\partial F_1}{\partial q} \\ \frac{\partial F_2}{\partial g} & \frac{\partial F_2}{\partial q} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{\partial g}{\partial x} \\ \frac{\partial q}{\partial x} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial Q_1}{\partial x} \\ \frac{\partial Q_2}{\partial x} \end{pmatrix}.$$

Как следует из теоремы существования неявных функций, определитель матрицы (якобиан)

$$d = \begin{vmatrix} \frac{\partial F_1}{\partial g} & \frac{\partial F_1}{\partial q} \\ \frac{\partial F_2}{\partial g} & \frac{\partial F_2}{\partial q} \end{vmatrix}$$

определяет функциональную зависимость геологического и геофизического параметра, а именно, - если якобиан равен нулю, то между функциями существует функциональная зависимость, в противном случае зависимости между геологическими и геофизическими параметрами не существует. Данный вывод обобщается на большее количество геолого-геофизических параметров как функций пространственных координат трехмерного геологического пространства.

Рассмотрим практический пример, на основе которого найдем способ преодоления этого обстоятельства.

Пусть имеется M образцов горной породы, для которых определены литология и физические параметры: сопротивление ρ , плотность σ , скорость распространения упругих волн V , намагниченность χ . Литотипы этих образцов также известны: m образцов являются, например, песчаниками P , остальные известняком I . Эти образцы взяты из разных точек геологического пространства и имеют координату места отбора каждого

образца. Это означает, что как геологические, так и геофизические параметры являются функцией пространственных координат $P = P(x, y, z)$, $I = I(x, y, z)$, $\rho = \rho(x, y, z)$, $\sigma = \sigma(x, y, z)$, $V = V(x, y, z)$, $\chi = \chi(x, y, z)$. Если для физических параметров количественные значения определены, то для геологических параметров их требуется определить. Для этого условимся оценивать количественные значения геологических параметров величиной, изменяющейся от нуля до единицы. Например, $P=1$ будет означать, что образец полностью состоит из песчаника (в образце находится 100% песчаника). Если $P=0$, то образец не содержит песчаника. Если, к примеру, $P=0.7$, то образец состоит из 70% из песчаника и из 30% другого литотипа (не песчаника). Очевидно также, что геологический разрез состоит не только из песчаника и известняка. Геологическая среда может содержать и другие литотипы, которые не попали в состав образцов. Это обстоятельство оказывается, как будет видно из нижеизложенного, очень важным для определения функциональной зависимости между геологическими и геофизическими параметрами. В связи с этим введем еще один литотип, а именно, – неизвестный литотип $N = N(x, y, z)$, в который попадает всё многообразие литотипов не установленных при исследовании отобранных образцов горной породы.

Установление взаимосвязи между геологическими и геофизическими параметрами приводит к математической задаче установления функциональной зависимости между функциями пространственных координат. Для рассматриваемого примера это равносильно заданию семи неявных функций (по общему числу рассматриваемых 7 функций геолого-геофизических параметров)

$$F_i(P, I, N, \rho, \sigma, V, \chi) = 0, \quad i = \overline{1, 7},$$

например

$$P - f_1(I, N, \rho, \sigma, V, \chi) = 0, \quad I - f_2(P, N, \rho, \sigma, V, \chi) = 0 \text{ и т.д.}$$

Условием зависимости функций геолого-геофизических параметров является равенство нулю определителя матрицы Якоби $|\partial F_i / \partial g_j| = 0$, где g_j обозначены указанные выше геолого-геофизические параметры, $j = \overline{1, 7}$.

Если исключить из этой системы неизвестный литотип N , то это будет означать априорное задание функциональной зависимости между геологическими параметрами P , I и геофизическими. Как следует из условия зависимости функций, такие связи не всегда возможны. Иначе говоря, нельзя заранее гарантировать, что при исключении неизвестного литотипа определитель матрицы Якоби (якобиан) будет равен нулю. При учете неизвестного литотипа в виде $P + I + N = 1$ якобиан всегда будет равен нулю.

Для иллюстрации предлагаемого подхода, рассмотрим практический пример на примере данных ГИС по выделению литотипов. В одной из скважин Прикаспийской впадины с некоторых глубин был отобран керн, по которому установлены литотипы. По этой скважине были проведены геофизические исследования, результаты которого изображены на рис. 1.

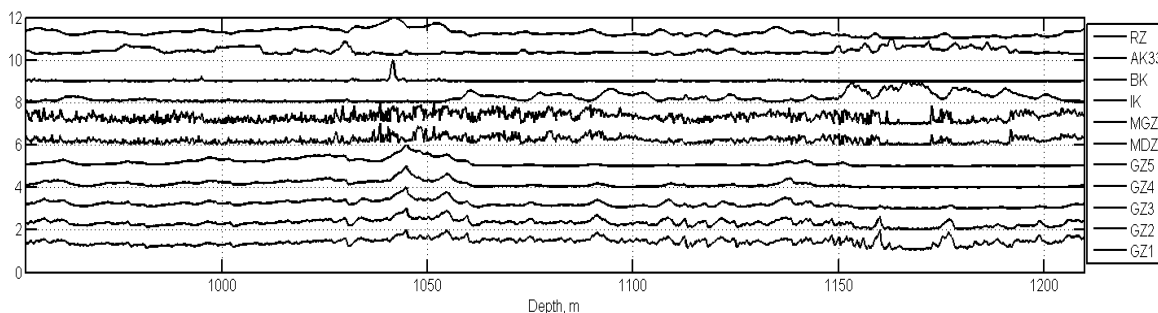


Рис. 1. Данные стандартного каротажа скважины.

По известной литологии и данным ГИС, взятых на тех же глубинах, что и керн, была найдена матрица связи $A = (X^T X)^{-1} (X^T Y)$, где X - матрица геофизических параметров, столбцы которой представляют собой отдельный геофизический параметр, а строки

определяют местоположение этого параметра по всему интервалу глубин, указанных на рис.1. Матрица Y представляет собой матрицу геологических параметров, столбцы которой состоят из литотипов: песчаника, известняка и неизвестного литотипа. Строки определяют местоположение этого геологического параметра по всему интервалу глубин, указанных на рис.1. Причем, там, где керн не был отобран, параметры литотипов известняка и песчаники были равны нулю, а параметр неизвестного литотипа – единице. Следует отметить, что матрицы X и Y формируют переопределенную систему уравнений $Y = AX$, поскольку количество строк (количество данных ГИС по интервалу глубины наблюдения) значительно превосходит количество столбцов (количество геолого-геофизических параметров).

После нахождения матрицы A , она была использована для определения литотипов по всему интервалу глубин на основе окончательного преобразования $Y_n = X(X^T X)^{-1}(X^T Y)$ с точностью $\frac{\text{norm}(Y - XA)}{\text{norm}(Y)} 100\% = 47.125\%$. Эта величина была принята в качестве граничного

значения для соответствующего геологического параметра: если новое значение геологического параметра, в процентном соотношении, было больше этой величины, то этому параметру присваивалось значение единица. В противном случае ноль. Результаты этого преобразования представлены на рис.2.

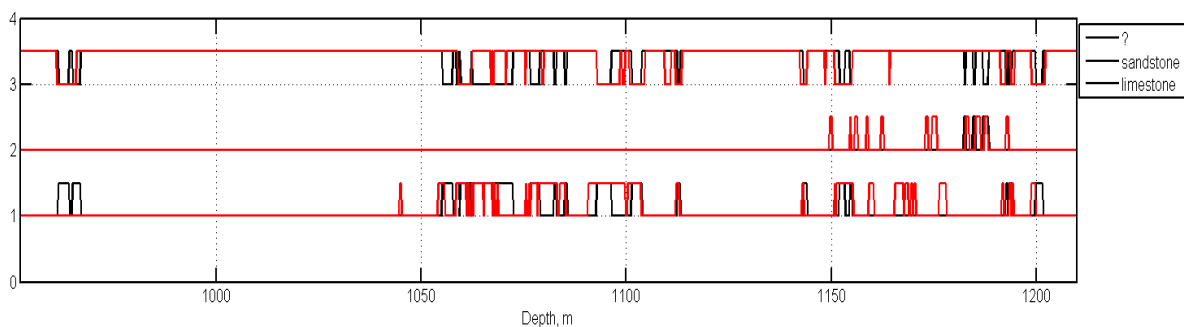


Рис.2. Данные по литотипам. Черным цветом указаны известные данные по литотипам (сверху вниз): ? – неизвестный литотип, sandstone – песчаник, limestone – известняк. Данные по этим литотипам оцифрованы нулем и единицей. Красным цветом указаны результат отображения области известной геологии (литотипов) на область неизвестной геологии - результат отображения $Y \rightarrow Y_n$.

Как следует из рис.2, область неизвестных литотипов (верхний график) уменьшается – на некоторых глубинах единицы (черного цвета) переходят в нули (красного цвета). Для среднего графика (песчаник) осуществляется обратный переход от нулей к единицам. Иначе говоря, в области глубин, на которых не проводился отбор керна, выделяются прослои песчаника по данным ГИС.

Для нижнего графика отмечается такая же тенденция. Однако есть расхождение на малых и некоторых других глубинах – нет соответствия между известными геологическими данными и результатом обработки геолого-геофизических данных по вышеизложенному алгоритму. Это несоответствие продиктовано тем обстоятельством, что изначально образцы горной породы были поделены на две группы – песчаник и известняк. Более детальный литологический анализ показал, что необходимо было выделить три группы – песчаник, известняк и доломитизированный известняк. Те несоответствия, которые отмечаются на нижнем графике, и связаны с этой неточностью.

Следует отметить, что в случае исключения неизвестного литотипа определитель матрицы Якоби не был равен нулю, что означает, что между геологическими P , I и геофизическими параметрами отсутствует функциональная зависимость. Введение неизвестного литотипа приводит к равенству нулю якобиана – имеет место функциональная зависимость.

СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ СОВРЕМЕННОЙ АЭРОМАГНИТНОЙ СЪЕМКИ

Бабаянц П.С.¹, Цирель В.С.²

¹ ЗАО «ГНПП «Аэрогеофизика»»; ² ФГУНПП «Геологоразведка»

Одной из приоритетных задач Государственной геологической службы является обеспечение сырьевой безопасности страны. Опыт двух последних десятилетий убеждает в том, что указанная задача может успешно решаться только при непосредственном участии государства (государственных структур) в планировании, организации и проведении геологоразведочных работ на всех этапах геологического процесса, включая поисково-оценочную стадию. В условиях, когда объектами изучения наряду с убывающим количеством новых крупных и сверхкрупных месторождений, экономически наиболее выгодных, все чаще становятся средние и мелкие месторождения, залегающие в сложных горно-геологических условиях, роль геофизических методов в их изучении трудно переоценить. При этом очевидным достоинством современного геофизического обеспечения геолого-поисковых работ (равно как и геохимического) является возможность многоцелевого использования полученных данных для изучения различных объектов и для решения широкого круга геологических задач. Одним из ключевых методов современного геофизического комплекса является аэромагнитная съемка, характеризующаяся высокой мобильностью, большой информативностью и относительной дешевизной.

До принятия решения о проведении новой аэромагнитной съемки с целью создания современной геофизической основы геологического изучения территории необходимо решить вопрос о возможности использования имеющихся (ретроспективных) материалов. Наличие карт аномального магнитного поля (так называемых Государственных) масштаба 1: 200 000 практически для всей территории страны (а для ряда районов – данных аэромагнитных съемок масштаба 1: 50 000 и крупнее) рассматривается многими (в том числе руководящими инстанциями) как серьезный (убийственный) довод в пользу привлечения имеющихся данных и отказа от затрат, связанных с проведением новых съемок. При этом не учитываются по меньшей мере три очень важных обстоятельства.

1. Все аэромагнитные съемки, по которым были составлены Государственные карты масштаба 1: 200 000, были выполнены до введения в аэрогеофизическую практику в 90-х годах XX века системы спутниковой навигации, повысившей точность плановой привязки до первых метров (а с использованием дифференциальной коррекции данных – до первых сантиметров), т. е. как минимум на два порядка (в 100 раз!) по сравнению с ранее наиболее распространенным методом – фотопривязкой, и по крайней мере на порядок по сравнению с дорогостоящим радиогеодезическим методом привязки. Таким образом, все подобные ретроспективные аэрогеофизические съемки являются ныне съемками устаревшими (можно их назвать некондиционными), не позволяющими использовать их результаты для решения новых, существенно более сложных геологических задач. Заметим также, что съемки более крупного масштаба, выполненные ранее 90-ых годов прошлого века, естественно, без использования спутниковой навигации, равным образом не могут сегодня считаться кондиционными, во всяком случае, соответствующими масштабу съемки.

2. Другим весьма существенным недостатком ретроспективных съемок, делающим их несопоставимыми с современными, является отсутствие исходных материалов в цифровой форме. При этом нельзя не отметить, что аэромагнитометры 70-ых годов (квантовый КАМ-28, а также протонные ММС-213 – канал комплексной станции СКАТ-77, и ММС-214) предусматривали возможность цифровой записи, однако эти материалы, как правило, не были сохранены. Оцифровка аналоговых данных с бумажных носителей требует немалых материальных и временных затрат и, кроме того, ведет к снижению качества исходных данных, и без того не выдерживающих критики с позиций сегодняшнего дня.

3. Значительная часть ретроспективных аэромагнитных съемок выполнена с использованием феррозондовой аппаратуры, обладавшей существенным и плохо контролируемым сползанием нуля, а также неустраненными ошибками калибровки. Создание в 60-х – 70-х годах прошлого века опорной картографической аэромагнитной сети по всей территории СССР позволило увязать друг с другом материалы по отдельным съемочным участкам и создать сводную карту аномального магнитного поля масштаба 1: 2 500 000, однако при использовании первичных материалов все ошибки («перекосы»), достигающие подчас сотен нТл, будут снова проявляться.

Таким образом, эффективное использование ретроспективных материалов невозможно без критической оценки их качества и, соответственно, определения пригодности для решения тех или иных геологических задач. Необходимо разработать многоаспектные критерии оценки качества ранее проведенных съемок, учитывая, в частности, три указанных выше обстоятельства. При этом те съемки, качество которых ниже установленного предела, необходимо «снять с изученности», ибо использование недостоверных материалов может привести к дорогостоящим ошибкам. Заметим, что в некоторых странах, в том числе промышленно развитых, но с существенной сырьевой ориентацией, например в Австралии, повторные аэрогеофизические съемки проводятся с интервалом в 7 – 10 лет.

Переходя к оценке современного состояния отечественной аэромагнитометрии, можно обратиться к итогам, подведенным в связи со столетием со дня рождения А.А. Логачева (1898–1978) к концу XX века [1]. В те же годы появились публикации о первых опытах применения в России аэромагнитной градиентометрии [2, 3], а также об общих итогах аппаратного обеспечения аэромагнитометрии [4]. Представляется целесообразным оценить изменения, произошедшие за последнее десятилетие, попытаться сформулировать проблемы дальнейшего развития. Следуя А.А. Логачеву [5], можно выделить ряд основных вопросов аэромагнитометрии: качество измерительной аппаратуры; влияние носителя, т. е. условий измерения; учет вариаций, или проблема разделения пространственных и временных изменений поля; привязка измерений к местности; автоматизация процесса обработки (в современных терминах – цифровая запись и компьютерная обработка). Вопросы геологической эффективности рассмотрены в недавней работе [6].

Что касается качества измерительной аппаратуры, то оно уже многие годы остается достаточно высоким, далеко превосходя все возможные (естественно растущие) требования. Так, чувствительность цезиевых датчиков квантовых аэромагнитометров находится на уровне 0,001 нТл; для калиевых датчиков она составляет доли пТл (тысячные доли нТл). В последние годы в качестве съемочной аппаратуры, в том числе для аэроизмерений, за рубежом начали использоваться магнитометры типа СКВИД (сверхпроводящие квантовые интерферометрические датчики); их чувствительность как минимум на порядок выше, чем калиевых. Однако основное развитие аэромагнитной аппаратуры идет по линии применения многодатчиковых систем для измерения составляющих градиента вектора магнитной индукции. Отставание отечественной аэромагнитометрии в этом направлении особенно существенно. Опытные работы, выполненные в 1998–2000 гг. в Карелии, Чувашии, в Вологодской и Челябинской областях, а также в Финляндии, дальнейшего развития не получили.

Величина погрешности аэромагнитных измерений связана едва ли не в первую очередь с условиями измерений – влиянием носителя. Основные два варианта размещения датчика – жесткое крепление и выносная гондола – многие годы конкурируют друг с другом. Можно считать, что для одnodатчиковых измерений гондольный вариант предпочтительнее (особенно при размещении в гондоле дополнительной антенны GPS), однако для градиентометрических измерений с самолета вне конкуренции жесткое крепление с размещением датчиков на концах крыльев и за килем, а для измерений с вертолета за рубежом применяется внефюзеляжная модификация – аппаратура на внешней подвеске, в России практически не освоенная. Однако основная проблема состоит в отсутствии в России специального маломagnetного самолета типа имеющихся в США и в Китае, а также легких

вертолетов. Таким образом, реальная погрешность аэромагнитных измерений при жестком креплении датчика определяется возможностями системы компенсации магнитных помех носителя и находится на уровне десятых долей нТл.

При съемках с огибанием рельефа изменение высоты оказывает различное влияние на результаты измерений магнитного поля от глубинных объектов, от объектов в верхней части разреза и от объектов, выходящих на дневную поверхность (форм дневного рельефа), т. к. вертикальный градиент полей от этих источников существенно различается. Это обстоятельство особенно значимо при работах в районах с сильно расчлененным рельефом, где полный вертикальный градиент несравнимо больше, чем вертикальный градиент нормального магнитного поля, составляющий 25–30 нТл/км. В этих условиях увязывание заведомо разновысотных данных в единую систему представляется как минимум не вполне корректным – в большинстве случаев «профильность» на соседних маршрутах, обусловленная в значительной мере разной высотой измерений, чисто механически распределяется по измеренным значениям.

По этой причине в целом ряде случаев может оказаться предпочтительным выполнение полетов на заданной альтитуде (в горизонтальной плоскости). Увеличение расстояния от дневной поверхности позволяет существенно ослабить эффекты от поверхностных геологических образований (моренные отложения, четвертичные вывалы, русловые отложения постоянных и временных водотоков и т.п.) и техногенных объектов, поскольку аномальные эффекты от геологических и техногенных помех затухают с высотой, как правило, значительно быстрее, чем аномалии от искоемых геологических тел.

Отдельного обсуждения заслуживает вопрос о разделении пространственных и временных изменений магнитного поля. В последние годы, при выполнении съемок на значительных территориях учет вариаций магнитного поля, как правило, осуществляется с использованием группы (не менее трех) магнитовариационных станций с интервалом измерения 0.1 Гц. Указанный интервал измерений при этом выбран эмпирически, без какого-либо обоснования. Однако современные высокоскоростные летательные аппараты, используемые при съемке, преодолевают за это время без малого 1 км маршрута! При съемках на акваториях (в т.ч. северных морей) дополнительные проблемы создаются за счет большого удаления отдельных участков съемки от возможных мест базирования вариационных станций.

Затронутый вопрос отнюдь не сводится к учету вариаций магнитного поля в период съемки. При составлении сводных (полистных) карт магнитного поля возникает проблема приведения к единому уровню отсчета результатов измерений, выполненных в разные годы – проблема учета нормального магнитного поля Земли и векового хода. Ликвидация сети магнитных обсерваторий в России и связанное с этим прекращение обновления модели нормального магнитного поля ИЗМИРАН, традиционно используемого в нашей стране, создает серьезные трудности при решении этой задачи. Переход к использованию международной модели IGRF в ряде случаев оказывается малоэффективным, т.к. для части территории России эта модель не вполне адекватна (в силу той же причины – отсутствия действующих обсерваторий).

Практикующийся в последние годы, в частности, при составлении ГГК-1000/3 (Государственных геологических карт масштаба 1: 1 000 000, 3-го поколения) и ГГК-200/2 (Государственных геологических карт масштаба 1: 200 000, 2-го поколения) подход, основанный на использовании модели нормального поля ВСЕГЕИ 1965 года, можно рассматривать как некий компромисс. В то же время использование модели ИЗМИРАН 1965 года представляется некорректным. Не может быть снят с повестки дня вопрос организации современной службы векового хода, в т. ч. с использованием аэроизмерений.

С учетом всех перечисленных факторов, добиться необходимого качества аэромагнитных съемок по нашему мнению невозможно без использования наряду с данными наземных базовых станций наблюдений на опорных сетях, как местных (локальных),

охватывающих территорию отдельного съемочного участка, так и региональных – для больших геологических провинций.

Оценка качества аэромагнитных съемок у нас в стране традиционно выполняется на основе вычисления среднеквадратической погрешности по результатам независимых повторных наблюдений в точках пересечения специально пройденных диагональных маршрутов с маршрутами рядовой съемки. Это было оправданно, когда точность плановой привязки точек наблюдения не превышала ± 25 м: вычисляемая разность магнитного поля в точках пересечения рядовых и контрольных маршрутов была в значительной мере обусловлена погрешностью привязки и, по сути, характеризовала полную погрешность интерполяции данных, т.е. реальную ошибку измерений. Сейчас, при использовании спутниковых навигационных систем, координаты точек наблюдений, включая высоту над геоидом, определяются с точностью до сантиметров. При этом, если, с учетом высокой производительности магнитометров (до 100 Гц и более), можно добиться необходимой точности совпадения координат сравниваемых точек в плане, то по высоте добиться того же принципиально невозможно. То есть, выполняется сравнение результатов измерений, заведомо выполненных в разных точках.

Что же взамен? Вопрос отнюдь не простой, и возможно, не имеет однозначного решения. В качестве возможного, но далеко не идеального варианта можно предложить сравнение данных по контрольному маршруту со значениями, извлеченными из результирующей матрицы аномального поля (если такая была подготовлена). В этом случае вычисляемая величина будет характеризовать полную погрешность интерполяции.

В соответствии с устоявшимися требованиями, основной и обязательной формой представления результатов геофизических съемок являлись карты графиков и изолиний соответствующих геофизических полей.

Однако современные компьютерные средства позволяют строить карты, составленные с использованием различных способов визуализации данных: с использованием линейной (когда оттенки цвета меняются через равные интервалы) или эквивалентной (когда разные оттенки цвета занимают на карте примерно равные площади) палитры; в виде псевдорельефа с разными углами освещения, в форме 3D-композиата и др.

Возникает закономерный вопрос – какой из перечисленных способов визуализации следует считать той самой основной формой представления материалов, который должен быть принят на единственной отчетной карте? С учетом того, что разные способы визуализации подчеркивают различные элементы геологического строения, ответ, по нашему мнению, очевиден: единственным исчерпывающим способом представления итоговых результатов аэрогеофизических съемок, кладущихся в основу последующей геологической интерпретации, является математическая модель физических полей. В этом случае авторы не ограничены возможностями использования любых способов визуализации результатов работ, включая синтетические изображения многоканальных данных, различные трансформанты и т.п.

При выполнении съемочных полетов на заданной альтитуде результаты съемок потенциальными методами целесообразно и допустимо представлять в форме матрицы на заданной горизонтальной поверхности.

При выполнении аэромагнитной съемки с огибанием рельефа представление данных в виде матрицы в узлах регулярной сети автоматически порождает ряд трудноразрешимых вопросов и проблем. Во-первых, с учетом изложенного выше, совершенно неясно, к какой поверхности должна относиться полученная матрица. Во-вторых, в процессе уравнивания заведомо разновысотных данных с использованием методов формальной интерполяции в результирующее поле неизбежно вносятся искажения, характер и интенсивность которых практически невозможно предсказать. В-третьих, использование матрицы для последующей обработки априорно предполагает задание ее на горизонтальной плоскости, что абсолютно не отвечает реальности, особенно в районах со сложно расчлененным рельефом. Заметим, что использование матричной формы для представления данных, приведенных к земной

поверхности, во многом лишено этого недостатка, т.к. в поверхность, на которой заданы данные, четко определена. Наконец в-четвертых – в результирующую матрицу неизбежно войдут аномальные эффекты, которые обусловлены исключительно разновысотностью точек наблюдения, но будут ошибочно содержательно проинтерпретированы как геологические объекты.

Таким образом, наиболее адекватным способом представления результатов аэромагнитной съемки, выполненной с огибанием рельефа, является каталог с координатами реальных точек наблюдений, в котором представлены данные после выполнения всех необходимых коррекций (поправки за вариации, девиацию, нормальное поле и др.).

Все изложенное выше, естественно, не отменяет необходимости использования в окончательных отчетах карт геофизических полей, как наиболее привычной и удобной формы представления для визуального анализа материалов.

* * *

С учетом изложенного можно сформулировать три основные организационно-технологические задачи, стоящие перед отечественной аэромагнитной съемкой, проводимой как для изучения геологического строения, так и для расширения наших знаний об особенностях структуры магнитного поля Земли.

1. Безусловно настало время выполнить новую площадную аэромагнитную съемку всей территории Российской Федерации и по результатам этой съемки создать новую сводную карту магнитного поля страны – фрагмент Магнитной карты Мира. Для этого необходимо разработать Генеральный проект, предусматривающий выбор масштаба съемки, аппаратного и методического обеспечения, способов создания Государственной опорной сети, путей решения проблемы увязки результатов разновысотных и разновременных съемок в зависимости от характера измеряемых полей. Наконец, в Генеральном проекте необходимо определить пути решения проблемы разделения пространственных и временных изменений поля. Полученные материалы новой площадной съемки полностью заменят данные съемок полувековой давности в качестве Геофизической основы Государственных геологических карт.

2. Для проведения новых высокоточных крупномасштабных аэромагнитных съемок с геолого-поисковыми целями необходимо осуществить переход от одноканальных измерений к многоканальным □ градиентометрическим, используя как зарубежный, так и отечественный опыт, а также зарубежную аппаратуру и вновь создаваемую отечественную технику, ориентированную на отечественные носители (самолеты и вертолеты).

3. Учитывая, что фактически единственным документом, регламентирующим проведение аэромагнитных съемок, остается безнадежно устаревшая «Инструкция по магниторазведке», изданная более 30 лет назад (в 1981 году), □ необходимо незамедлительно приступить к подготовке нового – современного руководства.

Литература:

1. Цирель В.С. Аэромагнитометрия – от А.А. Логачева до наших дней // Геофизика, 1999. – № 2. – С. 4–6.
2. Васюточкин Г.С., Цирель В.С. Структура отечественного аэромагнитного градиентометра и возможности его применения для решения геологических задач // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электромагнитных полей. – М.: ОИФЗ РАН, 1997. – С. 5–7.
3. Васюточкин Г.С. Цирель В.С. Летные испытания первого отечественного аэромагнитного градиентометра // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. – М.: ОИФЗ РАН, 1999. – С. 14–15.
4. Цирель В.С., Гулятьева Н.В. Итоги развития аэромагнитометрической аппаратуры к концу XX века // Российский геофизический журнал, 2002. – № 27 – 28. – С. 82–89.
5. Логачев А.А. Аэрогеофизические методы, их применение в геологосъемочных и поисковых работах и пути повышения их эффективности // Тр. Лаборатории аэрометодов АН СССР, 1959. – VIII. – С. 224–228.
6. Контарович Р.С., Бабаянц П.С. Аэрогеофизика – эффективный инструмент решения геолого-поисковых задач // Разведка и охрана недр, 2011. – № 7. – С. 3–10.

ЕРВАНД КОГБЕТЛЯНЦ НА ШАХМАТНОЙ ДОСКЕ XX ВЕКА

Ю.И. Блох

История разведочной геофизики: мировой вообще и российской в частности, к сожалению, до сих пор не вышла из своего зачаточного состояния. При этом в самом сложном положении оказались те ее творцы, которых суровый XX век вынуждал переезжать из страны в страну, в результате чего их творчество практически нигде не анализировалось историками науки достаточно внимательно. Среди таковых оказался и крупный ученый, мыслитель, легендарный математик, геофизик и программист Ерванд Когбетлянц. Он снискал поистине мировую славу, но в первую очередь ненаучными достижениями, а своим хобби – как изобретатель трехмерных шахмат, но и шумная слава не побудила пока исследователей пристально изучить его научное наследие. Появились лишь первые, предельно краткие и не во всем точные описания его жизни [1, 2]. Автор настоящих заметок надеется вдохновить историков всерьез заняться изучением жизни и творчества этой исключительно разносторонней личности, волею судеб оказавшейся на беспощадной политической шахматной доске XX века.

Ерванд Геворгович Когбетлянц родился 9 (21) февраля 1888 г. на юге России, в Нахичевани-на-Дону. Этот город основали в 1779 г. по указу Екатерины II армяне-переселенцы из Крыма и первоначально назвали Нор-Нахичеван (Новый Нахичеван). В 1838 г. Его во избежание путаницы переименовали в Нахичевань-на-Дону, а еще спустя 90 лет он влился в разросшийся Ростов-на-Дону. Среди основателей Нор-Нахичевана был прадед Ерванда, и, вообще, их семейство являлось одним из самых видных среди промышленников юга России. Отец Ерванда – Геворг Мельконянович Когбетлянц – совместно с братьями владел рудниками и шахтами в Ростовской области и в Донбассе, занимался торговлей, имел суда на Азовском и Черном морях, вел строительство зданий, портов, железных дорог [1]. Матерью Ерванда была Егинэ Аковбян (в русифицированной версии Елена Яковлевна Хлытчиева) – дочь купца первой гильдии, гласного нахичеванской городской думы Агопа Матеосовича Хлычяна (Якова Матвеевича Хлытчиева). Родственные связи семьи Хлытчиевых, где выросли два десятка детей, оказались весьма разветвленными. В частности, дочерью одной из тетушек Ерванда – Пепронэ Яковлевны – была знаменитая писательница Мариэтта Шагинян, и она, таким образом, приходилась Ерванду двоюродной сестрой.

В 1906 г. Ерванд Когбетлянц окончил с серебряной медалью гимназию в Ростове-на-Дону и, отправившись во Францию, поступил на математическое отделение Парижского университета–Сорбонны, где проучился год. Поскольку доходы семьи упали из-за охватившего Нахичевань-на-Дону экономического кризиса, ему пришлось вернуться в Россию, но он продолжил учебу – теперь на математическом отделении физико-математического факультета Московского университета. В Москве Ерванд жил у одной из своих многочисленных тетушек Евгении Яковлевны Сагировой (урожденной Хлытчиевой)[1].



Портрет Е.Г. Когбетлянца из газеты
«TheSydneyMorningHerald»
№ 35821 от 11 октября 1952 г.

В университетские годы и большее влияние на студента Когбетлянца оказали знаменитые ученые Дмитрий Федорович Егоров [2] и Николай Егорович Жуковский, и он оправдывал их усилия, учился отлично, был удостоен золотой медали за конкурсное сочинение. В феврале 1911 г. Ерванд подал в университет прошение о разрешении женитьбы на своей землячке и ровеснице Евгении Красильниковой (по-видимому, дочери крупного предпринимателя Егора Минаевича Красильникова) и получил его. Вскоре молодожен не записался вовремя на лекции, его отчислили, но потом простили и восстановили. Спустя год он окончил университет и 29 мая 1912 г. получил диплом 1-й степени [1], а в декабре того же года семья Когбетлянцев пополнилась дочерью Элеонорой.

Талантливый выпускник оставили при университете для подготовки к профессорской деятельности. Он приступил к самостоятельным исследованиям по теории рядов и достаточно быстро стал магистром, а с 1915 г. Начал преподавать в Московском университете в должности приват-доцента. Свою первую научную статью он опубликовал еще в 1913 г. [2], и вскоре его работы стали систематически появляться в ведущих европейских журналах, причем большинство из них представлял к публикации один из руководителей Сорбонны, крупный математик и механик Поль Эмиль Аппель (1855-1930). Видимо, студент Когбетлянец во время учебы в Париже произвел на него благоприятное впечатление.

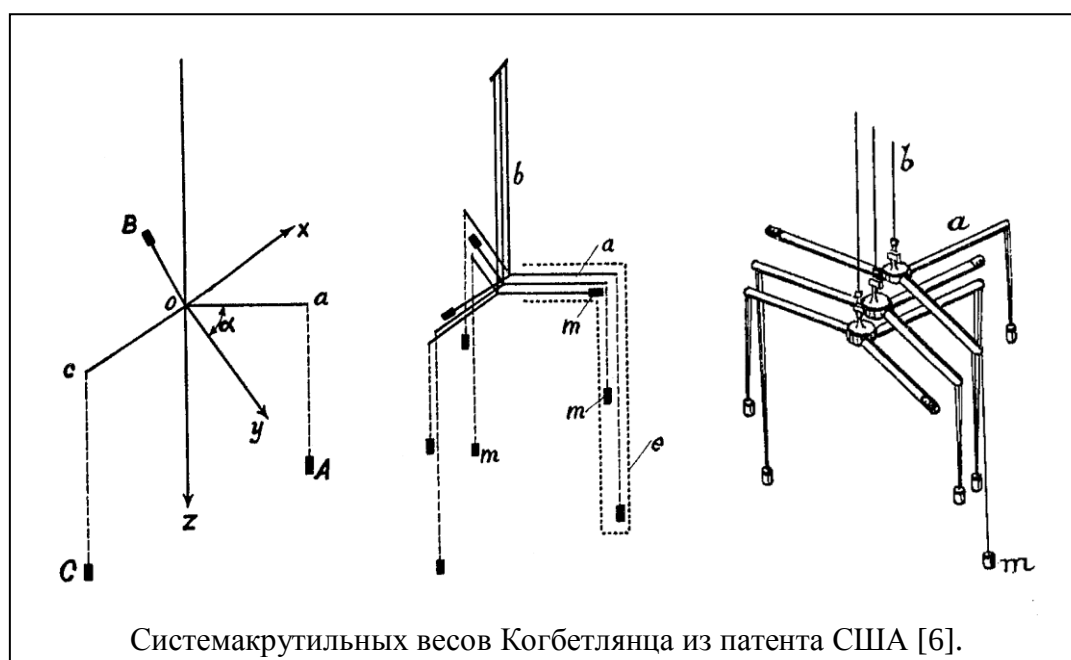
В 1917 г. размеренную жизнь молодого одаренного ученого из богатой семьи разрушила революция, и в поисках хлеба насущного он покинул Москву. Сначала, судя по всему, он отправился в родной Ростов-на-Дону, где некоторое время поработал в Донском университете, который возник в конце 1915 г. в результате перевода туда Варшавского университета, но потом перебрался в Екатеринодар (ныне Краснодар). Там его 1 июля 1919 г. назначили доцентом Кубанского политехнического института, а утвердил назначение Совет Кубанского Краевого правительства, причем, в протоколе утверждения он именуется приват-доцентом Московского университета и Донского университета Э.Г. Когбетлиевым. Вскоре, однако, гражданская война, погнала его еще дальше.

В 1920 г. он уехал в Армению и стал работать профессором Ереванского университета, но и там покоя не нашел. Сначала в Ереване установилась советская власть, потом произошел контрреволюционный переворот, который в свою очередь был подавлен, после чего Когбетлянце приняли решение эмигрировать во Францию и в 1921 г. семья приехала в Париж. Там Е.Г. Когбетлянец занялся научной работой под руководством выдающегося математика Эмиля Бореля (ученика и зятя П. Аппеля), совмещая ее с преподаванием математики на курсах, организованных Русским народным университетом. В 1923 г. он успешно защитил в Парижском университете диссертацию «Аналогия между тригонометрическими и сферическими рядами с точки зрения их суммирования средними арифметическими», и ему присвоили ученую степень доктора наук.

Теория рядов надолго осталась главным направлением его научной деятельности и после защиты. Под влиянием опубликованных в 1901 г. знаменитых «Лекций по расходящимся рядам» Э. Бореля он активно работал над исследованием расходящихся рядов и интегралов и опубликовал в связи с этим несколько десятков статей, став признанным специалистом. Стоит отметить, что, вообще-то, в сообществе математиков многие к таким рядам относились настороженно. В предисловии к фундаментальной монографии «Расходящиеся ряды» выдающегося английского математика Годфри Харолда Харди (1877-1947), впервые опубликованной в 1949 г. в Оксфорде (после смерти Харди), Джон Идензор Литлвуд привел мнение знаменитого норвежца Нильса Хенрика Абеля: «Расходящиеся ряды – изобретение дьявола, и стыдно основывать на них какие-либо доказательства» [4]. Такая реакция проистекала из восходящего к Огюстену Луи Коши определения суммы ряда как предела, к которому стремятся частичные суммы его членов, но для расходящихся рядов конечного предела, понятно, вовсе не существует. На самом же деле занимавшихся ими математиков, начиная с Леонарда Эйлера, преимущественно занимал вопрос о том, что именно следует считать суммой расходящихся (по Коши) рядов. Ответы на этот вопрос давались разные, но

все они, так или иначе, сводились к дополнительным осреднениям частичных сумм. Е.Г. Когбетлянец добился в этой области весьма значительных успехов, и на полученные им результаты продолжают ссылаться до сих пор. Есть ссылки на его труды и в упомянутой монографии Харди, где особо выделена обзорная статья 1931 г. [8]. В связи с исследованиями рядов ученый внес также заметный вклад в теорию ортогональных полиномов Чебышёва, Якоби, Эрмита и др.

В 20-х годах Е.Г. Когбетлянец увлекся геофизикой и дебютировал здесь в 1926 г. как изобретатель крутильных весов нового типа, предназначенных для измерения вторых производных потенциала силы тяжести, которые запатентовал во Франции, Германии, Великобритании и США [6]. В отличие от классических весов Лорана Этвёша с двумя уравновешенными массами, им была предложена оригинальная система с тремя массами, где одна из них расположена на верхнем уровне, тогда как две другие опущены от этого уровня вниз. В плане массы образуют равносторонний треугольник, причем таких систем в приборе три. Реализовать подобный вариометр пыталась немецкая фирма «Askania Werke», но распространения он не получил.



В процессе работы над изобретением Е.Г. Когбетлянец пришел к выводу, что крутильные весы можно было бы применить для лабораторного эксперимента по определению скорости распространения гравитации. Он, как и все ученые того времени, пристально следил за работами Альберта Эйнштейна и стремился к их глубокому постижению. Поскольку в печати регулярно появлялись статьи с результатами экспериментов, в которых содержались утверждения о неполной справедливости общей теории относительности, Е.Г. Когбетлянец решил внести свой вклад в проходящую дискуссию, и это заняло у него более 20 лет.

Как известно, в теории всемирного тяготения Исаака Ньютона скорость распространения гравитации считается бесконечной, тогда как общая теория относительности постулирует, что она равна скорости света. Многочисленные эксперименты по ее непосредственному определению не отличались приемлемой точностью измерений. Последняя из подобных попыток, основанная на анализе электромагнитного излучения удаленного квазара в гравитационном поле Юпитера, была предпринята в 2002 г. Э. Фомалонтом и С.М. Копейкиным [3]. По их данным отношение скорости распространения гравитации к скорости света составляет $0,95 \pm 0,25$. Таким образом, очевидно, даже сейчас

окончательный ответ на вопрос о реальной скорости распространения гравитации пока так и не дан...

Первый вариант проекта Е.Г. Когбетлянца в данной области был опубликован в 1928 г. в журнале «Comptes Rendus», причем представил статью к публикации знаменитый математик Жак Адамар[5]. В статье предлагалось изучать гравитационное поле массивного горизонтального диска, быстро вращающегося вокруг вертикальной оси, для чего должны были использоваться крутильные весы первого рода, подвешенные над диском так, чтобы их крутильная нить совпадала с осью его вращения. Проведенные расчеты показали, что при конечной скорости распространения гравитации крутильные весы обязаны поворачиваться от того положения, которое они занимают, когда диск не вращается. По величине угла поворота и предполагалось установить искомую скорость. По оценке автора идеи диск должен иметь массу около 200 тонн и вращаться с угловой скоростью 3000 оборотов в минуту.

Второй, усовершенствованный вариант проекта был опубликован через два года по рекомендации Леона Бриллюэна[7]. Вместо диска теперь предлагалось использовать полутороид с углублением в плоской верхней части, куда и должны опускаться грузики крутильных весов. Усовершенствование дало возможность уменьшить требования к весу вращающейся массы до 100 тонн. В дальнейшем, опубликовав еще несколько статей в разных журналах[9], Е.Г. Когбетлянец продолжил снижать свои требования вплоть до 2 тонн массы и угловой скорости ее вращения 1800 оборотов в минуту. Оценки проводились им, исходя из того, что скорость распространения гравитации в тысячи раз превышает скорость света, другими словами, его априорные представления были гораздо ближе к Ньютону, нежели к Эйнштейну. В 1932 г. на Международном математическом конгрессе в швейцарском Цюрихе Е.Г. Когбетлянец выступил с двумя докладами, и один из них был посвящен проекту по измерению скорости гравитационного притяжения, а другой, естественно, – теории рядов.

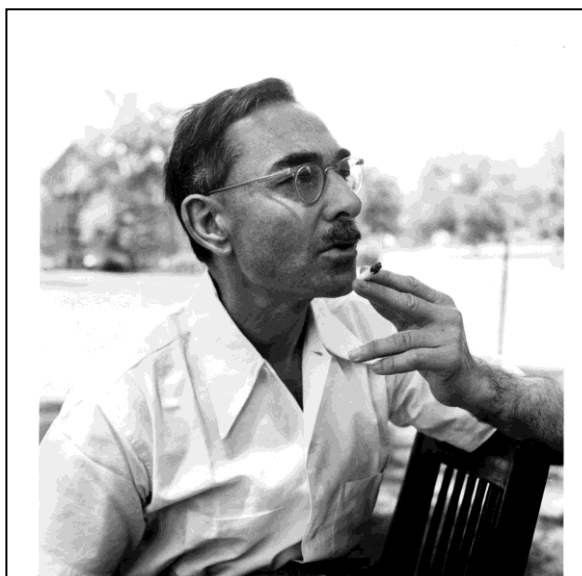
Несмотря на напряженную научную работу, Е.Г. Когбетлянец активно участвовал в общественной жизни русских эмигрантов: стал одним из основателей Русского академического союза в Париже, входил в состав его правления, являлся членом совета парижского Научно-философского общества, сотрудничал в Обществе русских химиков, преподавал на русском отделении физико-математического факультета Сорбонны. Русские эмигранты не только трудились сообща, но и отдыхали – любимым местом их отдыха стал Ла Фавьер на Лазурном берегу, где многие, в том числе Когбетлянцы, построили дачи. Часто они ходили в гости друг к другу и в Париже, о чем сохранились многочисленные свидетельства в Камер-фурьерском журнале Владислава Ходасевича, где Когбетлянцы именуются Когбетлиевыми.

В 1931 г. Ерванд Геворгович и несколько его дачных соседей стали масонами и в ложе Свободная Россия, которую в сентябре того года основали члены ложи Северная Звезда в качестве дочерней мастерской. Одним из создателей новой ложи являлся любитель отдыха в Ла Фавьере, художник Иван Яковлевич Билибин. Среди других знаменитых дачников, ставших масонами, стоит отметить поэта Сашу Черного (Александра Михайловича Гликберга). Е.Г. Когбетлянца посвятили в масоны 14 декабря 1931 года, через полгода возвели во вторую степень, а в июне 1933 г. – в третью, однако, в декабре того же года он вышел из ложи в отставку в связи с принятым решением уехать из Парижа на работу в Персию.

Переместившись в очередной раз по политической шахматной доске, Е.Г. Когбетлянец в течение шести лет служил в должности профессора математического анализа и астрономии в только что открывшемся Тегеранском университете. В 1936 г. ему довелось в качестве члена иранской делегации (в 1935 г. Персию переименовали в Иран) принять участие в работе Конгресса математиков в норвежском Осло и сделать там доклад по гравиметрии. В нем сравнивались точности измерений разными крутильными весами, на основании чего

утверждалось, что предложенная система с тремя массами теоретически точнее. Труды Е.Г. Когбетлянца в Тегеране были отмечены иранским орденом «За заслуги в науках» [1].

Преподавание астрономии еще более расширило круг его интересов. В 1937 г. он выступил в Тегеране с докладом, посвященным рассмотрению влияния солнечных пятен на человечество, по сути близким к гелиобиологии А.Л. Чижевского, и его опубликовали в иранском франкоязычном журнале «Le Journal de Téhéran» [10]. В нем, несмотря на обилие ссылок на труды разных ученых, фамилия Чижевского не встречается, видимо, докладчик не знал о его работах. Известно, что А.Л. Чижевский учился на физико-математическом факультете Московского университета как раз в тот период, когда там преподавал Е.Г. Когбетлянец, но вряд ли тогда приват-доцент интересовался увлечениями одного из своих студентов, так что, изложенные в докладе исследования, несомненно, самостоятельны. На это указывает и совершенно иной стиль изложения, да и многие анализируемые факты. К примеру, одним из самых ярких аргументов в докладе выглядит описание поразительных опытов Метальникова по размножению инфузорий. Сергей Иванович Метальников еще в 1918 г. эмигрировал во Францию, где приобрел широкую известность как зоолог, иммунолог и эволюционист. Он соседствовал с Когбетлянцами в Ла Фавьере, и его работы им, в отличие от А.Л. Чижевского, были хорошо известны. Гелиобиологической проблематикой Е.Г. Когбетлянец продолжил интересоваться и в последующие годы.



Е.Г. Когбетлянец в 1944 г. на Симпозиуме Понтины в колледже MountHolyoke (США).

В 1939 г. он вернулся во Францию, где стал трудиться в Национальном центре научных исследований, служил добровольцем в артиллерийском техническом отделе Французской Армии, однако после поражения французских войск был вынужден задуматься о переезде в США. Эмиграция, судя по всему, не была спонтанной, и ей предшествовала серьезная подготовка с помощью фонда Рокфеллера. Так, еще 23 сентября 1941 г. газета «Brown and White» частного Лехайского университета в американском городе Вифлееме (штат Пенсильвания), опубликовала заметку, в которой Президент университета объявлял о приглашении новых преподавателей, в том числе и Е.Г. Когбетлянца.

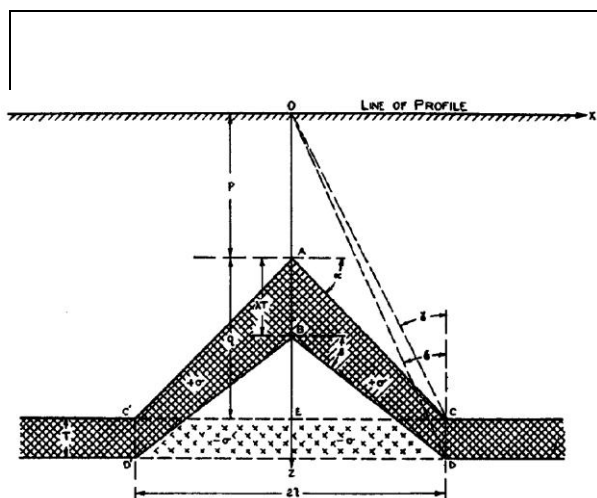
Выбираться Ерванду и его жене Евгении, пришлось, осуществляя «ход конем», через нейтральную Португалию на известном португальском «судне беженцев» под названием

Серпа Пинту. Корабль вышел из Лиссабона 5 июня 1942 г., зашел по пути в Марокко и, забрав в Касабланке большую часть пассажиров, направился в Америку. 25 июня Когбетлянцы прибыли в Нью-Йорк. В списке пассажиров им требовалось сообщить адреса ближайших родственников, и Ерванд Геворгович отметил свою мать Елену Хлытчиеву, проживавшую тогда в Ницце, а его супруга указала сестру Татьяну Берберян. Поскольку договоренности с Лехайским университетом уже были достигнуты, Когбетлянцы сразу отправилась в Вифлеем (Bethlehem), где и прошли первые годы их жизни в США. Их замужняя дочь – Элеонора (Eleonore Mutin) – переехала к родителям в США с мужем Марселем и двухлетним сыном Жан-Пьером уже после войны: в декабре 1945 г.

В Вифлееме доктора наук Когбетлянца зачислили на должность инструктора, то есть ассистента, и он преподавал математику, а также читал двухсеместровый курс «Математические методы в геофизике». Однако его интересы вовсе не сводились к преподавательской деятельности, в частности, он принял деятельное участие в работе

«Симпозиума Понтины», проходившего летом 1944 г. в городке Южный Хэдли (штат Массачусетс) – в колледже Mount Holyoke.

Вообще говоря, симпозиумы для французской интеллектуальной элиты проводились в бывшем цистерцианском аббатстве Понтины в Бургундии ежегодно, начиная с 1910 г. Их организовал приобретший тогда аббатство философ Поль Дежардан (1859-1940), и он смог привлечь к ним практически всех крупнейших французских философов, ученых, писателей, художников и музыкантов своего времени. После начала войны и кончины Дежардана проведение симпозиумов прервалось, но вскоре было возобновлено на территории США. В 1944 г. Е.Г. Когбетлянец участвовал в заседаниях секции философии симпозиума, которой руководил видный философ-экзистенциалист Жан Валь и где среди докладчиков были такие знаменитости как Жак Адамар и Джорджо де Сантильяна. Доклад Е.Г. Когбетлянца назывался «Космические факторы кризисов в жизни человечества» и, судя по названию, продолжал гелиобиологическую тематику, намеченную им еще в Иране. Увлечен гелиобиологией он пытался и студентов Лехайского университета. Сохранилась статья из университетской газеты от 20 ноября 1942 г., где Когбетлянец затрагивает эту тему, а также перспективы применения ракетной техники для перевозки пассажиров и исследования космоса. Последнее, видимо, связано с тематикой его работ во французском Национальном центре научных исследований.



Модель треугольной антиклинали из статьи Когбетлянца 1944 г. [11].

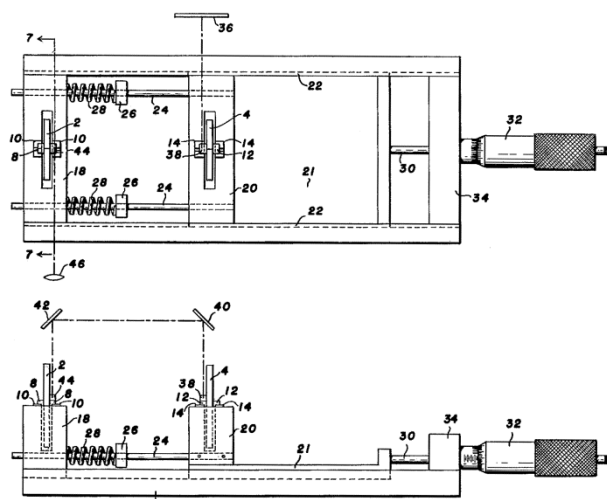


Схема магнитометра Когбетлянца из патента США [13].

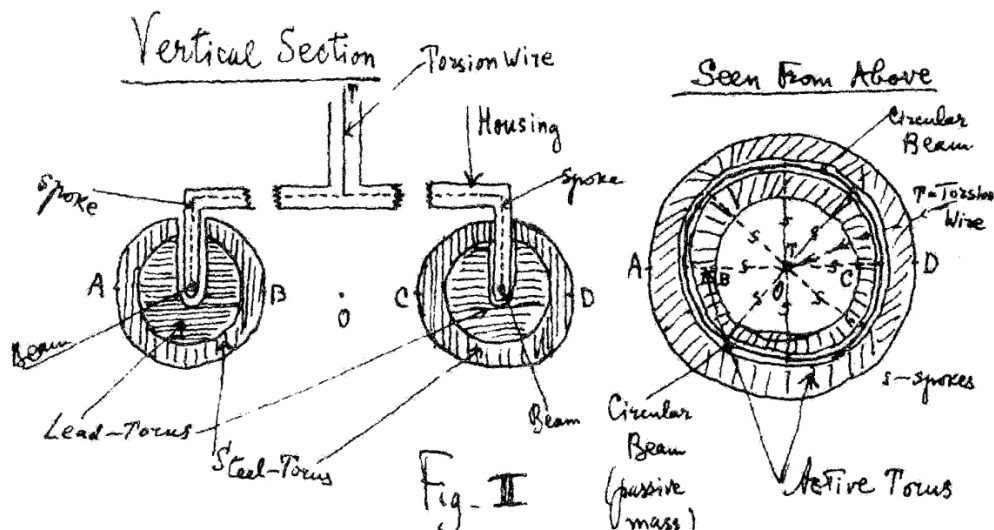


Рисунок Когбетлянца 1949 г. со схемой установки для измерения скорости

В период работы в Вифлееме Е.Г. Когбетлянц написал для журнала «Geophysics» статью «Количественная интерпретация магнитных и гравитационных аномалий» [11]. В ней с помощью теории функций комплексной переменной были проанализированы аномальные поля треугольной антиклинали, образованной субгоризонтальным пластом, и показано, как можно оценить параметры такой модели путем вычисления гармонических моментов. Статья произвела впечатление на американских геофизиков, и в 1945 г. ее автора пригласили стать консультантом по геофизике корпорации «Standard Oil». Он перебрался в Нью-Йорк и проработал в корпорации 2 года. Вскоре вышла еще одна его статья по определению гармонических моментов источников потенциальных полей [12]. В Нью-Йорке Е.Г. Когбетлянц продолжил также и преподавательскую деятельность: в Новой школе социальных исследований и в Свободной школе с занятиями повышенного типа, а с 1946 г. – профессором Колумбийского университета. В 1948 г. Когбетлянцы получили американское гражданство, и подписанные ими при этом документы позволяют, в частности, достоверно установить даты их рождения. В том же году Ерванд Геворгович запатентовал оригинальную оптико-механическую систему для измерения компонент магнитного поля и их градиентов [13].

Не оставлял ученый и своего давнего увлечения проблемой определения скорости распространения гравитации. В 1949 г. он подготовил доклад для «Фонда гравитационных исследований», только что основанного бизнесменом, экономистом и политиком Роджером У. Бэбсоном в маленьком городке Нью-Бостоне (штат Нью-Хэмпшир), расположенном в 100 км к северо-западу от Бостона. Машинописный доклад на бланках Колумбийского университета поныне хранится в Фонде, и в нем измерение скорости рассматривается как первый шаг к поиску материалов, способных поглощать и отражать гравитацию. На рисунках, сопровождающих текст, изображена очередная версия измерительного устройства, отличающегося тем, что в нем вместо предлагавшегося ранее полутороида теперь применяется полный тор из стального корпуса и свинцовой сердцевины с кольцевой прорезью сверху для масс крутильных весов. Проект Когбетлянца так и остался нереализованным, но в монографиях по вопросам общей теории относительности он непременно упоминается.

1952 год принес Е.Г. Когбетлянцу всемирную славу как изобретателю трехмерных шахмат. Вообще говоря, попытки их создания предпринимались неоднократно, начиная еще с XVIII века, когда этим заинтересовался знаменитый математик и музыкант Александр Теофил Вандермонд (1735-1796), позже данной проблемой упорно занимался известный шахматист Лионель Адальберт Кизерицкий (1806-1853). Тем не менее, успеха попытки не имели, поскольку изобретатели не могли придумать, как поставить мат королю, способному перемещаться по любому из пространственных направлений. Не справился с этим и немецкий акушер и оккультист, доктор Фердинанд Маак (1861–1930), который с 1907 г. столь активно работал над трехмерными шахматами, что вошел в историю под прозвищем Raumschach (по-немецки – пространственные шахматы). Ерванд Геворгович решил проблему еще в 1917 г. в Москве, где обучил новой



Фотография Е.Г. Когбетлянца из журнала Лайф от 9 июня 1952 г. Автор фотографии –Йейл Джоэл.

игре многих своих коллег. Осенью 1925 г. он, будучи во Франции, решил запатентовать игру и через год получил на нее патент FR 608196. Общественность, однако, узнала об изобретении только когда в нескольких американских журналах: Тайм, Ньюсвик, Нью-Йоркер и Лайф, а также во множестве газет по всему миру появились краткие заметки о трехмерных шахматах. В журнале Лайф за 9 июня 1952 г. заметку сопровождала великолепная фотография Когбетлянца с его шахматной конструкцией, которую сделал известнейший фоторепортер журнала Йейл Джоэл и которая до сих пор воспроизводится во множестве изданий как классика фотоискусства.

Трехмерные шахматы Когбетлянца состояли из 8 шахматных досок, изготовленных из прозрачного стекла и расположенных друг над другом. Таким образом, вместо 64 клеток (8×8) обычных шахмат игроки здесь распоряжаются 512 позициями ($8 \times 8 \times 8$), между которыми фигуры могут передвигаться также вверх и вниз. Такую же систему поначалу пытался разрабатывать и Ф. Маак, но потом перешел на более простой вариант из $5 \times 5 \times 5$ позиций. В отличие от предшественников Е.Г. Когбетлянец помимо стандартных шахматных фигур ввел в игру несколько новых, таких как фаворит, гиппогриф и архиепископ, благодаря чему поставить мат стало возможным. Играть в трехмерные шахматы, понятно, гораздо сложнее, тем не менее, сейчас популярны программы для персональных компьютеров, реализующие шахматы Когбетлянца, которые именуют также космическими или кубическими. По общему мнению, игра эффективно способствует развитию пространственного воображения.

Стоит упомянуть, что в конце 20-х годов Е.Г. Когбетлянец получил также французский патент FR 672683 на «Теннис для игры на трех полях». Видимо, в молодости его увлекали не только настольные игры.

Появление первых массовых ламповых компьютеров привело к необходимости разработки математического обеспечения их функционирования, и в июне 1952 г. корпорация IBM пригласила Е.Г. Когбетлянца на работу математиком-консультантом в свой нью-йоркский Центр обработки данных. Перед ним были поставлены две задачи: интерпретация гравитационных и магнитных аномалий на компьютерах и оптимальное компьютерное вычисление значений стандартных математических функций, что принесло обильные плоды. В конце 50-х годов им была подготовлена серия статей по вычислению значений тригонометрических функций, корней и экспонент, а в 1960 г. вышла в свет известнейшая коллективная монография «Математические методы для цифровых компьютеров», для которой он написал главу «Генерация элементарных функций» [16]. Что касается применения компьютеров в геофизике, то в 1956 г. в «Oil and Gas Journal» им была опубликована одна из первых статей в данной области: «Электронные компьютеры помогают геофизикам-интерпретаторам» [15]. В ней прозорливо намечено широкое применение компьютеров для редуцирования, вычисления трансформант, упрощения формы магнитных аномалий в экваториальных районах, определения величины избыточных масс, координат центров масс, а также для того, что в дальнейшем станут называть моделированием геологических объектов. Крупнейшее же и самое известное из его научных достижений того периода – это разработка алгоритма диагонализации матриц в процессе их сингулярного разложения, который с тех пор известен специалистам как «метод Когбетлянца» [14]. Благодаря всем этим работам его справедливо считают одним из патриархов программирования.

В конце 50-х годов среди научных проблем, интересовавших Е.Г. Когбетлянца, на первый план вышло вычисление простых чисел, особенно комплексных – в России их обычно называют гауссовыми простыми числами. Результаты исследований, выполненных совместно с Алисой Крикорян и занявших более 10 лет, вышли в свет в 1971 г. в виде двухтомного справочника. В тот же период Е.Г. Когбетлянец напряженно работал над пособиями по математике. В 1959 г. в Париже на французском языке вышел его учебник «Естественные пути и основы математики: посвящение новичков» объемом около 600 страниц, а в 1968-69 гг. в Нью-Йорке на английском языке – четырехтомный учебник под

общим названием «Основы математики с продвинутой точки зрения». Эти пособия пользуются успехом до сих пор.

Последние годы жизни ученого в США прошли, главным образом, в Рокфеллеровском университете Нью-Йорка, а в конце 60-х годов он вышел на пенсию и вернулся вместе с женой в Париж. Про последний парижский период его жизни известно мало, но, судя по всему, он вновь занялся своим хобби – созданием экзотических игр, в частности, разрабатывал в компании с чемпионом мира по шахматам Робертом Фишером шахматы для трех игроков. Как и почти полвека назад, во времена патентования нового варианта тенниса, изобретателя живо интересовали игры втроем.

В феврале 1973 г. Е.Г. Когбетлянц оформил заявку на патент под названием «Игра в шестиугольные шахматы и шестиугольное го». Вообще-то, в древнейшую стратегическую игру, известную на западе под японским названием «го» (по-китайски «вейцы», по-корейски «падук») традиционно играют, как и в шахматы, на игровых досках, расчерченных горизонтальными и вертикальными линиями. Цель игры состоит в том, чтобы, помещая поочередно по одной фишке на узлы пересечения линий, отгородить в итоге своими фишками на доске большую территорию, чем противник. Предложение сменить тип симметрии досок, понятно, кардинально меняет игры. Патент FR 2216769 на это изобретение с описаниями предлагаемых ходов шахматных фигур был выдан в августе 1974 года. Спустя три месяца, 5 ноября Е.Г. Когбетлянц в возрасте 86 лет скончался от рака в парижской больнице *Ларибуазьер*. Его тело кремировали, а прах поместили в колумбарий кладбища Пер-Лашез.

Трудная и бурная жизнь Ерванда Геворговича Когбетлянца на многомерной шахматной доске XX века была наполнена творчеством, и хочется надеяться, что память о нем как об одной из креативных фигур на этой доске сохранится в благодарной памяти потомков.

Литература

7. Ермолаева Н.С. Когбетлянц Эрванд Георгиевич // Русское зарубежье. Золотая книга эмиграции. Первая треть XX века: Энциклопедический биографический словарь. М: РОССПЭН. 1997. С. 299.
8. Колягин Ю.М., Саввина О.А. Дмитрий Федорович Егоров: Путь ученого и христианина. М: Издательство ПСТГУ. 2010. 302 с.
9. Fomalont E.B., Kopeikin S.M. The measurement of the light deflection from Jupiter: experimental results // *Astrophysical Journal*. 2003. V. 598. No. 1. P. 704-711.
10. Hardy G.H. *Divergent series*. Oxford: Clarendon Press. 1949. XVI+396 P.
11. Kogbetliantz E.G. Sur la vitesse de propagation de l'attraction // *Comptes Rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences*. 1928. V. 186. P. 944-946.
12. Kogbetliantz E.G. Three-weighted torsion balance. US Patent № 1727660. 1929.
13. Kogbetliantz E.G. Sur la vitesse de propagation de la gravitation // *Comptes Rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences*. 1930. V. 191. P. 30-31.
14. Kogbetliantz E.G. Somme des séries et intégrales divergentes par les moyennes arithmétiques et typiques // *Mémoires des Sciences Mathématiques*. 1931. Fascicule 51. P. 1-84.
15. Kogbetliantz E.G. Sur la vitesse de propagation de la gravitation // *Annales de Physique*. 1931. Série 10. V. 16. P. 71-98.
16. Kogbetliantz E.G. L'humanité subit-elle l'influence des taches solaires? // *Le Journal de Téhéran*. 5 Mars 1937.
17. Kogbetliantz E.G. Quantitative interpretation of magnetic and gravity anomalies // *Geophysics*. 1944. V. 9. No. 4. P. 463-493.
18. Kogbetliantz E.G. Estimating depth and excess-mass of point-sources and horizontal line-sources in gravity prospecting // *Geophysics*. 1946. V. 11. No. 2. P. 195-210.
19. Kogbetliantz E.G. System for measuring magnetic fields. US Patent № 2590979. 1952.
20. Kogbetliantz E.G. Solution of linear systems by diagonalization of coefficients matrix // *Quarterly of Applied Mathematics*. 1955, V. 13. No. 2. P. 123-132.
21. Kogbetliantz E.G. Electronic computers aid geophysical interpreters // *Oil and Gas Journal*. 1956. V. 54. No. 67, P. 136-139.
22. Kogbetliantz E.G. Generation of Elementary Functions // *Mathematical methods for digital computers*. New York: Wiley & Sons. Vol. 1. 1960. p. 5-35.

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Блох Ю.И.¹, Бондаренко В.И.², Долгаль А.С.³, Новикова П.Н.³,

Рашидов В.А.⁴, Трусов А.А.⁵

¹г. Москва; ²Костромской государственный университет им. Н.А. Некрасова; г. Кострома;
³Горный институт УрО РАН, г. Пермь; ⁴Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский; ⁵ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», г. Москва

Курильская островная дуга (КОД) – типичная островная дуга Восточной Азии. Она протягивается от о. Хоккайдо до южной оконечности п-ова Камчатка и является классической двойной дугой, состоящей из внутренней (вулканической) и внешней (тектонической) дуг, разделенных междуговым трогом. С юго-востока она сопряжена с Курило-Камчатским глубоководным желобом, а с северо-запада граничит с Курильской котловиной. Охотоморский склон КОД осложнен подводными вулканами [1]. При современном уровне изученности в пределах КОД выделено 117 подводных вулканов, которые образуют цепочки, примыкающие под разными углами к Большой Курильской гряде. По-видимому, местоположение цепочек подводных вулканов контролируется магмоподводящими зонами разрывных нарушений. Часто подводные вулканы бывают приурочены к крупным сбросо-сдвиговым зонам, пересекающим Большую Курильскую гряду. Нередко подводные вулканы объединены в массивы.

В настоящее время авторский коллектив, состоящий из представителей классических отечественных геофизических школ: МГРИ (РГГРУ) им. Серго Орджоникидзе, МГУ им. М.В. Ломоносова, Свердловского горного института, ПГНИУ (ПГУ), активно занимается внедрением оригинальных современных интерпретационных геофизических технологий для изучения подводных вулканов КОД [2-11].

Для интерпретации материалов, полученных при изучении подводных вулканов КОД, авторами разработана эффективная технология количественной интерпретации данных гидромагнитной съемки в комплексе с эхолотным промером, непрерывным сейсмоакустическим профилированием (НСП) и анализом естественной остаточной намагниченности и химического состава драгированных горных пород. Ее отличительной особенностью является возможность анализа результатов наблюдений, полученных на весьма нерегулярных сетях. Все интерпретационные построения осуществляются непосредственно по исходным данным, не прибегая к некорректной процедуре их предварительного восстановления в узлах регулярной сети [5-8].

Применяются разнообразные методы интерпретации, одни из которых ориентированы на 2D и 2.5D анализ магнитного поля на отдельных галсах, а другие на 3D анализ по всему массиву наблюдений. Как при 2.5D, так и при 3D моделировании непременно используется истинный рельеф вулканических построек, с учетом погребенного под осадками основания, полученный по данным эхолотного промера и НСП. Для уточнения глубинного строения подводных вулканов используются анализ особых точек, томографический анализ и монтажный метод решения обратной задачи магнитометрии (ОМЗ).

Аналоги применения такого широкого комплекса современных интерпретационных геофизических технологий для изучения подводных вулканов Мирового океана в настоящее время неизвестны, несмотря на то, что в XXI веке новозеландские ученые интенсивно изучают подводные вулканы островной дуги Кермадек, а американские и японские ученые возобновили исследования подводных вулканов Марианской и Идзу-Бонинской островных дуг.

В настоящее время авторским коллективом с применением современных оригинальных интерпретационных геофизических технологий в пределах КОД детально изучены 17 подводных вулканических структур (рис. 1).

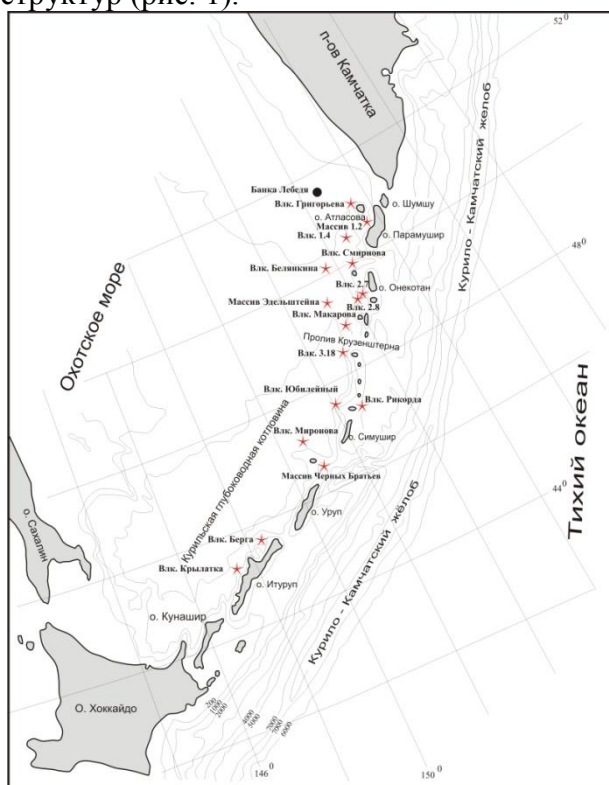


Рис. 1. Местоположение изученных подводных вулканических структур.

Интерпретация начинается с 2.5D моделирования [9-11] и анализа особых точек функций, описывающих аномальные магнитные поля на отдельных галсах, с помощью интегрированной системы СИНГУЛЯР, которая предоставляет возможность синтезировать результаты анализа тремя независимыми методами: В.Н. Страхова, В.М. Березкина и Г.А. Трошкова [4, 12]. Результаты анализа особых точек наиболее информативны для сравнительно неглубоко расположенных под поверхностью Охотского моря вулканов, где особенности отмечаются не только на верхней кромке магнитовозмущающих объектов, но зачастую и в более глубоко залегающих магматических камерах (рис. 2).

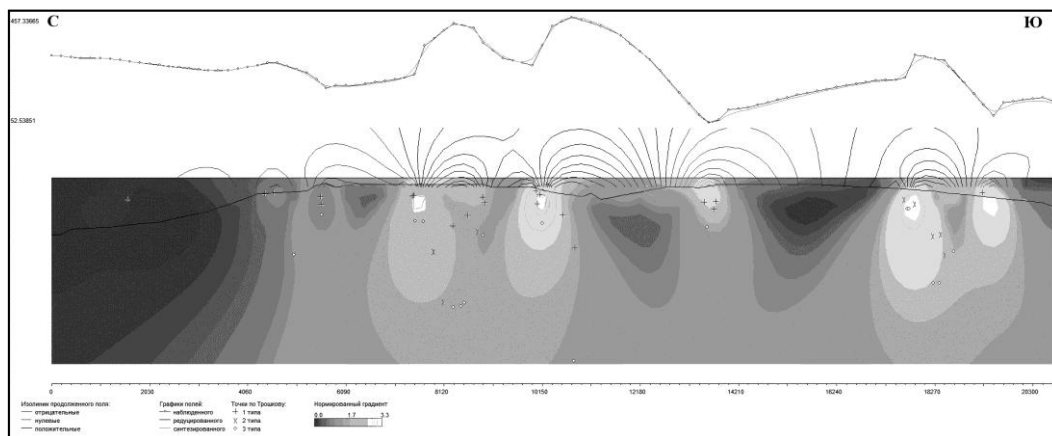


Рис. 2. Анализ особых точек функции, описывающей аномальное геомагнитное поле подводного вулкана Рикорда. Местоположение вулкана представлено на рис. 1.

После получения предварительной информации о внутреннем строении изучаемого вулкана, осуществляется переход к 3D моделированию с применением различных методик. Прежде всего, определяется усредненное направление вектора эффективной

намагниченности горных пород с помощью программы ИГЛА [13]. Вулканическая постройка, расположение верхней кромки которой установлено по данным эхолотного промера и НСП, аппроксимируется усеченной пирамидой, и ее параметры, в том числе компоненты вектора суммарной намагниченности, оцениваются с учетом регионального фона в интерактивно задаваемом многоугольном интерпретационном окне (рис. 3).

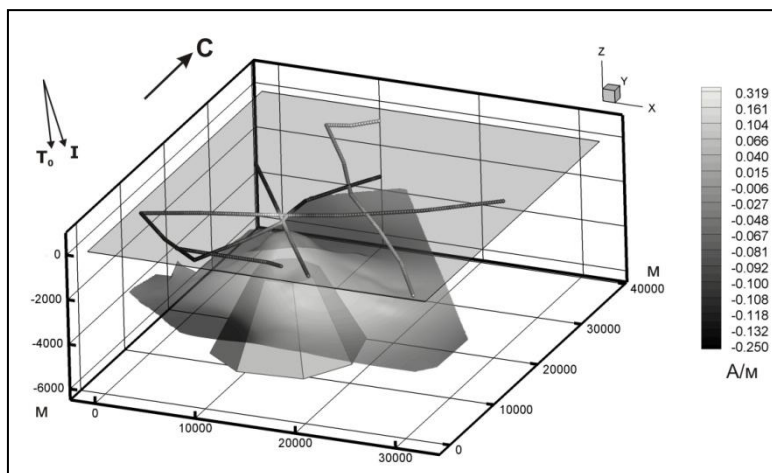


Рис. 3. Уточнение ориентации вектора намагниченности подводного вулкана Миронова с помощью программы ИГЛА. Местоположение вулкана представлено на рис. 1.

Далее программой REIST из пакета программ СИГМА-3D [2] выполняется 3D моделирование петромагнитных характеристик подводных вулканов. По всему массиву исходных данных проводится аппроксимация источников магнитного поля на базе модели субгоризонтального слоя с латерально изменяющейся по модулю намагниченностью. Верхняя кромка слоя задается по данным эхолотного промера и НСП, а нижняя, как правило, принимается горизонтальной, а ее глубина задается исходя из анализа особых точек, данных 2.5D моделирования и результатов, полученных с помощью программы ИГЛА. Поскольку геометрия аппроксимирующего слоя и направление вектора намагниченности пород известны заранее, определение изменения модуля намагниченности по латерали по отношению к некоторой точке, обычно задаваемой в центре интерпретационного участка, осуществляется единственным образом [14].

На следующем этапе для изучения глубинного строения вулканических построек применяют томографический анализ магнитного поля и монтажный метод решения ОЗМ [15-17].

Томографический анализ аномального магнитного поля (рис. 4а) позволяет проследить распределение петрофизических свойств геологической среды в полученном кубе информации и в первом приближении дифференцировать различные блоки горных пород. В дальнейшем результаты интерпретационной томографии используются в качестве априорной информации при решении ОЗМ монтажным методом, использующим в качестве исходных данных вертикальную составляющую магнитного поля ΔZ_a , полученную путем редуцирования наблюдаемого поля ΔT_a к полюсу с помощью аппроксимационных алгоритмов. Моделирование проводится в 2.5-мерном варианте по каждому отдельному галсу. В результате получают серию эквивалентных решений ОЗМ, отвечающих определенному «коридору» невязки наблюдаемого и модельного полей.

На заключительном этапе по результатам профильного моделирования строят интерполяционную 3D-модель магнитовозмущающего тела, отражающую объемную конфигурацию и простираение предполагаемого подводного канала (рис. 4б).

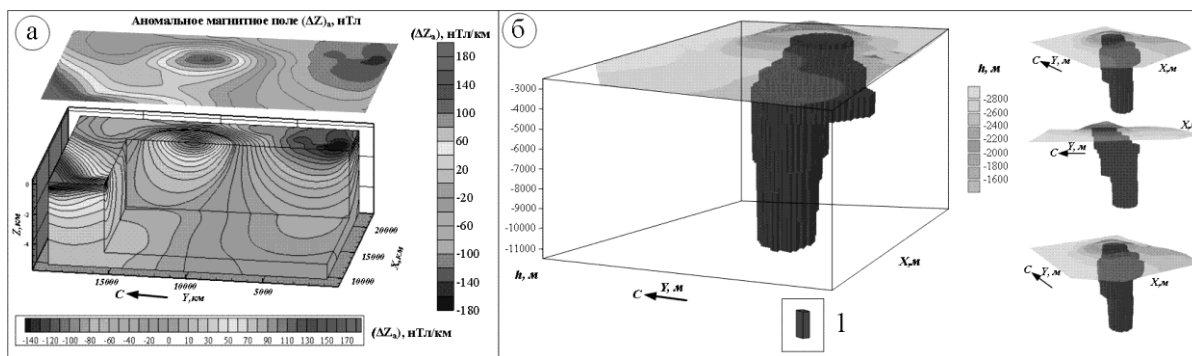


Рис. 4. Томографическая интерпретация (а) и 3D-модель источника магнитного поля (б) подводного вулкана Макарова. 1- элемент замощения.

Проведение комплексной интерпретации с помощью охарактеризованных геофизических технологий оказалось весьма эффективным. В постройках подводных вулканов КОД удалось выделить вершинные кальдеры, отдельные блоки, лавовые потоки, подводящие каналы и магматические камеры [2-11, 17].

Высокая эффективность применения разработанных технологий при выполнении фундаментальных научных исследований достигнута благодаря перманентной интеграции вузовской, академической и отраслевой науки организаций Москвы, Костромы, Перми и Петропавловска-Камчатского. К выполнению определенных этапов работ привлекаются аспиранты и студенты, с которыми члены авторского коллектива охотно делятся своими знаниями и опытом.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 12-05-00156-а и 12-05-00414-а).

Литература:

1. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. Отв. ред. Ю. М. Пущаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусков А.А. Применение пакета программ структурной интерпретации СИГМА-3D при изучении подводных вулканов Курильской островной дуги // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 2. Вып. 6. С. 67-76.
3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусков А.А. Вулканический массив Алаид (Курильская островная дуга) // Материалы международного симпозиума «Проблемы эксплозивного вулканизма» к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный. 25-30 марта 2006 г. Петропавловск-Камчатский / Отв. ред. член-корр. РАН Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2006. С. 135-143.
4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусков А.А. Применение интегрированной системы «СИНГУЛЯР» для изучения глубинного строения подводных вулканов Курильской островной дуги: Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей // Материалы 37-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 25-29 января 2010 г. М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 62-65.
5. Блох Ю. И., Бондаренко В. И., Долгаль А. С., Новикова П. Н., Рашидов В. А., Трусков А. А. Геофизические исследования подводного вулкана 6.1 (Курильская островная дуга): Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 38-й сессии Международного научного семинара имени Д.Г. Успенского, Пермь, 24-28 января 2011 г. Пермь: Ги УрО РАН, 2011. С. 32-35.
6. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусков А.А. Применение современных интерпретационных технологий при изучении подводного вулкана 6.1 (Курильская островная дуга) // Глубинное строение. Геодинамик. Мониторинг. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Шестые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2011. С. 41-43.
7. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусков А.А. Современные интерпретационные технологии при комплексных геофизических исследованиях подводного вулкана Макарова (Курильская островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Материалы 39-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского. Воронеж: ВГУ, 2012. С. 36-40.
8. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусков А.А. Комплексные геофизические исследования подводного вулкана 6.1, Курильская островная дуга // Геофизика. 2012. № 2. С. 58-66.

9. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Геофизические исследования подводных вулканов Белянкина и Смирнова (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 1998. № 6. С. 107-114.
10. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Подводный вулканический массив Эдельштейна (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 3-13.
11. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Геофизические исследования подводного вулкана Крылатка (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 4. С. 65-76.
12. Блох Ю.И., Каплун Д.В., Коняев О.Н. Возможности интерпретации потенциальных полей методами особых точек в интегрированной системе «СИНГУЛЯР» // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 123-127.
13. Блох Ю.И., Трусов А.А. Программа «IGLA» для интерактивной экспресс-интерпретации локальных гравитационных и магнитных аномалий // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: материалы 34-й сессии международного семинара им. Д.Г.Успенского. М: ИФЗ РАН, 2007. С. 36-38.
14. Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. Учебное пособие. М., 2009. <http://sigma3d.com/pdf/books/blokh-interp.pdf>.
15. Балк П.И., Долгаль А.С., Балк Т.В. Сеточные методы решения обратных задач и опыт их применения при прослеживании дифференцированных интрузий по данным гравиразведки // Геология и геофизика. 1993. № 5. С. 127-134.
16. Долгаль А.С. Компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемок в горной местности. Абакан: ООО «Фирма-МАРТ», 2002. 188 с.
17. Долгаль А.С., Балк П.И., Деменев А.Г., Мичурин А.В., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Христенко Л.А., Шархимуллин А.Ф. Использование метода конечных элементов при интерпретации данных гравиразведки и магниторазведки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 1. Вып. № 19. С. 108-127.

ВЫЧИСЛЕНИЕ ПОПРАВОК ЗА ПРОМЕЖУТОЧНЫЙ СЛОЙ ПРИ ВЫСОКОТОЧНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЯХ

Бычков С.Г.

Горный институт УрО РАН, г.Пермь

Дискуссия о необходимости вычисления поправки за промежуточный слой с переменной плотностью и параметрах этого слоя в гравиметрической литературе имеет длительную историю. При введении этой поправки предполагается, что промежуточный слой – толща горных пород от поверхности Земли до уровня приведения (чаще всего уровня моря) – представляет собой плоскопараллельную горизонтальную пластину с постоянной плотностью [1]. Влияние отклонений физической поверхности Земли от плоскости учитывается введением специальной поправки за влияние рельефа местности [2, 3]. Вариации плотности пород, слагающих верхнюю часть разреза (ВЧР), при этом не принимаются во внимание. Очевидно, что такой упрощенный подход вносит существенные искажения в аномалии силы тяжести и повышенная точность гравиметрических наблюдений, достигаемая за счет высокоточной аппаратуры [4], сводится на нет.

Поскольку эта поправка (вместе с поправкой за влияние рельефа) по сути представляет собой гравитационное влияние толщи пород, ограниченной сверху рельефом местности, а снизу – уровнем приведения, то решение задачи казалось бы очень простое: построить детальную плотностную модель слоя, вычислить соответствующий гравитационный эффект и вычесть его из аномалий в свободном воздухе. При этом нижней границей слоя может быть не обязательно уровень приведения, а, например, первая плотностная граница. Однако величина поправки за промежуточный слой может достигать десятков и сотен миллигал. Так, например, ошибка определения плотности ± 0.02 г/см³ при высоте рельефа 100 м, внесет погрешность определения поправки за промежуточный слой величиной почти ± 0.10 мГал при точности современной гравиметрической съемки ± 0.02 - 0.05 мГал [4].

Одним из основных факторов, сдерживающих решение задачи вычисления аномалий силы тяжести с истинной плотностью промежуточного слоя, является ограниченный объем

информации о физических свойствах верхней части разреза. Отсутствие прямых измерений плотности, а также современных способов учета соответствующих влияний, не позволяют успешно решать многие задачи по интерпретации аномалий, поскольку гравитационные эффекты от ВЧР зачастую превышают влияние искомым геологических объектов [4, 5].

Невозможность иметь значения плотности приповерхностных пород с высокой точностью, обуславливает многочисленные варианты ее определения по гравиметрическим и другим геолого-геофизическим данным и способах учета влияния неоднородностей верхней части разреза. Выбор и методы определения плотности промежуточного слоя (постоянной или переменной) и уровня приведения, учет сферичности Земли, определение методики и радиуса учета поправки за влияние рельефа активно обсуждается в гравиметрической литературе [2, 5, 6, 7, 8 и др.]. Как известно [1, 5 и др.], закономерности распределения плотности в отложениях ВЧР могут быть получены путем лабораторных исследований керна и образцов из обнажений, гравиметрическими измерениями на участках с существенным перепадом высот рельефа, а также в скважинах и шахтах, по промыслово-геофизическим данным, путем пересчета данных других геофизических методов, прежде всего сейсмических. Все эти методы позволяют получить весьма приблизительные значения плотностей. С необходимой точностью определение плотности пород даже денситометрическим способом практически невозможно [5], не говоря уже о других, в основном, косвенных способах.

Определенные перспективы могут быть связаны только с проведением гравиметрического каротажа современной аппаратурой. Точность определения плотности пород по данным гравиметрического каротажа зависит от точности гравиметра, интервала глубин, на котором производятся определения, а также от величины самой плотности. Фактически достигнутая чувствительность современного скважинного гравиметра Gravlog (Scintrex, Канада) составляет ± 0.005 мГал, что обеспечивает определение средней плотности 5-метрового блока пород в радиусе 25 м от скважины с погрешностью порядка ± 0.02 г/см³ [9], однако дороговизна приборов и необходимого оборудования не позволяют использовать его для широкого применения. Кроме того, учитывая необходимость бурения достаточно большого количества скважин для проведения гравитационного каротажа с целью построения детальной плотностной модели толщи ВЧР, данный метод вряд ли будет применяться в ближайшей перспективе.

Таким образом, поскольку аппроксимация промежуточного слоя однородной плоскопараллельной горизонтальной пластиной не отвечает геологическим условиям, а построение детальной геолого-плотностной модели верхней части разреза с необходимой точностью невозможно, нам представляется, что следует отказаться от введения данной поправки, оставив ее только для создания государственных гравиметрических карт, а при интерпретации аномалий процедуру учета влияния ВЧР включать в процесс решения обратной задачи. В качестве априорной информации о плотностях пород верхней части разреза необходимо использовать плотности, полученные по геологическим и другим геофизическим данным, корректируя их в процессе интерпретации. Исходными гравиметрическими данными могут являться значения аномалий Буге, вычисленные при постоянной (средней для изучаемой площади) плотности промежуточного слоя, а переменную плотность вычислять как аномальную относительно средней.

Рассмотрим пример такой интерпретации на одной из площадей гравиметрической съемки, выполненной на востоке Пермского края, к югу от известного нефтяного месторождения, на котором одна из залежей связана с нижнепермскими карбонатами.

В пределах площади выявлены несколько рифовых поднятий в артинском ярусе, относящихся к волимской группе рифогенных построек [10]. Отметки залегания в пределах изучаемой территории изменяются от –400 м до –580 м. Пермские рифы имеют горизонтальные размеры от 0.5 до 1.2 км. Высота их может достигать 100 м и более. В двух скважинах из нижнепермских карбонатов получены притоки нефти и газа. Артинские карбонаты перекрываются толщей терригенных отложений пермских моласс мощностью

200-500 м. Существенный перепад плотности на границе карбонатов и терригенных пород, большая амплитуда рифов и относительно неглубокое их залегание обуславливает выявления поднятий поверхности карбонатов гравиметрическим методом [11].

Сейсморазведочные работы 2D проводились здесь ранее по редкой сети профилей, структурно-поисковые и разведочные скважины по площади расположены весьма неравномерно, в некоторых скважинах имеется сейсмокаротаж и микросейсмокаротаж, выполненный для изучения зоны малых скоростей при проведении сейсморазведочных работ.

Площадные гравиметрические работы масштаба 1:25 000 проведены по сети 500×100 м гравиметрами Autograv CG-3M (SCINTREX) с привязкой пунктов наблюдений системой GPS Trimble 4700. Погрешность определения значений аномалии силы тяжести, включающая погрешности определения наблюдаемых значений силы тяжести, планового положения, высот пунктов наблюдения и вычисления поправок за влияние рельефа составила ± 0.042 мГал. Полученная карта аномалий силы тяжести в редукции Буге при постоянной плотности промежуточного слоя 2.40 г/см^3 приведена на рис. 1а. В результате интерпретации гравиметрических данных выявлены аномалии силы тяжести, отождествляемые с нижнепермскими рифами, и рекомендовано провести их детализацию площадной сейсморазведкой с целью определения конкретных точек для постановки бурения. В дальнейшем здесь проведены сейсморазведочные работы.

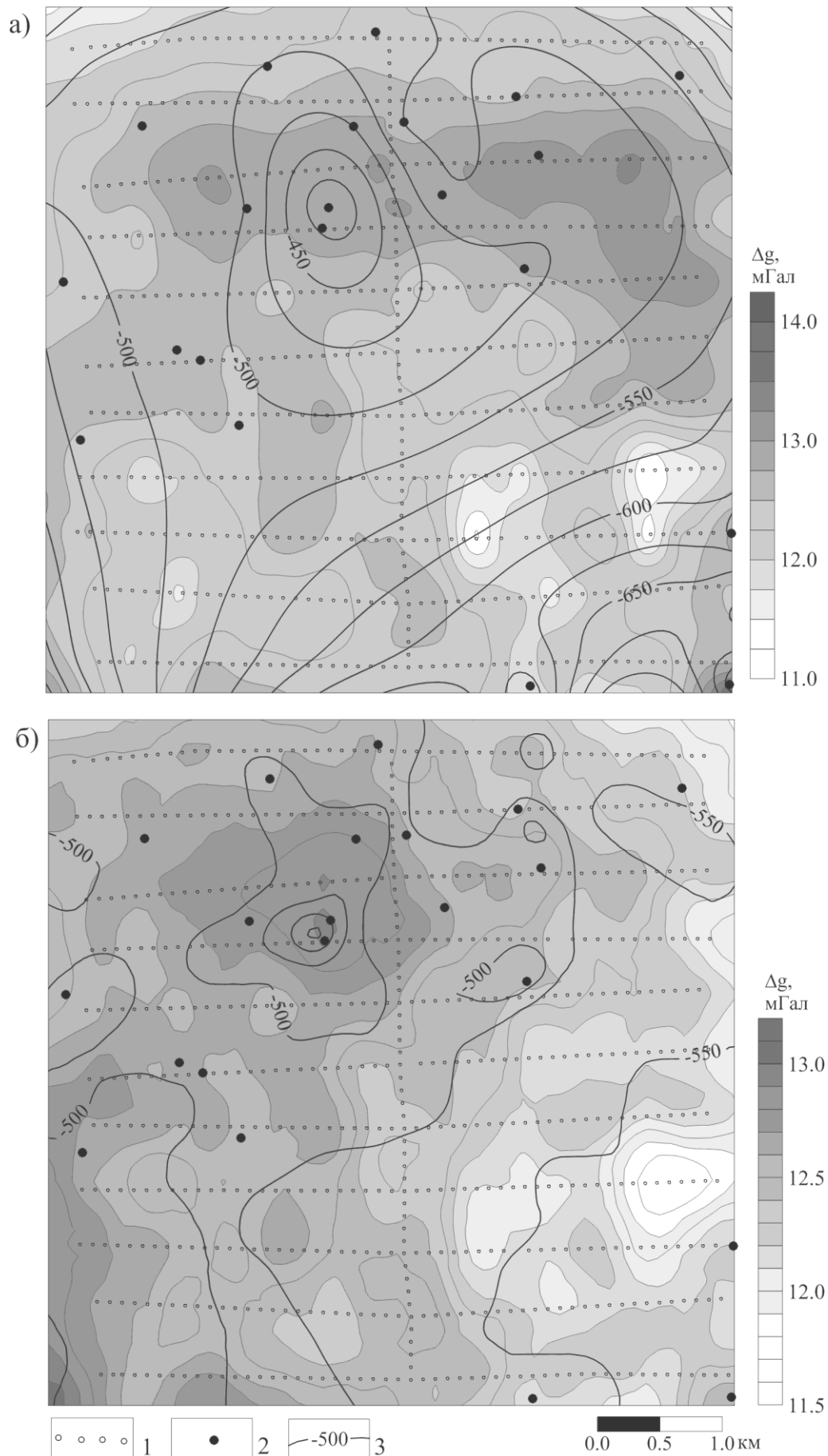


Рис.1. Аномалии силы тяжести в редукции Буге при постоянной и переменной плотности промежуточного слоя: 1 – пункты гравиметрических наблюдений, 2 – скважины, 3 – изогипсы отражающего горизонта Ак, приуроченного к кровле карбонатных отложений артинского яруса.

Как видно из анализа гравитационного поля (рис. 1а), отмечается слабое соответствие положительных аномалий силы тяжести имеющимся сейсмическим (2D) и скважинным данным о расположении нижнепермских рифов. Интенсивная положительная аномалия в северной части площади имеет субширотное простирание и, хотя, в целом, совпадает с искомым объектом, в районе вершины рифа имеется относительное понижение поля. Более интенсивные положительные аномалии находятся западнее и восточнее. Очевидно, что это связано с учетом плотностных неоднородностей в верхней части разреза.

Интерпретация гравиметрических материалов с целью подавления влияния неоднородностей верхней части разреза проводилось в следующей последовательности [12].

1. По гравиметрическим данным, используя известный метод Неттлетона [1], определена средняя плотность промежуточного слоя на данной площади, составляющая примерно $2,40 \text{ г/см}^3$. Относительно этой плотности производились дальнейшие вычисления.

2. По имеющейся структурной карте отражающего горизонта A^k , приуроченного к кровле карбонатных отложений артинского яруса, построенной по данным сейсморазведки 2D, решена прямая задача, и полученный эффект вычтен из исходного гравитационного поля в редукции Буге, вычисленного при постоянной плотности промежуточного слоя. Полученное поле являлась исходным для решения обратной задачи гравиметрии относительно плотности промежуточного слоя.

3. Используя скорости продольных волн, определенные по сейсмокаротажным данным, путем пересчета по формуле В.М.Березкина [6] $\sigma = 1,75 + 0,266V - 0,015 V^2$, где σ - плотность пород в г/см^3 , V - скорость упругих волн в км/с, вычислены плотности пород ВЧР. Выбор той или иной эмпирической зависимости между плотностью пород и скоростью распространения упругих волн принципиального значения не имеет, однако, как известно, чем точнее будет модель начального приближения, тем надежнее решение обратной задачи.

4. Линейная обратная задача решалась путем подбора плотности в слое, ограниченном сверху рельефом, снизу - уровнем моря. Аппроксимация слоя осуществлена набором прямоугольных параллелепипедов, гравитационный эффект которых вычислялся по классической формуле [1] при совпадении параллелепипеда с точкой вычисления и по приближенной формуле Г.Г.Ремпея [8] для остальных параллелепипедов. Это существенно ускоряет процесс вычислений, учитывая, что при нахождении плотности в слое прямую задачу приходится решать многократно. Решение обратной задачи осуществлялось в точках $\{x_i, y_j\}$, расположенных на земной поверхности по формуле $\sigma_{ij}^{n+1} = \sigma_{ij}^n + (\Delta g_{ij}^{нб} - \Delta g_{ij}^{мод}) \alpha$, где n - номер итерации, $\Delta g^{нб}$ и $\Delta g^{мод}$ - соответственно исходное и модельное поля, α - параметр регуляризации. Метод решения линейной обратной задачи аналогичен методу локальных поправок И.Л.Пругкина [13], при котором на каждом шаге итерационного процесса n уменьшается разность между наблюдаемым и модельным полями в данном узле за счет изменения плотности в этом же узле. При этом параметр α подбирается экспериментально. Чем он меньше, тем медленнее сходимость итерационного процесса, но выше точность. При больших значениях параметра последовательные приближения могут расходиться. Критерием окончания итерационного процесса является совпадение в пределах заданной точности наблюдаемого и модельного полей или достижение определенного количества итераций. Среднеквадратическое расхождение наблюдаемого и модельного полей составило $\pm 0,019 \text{ мГал}$.

5. Используя вычисленные плотности, решена прямая задача для слоя переменной мощности и плотности. Очевидно, что при таком подходе уточняется и поправка за влияние рельефа в ближней зоне (в пределах площади съемки), ранее вычисленная с постоянной плотностью. Полученный эффект вычтен из аномалий силы тяжести при постоянной плотности промежуточного слоя $2,40 \text{ г/см}^3$. Результирующая карта представлена на рис. 1б и совмещена с картой изогипс карбонатных отложений артинского яруса, построенной по данным сейсморазведки 3D.

Как видно из сопоставления карт аномалий Буге, вычисленных при постоянной и переменной плотностях промежуточного слоя, изменения морфологии поля весьма существенны. Область положительных аномалий теперь находится на западе площади и соответствует общему подъему кровли карбонатов, местоположение наиболее интенсивной положительной гравитационной аномалии соответствует нижнепермскому рифу, конфигурация которого существенно изменилась по данным сейсморазведки 3D. Восточнее основного рифа выделяются малоамплитудные аномалии гравитационного поля, соответствующие рифам небольшой амплитуды.

Разумеется, интерпретационный процесс можно было бы продолжить, используя данные сейсморазведки 3D и вычисленные плотности пород ВЧР. Однако, по нашему мнению, задача решена – выделены гравитационные аномалии, отождествляемые с нижнепермскими рифогенными массивами, подтвержденными сейсморазведочными работами 3D.

Таким образом, задача учета влияния плотностных и структурных неоднородностей верхней части разреза может быть в той или иной степени решена при наличии априорной информации. Использование плотности пород, полученных по геологическим и другим геофизическим данным, и корректировка их в процессе интерпретации позволяет успешно решать поставленную задачу.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 11-05-96013).

Литература:

1. Гравиразведка: Справочник геофизика. М. Недра, 1990. 607 с.
2. Гордин В.М. Способы учета влияния рельефа местности при высокоточных гравиметрических измерениях. Обзор. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М. ВИЭМС, 1974. 90с.
3. Долгаль А.С., Бычков С.Г., Антипин В.В. Повышение точности определения поправок за влияние рельефа при гравиметрической съемке. Геофизика, 2003, №6. С.44-50.
4. Бычков С.Г. Методы обработки и интерпретации гравиметрических наблюдений при решении задач нефтегазовой геологии. Екатеринбург. УрО РАН, 2010. 187 с.
5. Варламов А.С., Филатов В.Г. Определение плотности горных пород и геологических объектов. - М. Недра, 1983. 216 с.
6. Березкин В.М. Учет влияния рельефа и промежуточного слоя при детальной гравиразведке. М. Недра, 1967. 117 с.
7. Talwani M. Errors in the total Bouguer reduction. Geophysics, 1998, Vol. 63, № 4, p. 1125-1130.
8. Ремпель Г.Г. Актуальные вопросы введения поправок, связанных с рельефом местности, в данные гравиразведки и магниторазведки. Физика Земли, 1980, №12. С. 75-89.
9. Nind C., Seigel H.O., Chouteau M., Giroux B. Development of a borehole gravimeter for mining applications. First break, 2007, vol.25, №7. p.71-77.
10. Хурсик В.З. Органогенные постройки Пермского Приуралья и литолого-фациальная изменчивость пород в зонах их развития. Латеральная изменчивость состава и физических свойств осадочной толщи в пределах локальных структур и ее отражение в зональности геофизических полей: труды КО ВНИГНИ, вып. 160. Пермь, КО ВНИГНИ, 1974. С. 103-117.
11. Новоселицкий В.М., Проворов В.М., Шилова А.А. Физические свойства пород осадочного чехла севера Урало-Поволжья. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1985. 134 с.
12. Бычков С.Г. Определение поправок за влияние верхней части разреза при гравиметрических исследованиях на нефть и газ. Геофизика, 2007, №1. С.56-58
13. Пруткин И.Л. О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии в классе контактных поверхностей методом локальных поправок. Изв. АН СССР. Физика Земли, 1986, № 1. С. 67-77.

О СВЯЗИ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ И БЛОКОВОЙ СТРУКТУРОЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КУРИЛ

Валитов М.Г., Кулинич Р.Г.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук

В 2005 г. геолого-геофизической экспедицией, выполненной Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева ДВО РАН совместно с Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс № 37), в районе Центральных Курил, на месте длительного сейсмического затишья (сейсмической брешы), была выявлена деструктивная зона рифтогенного типа, наложенная на основные морфоструктуры фронтального склона Курильской островной гряды [1, 2]. В последующем здесь были проведены еще две геолого-геофизические экспедиции, в задачу которых входила детализация ранее выполненных исследований (НИС «Академик М.А. Лаврентьев», рейсы № 41, 2006 г. и № 52, 2010 г.).

На базе полученных данных был сделан первоначальный вывод, что длительное отсутствие сильнейших землетрясений в данном районе связано с его интенсивной блоковой раздробленностью, в условиях которой напряжения, накапливаемые относительно небольшими блоками, реализуются сейсмическими событиями умеренных магнитуд, вместе с тем сильнейшие землетрясения не исключены в случае группирования нескольких сейсмогенных блоков [2].

Не прошло и полугодя после второй экспедиции, как этот район был потрясен двумя

сильнейшими землетрясениями (рис. 1) – в ноябре 2006 г. ($M=8.3$) и январе 2007 г. ($M=8.2$) с гипоцентрами на глубинах по разным оценкам 7–13,5 км [3, 4]. В 2009 г. в непосредственной близости от рассматриваемой зоны произошли еще два сильных землетрясения, одно ($M=7.4$) в пределах океанического борта глубоководного желоба, с глубиной гипоцентра 36 км и западнее пролива Буссоль на северном склоне хребта Витязя, ($M=6.9$) с глубиной гипоцентра 31 км.

Указанные события закрыли существовавшую сейсмическую брешь и дали основание предполагать, что длительное сейсмическое затишье означало не стагнацию тектонических процессов в этом районе, а лишь накопление сейсмогенной энергии для дальнейшего

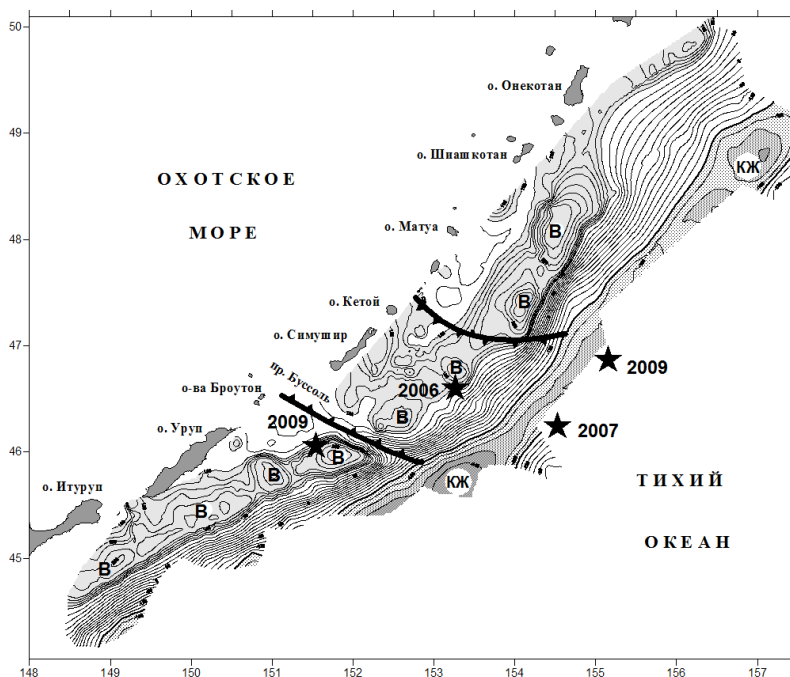


Рис.1. Гравитационные аномалии в свободном воздухе, блоки фундамента и эпицентры основных толчков землетрясений 2006-2009 г.г.: В – блоки фундамента подводного хребта Витязя; КЖ – Курильский желоб. Жирные линии с бергштрихами – границы зоны активной тектонической деструкции фронтального склона Курильской дуги. Звездочками обозначены эпицентры землетрясений с указанием года этих событий.

развития деструктивных процессов в этом районе.

Мелкофокусный характер указанных землетрясений дал основание для поисков их связи с глубинным строением земной коры в этом районе [5].

Этот же фактор позволил предположить, что пространственное положение их очагов должно коррелировать с аномалиями геофизических полей и блоковой структурой фундамента, определенной по комплексу геофизических данных. Исследование указанной связи открывает возможность увязки коровой сейсмичности со структурно-тектонической ситуацией района, что, в свою очередь, позволяет оценить размеры и положение сейсмогенных блоков, а также лучше понять дислокационную кинематику сейсмического процесса.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исходным материалом для работы послужил каталог землетрясений, составленный Национальным центром информации о землетрясениях Геологической службы США (NEIC USGS), а также карты гравитационных и магнитных аномалий и карта рельефа акустического фундамента района исследований, полученных нами в ранее выполненных экспедициях.

На первом этапе были совмещены эпицентры главных событий указанных выше землетрясений с картами гравитационных и магнитных аномалий, а также с картой рельефа акустического фундамента, построенной по данным сейсмических работ. Во всех случаях эпицентры землетрясений расположились на границах блоков фундамента, выделенных по комплексу геофизических данных, что соответствует зонам коровых разломов. Наиболее четко блоковая структура проявлена в рельефе акустического фундамента и гравитационном поле. Из них для иллюстрации выявленной совместимости выбрано гравитационное поле, как наиболее полно и достаточно детально отражающее блоковую структуру исследуемого района (рис. 1). По данным NEIC USGS погрешности определения координат эпицентров землетрясений 2006 – 2009 г.г. располагаются в интервале $\pm 3.6-4.8$ км (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/>). Ширина градиентных зон гравитационных аномалий, отражающих границы блоков, на разных участках составляет 10 и более километров, что существенно перекрывает величину погрешности определения координат эпицентров. Это исключает случайность совмещения эпицентров землетрясений с градиентными зонами и делает наш вывод обоснованным. Далее для анализа были использованы афтершоки, происходившие в течение недели после каждого основного события. Было выполнено аналогичное совмещение афтершоков с геофизическими данными отдельно для 2006, 2007 и 2009 г.г. и в совокупности за периоды 2009-2011 г.г. и 2006-2011 г.г. Для иллюстрации полученных результатов также использована карта гравитационных аномалий и частично рельеф дна изучаемого района.

На рис. 2 показано размещение афтершоков 2006 (А) и 2007 (Б) годов. Визуальный анализ афтершоков 2006 г. (рис. 2А) показывает, что они образуют две зоны, простирающиеся в северо-восточном направлении. Это было отмечено еще в предшествующих работах [3, 4]. Одна из этих зон протягивается преимущественно вдоль океанического борта Курильского желоба, вторая сосредоточена на фронтальном склоне Курильской гряды. Расположение афтершоков внутри каждой из этих зон имеет свои примечательные особенности, что делает их различными. Так, зона океанического борта желоба образована плотной совокупностью афтершоков и ориентирована вдоль простираения глубоководного желоба. Напротив, размещение афтершоков островного склона имеет относительно рассеянный характер, отражая сложную картину блоковой раздробленности этого участка. Большая часть афтершоков располагается в пределах поперечной зоны деструкции. Их остальная часть расположилась только северо-восточнее этой зоны, охватив ближайшие бортовые участки хребта Витязя. За пределами юго-западной границы зоны деструкции, роль которой выполняет грабен пролива Буссоль, афтершоки практически отсутствуют. Это свидетельствует о том, что блоковая неустойчивость к моменту указанного события имела место только северо-восточнее грабена Буссоль, в зоне

сейсмического затишья и далее на северо-восток вдоль простираения Курильской системы дуга-желоб.

Зона афтершоков, располагающаяся в пределах желоба, имеет свои примечательные особенности. Визуально она состоит из двух групп эпицентров, обособляющихся вблизи будущих сильных землетрясений 2007 и 2009 г.г.

Основное количество афтершоков землетрясения 2007 года (рис. 2Б) сосредоточено в пределах океанического борта глубоководного желоба, визуальнo также составляя две группы эпицентров, сосредоточенных вблизи главного события 2007 г. и вблизи будущего землетрясения, состоявшегося в 2009 г. Афтершоки указанного землетрясения в меньшем количестве имели место и на островном склоне желоба, располагаясь в основном в пределах поперечной зоны деструкции.

Наконец, землетрясения 2009 г.г., происшедшие на океаническом борту желоба и на северо-западной границе южного фрагмента подводного хребта Витязя, имели незначительное количество афтершоков, которые расположились только вблизи основных сейсмических событий, сигнализируя, видимо, о завершении к тому времени в данном локальном районе процесса разрядки накопившейся сейсмогенной энергии и создании здесь условий относительной блоковой устойчивости.

Для проверки выводов визуального анализа о группировании афтершоков свершившихся землетрясений вокруг очагов будущих активных сейсмических событий нами был выполнен кластерный анализ их латерального распределения, реализованный в программном пакете STATISTIKA 10 [6]. Результаты расчетов подтвердили вышесказанное, что отчетливо иллюстрирует рисунок 2ВГ.

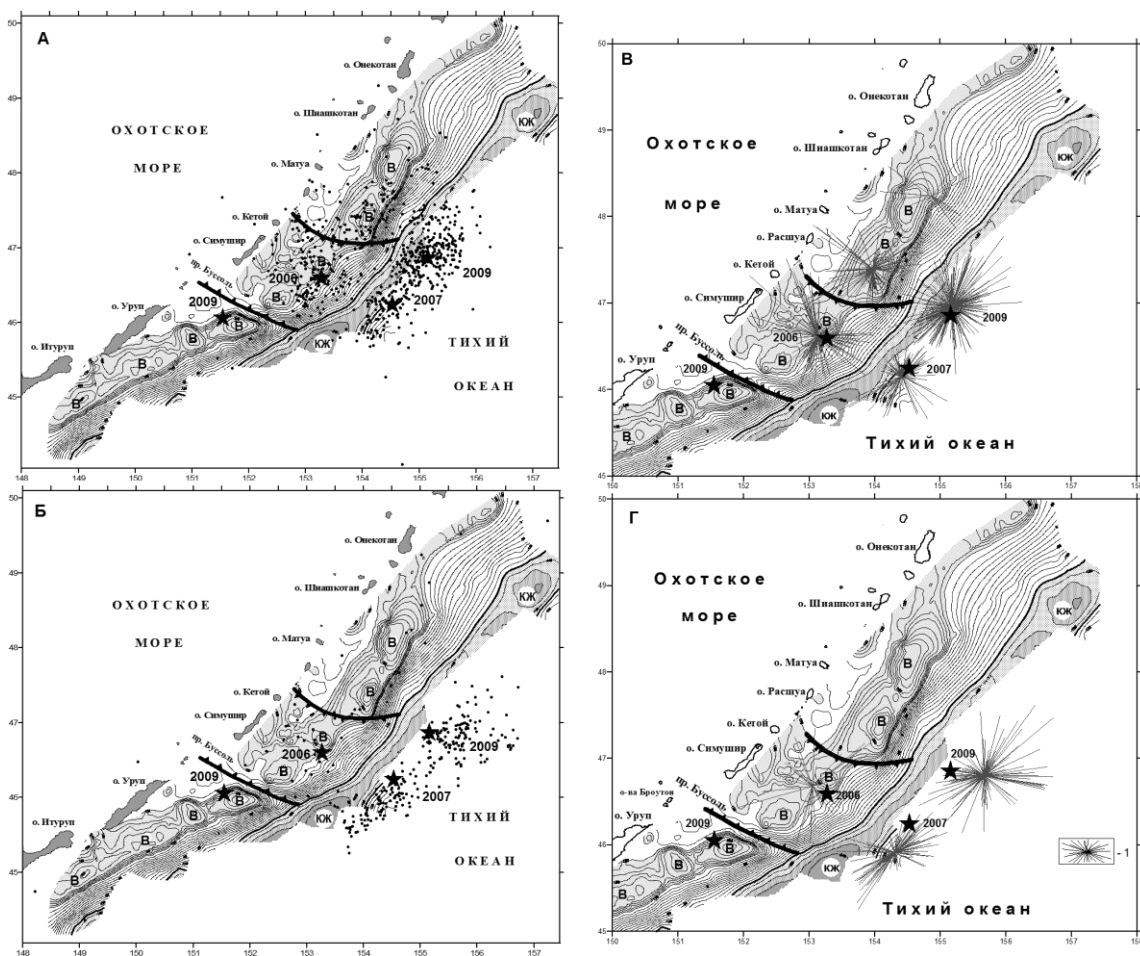


Рис.2. Афтершоки землетрясений (обозначены точками) 2006 (А) и 2007 (Б) г.г. и кластеры афтершоков землетрясений 2006 (В) и 2007 (Г) г.г. в поле гравитационных аномалий и блоковой структуре: 1 – кластеры, другие условные обозначения см. рис. 1

На рисунке 2В показаны кластеры афтершоков, имевших место в течение недели после основного события в ноябре 2006 г. Как видно, в зоне Курильского жёлоба они действительно образуют два кластера вблизи эпицентров будущих сильных землетрясений 2007 г. и 2009 г. На этом основании их можно считать форшоками указанных последующих землетрясений. На островном склоне выделяются три кластера афтершоков, один из которых образовался вблизи основного землетрясения, а два других приурочены к северному сегменту подводного хребта Витязя. Наибольшее количество афтершоков сосредоточено в южном блоке этого сегмента, на границе с зоной деструкции. На наш взгляд, это свидетельствует о гравитационной неустойчивости этого участка хребта Витязя с повышением этого состояния по мере приближения к зоне деструкции. В противовес этому южный сегмент этого хребта (южнее пролива Буссоль) выглядит структурой более стабильной и уравновешенной, поскольку события 2006 г. не вызвали здесь такого обилия афтершоков, как это наблюдается на севере этого хребта. В этой связи можно предполагать, что сейсмогенный процесс в Курильской системе в настоящее время продвигается от ее центральной части на северо-восток.

Афтершоки землетрясения 2007 г. (рис.2Г) образуют три кластера: вблизи основного события, на участке будущего землетрясения 2009 г. и вблизи эпицентра уже прошедшего землетрясения 2006 г. Отсюда видно, что и это событие внесло свой вклад в подготовку землетрясения 2009 г., а кластер афтершоков вблизи эпицентра уже свершившегося землетрясения в 2006 г. свидетельствует о незавершенности к этому времени процесса тектонической стабилизации на данном участке. Однако землетрясение 2007 г. не вызвало заметную сейсмогенную реакцию в пределах хребта Витязя (отсутствие кластеров афтершоков). Возможно, высвобожденной энергии при этом оказалось недостаточной для распространения афтершокового процесса в район хребта.

Общее представление о сейсмоактивности изученного района за весь период исследований (2006-2011 г.г.) дает карта распределения эпицентров мелкофокусных землетрясений, построенная по совокупности всех собранных нами данных (рис. 3).

Представленная карта наглядно демонстрирует приуроченность подавляющего большинства землетрясений к ранее существовавшей сейсмической брешии и выявленной здесь тектонической зоны деструктивного характера [1, 2]. Их совокупность образует почти правильный четырехугольник, ортогонально ориентированный к Курильской гряде. Более

того, только здесь высокая сейсмоактивность захватила и океанический борт глубоководного жёлоба. Все это объективно подтверждает ранее высказанное мнение о наложенном и секущем характере указанной зоны деструкции [2].

Заключение

Выполненные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Выявлена пространственная связь сильнейших Симуширских землетрясений 2006, 2007, а также 2009 г.г., произошедших в районе Центральных Курил, с блоковой структурой консолидированного фундамента, установленной по геофизическим данным. В пределах фронтального склона Курильской гряды эпицентры землетрясений 2006 и 2009 г.г. приурочены к границам тектонических блоков подводного хребта Витязя, что соответствует зонам коровых разломов. Землетрясения 2007 и 2009 г.г., приуроченные к

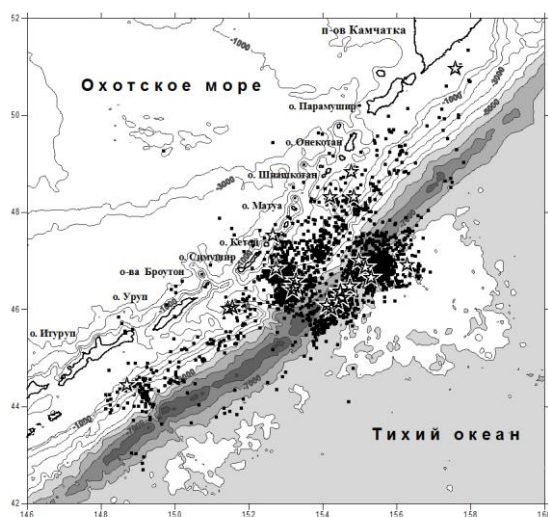


Рис. 3. Эпицентры землетрясений ($M \geq 4$) за период 2006-2011 г.г. (обозначены точками) и рельеф дна района исследований. Звездочками обозначены эпицентры землетрясений с $M \geq 6$.

океаническому борту глубоководного желоба, также имели место в тектонически активной зоне.

2. Землетрясения 2006 и 2007 г.г. послужили спусковым механизмом соответственно для последующих землетрясений 2007 и 2009 г.г.

3. Два из четырех сильнейших землетрясений (2006 и 2007 г.г.) произошли в пределах ранее выявленной зоны тектонической деструкции рассматриваемого района. Остальные имели место в непосредственной близости от нее. Большая часть афтершоков этих землетрясений располагается в пределах указанной зоны, остальная часть сейсмических толчков распространилась только северо-восточнее этой зоны, охватив ближайшие бортовые участки хребта Витязя. За пределами юго-западной границы зоны деструкции, роль которой выполняет грабен пролива Буссоль, афтершоки землетрясений 2006 и 2007 г.г. практически отсутствуют. Это свидетельствует о том, что блоковая неустойчивость к моменту указанных событий имела место только северо-восточнее грабена Буссоль, в зоне сейсмического затишья и далее на северо-восток вдоль простираня Курильской системы дуга-желоб.

4. Общая совокупность землетрясений, произошедших в данном районе в период с 2006 г. по 2012 г. и пространственно тесно связанная с деструктивной зоной, уточняет ее положение и объективно подтверждает ранее высказанное мнение о ее наложенном и текущем характере.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН № 09-I-P17-08.

Литература:

1. Кулинич Р. Г., Карп Б. Я., Баранов Б. В., Леликов Е.П., Карнаух В.Н., Валитов М.Г., Николаев С.М., Колпащикова Т.Н., Цой И.Б. О структурно-геологической характеристике «сейсмической брешы» в центральной части Курильской островной гряды // Тихоокеанская геология. Т. 26. №1. 2007. С.5 – 19.
2. Лаверов Н.П., Лаппо С.С., Лобковский Л.И., Баранов Б.В., Кулинич Р.Г., Карп Б.Я. Центральная Курильская «брешь»: строение и сейсмический потенциал // ДАН. 2006. Т. 408. № 6. С. 1-4.
3. Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Левин Ю.Н., Прытков А.С., Фролов Д.И. Симуширские землетрясения 2006-2007 г.г. – новая страница в истории Курильской сейсмоактивной зоны // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: Материалы 1-й региональной науч.-техн. конф. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, Камчатский филиал, 11-17 ноября 2007 г. С. 215-219.
4. Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Золотухин А.А., Ивельская Т.Н., Поплавский А.А., Прытков А.С., Спирин А.И. // Симуширские землетрясения и цунами 15 ноября 2006 года и 13 января 2007 года // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 1. С. 3–16.
5. Злобин Т.К., Левин Б.В., Полец А.Ю. Первые результаты сопоставления катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. (M=8.3) и 13 января 2007 г. (M=8.1) и глубинного строения земной коры Центральных Курил // ДАН, 2008, том 420, №1, с.111-115.
6. Программный пакет STATISTIKA 10 [<http://www.statsoft.com/support/free-statistica-10-trial/>].

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЕЙ

Васильев В.В.

ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция»

Обобщение гравиметрических данных в южной части Баренцево-Карского региона проведено при составлении гравиметрических карт геофизической основы Госгеолкарты масштаба 1:1000000. В 2005 г. автором составлены гравиметрические карты в 3-х редукциях (в свободном воздухе и Буге с плотностями промежуточного слоя 2,30 и 2,67 г/см³) на лист R-(35),36, в 2006 – R-37,38, 2008 – R-41 и в нынешнем, 2012 г. – R-39,40.

Совокупность гравиметрических исследований в центральной и южной частях Баренцева моря довольно четко подразделяется на три этапа. Первый этап охватывает период с 1955 по 1977 г. Работы в течение этого этапа проводились в основном по программе "мировой гравиметрической съемки" и имели целью изучение самых общих особенностей строения

гравитационного поля. В ходе реализации этой программы на Западно-Арктическом шельфе проведена гравиметрическая съемка с подводных лодок и гидрографических судов, мелко- и среднемасштабные авиадесантные работы, а также донная съёмка Белого моря.

На этом же этапе начались гравиметрические съемки с целью поисков месторождений нефти и газа; диапазон решавшихся задач был исключительно широкий - от изучения геологического строения акватории в региональном плане до детальных работ в пределах выявленных структур по проблеме "прямые поиски".

Донные гравиметрические наблюдения масштаба 1 : 200 000 – 1 : 500 000 были выполнены в 1975–77 гг. в пределах Северо-Гуляевской, Мурманской и Коргинской структур с помощью высокоточного донного гравиметра ГМТД, построены гравиметрические карты с сеченном изоаномал 1,0 мГл (1976, 1977, 1978 гг., КМАГЭ НПО "Севморгео").

В 1975–77 гг. в южной части Баренцева моря проводились в комплексе с гидромагнитными наблюдениями и сейсморазведкой МОВ ЦЛ и МОВ ОГТ площадные надводные гравиметрические измерения. В тот же период проводились профильные надводные гравиметрические измерения – вдоль профилей КМПВ, а также во время переходов судна в район площадных работ и обратно. В 1976 г. площадными работами был изучен участок Приновоземельского шельфа, в 1977 г. – северо-западная часть Кольского шельфа.

Наиболее информативные профильные наблюдения были выполнены в 1976 году вдоль профилей КМПВ, которые проходят от Кольского полуострова к острову Новая Земля. В результате интерпретации геофизических материалов в пределах регионального профиля выделены 5 зон, различных по характеру аномального поля, которым соответствуют различные блоки земной коры.

В целом южная часть Баренцева моря к концу первого периода была изучена гравиметрическими методами крайне неравномерной. Отдельные участки площадью 1000–1500 кв. км изучены в масштабе 1 : 200 000 – 1 : 500 000. В западной и восточной частях акватории имелись площади, изученные в масштабе 1 : 1 500 000 (35–40 тыс. кв.км.). В настоящее время большая часть проведенных до 1978 г. съемок представляет лишь исторический интерес.

Ко второму этапу могут быть отнесены исследования, которые были выполнены на акватории арктических морей в 1978–1993 гг. Это надводная гравиметрическая съёмка Баренцева, западной части Карского и восточной части Норвежского морей масштаба 1 : 1 000 000, съемка повышенной точности в прибрежной части Баренцева и Белого морей масштаба 1 : 200 000, проводившейся с целью уточнения геологического строения района, а также среднемасштабная съемка отдельных нефтегазоперспективных площадей (Штокмановская, 1991 г., Лудловская, 1993 г., и др.).

Измерения проводились комплектом наборных кварцевых гравиметров ГМН в нескольких модификациях, состоящим из трех–четырёх приборов. Прибор разработан во ВНИИГеофизики, его существенное достоинство – возможность подключения к бортовой системе цифровой регистрации. Межпрофильное расстояние на изученных площадях равно 10–15 км, расстояние между пунктами вдоль профилей 3–4 км. Точность гравиметрических наблюдений составила $\pm 1,1$ – $1,7$ мГал. Плановая привязка гравиметрических пунктов осуществлялась с помощью РНС "Марс-75", РГС "Поиск", СНС "Транзит". Погрешность определения координат составляет ± 100 – ± 1000 м. Измерения глубин моря проводилось эхолотами НЭЛ-5, НЭЛ-6, "Кальмар", "Элак-Эниф". Обработка производилась программными комплексами МАГЕЛЛАН (ИФЗ) и GRAV (ОАО МАГЭ).

Повышение точности плановой привязки и совершенствование методики наблюдений позволило проводить съёмки более крупного масштаба. Первая опытная надводная съемка масштаба 1 : 200 000 была выполнена в 1984 г. на площади к юго-востоку от о. Колгуев. Средняя квадратическая погрешность (СКП) съемки, вычисленная по точкам пересечений надводных профилей и на основании сопоставления с донными гравиметрическими

пунктами, составила 0,5 мГал, и по ее материалам была построена карта с сечением изоаномал 2 мГал.

Все это позволило МАГЭ провести в 1988–91 гг. работы масштаба 1 : 200 000 по программе гравиметрической съемки переходной зоны (суша - море) в южной части Баренцева моря.

Отдельным направлением гравиметрического изучения Баренцева моря стали наблюдения в комплексе с сейсморазведкой МОВ ОГТ и магнитометрией по системе региональных профилей, выполненные КМАГЭ НПО "Севморгео" в 1979–82 гг. В ходе этих работ были показаны широкие возможности гравиразведки для уменьшения неоднозначности геолого-геофизических разрезов. Результаты профильных комплексных геолого-геофизических исследований были обобщены в тематической работе, итогом которой стали опорные геолого-геофизические разрезы Баренцево-Карского региона.

Гравиметрические измерения в 1994–99 гг. в этом районе практически не проводились.

Гравиметрические материалы совместно с другими геолого-геофизическими данными были использованы для изучения глубинного геологического строения и послужили основой определения пространственных границ большей части крупнейших тектонических элементов верхней части земной коры Баренцево-Карского региона. Структурно-тектонические схемы Баренцево-Карского региона, построенные на базе широкого использования данных надводной гравиметрической съемки, в дальнейшем только уточнялись с учетом новых материалов сейсморазведки МОВ ОГТ и ШГСП.

Современный этап гравиметрического изучения ЗАШ начался в 2000 г. Работы выполняются в масштабе 1 : 100 000 – 1 : 500 000 на площадях, потенциально перспективных на углеводороды (УВ). В настоящее время гравиметрические наблюдения в арктических морях проводятся, как правило, в комплексе с сейсморазведкой МОВ ОГТ и/или дифференциальной магнитометрией. Существенно повышена точность гравиметрических измерений и плановой привязки, максимально автоматизирован процесс обработки данных. Используются кварцевые двухсистемные надводные гравиметры «Чекан» (ИФЗ РАН, г. Москва, ФГУП «Электроприбор», г. Санкт-Петербург).

Литература:

1. Васильев В.В., Васильева Е.Г., Теплякова Е.А. Геофизическое картирование арктического шельфа для составления геофизических основ Госгеолкарты-1000/З. // Разведка и охрана недр, Москва, 2007, № 9, с. 64–69.
2. Васильев В.В. Актуализация гравиметрических данных на Западно-Арктическом шельфе с использованием геоинформационных технологий. // Геоинформатика, Москва, 2009, № 2, с. 41–47.
3. Французов И.Я., Казанин Г.С., Журавлев В.А., Васильев В.В. О вкладе МАГЭ в развитие морской гравиметрии, изучение гравитационного поля морей и океанов. // Разведка и охрана недр, Москва, 2007, № 9, с. 56 – 61.

ОСОБЕННОСТИ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ НА РАЗНЫХ СТАДИЯХ ПРР

Волкова Е.Н., Рыскин М.И.

Саратовский государственный университет

Комплексное применение геофизических методов на различных стадиях геолого–разведочного процесса давно уже стало повседневной практикой и не нуждается в каком-либо обосновании. В то же время в вопросах реализации идеи комплексирования на этапе полевых работ и в процессе интерпретации результатов наблюдений полной ясности нет. В числе прочих неясностей не определены роль и место геопотенциальных методов – гравиразведки и магниторазведки – при решении различных задач нефтегазовой геологии.

Остаются вопросы и в оценке возможностей геофизического комплекса в целом в задачах прямого прогнозирования нефтегазовых залежей [1].

Авторы считают целесообразным рассматривать затронутую проблематику в соответствии с принципом стадийности, поскольку в настоящее время проводятся и региональные работы общегосударственного уровня и поисковые исследования местного значения. Таким образом, одна из целей предлагаемого доклада состоит в том, чтобы продемонстрировать эффективность привлечения гравимагнитной информации в процессе комплексной интерпретации данных геофизического комплекса на различных этапах нефтегазопроисловых работ. Другая цель заключается в обосновании необходимости дополнения геофизических наблюдений геохимическими при прямом прогнозировании углеводородных скоплений.

Основные задачи региональных работ состоят в уточнении модели геологического строения разреза изучаемых территорий и в оценке их ресурсного потенциала, а также в выявлении литолого-петрофизических неоднородностей глубинного характера. Осуществляются эти работы путем создания государственной сети опорных геофизических профилей с проведением сейсмо- и электроразведочных наблюдений. Используются сейморазведочные системы ОСТ в модификации 2D и электроразведка ЗСБ. В таком комплексе на сейморазведку возлагается задача воссоздания структурного каркаса осадочной толщи, а на электроразведку – задача описания литологической и флюидальной составляющих разреза структурно-вещественных комплексов. По результатам этих работ осуществляется построение сейсмoeлектроразведочного временного разреза (СЭВР), который подвергается геологической интерпретации. В число используемых методов включают также профильную грави- и магниторазведку.

Целеполагание гравимагнитной информации состоит в установлении основных закономерностей глубинного геологического строения, которые обусловлены прежде всего вертикально-блоковой структурой фундамента. Главная особенность интерпретационного этапа применительно к гравимагнитным исследованиям заключается в увязке профильных данных с фоновыми материалами прошлых лет. Увязка и совместный анализ этих материалов необходимы для того, чтобы компенсировать ущербность профильной системы наблюдений в плане выявления пространственных геологических закономерностей. Обычно анализ осуществляется пометодно, а затем его результаты обобщаются и завершаются созданием карт структурно-геофизического районирования территории. Однако существует и более эффективный способ анализа, основанный на построении и последующем использовании специальных карт комплексного параметра КП, получаемых направленным суммированием предварительно отнормированных карт гравитационного и магнитного полей. Пример такой карты, построенной при интерпретации материалов в зоне сопряжения Волго-Уральской и Воронежской антеклиз приведен на рис.1. Соответствующая технология разработана на кафедре геофизики Саратовского Госуниверситета (СГУ). В докладе приводятся примеры комплексной интерпретации данных при отработке региональных профилей «Оренбург – Маныч» и «Уварово – Свободное» [2].

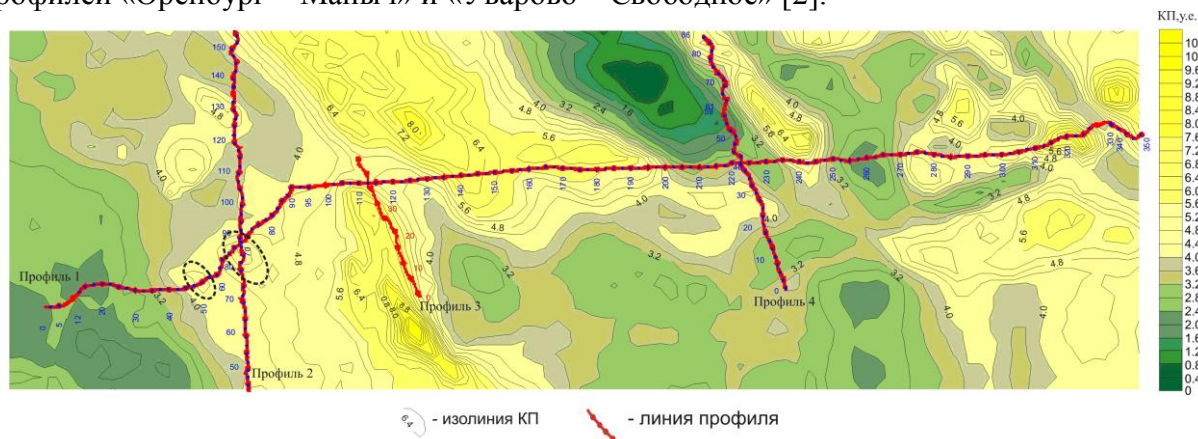


Рис.1. Карта комплексного гравимагнитного параметра КП (карта «сходства»).

Целью поисково - оценочного этапа является выявление перспективных объектов с последующей детализацией и подготовкой их к бурению. В плане методики полевых работ – это площадные наблюдения масштаба 1:50 000 (и крупнее) с использованием сейсморазведочных систем ОСТ в модификациях 2D и 3D, сочетаемых с геофизическими исследованиями скважин и нередко дополняемых данными других методов полевой геофизики. Необходимым подобное дополнение становится в сложных геологических условиях, например в солянокупольных при разведке подсолевых горизонтов. Технология комплексного анализа разнородных геофизических данных отличается применением комбинированной модели интерпретации, синтезирующей детерминистский и вероятностно-статистический подходы. Детерминистский подход реализуется построением согласованных сейсмогравимагнитных физико – геологических моделей (ФГМ), вероятно – статистический осуществляется с привлечением корреляционной методики разделения гравитационных и магнитных аномалий. В докладе демонстрируются примеры эффективной реализации упомянутых моделей на одной из площадей Астраханского свода. Одна из моделей по Астраханскому своду представлена на рис.2.

Важнейшим элементом поисково- разведочного процесса настоящего времени является оценка нефтегазоперспективности выявляемых объектов до постановки бурения.

При выборе и обосновании комплекса методов, нацеленных на решение этой задачи, обычно подвергаются предварительному обсуждению два актуальных вопроса – информативность методов и рациональность комплексирования. Рациональность так или иначе упирается в проблему минимизации затрат и времени на производство работ, то есть в проблему сужения комплекса, а информативность, напротив, в проблему его расширения с целью получения максимального количества признаков, на основе интерпретации которых можно добиться однозначности в установлении геологической природы изучаемых объектов и их геометрических характеристик.

Известно множество различных способов компьютерной обработки однометодных и комплексных геофизических материалов, позволяющих получить такие оценки, но все они характеризуются недостаточной надежностью из-за косвенной природы геофизической информации. Поэтому необходимо комплексировать косвенные геофизические данные с показаниями поисковой геохимии, содержащей сведения формационного и флюидального характера.

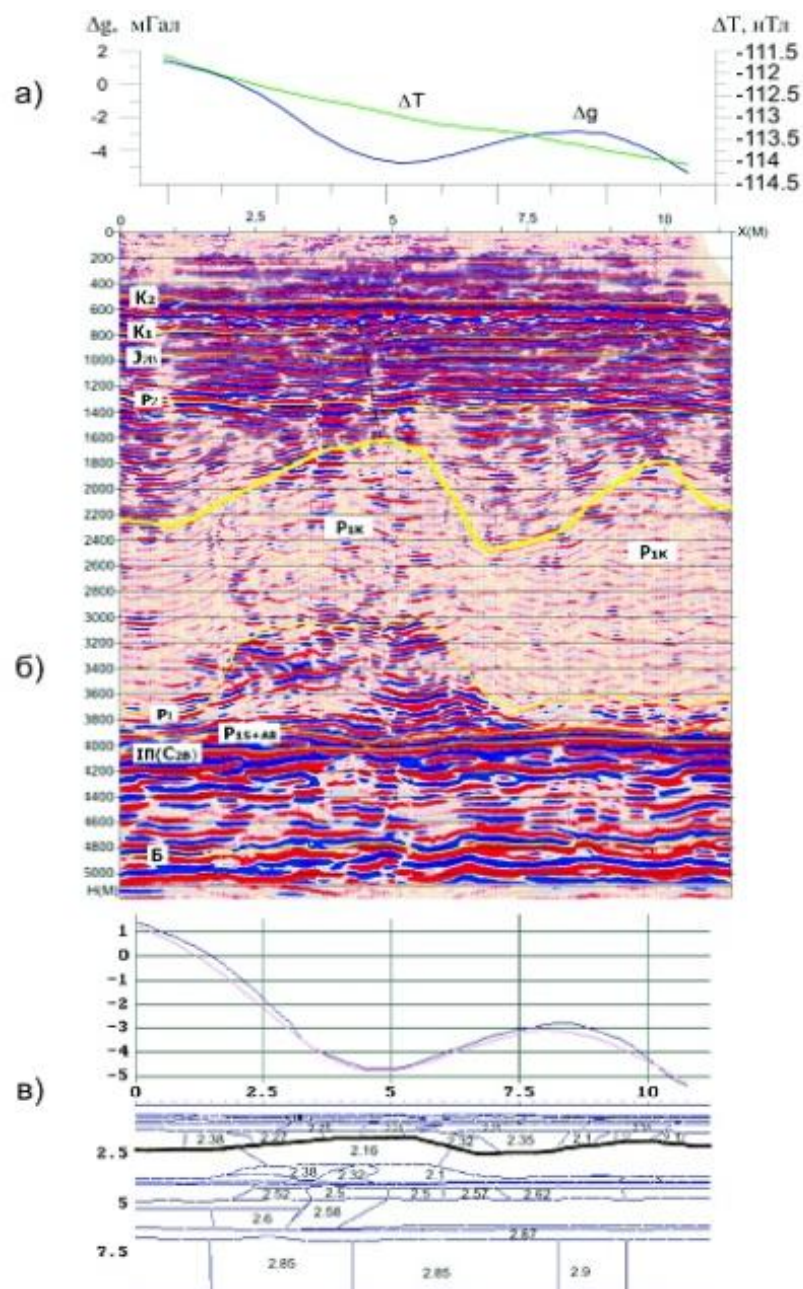


Рис.2. Геолого-геофизический профиль 0030102 (Астраханский свод). а) Кривые ΔT и Δg . б) Фрагмент глубинно-динамического сейсморазреза. в) Согласованная сейсмогравиметрическая ФГМ.

На кафедре геофизики СГУ разработан малозатратный комплекс полевых геохимических и геофизических методов, позволяющий существенно повысить надежность получения таких оценок [1]. Комплекс включает газовую, термомагнитную, геоэлектрохимическую и гравимагнитную съемки, а также малоглубинные модификации сейсмо- и электроразведки.

В аномальном гравитационном поле над залежью нефти и газа обычно наблюдается минимум силы тяжести, иногда с резким горизонтальным градиентом на концах. Наличие минимума может быть основным поисковым признаком при оценке нефтегазоносных структур, хотя такое четкое проявление залежи в суммарном поле Δg отмечается не всегда. Однако, устранением низкостепенного тренда и применением частотных трансформаций удастся, как правило, существенно усилить эффект. В магнитном поле над залежью также чаще всего наблюдаются минимумы. В итоге над залежью картируется кольцевая геопотенциальная аномалия – факт достаточно широко известный из практики применения гравимагнитных методов [1].

Геохимические поиски нефти и газа включают целый ряд методов, отличающихся как по виду объекта исследований, так и по определяемым геохимическим параметрам (содержание и состав сорбированных УВ, содержание определенных вторичных минералов и пр.). Метод газовой съемки заключается в изучении состава и распределения углеводородных газов на исследуемой площади. Все разновидности газовой съемки основаны на определении микроконцентраций метана, этана, пропана, бутана, пентана, гексана содержащихся в породах и подземных водах. В сочетании с газовой съемкой предлагается применять термомагнитный метод выявления нефтегазовых структур [1]. Последний основан на определении тонкодисперсных аутигенных минералов (пирит и сидерит), концентрации и размерность зерен которых недостаточны для их определения с помощью оптического или рентгеноструктурных методов. Опосредованно эта задача сравнительно просто решается путем нагрева пробы до температур 450 – 500 ° С, который ведет к трансформации пирита и сидерита в магнетит. За счет этих фазовых превращений резко возрастает магнитная восприимчивость почв. Величина прироста определяется соотношением kt/k , где k – исходная магнитная восприимчивость почвенного образца, а kt – его величина после прогрева. Отсюда следует схема эксперимента: измерение магнитной восприимчивости почвы до нагрева (k) → нагрев → измерение магнитной восприимчивости после нагрева (kt) → определение термомагнитного коэффициента (ТМК) $dk = kt/k$. Эмпирически установлено, что это отношение на фоновых участках, находящихся вне зон влияния УВ залежей, не превышает значений 1.1 – 1.5, редко достигает 1.8 – 2. Над зонами активной миграции УВ из залежей нефти и газа в зависимости от конкретных геологических условий dk варьирует от 3 до 30 и более единиц. При практическом применении установлено, что многие термомагнитные и газовые аномалии формируют кольцевые или полукольцевые структуры над крыльями продуктивных антиклинальных поднятий. Наибольший термомагнитный эффект наблюдается на периферийной части структуры, как бы повторяя контуры нефтегазоносности. Непосредственно над залежами фиксируется термомагнитный минимум. Такой кольцевой характер аномальных значений ТМК объясняется интенсивным эпигенетическим минералообразованием в наиболее ослабленных зонах, являющимися путями миграции УВ.

Геоэлектрохимический метод поиска нефтегазовых местоскоплений [1] основан на выявлении наложенных ореолов подвижных форм микроэлементов тяжелых металлов (Mn, Ni, Cu, Ti и т.п.), образующихся в породе под воздействием мигрирующих из залежи углеводородов. Выделение слабо закрепленных микроэлементов из валового содержания осуществляется за счет активизации геохимического процесса электрическим током. Изменяя силу тока и время его пропускания через образцы горных пород, можно последовательно извлекать микроэлементы от слабо закрепленных до сингенетичных. Изучение распределения наложенных ореолов осуществляется по образцам, отобранным в почве по той же схеме, что используется при реализации термомагнитного метода. Результаты исследований представляются в виде схем распределения концентраций микроэлементов. Сисх, и их концентраций после пропускания тока - Сток. Эти величины позволяют определить относительный параметр U , рассчитываемый по формуле: $U = \text{Сток} / \text{Сисх}$. Относительный параметр по своему смыслу отражает степень активизации геохимических процессов в образцах горных пород электрическим током. Кроме того, с целью учета степени активизации геохимических процессов на аноде и катоде рассчитывается комплексный параметр ($Kп$). $Kп = U_{\text{аср}} \cdot U_{\text{ксп}}$, где $U_{\text{аср}}$ – среднее значение относительного параметра по всем элементам на прианодном участке; $U_{\text{ксп}}$ – то же на прикатодном участке. После этого строятся карты распределения этих параметров по исследуемой территории. Выявляемые по этим картам зоны эпигенетических изменений пород могут наблюдаться как внутри контура нефтегазоносности, так и вне его, образуя кольцевые аномалии с минимумом над залежью. Таким образом, по всем методам, включенным в полевой комплекс обнаруживается сходный рисунок распределения аномалий.

Отмеченный сходный рисунок распределения нефтегазовых аномалий позволяет представлять результаты полевого этапа в виде единого картографического документа, получаемого направленным суммированием всех ранее построенных пометодных карт, после их предварительной нормировки и, тем самым, устранения размерности. Сопоставление и увязка упомянутого документа с имеющимися фоновыми сейсмoeлектроразведочными построениями дает возможность существенно повысить надежность прогнозирования углеводородных местоскоплений. Пример такого документа представлен на рис. 3.

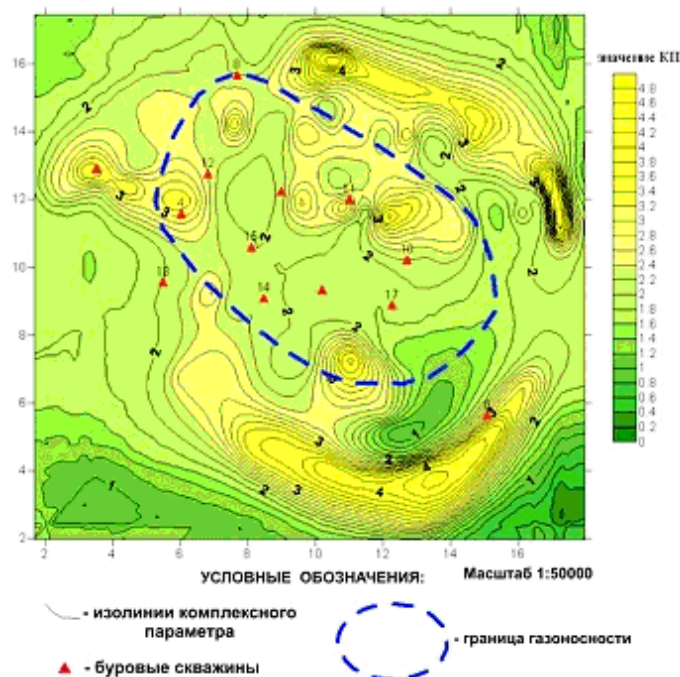


Рис.3. Таловское месторождение газа. Карта распределения комплексного параметра (КП) (карта сходства).

Известны и другие явления, которые могут быть использованы при прогнозировании нефтегазоносности разреза, например, сейсмическая и электрическая эмиссия, изучение которых доступно малоглубинным модификациям сейсмо- и электроразведки. Все это служит основанием для включения в предлагаемый комплекс полевых работ этих модификаций.

Таким образом, представленные материалы позволяют убедиться в необходимости более активного привлечения гравимагнитных методов в практику комплексных геофизических исследований на различных этапах нефтегазопроисловых работ, а также в целесообразности совместного использования геофизической и геохимической информации при решении задач прямого поиска нефтегазовых залежей.

Рассмотренная в докладе практика комплексирования может оказаться полезной при решении геологических задач широкого спектра в разных регионах.

Литература:

1. Рыскин М.И., Волкова Е.Н., Михеев С.И., Фролов И.Ю., Шигаев В.Ю. Рациональное комплексирование геофизических и геохимических методов прогноза нефтегазовых залежей.// Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. №1. 2010. С. 59-64.
2. Рыскин М.И., Волкова Е.Н., Сокулина К.Б., Соколова И.П., Титаренко И.А. Комплексная интерпретация геофизических данных в зоне сопряжения Воронежской антеклизы с Рязано-Саратовским прогибом.// Геофизика. 2010. №4. С. 31-40.

ЗАДАЧА ЦИФРОВОЙ ОБРАБОТКИ НАБЛЮДЕНИЙ ОТ СИСТЕМЫ ВЕКТОРНОГО И СКАЛЯРНОГО МАГНИТОМЕТРОВ

Гетманов В.Г.

Геофизический центр РАН

Рассматриваемая здесь задача цифровой обработки наблюдений от системы векторного и скалярного магнитометров предназначена для фильтрации флюктуационных составляющих, которые присутствуют или могут появиться, при определённых обстоятельствах, в компонентах вектора напряжённости геомагнитного поля (ГМП). Эта задача является актуальной в современной геофизической практике и может быть использована, например, для разделения медленных и флюктуационных составляющих и последующего обнаружения аномальных участков в наблюдениях ГМП. Фильтрация флюктуационных составляющих может быть реализована традиционными цифровыми фильтрами по-отдельности для каждой компоненты вектора напряжённости ГМП. Совершенно очевидно, что совместная цифровая обработка наблюдений от указанных магнитометров должна привести к повышению эффективности фильтрации.

Координаты и модуль вектора напряжённости ГМП регистрируются в рамках стандарта международной программы INTERMAGNET [1]. Современные магнитные обсерватории оснащаются системами магнитометров, включающими векторный магнитометр, который измеряет три декартовы координаты вектора напряжённости, и скалярный магнитометр, измеряющий модуль вектора напряжённости ГМП. Так, геомагнитная обсерватория «Борок» ИФЗ РАН, включённая в систему INTERMAGNET [2], оснащена векторным индукционным магнитометром VM300 и скалярным протонным магнитометром SM900R – оба фирмы GEOMAG (Франция). Указанные магнитометры производят наблюдения с интервалом дискретизации 60 с.

Совместная цифровая обработка наблюдений системы векторного и скалярного магнитометров позволяет снизить погрешности в оценках медленных составляющих компонент вектора напряжённости ГМП. Рассмотрим постановку задачи в достаточно общем случае.

Положим, что $H_x = H_1(Ti)$, $H_y = H_2(Ti)$, $H_z = H_3(Ti)$ представляют собой дискретные наблюдения координат вектора напряжённости ГМП, реализуемые векторным магнитометром; $H_0 = H_0(Ti)$ – наблюдения модуля вектора напряжённости от скалярного магнитометра. Будем считать, что наблюдения производятся синхронно с интервалом дискретизации T , на ограниченном интервале времени, $i = 0, 1, \dots, N-1$. Примем, что на заданном ограниченном интервале, функциям координат вектора напряжённости могут быть поставлены в соответствие модельные функции известного вида $H_{M1}(\alpha_1, Ti)$, $H_{M2}(\alpha_2, Ti)$, $H_{M3}(\alpha_3, Ti)$, зависящие от векторов – параметров $\alpha_s^T = (\alpha_{s1}, \alpha_{s2}, \dots, \alpha_{sn})$, $s = 1, 2, 3$.

Сформируем модели наблюдений с учётом флюктуационных составляющих для рассматриваемых магнитометров для $i = 0, 1, \dots, N-1$

$$H_s(Ti) = H_{Ms}(\alpha_s, Ti) + W_s(Ti), \quad s = 1, 2, 3,$$

$$H_0(Ti) = \sqrt{H_{M1}^2(\alpha_1, Ti) + H_{M2}^2(\alpha_2, Ti) + H_{M3}^2(\alpha_3, Ti)} + W_0(Ti),$$

где $W_s(Ti)$ – модельные флюктуации, которые представляют собой случайные независимые нормально распределённые числа с нулевым математическим ожиданием и дисперсиями σ_s^2 , $s = 0, \dots, 3$.

Основной функционал, определяющий меру близости наблюдений и моделей, запишем в виде суммы четырёх функционалов

$$S_s(\alpha_s, H_s) = \sum_{i=0}^{N-1} (H_s(Ti) - H_{Ms}(\alpha_s, Ti))^2, s = 1, 2, 3,$$

$$S_0(\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, H_0) = \sum_{i=0}^{N-1} (H_0(Ti) - \sqrt{H_{M1}^2(\alpha_1, Ti) + H_{M2}^2(\alpha_2, Ti) + H_{M3}^2(\alpha_3, Ti)})^2,$$

$$S(\alpha, H) = S_0(\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, H_0) + S_1(\alpha_1, H_1) + S_2(\alpha_2, H_2) + S_3(\alpha_3, H_3),$$

где $H^T = (H_0, H_1, H_2, H_3)$ и $\alpha^T = (\alpha_1^T, \alpha_2^T, \alpha_3^T)$ - блочный вектор параметров введённых моделей. Нахождение вектора параметров α° основывается на задаче оптимизации введённого основного функционала. Функции оценок напряжённостей ГМП $H_s^\circ(Ti)$, $i = 0, 1, \dots, N-1$, $s = 1, 2, 3$ представятся вполне естественным образом с помощью оптимизационной задачи [3]

$$\alpha^\circ = \arg\{\min_{\alpha} S(\alpha, H)\}, \alpha^{\circ T} = (\alpha_1^{\circ T}, \alpha_2^{\circ T}, \alpha_3^{\circ T}), H_s^\circ(Ti) = H_{Ms}(\alpha_s^\circ, Ti).$$

Разберём простейший пример, который поясняет существо предложенного подхода обеспечения повышения точности. Пусть $N = 1$ определяет наблюдения $H_0, \dots, H_3$ на одном шаге и значения моделей для функций координат напряжённостей представляются константами $H_{Ms}(\alpha_s, Ti) = \alpha_s$. Тогда основной функционал будет иметь следующий вид

$$S(\alpha, H) = (H_1 - \alpha_1)^2 + (H_2 - \alpha_2)^2 + (H_3 - \alpha_3)^2 + (H_0 - \sqrt{\alpha_1^2 + \alpha_2^2 + \alpha_3^2})^2. \quad (1)$$

Форма функционала (1) допускает точное решение задачи оптимизации-нахождения оптимальных параметров. Воспользуемся необходимыми условиями экстремума; производную (1) по первому параметру приравняем нулю

$$\frac{\partial S(\alpha, H)}{\partial \alpha_1} = 2(H_1 - \alpha_1)(-1) + 2(H_0 - \sqrt{\alpha_1^2 + \alpha_2^2 + \alpha_3^2}) \left(-\frac{1}{2} \frac{2\alpha_1}{\sqrt{\alpha_1^2 + \alpha_2^2 + \alpha_3^2}}\right) = 0.$$

Сделаем необходимые преобразования

$$(H_1 - 2\alpha_1) + \frac{H_0\alpha_1}{\sqrt{\alpha_1^2 + \alpha_2^2 + \alpha_3^2}} = 0, \sqrt{\alpha_1^2 + \alpha_2^2 + \alpha_3^2} = \frac{H_0\alpha_1}{2\alpha_1 - H_1}.$$

Вычислив производные функционала (1) по второму и третьему параметрам, получим

$$\frac{H_0\alpha_1}{2\alpha_1 - H_1} = \frac{H_0\alpha_2}{2\alpha_2 - H_2}, \quad H_2\alpha_1 = H_1\alpha_2, \alpha_2 = \frac{H_2}{H_1}\alpha_1, \alpha_3 = \frac{H_3}{H_1}\alpha_1,$$

$$(H_1 - 2\alpha_1) + \frac{H_0\alpha_1}{\sqrt{\alpha_1^2 + \left(\frac{H_2}{H_1}\right)^2 \alpha_1^2 + \left(\frac{H_3}{H_1}\right)^2 \alpha_1^2}} = 0.$$

Окончательно запишем формулы

$$\alpha_s^\circ = \frac{1}{2} (H_s + H_s \frac{H_0}{\sqrt{H_1^2 + H_2^2 + H_3^2}}), s = 1, 2, 3, \quad (2)$$

которые позволяют вычислить оценки параметров $\alpha_1^\circ, \alpha_2^\circ, \alpha_3^\circ$ через наблюдения H_1, H_2, H_3, H_0 , произведённых на одном шаге. Формулы (2) реализуют нелинейную обработку наблюдений и их физический смысл вполне понятен.

Оценим погрешности предлагаемого метода цифровой обработки наблюдений системы указанных магнитометров с помощью статистического моделирования. Положим, что компоненты вектора напряжённости ГМП в частном упрощённом случае принимают модельные значения $H_s(0) = 20000nT$, $s = 1, 2, 3$, которые для удобства анализа приняты равными; $H_0(0) = 20000\sqrt{3}$. Пусть характеристики модельных флюктуационных

составляющих составляют значения $\sigma_s = 5$, $s = 1, 2, 3$ и $\sigma_0^T = (0.1, 1.0, 2.0, 5.0, 7.0, 10.0)$. Сформируем последовательности из случайных чисел распределённых нормально с нулевым математическим ожиданием и заданными дисперсиями σ_s^2 , которые обозначим, как $W_{s,m}$, $s = 1, 2, 3$, $m = 1, \dots, M$; зададимся для статистического моделирования числом реализаций $M = 1000$. Вычислим последовательности модельных наблюдений для координат вектора напряжённости ГМП

$$H_s(m) = H_s(0) + W_{s,m}, s = 1, 2, 3, m = 1, \dots, M \quad (3)$$

и набор последовательностей для модуля вектора напряжённости ГМП и различных значений σ_0 ($\sigma_{0,r}$, $r = 1, \dots, 6$)

$$H_0(\sigma_0, m) = H_0(0) + W_m(\sigma_0).$$

Введём обозначение $R(\sigma_0, m) = H_0(\sigma_0, m) / \sqrt{H_1^2(m) + H_2^2(m) + H_3^2(m)}$; основываясь на (2) и (3) найдём последовательности оценок для $\alpha_s^\circ(\sigma_0, m)$, $m = 1, \dots, M$

$$\alpha_s^\circ(\sigma_0, m) = \frac{1}{2} (H_s + H_s R(\sigma_0, m)), s = 1, 2, 3.$$

Запишем на их основе выражения для разностей

$$da_s(\sigma_0, m) = \alpha_s^\circ(\sigma_0, m) - H_s(0), s = 1, \dots, 3, \quad (4)$$

Погрешность оценки компонент вектора напряжённости геомагнитного поля по предлагаемому методу может быть оценена с помощью усреднения (4)

$$(\sigma_s^\circ(\sigma_0))^2 = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M (da_s(\sigma_0, m))^2, (\sigma^\circ(\sigma_0))^2 = \sum_{s=1}^3 (\sigma_s^\circ(\sigma_0))^2.$$

Введём коэффициент эффективности цифровой обработки

$$\delta(\sigma_0) = \frac{\sigma^\circ(\sigma_0)}{\sigma},$$

определяющей отношение оценки с.к.з. флюктуации напряжённости вектора ГМП σ° к характеристике σ флюктуаций в наблюдениях векторного магнитометра в зависимости от характеристики σ_0 флюктуаций скалярного магнитометра.

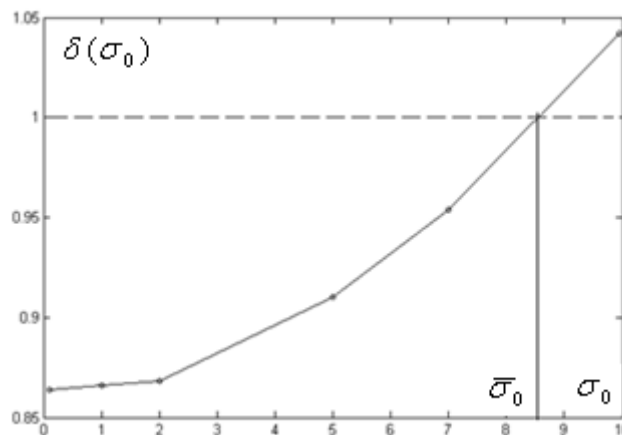


Рис.1. График коэффициента эффективности цифровой обработки

На рис.1 представлен график $\delta(\sigma_0)$. Очевидно, что коэффициент эффективности предложенной цифровой обработки зависит от соотношения σ и σ_0 : существует некоторое значение $\bar{\sigma}_0$, определяющее диапазон $0 < \sigma_0 \leq \bar{\sigma}_0$, для которого выполняется неравенство $\sigma^\circ \leq \sigma$ и для $\sigma_0 > \bar{\sigma}_0$ выполняется неравенство $\sigma^\circ > \sigma$. Рис.1 соответствует значению $\bar{\sigma}_0 = 8.55$; для $\sigma_0 \leq 8.55$, при условии $\sigma = 5$, для с.к.з.

погрешности предлагаемого алгоритма выполняется соотношение $\sigma^\circ \leq \sigma$. Из рис.1 видно, что в предельном случае с.к.з. флюктуационной составляющей может быть снижено на $\approx 14\%$.

Дальнейшее повышение эффективности использования системы векторного и скалярного магнитометров может быть обеспечено путём совершенствования предложенного здесь подхода и базироваться на увеличении параметра N или применении кусочно-линейных моделей вида $H_{is}(\alpha_s, Ti) = \alpha_{s1} + \alpha_{s2}Ti$, $i = 0, 1, \dots, N-1$, $s = 1, 2, 3$. Решение рассмотренной здесь задачи может быть успешно использовано для цифровой обработки компонент вектора напряжённости ГМП, наблюдаемых с интервалом дискретизации $T = 1с, 0.1с$.

Литература:

1. International Real-Time Magnetic Observatory Network. <http://www.intermagnet.org>.
2. Анисимов С.В., Э.М.Дмитриев, К.В. Афиногенов и А.В.Гурьев (2011), Геомагнитные наблюдения на геофизической обсерватории «Борок», Вестник ОНЗ РАН, 3, NZ5002, doi:10.2205/2011NZ000104.
3. Гетманов В.Г. Цифровая обработка сигналов. -М. Изд-во НИЯУ МИФИ. 2010. 248с.

УЧЕТ ГРАВИТАЦИОННОГО ЭФФЕКТА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Глазнев В.Н., Жаворонкин В.И., Муравина О.М.

Воронежский государственный университет

При построении комплексной геофизической модели литосферы Воронежского кристаллического массива (ВКМ) на основе данных гравиметрии и материалов региональных сейсмических исследований одной из базисных задач являлась оценка и учёт гравитационного эффекта осадочного чехла изучаемой территории. Важность этой задачи обусловлена тем, что собственно выступ кристаллического фундамента ВКМ обрамляется с севера, востока и запада крупными депрессиями, заполненными разнородными осадочными комплексами: Московская синеклиза, Рязано-Саратовский прогиб, Прикаспийская впадина, Днепровско-Донецкая впадина. Размеры этих структур весьма значительны в плане, а амплитуда погружения фундамента, для двух последних региональных структур, составляет немногим более 20 км.

Вычисление гравитационного эффекта осадочного чехла изучаемого региона потребовало построения сводных карт изопахит по отдельным геологическим ярусам, начиная от олигоценых отложений до отложений венда и верхнего рифея. Построена также сводная схема глубины кристаллического фундамента региона, на основе которой выполнено согласование глубинного положения отдельных геологических подразделений чехла. Петрофизические данные о плотности осадочных пород региона брались по опубликованным и отчётным геологическим материалам. При формировании трёхмерного массива данных учитывалось влияние глубины положения выделенных геологических ярусов на изменение плотности, слагающих их осадочных пород.

Собственно расчёт гравитационного эффекта осадочного чехла выполнялся в сферических координатах с достаточной для практических целей точностью. Полученные данные показали необходимость учёта гравитационного эффекта осадочного чехла при создании комплексной модели литосферы региона ВКМ.

Работа выполнена в рамках научных исследований по грантам РФФИ № 11-05-00110-а и № 11-05-00492-а.

ОБРАТНАЯ ЗАДАЧА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

Гласко Ю.В.¹, Волоцков М.Ю.², Скачков С.А.²

¹НИВЦ МГУ им. М.В. Ломоносова, ²МГРИ-РГГРУ

В докладе рассматривается задача интерпретации наблюдаемого на дневной поверхности Земли гравитационного поля с целью локализации и определения плотностных характеристик вызывающего это поле объекта- залежи. Данный подход используется при поисках месторождений нефти и газа. Решение проблемы базируется на теоретических разработках академиков А.Н. Тихонова и В.Н. Страхова и практических работах докторов физико-математических наук В.Г. Филатова и И.Э. Степановой.

1. Постановка задачи интерпретации в операторной форме.

Запишем задачу в операторном виде:

$$Dp = g(x) \quad (1)$$

Здесь $g(s)$ - гравитационное поле на дневной поверхности, $p = \{\Phi_i(\omega), \delta_i(\omega)\}, i = \overline{1, M}$, Φ_i - геометрическое тело, определенное множеством точек $\{\omega_i\}$, $\delta_i(\omega) = \delta(\omega_i)$, $\omega_i \in \Phi_i$ - законы распределения плотностей сконцентрированных в Φ_i . Здесь D - оператор отображающий топологическое тихоновское пространство либо топологическое произведение вполне регулярных Т-пространств [1] на достаточно гладкую поверхность (например $C^{2,\alpha}$, $\alpha > 0$). В двумерной постановке задачи (1) $s = x$, где ОХ- ось абсцисс, $\omega = (\xi, \zeta)$, $\omega_i = (\xi_i, \zeta_i)$, $\xi \in \{x\}$, $\zeta \in \{z\}$, где ОZ- ось аппликат. В 3D постановке $s = (x, y)$, где ОХ- ось абсцисс, ОУ- ось ординат, $\omega = (\xi, \eta, \zeta)$, $\omega_i = (\xi_i, \eta_i, \zeta_i)$, $\xi \in \{x\}$, $\eta \in \{y\}$, $\zeta \in \{z\}$, где ОZ- ось аппликат. Ось аппликат характеризует глубину залегания аномалиеобразующего объекта.

Задача (1), в свою очередь, состоит в последовательном решении трех задач: а) выделение локальной составляющей $\Delta g(s)$ по измеренной гравиметром аномалии силы тяжести Буге $g(s)$; б) пересчет $\Delta g(s)$ на границу включающей ее источник области V ; в) концентрация плотностей с границы $\Gamma \equiv \partial V$ внутрь области V . Все три задачи являются некорректными и обратными. Их решение проводится в рамках предложенного академиком В.Н. Страховым и разработанного, в частности, И.Э. Степановой подхода к решению обратных задач без аналитического решения прямых [2]. В качестве априорной информации, в первую очередь используем морфологическую классификацию нефтегазовых ловушек [3]. При этом форма ловушки аппроксимируется телами простой геометрической формы. Множество моделей источников гравитационной аномалии назовем множеством глубинной морфологии источника и обозначим $M_{обкт}$. Здесь мы используем такие объекты из $M_{обкт}$, как отрезок, риманова поверхность, прямоугольник, многоугольник, круг, квадрат, шар, многоугольная призма, цилиндр, куб. Итак, мы имеем дело с произведением 3-х операторов.

Первое операторное уравнение имеет вид:

$$Cg(s) = \Delta g(s), \quad (2)$$

где C - оператор, отображающий поверхность $g(s)$ на поверхность $\Delta g(s)$. В 2D случае C отображает достаточно гладкую жорданову кривую на жорданову кривую.

Пусть локальная аномалия $\Delta g(s)$, $\{s\} \in E_1 \subset E$ вычислена по (2) на поверхности Земли E , где E_1 - компакт (отрезок для 2D и прямоугольник для 3D случая).

Обратная задача интерпретации $\Delta g(s)$, как гравитационного эффекта источников аномалии, расположенных на границе заданной области (проблема б)), формулируется следующим образом:

$$B\delta_{\Gamma}(s^*) = \Delta g(s), \quad (3)$$

где $\Gamma \equiv \partial V$: $s^* \in \partial V$, $\delta_{\Gamma}(s^*)$ - распределение плотностей по границе Γ области V , оператор B - отображает поверхность $\delta_{\Gamma}(s^*)$ на поверхность $\Delta g(s)$. Предполагается, что обе поверхности - достаточно правильные (например, $C^{2,\alpha}$, $\alpha > 0$ в 3D или гладкая жорданова кривая в 2D).

Наконец, задача концентрации (проблема в)) заключается в определении параметров $p = \{\Omega^i(\omega), \delta_i(\omega)\}$, $i = \overline{1, N}$ задающих форму и геометрическое расположение тел Ω^i являющихся источниками локальной гравитационной аномалии $\Delta g(s)$, а так же законы распределения плотностей масс $\delta_i(\omega) = \delta(\omega_i)$, $\omega_i \in \Omega^i$ сконцентрированных в Ω^i по известному распределению плотностей $\delta_{\Gamma}(s^*)$ на поверхности $\Gamma \equiv \partial V$: $s^* \in \partial V$ охватывающей эти тела области V :

$$Ap = \delta_{\Gamma}(s^*) \quad (4)$$

Здесь A - оператор, отображающий тихоновское T -пространство либо тихоновское произведения нескольких вполне регулярных T -пространств на правильную поверхность $\delta_{\Gamma}(s^*)$ (например, $C^{2,\alpha}$, $\alpha > 0$ для 3D) заданную на $\Gamma \equiv \partial V$ - так же правильной поверхности.

Итак, оператор $D = C \times B \times A$ является композицией 3-х операторов, а для решения задачи интерпретации (1) мы будем последовательно решать обратные задачи (2), (3), (4). В свою очередь, каждая обратная задача предполагает многократное (не аналитическое) решение соответствующей прямой задачи.

2. Снятие регионального фона и погрешности измерения поля.

Пусть мы измерили гравитационную аномалию Буге:

$$g(s) = U_{\delta}(s) = U_{\lambda}(s) + U_{\phi}(s) + \delta U(s), \quad (5)$$

где $U_{\lambda}(s)$ - локальная аномалия, обусловленная влиянием объектов исследований $\{\Omega^i\} \in \{\Phi_{i,геол}\}$, $i = \overline{1, M}$, $i_1 = \overline{1, N}$, $N \leq M$, $U_{\phi}(x, y)$ - региональный фон, заданный влиянием источников $\{\Phi_{i,геол}\} \setminus \{\Omega^i\}$, $\delta U(s)$ - случайная помеха: $\|\delta U(s)\|_{L_2} \leq \delta U$, где δU - заданная среднеквадратическая погрешность (0.1 мГал). При достаточной априорной информации о геологическом разрезе для выделения $U_{\lambda}(s)$ следует применять способ геологического редуцирования - вычисление прямых гравитационных эффектов от известных частей разреза и вычитание их из наблюдаемых полей. Вычисление гравитационных эффектов производится для частей разреза $\Phi_{i,геол}$ аппроксимированных объектами $\Phi_i \in M_{обкт}$. Для 2D это многоугольник. Для 3D- горизонтальный цилиндр либо многоугольная призма бесконечного простираения. Геологическое редуцирование реализуется двумя подходами: I. Одновременное определение $U_{\lambda}(s)$ и $U_{\phi}(s)$. II. Определение $U_{\phi}(s)$ по крыльям поля $g(s)$.

Относительно подхода I, рассмотрим 3D случай для месторождения Уртабулак Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области Узбекистана. Источником локальной аномалии является нефть, сосредоточенная в высокопористых известняках келловой-оксфорда, а источниками регионального фона выступают толщи бухарских известняков палеогена, отложения верхнего мела, соляно-ангидридная формация [4]. Таким образом, $M=4$, $N=1$. По известным реальным плотностям $\delta_i(\xi, \eta, \zeta) \equiv \delta_i$ геологических объектов $\Phi_{i,геол}(\xi, \eta, \zeta)$ строим опорные значения эффективных плотностей:

$$\sigma_i^{on}(\xi, \eta, \zeta) \equiv \sigma_i^{on} = \delta_i(\xi, \eta, \zeta) - \delta_{i-1}(\xi, \eta, \zeta), \quad i = \overline{1, M}, \delta_0(\xi, \eta, \zeta) = 0. \quad (6)$$

Далее, мы проводим аппроксимацию геологических объектов, вызывающих $U_{\lambda}(x, y)$ и $U_{\phi}(x, y)$ поля $g(x, y)$ геометрическими объектами $\Phi_i \in M_{обкт}$, где $i = \overline{1, M}$. Источники $U_{\lambda}(x, y)$ и $U_{\phi}(x, y)$ аппроксимируем 4-мя горизонтальными цилиндрами.

Поле $g(x, y)$ в трехмерном случае представляем формулой:

$$g(x, y) = \sum_{i=1}^M \sigma_i \Pi_i(x, y), \quad (7)$$

где σ_i - искомая эффективная плотность Φ_i , $\Pi_i(x, y)$ - гравитационный эффект Φ_i в точке (x, y) . При переходе на сетку формула (7) примет вид:

$$g(x_j, y_k) = \sum_{i=1}^M \sigma_i \Pi_i(x_j, y_k), \quad j = \overline{1, J}, \quad k = \overline{1, K}, \quad (8)$$

где J - количество узлов сетки по оси абсцисс, K - по оси ординат. Рассматривался профиль $20\text{км} \times 20\text{км}$ с равномерным шагом 100 м [4]. В операторной форме (8):

$$\Pi\sigma = g. \quad (9)$$

Здесь может быть использован регуляризирующий алгоритм А.Н. Тихонова:

$$\sigma_\alpha(g) = \arg \inf M_\alpha, \quad M_\alpha = \rho^2(\Pi\sigma, g) + \alpha \Omega[\sigma], \quad (10)$$

при согласовании α с δU по принципу невязки: $\rho^2(\Pi\sigma, g) = \delta U^2$, где $\rho(\bar{g}, g) \leq \delta U$. $\Omega[\sigma]$ - стабилизатор, выбираемый в зависимости от априорной информации о решении. Для геофизической модели изучаемого геологического разреза, вектор σ^{on} однозначно определяется по (6). Поэтому, логично выбрать $\Omega[\sigma] = \|\sigma - \sigma^{on}\|_{E^M}^2$, либо $\Omega[\sigma] = \|\sigma - \sigma^{on}\|_{L_2}^2$.

Определив вектор σ , мы рассчитаем $U_\lambda(x, y)$ гравитационного поля $g(x, y)$ по формуле $\Delta g(x, y) = \sigma_{лок} \Pi_{лок}(x, y)$, где $\sigma_{лок}$ - эффективная плотность источника $U_\lambda(x, y)$, $\Pi_{лок}(x, y)$ - гравитационный эффект источника $U_\lambda(x, y)$.

Затем остаточная аномалия подвергается сглаживанию способом скользящего среднего. Данный алгоритм реализован в программе ПРЭФ-3. Для 2D случая - ПРЭФ-2.

Подход II реализует принцип декомпозиции В.Н. Страхова.

3. Обратная задача пересчета $\Delta g(x, y)$ на поверхность области V .

Построим на известной априори глубине область V : $V \supset \Omega(\omega) = \bigcup_{i=1}^N \Omega^i(\omega)$, где $\Omega^i(\omega)$ - односвязная область, которая может быть аппроксимирована $\bigcup_{\tau=1}^{\Theta} \Omega_\tau(\omega)$, где $\Omega_\tau(\omega)$ - шары.

Операторное уравнение (3) в 3D имеет вид интегрального уравнения [5]:

$$\iint_{\Gamma} \frac{GM(\xi, \eta, \zeta) \zeta d\xi d\eta d\zeta}{((x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + \zeta^2)^{3/2}} = \Delta g(x, y), \quad M(\xi, \eta, \zeta) = \frac{4}{3} \pi R^3 \delta_\Gamma(\xi, \eta, \zeta), \quad (11)$$

где $M(\xi, \eta, \zeta)$ - масса шара радиуса R , с центром в точке $(\xi, \eta, \zeta) \in \Gamma$, $G = 6.67 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3 / (\text{г} \cdot \text{с}^2)$ - гравитационная постоянная.

Соответственно, в 3D сеточном пространстве с шагами h_x , h_y , h_z , область $\Omega_h \equiv \Omega_{h_x h_y h_z}$ принадлежит кубу $V_h \equiv V_{h_x h_y h_z}$, а дневная поверхность Земли задана сеткой $\{x_{i_3}, y_{j_3}\}$, $i_3 = 1, \dots, L_3$, $j_3 = 1, \dots, T_3$. Таким образом, в качестве сеточного интегрального уравнения (11) имеем систему уравнений:

$$\Delta g(x_{i_3}, y_{j_3}) = \Delta g_{i_3 j_3} = \sum_{i_1=1}^L \sum_{j_1=1}^T \sum_{k_1=1}^P GM_{i_1 j_1 k_1} \frac{\zeta_{k_1}}{((x_{i_1} - \xi_{i_1})^2 + (y_{j_1} - \eta_{j_1})^2 + \zeta_{k_1}^2)^{3/2}}, \quad M_{i_1 j_1 k_1} = \frac{4}{3} \pi R^3 \delta_{i_1 j_1 k_1}. \quad (12)$$

Запишем ее в виде:

$$B_h \delta_{\Gamma_h} = \Delta g_h, \quad \Delta g_h \equiv \Delta g_{i_3 j_3}. \quad (13)$$

Если V - куб $[0,1] \times [0,1] \times [0,1]$, то по теореме А.Н. Тихонова [1] в него можно погрузить тихоновское топологическое пространство. Тихоновский куб является бикомпактом, а тем более компактом. Измерения геометрии производятся в километрах.

В данном случае регуляризация достигается в рамках концепции квазирешения:

$$\delta_{\Gamma}(\Delta g) = \arg \inf M_{\alpha}, \quad M_{\alpha} = \rho^2(B\delta_{\Gamma}, \Delta g), \quad \delta_{\Gamma} \in K, \quad \rho^2(B\delta_{\Gamma}, \Delta g) = \|\Delta g - B\delta_{\Gamma}\|_{L_2}^2, \quad (14)$$

где K заданное ограниченное множество.

Таким образом, на сетке задача сводится к решению системы линейных алгебраических уравнений. Значения L_3 , T_3 выбираются таким образом, чтобы система была определена.

При этом предполагается подбор значений δ_{Γ_h} , посредством многократного решения указанной СЛАУ в рамках регуляризирующего алгоритма (14) на многомерном параллелепипеде K . Алгоритм опробован на 2D и 3D модельных примерах.

4. Задача концентрации (4) представляет собой обратную по отношению к выметанию по А. Пуанкаре [6],[7],[8] проблему.

В качестве инструмента минимизации невязки в задаче концентрации будем использовать топологический процесс $V_0 \rightarrow \hat{V}$ - суть непрерывный переход с границы тихоновского куба внутрь охватываемого им тихоновского пространства: $V \equiv V(0) = V_0$, $0 \leq \tau \leq \hat{t}$, $V(\tau) \rightarrow \hat{V} \equiv V(\hat{t})$, $\tau \rightarrow \hat{t}$.

Утверждение. Алгоритм минимизации невязки в рамках топологического процесса в тихоновском кубе является регуляризирующим по А.Н. Тихонову алгоритмом.

Кроме топологической регуляризации предложенные здесь 2D и 3D концентрации использует метод конечных элементов и выметание по Д. Зидарову, статистическую регуляризацию на основе метода Монте-Карло.

Соответственно, алгоритм концентрации имеет вид:

$$\hat{p} = \arg \inf_V \rho^2(Ap, \delta_{\Gamma}(s^*)), \quad V \rightarrow \hat{V} \quad (15)$$

Такая концентрация позволяет находить устойчивое решение задачи (4).

Модельный пример 1. Концентрация с $\Gamma \equiv \partial V$ для $V \equiv S = [x_1, x_2] \times [z_1, z_2] = [0;1] \times [1/3;4/3]$. Метод моделирования случайных величин являющихся плотностями в 4-х внутренних точках области S опирается на значения максимумов плотностей на Γ .

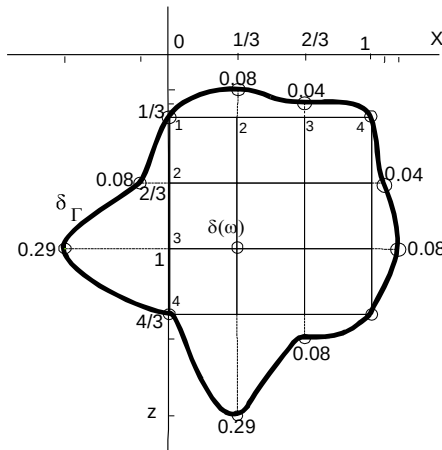


Рис.1. Распределение δ_{Γ} по $\Gamma \equiv \partial S$. $\delta(\omega)$ - максимальная выметенная из S плотность.

Метод Монте-Карло с равномерным распределением для 300 опытов дает погрешность вычисления $\delta(1/3,1)$ - [3%,4%]. Погрешность в остальных точках $\leq 4\%$. Время расчета на Pentium 3 -[30 сек,1 мин].

Модельный пример 2 предполагает концентрацию для $V = [0;1] \times [0;1] \times [1/3;4/3]$ и $\iint_{s^* \in \Gamma} \delta(s^*) = 1$. Метод моделирования случайных величин плотностей в 8 внутренних точках V так же опирается на значения максимумов плотностей на Γ :

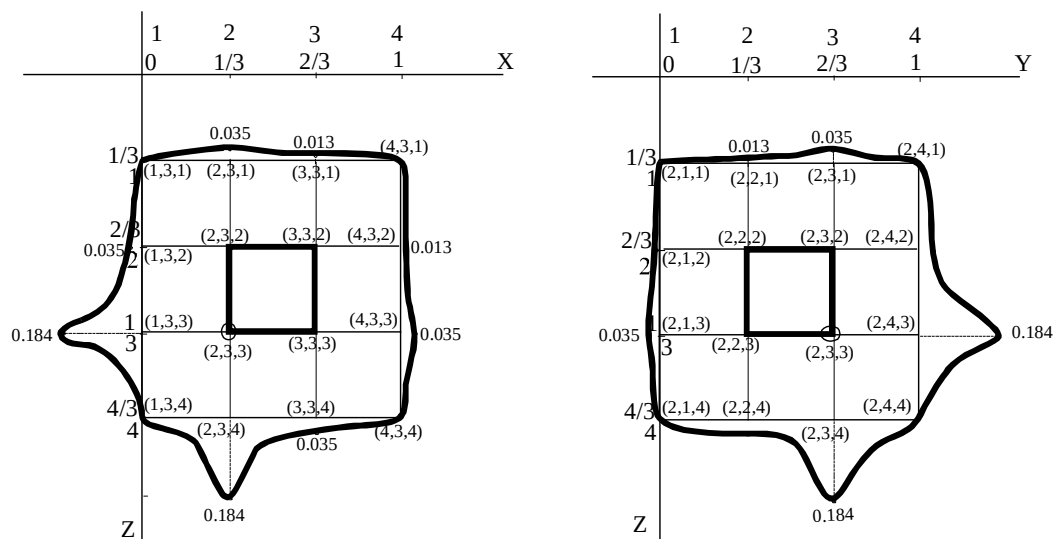


Рис.2. Разрез куба V по плоскостям $Y=2/3$ и $X=1/3$ и значения плотностей на границах разрезов.

Для 300 опытов метода Монте-Карло погрешность вычисления $\delta(1/3, 2/3, 1)$ - [3%, 4.5%].
Время расчета- [8 мин, 10 мин].

Литература:

1. Tikhonov A.N. Über die Topologische Erweiterung von Räumen// Math. Ann. 102 (1929), 544-561.
2. И.Э.Степанова И.Э. S-аппроксимации в методе линейных интегральных представлений при решении задач геофизики: Диссертация на соискание ученой степени доктора физико-математических наук. Москва: РГГРУ. 2003. 316 с.
3. Маслов К.С. Научные основы поисков литологических и стратиграфических залежей нефти и газа в терригенных толщах. -М.: Недра, 1968г.
4. Зиновкин С.В., Филатов В.Г., Сташевский В.Е., Овсепян М.Л., Гласко Ю.В. решение обратной линейной задачи гравиразведки на основе метода регуляризации для системы многоугольников. Геофизика. №5, 2005 г., - С. 58 - 60.
5. Гравиразведка. Справочник геофизика / Под ред. Е.А. Мудрецов. – М.: Недра, 1981. 397 с.
6. Зидаров Д. О решении некоторых обратных задач потенциальных полей и их применение к вопросам геофизики. София: Издательство Болгарской АН. 1968. 143 с.
7. Страхов В.Н. О выметании масс по Пуанкаре и его использовании при решении прямых и обратных задач гравиметрии // ДАН СССР. 1977. Т.236. №1. С. 54-57.
8. Филатов В.Г. Восстановление плотностного распределения по гравиметрическим данным с использованием эллиптических функций Якоби // Журн. Изв. АН СССР, сер. Физика Земли. 1981. № 12. С. 99-103.

ГИПОТЕЗА ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ НА ОСНОВЕ СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ВАКУУМЕ

Дикусар В.В., Тюняев А.А.

ВЦ им. А.А. Дородницына РАН, Москва

Введение.

«Традиционные» теории, придерживающиеся «газопылевого» способа рождения Земли, противоречат современным открытиям: о прозрачности космоса – квазар CFHQS J2329-0301 зарегистрирован на оптическом расстоянии 12,8 млрд. световых лет от Земли [1]; о коричневых карликах, о блуждающих планетах, о «тёмной» материи, о структуре вакуума. О формировании внутреннего тепла Земли – распад радиоактивных элементов даёт 20 тераватт и распад радиоактивного калия ещё ок. 4 тераватт; всё вместе – ок. 54% всего тепла; остальная часть требует объяснения [2]. Даже блуждающие планеты обладают собственными генераторами тепла, позволяющими планетам массой ок. 3,5 земных иметь на

поверхности жидкую воду в течение 5 млрд лет [3]. С помощью Cassini установлено, атмосфера Титана работает по одностороннему циклу – углеводороды и др. соединения выпадают на поверхность в виде осадков, но не испаряются для пополнения атмосферы. В результате чего происходит подпитка атмосферы будущими «осадками», не известно.

Новые представления о вакууме.

Академик А. Мигдал писал: *«Пустота оказалась очень сложным физическим объектом»*. Академик А.М. Прохоров в физическом словаре указал: *«С современной точки зрения вакуум физический обладает некоторыми свойствами обычной материальной среды»*. По соотношению Гейзенберга, вакуум заполнен виртуальными частицами.

В 2010 году представлена новая концепция кванта вакуума – это элементарная частица резон $\rho^0(0;0;0)$ [4], из них сформирован физический вакуум [5]. В 2011 г. концепция нашла опытное и расчётное подтверждения. Американский учёный М. Чернодуб опытным путём показал сверхпроводимость квантов вакуума, а И. Смолянинов показал, что в присутствии мощного магнитного поля вакуум превращается в метаматериал [6].

Наши исследования [7] показали, что квант вакуума представляет собой квантовое кольцо, сформированное движением по параллельным орбитам куперовской пары элементарных частиц (позитрон $e^+(1;1;+1)$ и электрон $e^-(1;1;-1)$) со свойствами сверхтекучей и сверхпроводящей квантовой жидкости. Квантованные вихри в форме кольца наблюдаются экспериментально [8]. Ещё в 2008 году получена фотография такого электрона [9] (рис. 1; 1).

Обладая диамагнитными свойствами, квант вакуума выдавливает магнитное поле (эффект Мейснера), на этом основано сочленение нескольких резонансов в метаматериальное пространство: через центр кольца каждого резона без трения проходят ещё четыре резона – так, что оси всех пяти колец резонансов взаимно перпендикулярны [10]. Квант вакуума обладает свойствами конденсированной среды и является квазичастицей [11, 12], в пределах которой элементарные частицы могут переходить друг в друга. Возбуждение кольцевой структуры кванта вакуума переводит квазичастицу из кванта вакуума в другие состояния (1):

$$\rho^0 \rightarrow \gamma^- + \gamma^+ + \chi^- + \chi^+ \rightarrow \nu^- + \nu^+ + \eta^- + \eta^+ \rightarrow e^- + e^+ \rightarrow \rho^0; \quad (1)$$

Квант вакуума резон ρ^0 порождает пару γ -квантов ($\gamma^- + \gamma^+$) [14] и пару конденсонов ($\chi^- + \chi^+$), которые превращаются в пару нейтрино ($\nu^- + \nu^+$) и пару электрических зарядов ($\eta^- + \eta^+$). Всё заканчивается рождением пары массивных элементарных частиц электрон и позитрон ($e^- + e^+$) [13] – так формируется масса: *«согласно современным теоретическим представлениям, природа массы тесно связана с природой физического вакуума»* [15].

В результате разрыва своей кольцевой структуры квант вакуума $\rho^0(0;0;0)$ превращается в нейтрон $n^0(1840;1;0)$ (рис. 1; 2), который распадается на протон $p^+(1836;1;1)$ и электрон $e^-(1;1;-1)$ (2). Поскольку $m \sim 1/J$ [15], спин кванта вакуума J переходит в массу m образовавшихся частиц (рис. 1; 3).

$$n^0(1840;1;0) \rightarrow p^+(1836;1;1) + e^-(1;1;-1) + \nu_e^-(1;-1;0), \quad (2)$$

Радиус кванта вакуума: $\rho^0 \sim 1,65 \times 10^{-12}$ м; нейтрона: $r_n \sim 6,82 \times 10^{-14}$ м; протона: $r_p \sim 6,81 \times 10^{-14}$ м [10]. Сложное строение нейтронов и протонов показали авторы в [16].

В процессе разрыва кванта вакуума и рождения нейтрона выделяются несколько видов элементарных частиц (1) и (2), которые формируют соответствующие излучения: 1) γ -кванты $\gamma^-(0;-1;0)$ и $\gamma^+(0;1;0)$ – формируют γ -излучение; 2) нейтрино $\nu^-(-1;-1;0)$ и $\nu^+(1;1;0)$ – нейтринное излучение; 3) электроны и позитроны $e^-(-1;-1;-1)$ и $e^+(1;1;1)$ формируют β -излучение; 4) рождённые одиночные нейтроны $n^0(1840;1;0)$ дают нейтронное излучение; 5) нейтроны, сгруппированные парами, формируют α -излучение. В некоторых случаях рождение нейтрона из кванта вакуума сопровождается сонолюминесценцией. При сонолюминесценции возникают вторичное нейтронное излучение и ядра трития [17].

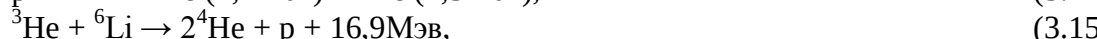
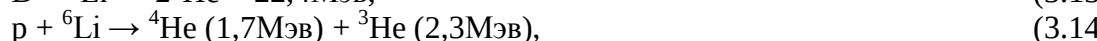
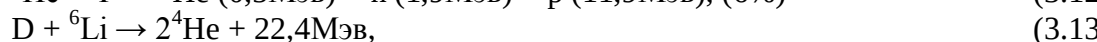
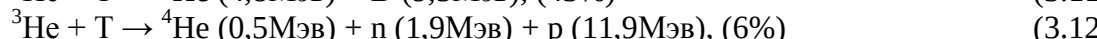
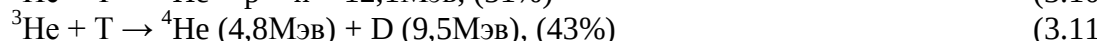
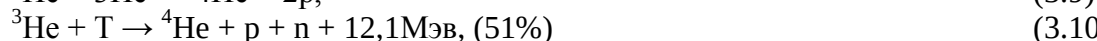
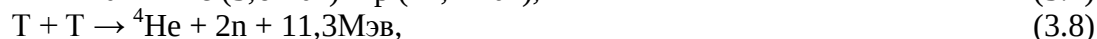
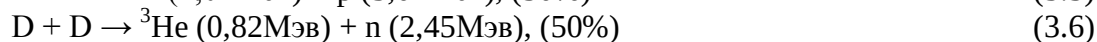
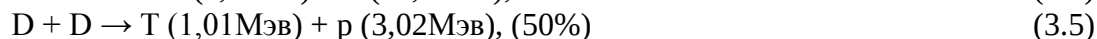
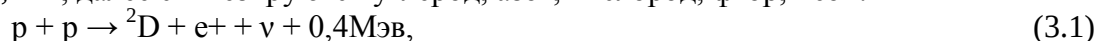
Трансформация вакуума в вещество.

В космологических масштабах процесс рождения нейтронов реализуется в объектах, именуемых «белая» дыра [18]. Обратный процесс, реализуемый в «чёрных» дырах, переводит нейтрон в резон [18] и сопровождается излучением Хокинга [19], Унру и др.



Рис. 1. Трансформация «резон – нейтрон»: 1 – фото электрона [9]; 2 – схема трансформации; 3 – нейтрон [10].

В теории «белые» дыры представляют собой регионы пространства, в которых происходит рождение материи и выброс её в космос, возникают посредине пустоты спонтанно и также взрываются [20]. Пример «белой» дыры – GRB 060614 [21]. Первым и единственным результатом трансформации вакуума в вещество является протий, который составляет $99,9885 \pm 0,0070\%$ от общего числа атомов водорода во Вселенной. Во втором акте в непосредственной близости от первого атома протия рождается второй атом ^1H , что запускает термоядерную реакцию: «старый» атом ^1H и «новый» (или только n^0 или p^+ из него) сливаются в атом дейтерия ^2H , или ^2D (3.1). В третьем акте близ атома дейтерия ^2D разрывается очередной квант вакуума, и возникший из него протон вступает в реакцию с ^2D , формируя ядро гелия-3 – ^3He и значительное количество энергии (3.2). Повторение трёх-актовой схемы ведёт к рождению второго атома гелия-3, а также запустит «принудительный» процесс рождения пар (10МэВ). Из водорода-1 рождаются: ^2D , ^3T , ^3He , ^4He , ^6Li , ^{11}B ; далее синтезируются углерод, азот, кислород, фтор, неон.



Это протон-протонный цикл (рис. 2; 1), который идёт в звёздах главной звёздной последовательности. При непрерывной работе «белой» дыры, происходит накопление вещества в её окрестности и перераспределение вещества по толщине «новообразованного» небесного тела. Одна из причин – по мере накопления лёгких элементов в толщи вещества, они подвергаются бомбардировке со стороны «белой» дыры, что приводит к синтезу более тяжёлых элементов, которые располагаются ближе к центру «белой» дыры (рис. «2; 2»). Академик РАН Ю.М. Пушаровский [22] пришёл к такому же выводу о слоистости Земли.

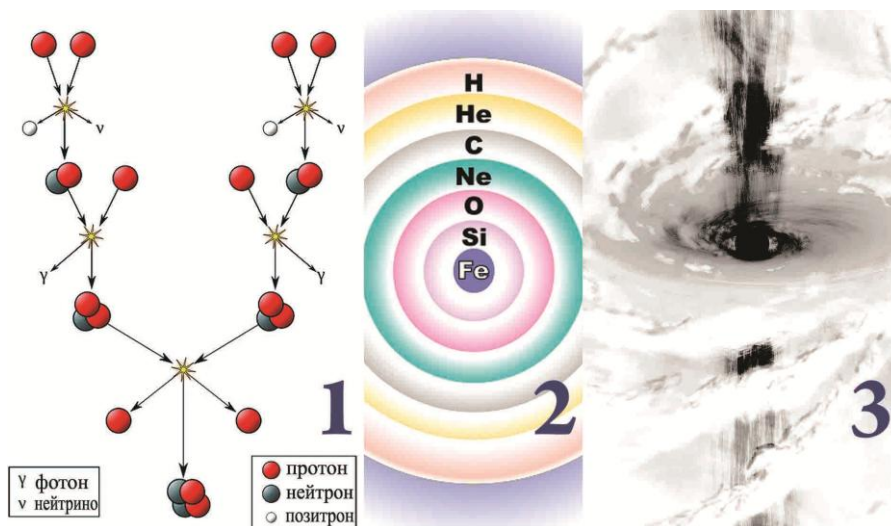


Рис. 2. 1 – протон-протонный цикл. 2 – распределение оболочек в конце жизни массивной звезды. 3 – выброс воды из полюсов звезды (негатив).

В недрах «белой» дыры, пока она функционирует, идёт рождение нового вещества. Одно из таких веществ – вода. Её рождение и выброс в космос заметил телескоп Herschel: в созвездии Персея обнаружили юную звезду возрастом не более 100 000 лет, она выпускает в межзвёздное пространство огромное количество воды (рис. 2; 3). *«Только сейчас мы начинаем понимать, что звёзды подобные Солнцу, вероятно, все прошли через очень активную фазу в молодом возрасте»,* – сказал астроном из Лейденского университета в Нидерландах Ларс Кристенсен. – *«На этом этапе своей жизни, они выбрасывают очень много материи на высоких скоростях, и, как стало известно, часть этой материи может быть водой».* Другой случай: вода, эквивалентная 140 триллионам всей воды мирового океана (в 4000 раз больше, чем во всей нашей галактике Млечный Путь), окружает гигантскую «белую» дыру в квазаре APM 08279+5255. Тёплый водяной пар обнаружен в протопланетных дисках вокруг звёзд DR Tau и AS 205A в созвездии Тельца [23].

Сказанное проиллюстрируем на примере Марса. В прошлом атмосфера Марса была плотной, климат – тёплым и влажным, шли дожди [24], были океаны [25], планета росла [26]. Формирование ядра Марса шло ок. 1 млрд. лет и прекратилось ок. 4 млрд. лет назад. Сейчас у Марса исчезло магнитное поле, изменилась скорость вращения, исчез основной объём атмосферы, прекратилась тектоника плит. Остались залежи водяного льда [27] площадью в тысячи квадратных километров [28]. В результате Али Пурман (Ali Pourmand) и Николас Дофас (Nature, 2011) описывают Марс, как так и не оформившийся «зародыш» планеты.

Ещё иллюстрация. Обнаружены планеты KOI 55.01 и KOI 55.02 (Kepler Object of Interest) с радиусами – 0,76 и 0,87 земных и периодами обращения вокруг звезды – 5,76 и 8,23 часа, соответственно. Центральное светило KIC 05807616 – горячий субкарлик – останки красного гиганта. Во время расширения красный гигант поглотил пару планет, которые всё же продолжали движение по орбитам. Планеты помогли звезде растерять внешние слои, а звезда сожгла их оболочки: ранее планеты были огромными газовыми гигантами, от них после нахождения внутри звезды остались только центральные ядра [29].

Закключение.

Суммируя сказанное, может обрисовать следующую картину эволюции Земли.

Примерно 7 млрд лет назад на месте будущей Земли образовалась «белая» дыра, в которой вакуум стал переходить в вещество. Оформилась мощная молодая звезда. За счёт нейтринного охлаждения (Урка-процесс) Земля остывала, и примерно 6 млрд лет назад она превратилась в охлаждённую медленно вращающуюся нейтронную звезду с твёрдой оболочкой из железа и никеля и термоядерными процессами внутри.

Примерно 4,54 млрд лет назад поверхность планеты остыла, и впервые сложился рельеф Земли. Материалом поверхности стали архейские гнейсы. Эта первоначальная кора легла в основу кратонов. Сутки в архее длились ок. 6 часов, радиус Земли составлял ок. 728 км.

Идущий в недрах Земли термоядерный синтез лёгких элементов и воды сопровождался их отводом вдоль оси вращения Земли через полюсные зоны во внешние области планеты. Начали формироваться первые моря и океаны, а также атмосфера Земли.

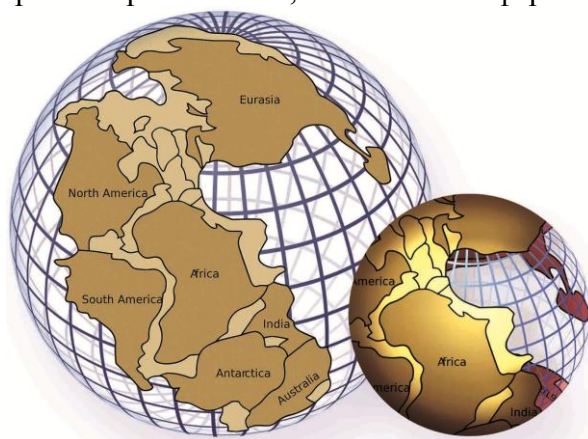


Рис. 3. Формирование планеты Земля.

Новое вещество также скапливалось под архейской оболочкой и прорвало её ок. 2,78 – 2,77 млрд лет назад: на доселе архейскую поверхность планеты изверглись внутренние породы. Упала скорость вращения Земли и температура. Ок. 2,4 млрд лет назад началось гуронское оледенение. Закончилось 2,1 млрд лет назад – продолжающая поступать из недр Земли новорождённая масса вещества закупорилась из-за фотонного остывания. Новые породы стали выдавливать вновь образованную породу по границам архейских платформ, приведя ок. с 2050 по 1800 млн лет назад к интенсивному горообразованию. День становится длиннее на 23 мкс за год [30], то есть 1 млрд лет назад сутки длились 17,6 часов [31].

Примерно 850 млн лет – 635 млн лет назад состоялся очередной сброс давления и его следствие – оледенение Земли вплоть до экватора. Ок. 410 млн лет назад сутки длились 21,8 часа. Последнее массивное излияние внутренних вновь образованных пород Земли на её поверхность состоялось ок. 250 млн лет назад. Современный остов Земли: континенты – куски архейской коры, «плавающие» в базальтовых породах возрастом всего 250 млн лет. Сутки – 24 часа, а радиус Земли вырос до 6371 км (рис. 3).

Литература:

9. Daniel J. Mortlock et al., A luminous quasar at a redshift of $z = 7.085$ // Nature, 2011. – P. 616.
10. Henry N. Pollack et al., Heat flow from the earth's interior: analysis of the global data set // Reviews of Geophysics. August 1993. - P. 267 – 280.
11. Rogue Planets Could Harbor Life. Wired, 10.02.2011.
12. Тюняев А.А., Периодическая система элементарных частиц // Под редакцией д. ф.-м. н., проф., академика РАЕН О. А. Хачатуряна. – М.: Спутник+, 2009.
13. Дикусар В.В., Тюняев А.А., Применение Периодической системы элементарных частиц в моделях ядерного микроанализа // Материалы XVIII Международной конференции по электростатическим ускорителям и пучковым технологиям. Физико-энергетический институт имени А.И. Лейпунского. Обнинск, 19 – 22.10.2010 г.
14. Igor I. Smolyaninov. Vacuum as a hyperbolic metamaterial. arXiv:1108.2203v1 // Physics.optics., 10 Aug 2011.
15. Дикусар В.В., Тюняев А.А., О сверхпроводимости в квантах вакуума // Сб. тезисов первой национальной конференции по прикладной сверхпроводимости. – М.: НИЦ «Курчатовский институт», 6 – 8 декабря 2011.
16. Aurel Bulgac et al., Real-Time Dynamics of Quantized Vortices in a Unitary Fermi Superfluid // Science 10 June 2011: Vol. 332 no. 6035. – P. 1288 – 1291.
17. J. Mauritsson et al., Coherent Electron Scattering Captured by an Attosecond Quantum Stroboscope // Phys. Rev. Lett., 2008. Published 21 February 2008.
18. Дикусар В.В., Тюняев А.А., Опыт создания модели нейтрона в пространстве констант mJ_e // Материалы Межведомственного семинара «Нейтроника-2011». Обнинск, 2011.
19. Тюняев А.А., Взаимосвязанность недискретных процессов формирования множества элементарных частиц // Сб. материалов 45-й зимней школы ПИЯФ по физике конденсированного состояния. Гатчина, 12 – 17 марта 2011 г.
20. Тюняев А.А. Дикусар В.В., О конденсированных связях элементарных частиц // Сб. материалов 46-й зимней школы ПИЯФ по физике конденсированного состояния. Гатчина, 12 – 17 марта 2012 г. - С. 140.

21. Тюняев А.А., Дикусар В.В., Успехи Периодической системы элементарных частиц: вакуум как источник нейтронов // Сб. материалов XIX международной конференции по электростатическим ускорителям и пучковым технологиям. Обнинск, 2012 (в печати).
22. Окунь Л.Б., Теория относительности и теорема Пифагора // УФН. 178 (2008). – С. 653 – 663.
23. Окунь Л.Б., Что такое масса? (Из истории теории относительности) / В сборнике: Исследования по истории физики и механики. – М.: Наука. – 2008. – С. 236 – 253.
24. Felipe J. Llanes-Estrada, Gaspar Moreno Navarro. Cubic neutrons. Nuclear Theory: arXiv:1108.1859v1 [nucl-th]. Tue, 9 Aug 2011.
25. Julian Schwinger Cold fusion theory: A brief history of mine // Infinite Energy. – Март-апрель 1995. – Vol. 1. – № 1. – P. 10 – 14.
26. Дикусар В.В., Тюняев А.А., «Белая» и «чёрная» дыры // Динамика неоднородных систем / Труды ИСА РАН. – 2010. – № 53 (3). – С. 44 – 172.
27. Stephen Hawking. A Brief History of Time. – Bantam Books, 1988.
28. Stephen D.H. Hsu. White holes and eternal black holes. Submitted on 17 Jul 2010. <http://arxiv.org/abs/1007.2934>.
29. Alon Retter¹ & Shlomo Heller. The Revival of White Holes as Small Bangs. <http://arxiv.org/ftp/arxiv/papers/1105/1105.2776.pdf>.
30. Пушаровский Д.Ю., Пушаровский Ю.М., Состав и строение мантии Земли. Соросовский образовательный журнал. – 1998. – № 11. – С. 111 – 119.
31. Riviere-Marichalar P. et al., Detection of warm water vapour in Taurus protoplanetary discs by Herschel. arXiv:1112.4850v2 [astro-ph.SR], 20 Dec 2011.
32. Charles J. Barnhart, Alan D. Howard, Jeffrey M. Moore Long-term precipitation and late-stage valley network formation: Landform simulations of Parana Basin, Mars // Journal of Geophysical Research. – 2009. – Vol. 114. – P. E01003.
33. New Evidence for Cold Ocean on Early Mars // Space.com, 28.09.2011.
34. Марсианские хроники: ископаемая речная дельта. Троицкий вариант. 24 июня 2008.
35. Jim Bell, Tip of the Martian Iceberg? // Science. – 2002. – Vol. 297. – P. 60 – 61.
36. John W. Holt et al. Radar Sounding Evidence for Buried Glaciers in the Southern Mid-Latitudes of Mars // Science. – 2008. – Vol. 322. – P. 1235 – 1238.
37. S. Charpinet, G. Fontaine, P. Brassard, E. M. Green, V. A compact system of small planets around a former red-giant star // Nature. 480, p. 496–499 (22 December 2011)
38. Espenak F., Meeus J., Secular acceleration of the Moon // NASA. February 7, 2007.
39. Poropudas Hannu K. J., Using Coral as a Clock // Skeptic Tank. December 16, 1991.

РЕШЕНИЕ ЛИНЕЙНЫХ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГЕОФИЗИКИ МЕТОДОМ МИНИМИЗАЦИИ ЭМПИРИЧЕСКОГО РИСКА

Долгаль А.С., Мичурин А.В.

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Горный институт Уральского
отделения Российской академии наук*

Как известно, состоятельность любого метода решения обратной задачи геофизики определяется его адекватностью реальным физико-геологическим условиям исследований, открытостью к использованию различной априорной информации о помехе и источниках поля, возможностью оценки точности и достоверности получаемых результатов. В.Н. Страхов неоднократно предлагал обратить внимание на создание специальных методов определения свойств помех непосредственно по совокупности измерений геофизических полей; при этом критиковалось постулирование гипотезы о случайной некоррелируемой помехе с нулевым математическим ожиданием [1].

В настоящее время измерительная аппаратура, а также средства планово-высотной привязки пунктов геофизических наблюдений практически свели к минимуму влияние помех негеологического происхождения (инструментальных погрешностей, сползания нуля-пункта, погрешностей определения высот и т.п.). Главную роль в искажении аномалий от целевых объектов играют геологические помехи [2], связанные с неоднородностями верхней части разреза, влиянием рельефа, гидрогеологическими процессами, криолитозой и т.п. Не вызывает сомнений, что законы распределения помех такого рода могут существенно отличаться от нормального.

Ниже будут представлены алгоритмы и результаты решения линейных обратных задач гравиразведки, магниторазведки и электроразведки, заключающихся в определении аномальных физических характеристик (избыточной плотности, эффективной намагниченности, удельного электрического сопротивления) геологических объектов с известными геометрическими параметрами по наблюдаемым геофизическим полям, осложненных интенсивными помехами. Предлагаемые методы развивают идеи, изложенные в работах П.И. Балка [3-5], в которых приводилось решение задач оценки коэффициентов регрессионных зависимостей по зашумленным данным.

Широкими возможностями подавления помех геологической природы обладают методы, сочетающие достоинства детерминистского и вероятностно-статистического подходов. Если $q^T = (q_1^T, q_2^T, \dots, q_m^T)$ - вектор оцениваемых параметров в модели источников поля, D - множество решений $q = (q_1, q_2, \dots, q_m)$ обратной задачи, не противоречащих априорной информации детерминистского толка, то проблема совмещения двух подходов состоит в построении (на основе априорных данных о свойствах помех) функции плотности вероятностей $P(q)$ на множестве D , являющейся исчерпывающей информацией о векторе q^T .

Основные особенности алгоритма рассмотрим на примере решения обратной задачи гравиразведки: в точках X_i произвольного рельефа земной поверхности измерены значения поля $\tilde{u}(X_i) = u^T(X_i) + \xi_i$, $i = 1, 2, \dots, n$, обусловленные массами, распределенными с неизвестными плотностями σ_j^T по заданным областям (носителям) S_j^T , $j = 1, 2, \dots, m$, а аддитивные помехи ξ_i являются реализациями случайных величин η_i с нулевыми медианными значениями: $Me[\eta_i] = 0$. Данное условие означает, что при выполнении геофизической съемки не было объективных причин для преобладания в измерениях $\tilde{u}(X_i)$ помех одного знака. Никаких других ограничений на свойства помех, в том числе на их абсолютные значения, не налагается. Априорная информация G детерминистского типа (например - естественные ограничения $\sigma_j^{\min} \leq \sigma_j^T \leq \sigma_j^{\max}$, $j = 1, 2, \dots, m$) задает в пространстве R^m некоторое ограниченное замкнутое множество D векторов $\sigma = (\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_m)$ и $\sigma^T \in D$.

Функция плотности вероятности $P_0(\sigma)$ предоставляет дополнительные возможности для повышения информативности результатов интерпретации. Так задавшись некоторым ρ_0 , близким к единице, можно из множества D выделить подмножество D_0 такое, что $\int_{D_0} P_0(\sigma) d\sigma_1 d\sigma_2 \dots d\sigma_m = \rho_0$ и дальнейшие построения вести уже на более узком множестве D_0

допустимых решений. Предположение о нулевом медианном значении помехи позволяет построить кусочно-постоянную аппроксимацию функции $P_0(\sigma) = p_r$, которую можно далее использовать для минимизации эмпирического риска $J_0(\sigma)$ - математического ожидания ошибки $Q(\sigma^T, \sigma^*)$ оценивания неизвестных плотностей. Доказано, что минимум риска

обеспечивает вектор σ^* с компонентами $\sigma_j^* = \sum_{r=1}^l p_r \sigma_{r,j}$, $j = 1, 2, \dots, m$, где

$\sigma_{r,j} = \frac{1}{\mu(\Omega_r)} \int_{\Omega_r} \sigma_j d\sigma_1 d\sigma_2 \dots d\sigma_m$, μ - классическая мера Лебега в пространстве R^m , $\Omega_1 \cup \Omega_2 \cup \dots \cup \Omega_l = D$, $\mu(\Omega_r \cap \Omega_t) = 0$ для $r \neq t$.

Точность решения σ^* обратной задачи напрямую зависит от того, в какой степени точка σ^* тяготеет к «центру скопления» множеств Ω_r , граница которых обусловлена наиболее точными значениями $\tilde{u}_i$. Это приводит к следующему принципу выбора разбиения $\{\Omega_r\}$: если A система всех пар (X_s, X_t) ближайших друг к другу точек измерения поля и K - число

таких пар, то Ω_r , $r=0,1,\dots,K$, - множества допустимых решений σ , для которых число пар точек $(X_t, X_s) \in A$, в которых разности наблюдаемого и модельного полей противоположны по знаку, равно r . В случае профильной съемки $K=n-1$, A - множество пар соседних точек (X_i, X_{i+1}) , $i=1,2,\dots,n-1$ и вероятности p_r подчиняются биномиальному закону

$$p_r = \binom{K}{r} 2^{-K}. \text{ Можно утверждать, что множества } \Omega_r \text{ с индексами } r, \text{ близкими к целому } [K/2]$$

, не могут быть образованы без участия наиболее точных измерений поля. Именно эти множества получают в наибольшие «веса» в векторе σ_j^* , на этой эвристике строится весь алгоритм.

В процессе вычислительных экспериментов решения $\sigma^* = \sigma^{МЭР}$ по методу минимизации эмпирического риска сопоставлялись с решениями $\sigma^* = \sigma^{МНК}$ по минимуму

$$\text{среднеквадратической невязки } \Phi(\sigma) = \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\Delta \tilde{g}_i - \Delta g^M(x_i, \sigma))^2 \right)^{1/2} \text{ наблюдаемого и}$$

модельного полей на множестве D (такой критерий выбора наилучшего решения типичен для детерминистского подхода). Точность приближенных решений σ^* обратной задачи

$$\text{оценивалась по значению функционала } Q(\sigma^*, \sigma^T) = \left(\frac{1}{m} \sum_{j=1}^m (\sigma_j^* - \sigma_j^T)^2 \right)^{1/2}.$$

Возможности алгоритма минимизации эмпирического риска апробировались при решении линейных обратных задач гравиразведки, магниторазведки и электроразведки на модельных и практических примерах и результаты этих исследований ранее уже были представлены в следующих работах [6, 7]. Стоит отметить, что соотношение разрешающих способностей предложенного и стандартного (метод наименьших квадратов) методов – как в отношении обратной задачи гравиразведки, магниторазведки так и электроразведки – в меньшей степени зависит от количества, геометрии и взаимного расположения источников аномалии, а определяется, преимущественно, статистическими свойствами конкретной выборки помех в измерениях.

Отдельно следует упомянуть о неоспоримом преимуществе предложенного метода – возможности получать оценку качества собственных результатов при решении практических задач, когда истинные значения физических параметров источников поля неизвестны. Такой оценкой служит значение прогнозируемой точности решения обратной задачи $J_0(\sigma^*)$, которое напрямую зависит от того, в какой степени точка σ^* тяготеет к «центру тяжести» множеств решений Ω_r . На рис. 1 представлен график зависимости истинной $Q(\sigma^*, \sigma^T)$ и прогнозируемой $J_0(\sigma^*)$ точности решения обратной задачи гравиразведки, полученный экспериментальным путем по 500 циклам расчета, при разном уровне помех. Как очевидно, параметр $J_0(\sigma^*)$ может успешно применяться для определения прогнозируемой точности решения линейной обратной задачи при неизвестных значениях истинных плотностей σ_j^T .

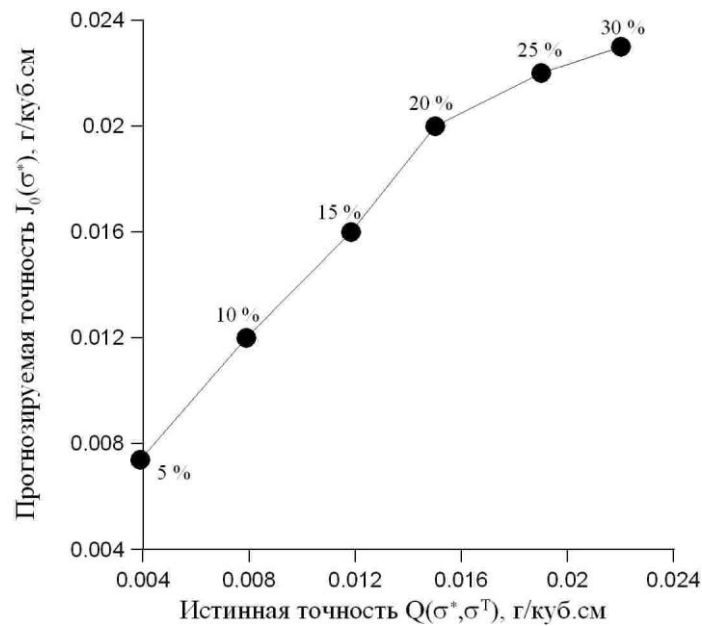


Рис.1. Зависимость между истинной и прогнозируемой точностью решения обратной задачи гравиразведки: уровень помех указан в процентах от максимальной амплитуды аномалии.

Применение алгоритма минимизации эмпирического риска не ограничено рамками одного геофизического метода. Продемонстрируем его возможности на примере линейной обратной задаче магниторазведки. Про моделирована ситуация, в которой оценке подлежит эффективная намагниченность никеленосной интрузии, залегающей под трапповой мульдой на глубине 1500 м и покрывающих ее пород. Принимается, что покрывающие интрузию эффузивные породы включают в себя два горизонта: верхний с вертикальной намагниченностью $J_1 = 4A/м$ и нижний с вертикальной намагниченностью $J_2 = 2A/м$. Собственно интрузия имеет горизонтальную мощность 1500 м, вертикальную – 300 м и обладает намагниченностью $J_3 = 6A/м$. Помехи имеют знакопеременный характер, их модули распределены по логнормальному закону (рис.2).

Интерпретация выполняется по данным измерений вертикальной составляющей геомагнитного поля ΔZ ; число точек наблюдений – 160, шаг между которыми – 0,5 км. Множество допустимых решений обратной задачи $D = \{J = (J_1, J_2, J_3) : 1A/м \leq J_1 \leq 5A/м; 1A/м \leq J_2 \leq 5A/м; 2A/м \leq J_3 \leq 10A/м\}$. Анализ результатов решений обратной задачи по 100 вариантам с различными выборками случайных помех в измерениях, свидетельствует, что предлагаемый метод, основанный на минимизации эмпирического риска, дает в среднем в 2,5 раза более точную оценку намагниченности аномалиеобразующих объектов, чем традиционный подход: истинная точность решения по методу эмпирического риска - $Q(J^{эпр}, J^T) = 0,52A/м$, тогда как метод наименьших квадратов $Q(J^{мкс}, J^T) = 1,25A/м$. Причем разброс отдельных значений $Q(J^{эпр}, J^T)$ относительно соответствующего среднего у метода эмпирического риска в 3 раза меньше - происходит автоматическая «фокусировка» результирующих значений эффективной намагниченности вблизи их истинных величин J^T .

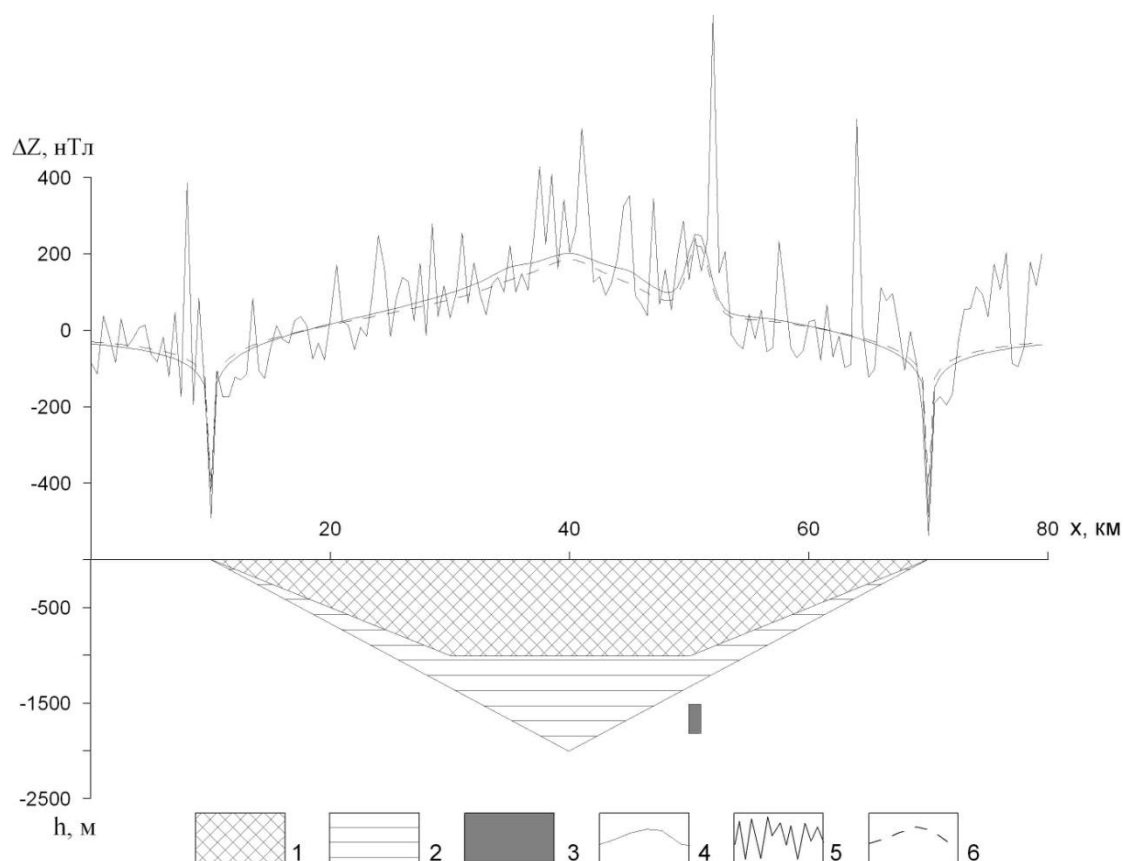


Рис. 2. Частное решение обратной задачи магниторазведки методом минимизации эмпирического риска: 1 – верхний горизонт эффузивных пород, $J_1 = 4$ А/м; 2 - нижний горизонт эффузивных пород, $J_2 = 2$ А/м; 3 – никеленосная интрузия, $J_3 = 6$ А/м; 4 – магнитное поле ΔZ без помех; 5 – исходное магнитное поле ΔZ , осложненное помехами; 6 – магнитное поле ΔZ , полученное в результате решения обратной задачи. Подобранные значения намагниченности: $J_1 = 3.0$ А/м, $J_2 = 2.3$ А/м, $J_3 = 5.5$ А/м.

В заключении следует отметить, что при числе оцениваемых параметров m порядка 4-6 метод успешно реализуется на современных компьютерах непосредственно в том виде, как он изложен в статье. При большем числе оцениваемых параметров целесообразно использовать дискретные аналоги метода, в которых построения ведутся на случайной последовательности векторов параметров из D , продуцируемой процедурами типа Монте-Карло. Сопоставим возможности равномерного и случайного поиска на примере решения обратной задачи электроразведки ВЭЗ для кривой типа НК ($\rho_1 = 1500$ Ом·м, $\rho_2 = 100$ Ом·м, $\rho_3 = 900$ Ом·м, $\rho_4 = 50$ Ом·м, $h_1 = 10$ м, $h_2 = 50$ м, $h_3 = 160$ м, $h_4 = \infty$). Уровень помех на каждом разномсе составлял до 10% от полезного сигнала. Задача сводилась к определению сопротивления всех геоэлектрических горизонтов при их фиксированной мощности. При равномерном поиске использовались сетки, содержащие $N = 10^4, 10^8, 10^{12}, 10^{16}$ узлов в пределах области D ; а при случайном поиске генерировались последовательности, включающие в себя $M = 10, 10^2, 10^3, 10^4$ векторов вида $\{\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4\}$. Результаты, представленные в таблице, свидетельствуют о неоспоримых преимуществах случайного поиска: происходит экономия во времени счета примерно в 200 раз, при сохранении достаточно высокой точности получаемых результатов.

Таблица Характеристики решения обратной задачи ВЭЗ разными методами

Равномерный поиск			Случайный поиск		
Число узлов сетки N	$Q(\rho^{exp}, \rho^T),$ $Ом \cdot м$	$t,$ мин	Число векторов M	$Q(\rho^{exp}, \rho^T),$ $Ом \cdot м$	$t,$ сек

10^4	19,88	0,83	10	37,16	<1
10^8	42,40	5,88	10^2	40,34	2
10^{12}	32,39	55,72	10^3	44,94	18
10^{16}	33,29	570	10^4	46,39	198

Установлена высокая информативность условия равенства нулю медианного значения помех в измерениях, сопоставимая с информативностью детерминистских ограничений на параметры интерпретационной модели, что убеждает в плодотворности идеи комплексирования функционально-аналитического и вероятностно-статистического подходов в алгоритмах решения обратных задач. В настоящее время ведутся разработки по реализации алгоритма метода минимизации эмпирического риска для площадных измерений гравитационного поля. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 12-05-00414-а) и программы исследований ОНЗ РАН (проект 12-Т-5-1012).

Литература:

40. Страхов В.Н. Общая схема и основные итоги развития теории и практики интерпретации потенциальных полей в XX веке // Развитие гравиметрии и магнитометрии в XX веке: Труды конференции. М: ОИФЗ РАН, 1997. С. 98-121.
41. Никитин А.А., Хмелевской В.К. Комплексирование геофизических методов: учебник для вузов. Тверь: ООО «Издательство ГЕРС», 2004. 294 с.
42. Балк П.И. Алгоритмы идентификации в задачах регрессионного типа при нулевом медианном значении помехи // Автоматика и телемеханика. 1978. №12. С. 70-82.
43. Балк П.И. Алгоритм кусочно-линейной аппроксимации экспериментальных зависимостей при ошибке измерения с ненулевым математическим ожиданием // Автоматика. 1990. №1. С. 83-86.
44. Балк П.И. Задачи регрессионного типа при нулевом медианном значении помех // Доклады Академии наук. 2010. Т. 430. №2. С. 174-177.
45. Балк П.И., Долгаль А.С., Мичурин А.В. Смешанные вероятностно-детерминистские методы решения линейных обратных задач гравиметрии и магнитометрии // Геофизика, 2011. № 2. С. 20-29.
46. Балк П.И., Долгаль А.С., Мичурин А.В. Смешанный вероятностно-детерминистский подход к интерпретации данных гравиразведки, магниторазведки и электроразведки // Доклады Академии наук. Т. 438. № 4. 2011. С. 1-6.

ПРИМЕНЕНИЕ МОНТАЖНОГО МЕТОДА ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ В УСЛОВИЯХ НЕЧЕТКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПЕТРОМАГНИТНЫХ ПАРАМЕТРАХ

Долгаль А.С., Новикова П.Н.

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Горный институт Уральского
отделения Российской академии наук, г. Пермь, Россия;*

Метод конечных элементов (МКЭ) — численный метод, использующийся для решения широкого круга задач механики твердого тела, теплообмена и гидродинамики. Суть МКЭ заключается в приближенной замене континуальной задачи математической физики на дискретную, что позволяет более полно представить себе весь процесс ее решения, избежать многих возможных ошибок и объективно оценить получаемые результаты [1].

Начало для реализации одной из разновидностей МКЭ в гравиразведке положили работы [2, 3], в которых предлагался по существу новый метод решения нелинейной обратной задачи в сеточных классах источников поля, названный монтажным. Дальнейшее развитие этот метод получил в многочисленных работах П.И. Балка [4-8]. Все сформулированные применительно к гравиразведке теоретические положения и выводы очевидным образом распространяются в область магниторазведки. Исключение составляет оценка параметров

источников интенсивных (>5000 нТл) магнитных аномалий, обусловленных, в частности железорудными залежами, при которой необходимо учитывать взаимное влияние магнитных объектов.

Сущность монтажного метода составляет неразрывное единство конфигурационного (конечноэлементного) способа описания аномалиеобразующих объектов и специального способа построения приближенного решения в классе таких моделей, не связанного с нелинейными методами оптимизации. Первоначально выполняется представление исследуемой области геологического пространства совокупностью конечных элементов – замощение. Необходимо пояснить, что *регулярным замощением* плоскости (объема) называется представление этой плоскости (объема) совокупностью правильных замкнутых многоугольников (многогранников) – элементов замощения ω_α , плотно прилегающих друг к другу по целой стороне; *конфигурационным распределением* называется распределение магнитных масс с постоянной намагниченностью J по области Ω , являющейся объединением некоторого числа элементов замощения ω_α .

Основные операции в классе конфигурационных распределений выполняются с использованием понятий ядра $Я[\Omega]$, оболочки $O[\Omega]$, внутреннего ядра $Я_0[\Omega]$ и границы $\Gamma[\Omega]$ конфигурации Ω : $Я[\Omega]$ – суть множество элементов $\omega_\alpha \in \Omega$; $O[\Omega]$ – множество всех элементов $\omega_\alpha \notin Я[\Omega]$, граничащих с элементами ядра $Я[\Omega]$; $Я_0[\Omega]$ – множество элементов $\omega_\alpha \in \Omega$, граничащих только с элементами этого же ядра; $\Gamma[\Omega]$ – множество элементов $Я[\Omega]$, не вошедших в $Я_0[\Omega]$.

В простейшей постановке обратная задача магниторазведки (ОЗМ) для изолированного тела Ω^T с известной вертикальной намагниченностью $J_z^T > 0$, $J_x^T = J_y^T = 0$ состоит в том, чтобы, отправляясь от заданной связной конфигурации Ω^0 , выстроить конечную последовательность $\Omega^0, \Omega^1, \Omega^2, \dots$, имеющую пределом некоторую конфигурацию Ω^* , поле которой при подобранной намагниченности $J_z^* \approx J_z^T$, согласуется с измерениями магнитного поля ΔT_k , $k=1, 2, \dots, n$. Поясним, что в монтажных алгоритмах связность помогает разделять в геологическом пространстве области, занятые элементами ω_α с различной намагниченностью. Односвязность аномалиеобразующих тел предполагает отсутствие в них пустот.

В модификации регулируемой направленной кристаллизации (РНК) очередное приближение Ω^n образуется путем внесения в ядро $Я[\Omega^n]$ какого-то одного элемента из $O[\Omega^{n-1}]$, обеспечивающего наименьшую среднеквадратическую невязку подбора. При переходе от конфигурации Ω^{n-1} к конфигурации Ω^n учитываются основная априорная информация, которой обычно располагает интерпретатор о местоположении, форме и размерах аномалиеобразующих тел.

Используя простейшие логические операции с индексами α элементов замощения $\omega_\alpha \in \Gamma[\Omega]$ можно легко осуществлять эффективный контроль за соблюдением различных априорных ограничений, в том числе: на область, заведомо содержащую источник поля Ω^T и заведомо не содержащую его; на минимально и максимально возможные глубины залегания кровли и подошвы аномалиеобразующего объекта Ω^T ; на вертикальную H_z и горизонтальную H_x мощности объекта Ω^T а также, на степень гладкости поверхности объекта Ω^T и т.д.

В математике обратные задачи подразделяются на линейные и нелинейные в соответствии с типом оператора прямой задачи. В магниторазведке к линейным обратным задачам обычно относят те, в которых оценке подлежат петромагнитные характеристики изучаемых объектов, а к нелинейным – обратные задачи, в которых искомыми являются их

геометрические параметры [9, 10]. Известные автоматизированные технологии интерпретации гравиметрических и магнитных данных в смешанных постановках [10] представляют собой крупноблочные итерационные схемы, в которых процедура уточнения физических параметров (при закрепленных геометрических параметрах) и процедура уточнения геометрических параметров (при фиксированных физических параметрах) поочередно сменяют друг друга.

По аналогии с гравиразведкой [11] предлагается не практиковавшийся ранее подход к совместной оценке физических и геометрических параметров источников по результатам измерений магнитного поля. В его основе лежит идея модификации монтажного метода решения ОЗМ за счет замены предположения об известных точных значениях намагниченности тел на более слабое условие, по которому информация о петрофизических параметрах носит размытый характер, что в большей степени отвечает реалиям геофизической практики. В частности установлено, что намагниченность однородных по составу магнитовозмущающих тел, обладающих высокой магнитной восприимчивостью, зависит от их формы и может быть различной для отдельных фрагментов таких тел [12]. Постоянную намагниченность, фигурирующую во многих известных постановках обратных задач, следует, скорее всего, рассматривать как некое условное «среднее» ее значение, порождающее приблизительно то же самое поле, что и неизвестное истинное, что обеспечивается за счет ε -эквивалентности. Однако безошибочно установить априори это «среднее» значение невозможно по нескольким причинам, в числе которых различие физических свойств горных пород, определенных на образцах и в естественном залегании [13].

Авторами разработан и программно реализован алгоритм, позволяющий осуществлять решение ОЗМ «рудного» типа монтажным методом, при котором в едином итерационном процессе выполняется построение контуров m магнитовозмущающих объектов и уточнение их интервально заданной намагниченности: $J_X^{\min}(k) \leq J_X^T(k) \leq J_X^{\max}(k)$, $J_Y^{\min}(k) \leq J_Y^T(k) \leq J_Y^{\max}(k)$, $J_Z^{\min}(k) \leq J_Z^T(k) \leq J_Z^{\max}(k)$, $k = 1, 2, \dots, m$. Процесс построения допустимого решения должен завершиться попаданием подобранных составляющих вектора намагниченности всех m объектов в заданные интервалы значений, поэтому оптимизируемые параметры связываются между собой линейными зависимостями, так что свободной остается лишь вертикальная составляющая намагниченности 1-го тела $J_z(1)$. На каждой итерации предпринимается попытка уточнения коэффициентов этих зависимостей, т.е. корректировка физических параметров геомагнитной модели. При выполнении неравенства $J_z^*(1) < J_z^{\min}(1)$ итерационный процесс останавливается, за искомым решением ОЗМ принимается то, которое обеспечивает минимум среднеквадратического расхождения наблюдаемого и модельного полей при выполнении заданных ограничений на петромагнитные параметры тел.

Многочисленные вычислительные эксперименты [14] показывают хорошую помехоустойчивость алгоритма, позволяющего осуществлять определение угла намагничивания с точностью порядка 5-8° (независимо от направления вектора эффективной намагниченности $\mathbf{J}$) и определение скалярной величины намагниченности с ошибкой, не превышающей 10-15%. Продемонстрируем возможности представленного алгоритма на модельных и практических примерах.

Модельный пример 1. Решение ОЗМ проводилось в 2D-варианте по аномальному магнитному полю ΔT , заданному на профиле длиной 40 км. Нормальное магнитное поле T_0 характеризовалось наклоном 60° и склонением 10°. В качестве источника поля использовался крутопадающий пласт с наклонной (76°) намагниченностью $J_x = I A / m$, $J_z = 4 A / m$ и вертикальной намагниченностью $J_x = 0 A / m$, $J_z = 3 A / m$. При решении ОЗМ монтажным методом первоначально задавался один элемент ω_α , заведомо принадлежащий моделируемому объекту; ограничение на горизонтальную мощность составляли 20 км, предусматривался приоритет на вертикальное распространение объекта. Для значений

намагниченности в обоих случаях были выбраны довольно широкие интервалы: $0 \leq J_x \leq 2$; $2 \leq J_z \leq 6$, в А/м.

По результатам моделирования, несмотря на высокую степень неопределенности в постановке обратной задачи, можно предположить наклонное залегание аномалиеобразующего объекта (рис. 1). Контуры исходного и подобранного тел существенно совпадают между собой, наибольшие расхождения отмечаются в нижней части разреза. Углы наклона вектора исходной и подобранной намагниченности в первом случае различается на 4.5° (рис. 1.а), во втором – на 7.5° (рис. 1.б). Однако, в обоих случаях идет уменьшение подобранной величины намагниченности. Невязка полей не превышает 4 нТл, что составляет менее 1% от максимальной амплитуды интерпретируемой аномалии ΔT .

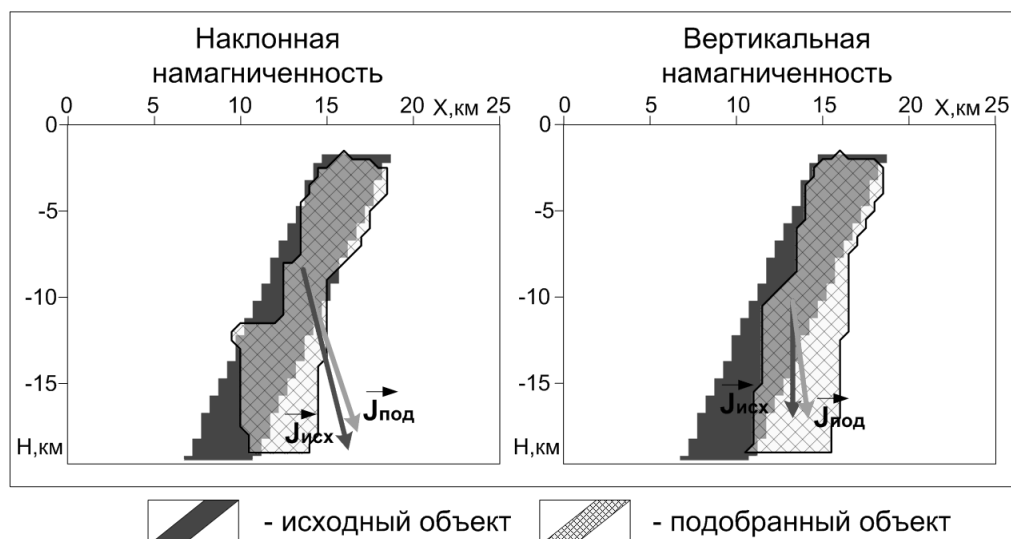


Рис.1. Решение ОЗМ для наклонного пласта монтажным методом при наклонной и вертикальной намагниченности J .

Модельный пример 2. Решение ОЗМ проводилось в 3D-варианте по значениям аномального магнитного поля, заданного в узлах сети 200×200 м, обусловленного объектом кубической формы размером с размер грани 1 км и субвертикальной намагниченностью $J_x = 0.5$ А/м, $J_y = 0.7$ А/м, $J_z = 2.5$ А/м. Нормальное магнитное поле T_0 имело наклонение 64° , склонение 10° . В результате решения ОЗМ с достаточно высокой точностью был восстановлен контур аномалиеобразующего тела, невязка составила менее 0.01 нТл (рис. 2).

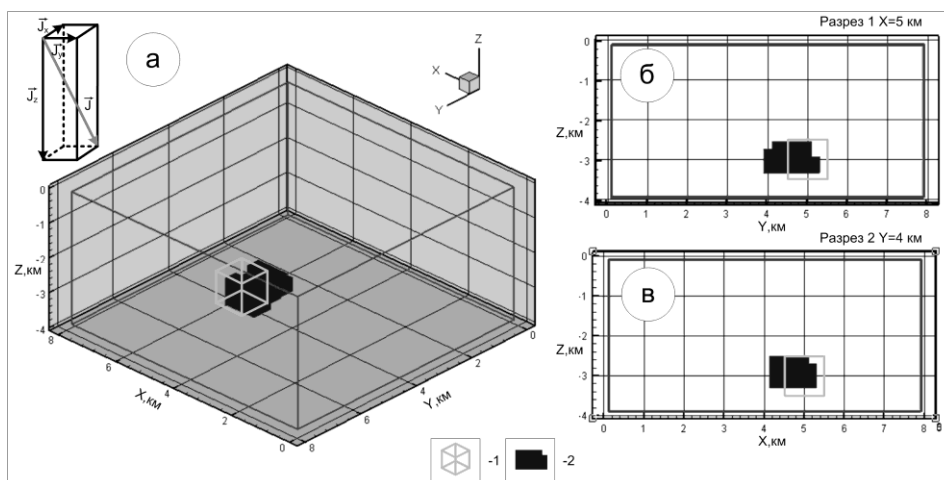


Рис. 2. Решение ОЗМ для наклонно намагниченного куба: а – результирующая модель; б – вертикальные сечения модели по профилям $X = 5$ км (б), $Y = 4$ км (в). 1 – исходный объект; 2 – подобранная конфигурация.

Практический пример. Выполнялась интерпретация данных высокоточной аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000 северной части Пермского края. По данным геолого-геофизических исследований мощность осадочного чехла составляет порядка 2-3 км, а глубина залегания поверхности архей-протерозойского кристаллического фундамента по сейсмическим данным на исследуемой территории изменяется от 1.6 км до 2.6 км с погружением на восток [15]. Для интерпретации были выбраны пять изометричных положительных магнитных аномалий, проявляющиеся на общем линейном региональном фоне. По результатам моделирования установлено, что магнитовозмущающие объекты преимущественно располагаются ниже осадочного чехла и предположительно являются интрузиями базит-гипербазитового состава, образованные в разные геологические эпохи (табл.)

Таблица. Параметры аномалиеобразующих объектов

№ аномалии	Кол-во объектов	J^* , А/м	Угол намагничения, °	Глубина кровли объекта, км	Глубина подошвы объекта, км
1	1	1.40	60	2.5	15
2	1	1.30	70	2.5	15.5
3	2	1.00	72	2	10
4	1	1.00	84	2	14
5	2	2.10	71	2.5	12.5

Постановка и решение обратных задач с использованием МКЭ согласуется с имеющимися в геотектонике представлениями о статическом геологическом пространстве [16], как конечном множестве точек, каждая из которых охарактеризована конечной совокупностью свойств (в данном случае – некоторым вектором намагниченности). Представленный алгоритм решения ОЗМ позволяет учесть объективно существующий дефицит информации о петромагнитных свойствах путем интервального задания составляющих вектора $\mathbf{J}$ источников поля.

Дальнейшее развитие метода авторы связывают с оценкой достоверности решения ОЗМ на основе гарантированного подхода и построении результатов интерпретации в виде нечетких множеств, характеризующих пространственное распределение допустимых решений обратной задачи; а также в проведении учета взаимного магнитного влияния элементов ω_α при моделировании сильномагнитных объектов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 12-05-00414-а, 12-05-31138-мол-а) и программы исследований ОНЗ РАН (проект 12-Т-5-1012).

Литература:

1. Розин Л.А. Стержневые системы как системы конечных элементов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. 232 с.
2. Овчаренко А.В. Подбор сечения двухмерного тела по гравитационному полю //опросы нефтяной и рудной геофизики. Алма-Ата: Изд-во Казахского политехн. ин-та, 1975. Вып. 2. С. 71-75.
3. Страхов В.Н., Лапина М.И. Монтажный метод решения обратной задачи гравиметрии //АН. 1976. 227. № 2. С. 344-347.
4. Балк П.И. Использование априорной информации о топологических особенностях источников поля при решении обратной задачи гравиметрии в рамках монтажного подхода // Физика Земли. 1993. № 5. С. 59-71.
5. Балк П.И., Балк Т.В. Структурно-рудная обратная задача гравиметрии // Физика Земли. 1995. № 6. С. 32-41.
6. Балк П.И., Балк Т.В. Совмещенная обратная задача грави- и магнитометрии // Физика Земли. 1996. № 2. С. 16-30.
7. Балк П.И., Балк С.П. О решении нелинейной обратной задачи гравиметрии с использованием конечноэлементных представлений источников поля. // ДАН. 2000. Т. 371. № 2. С. 231-234.
8. Балк П.И., Долгаль А.С. Трехмерные монтажные технологии интерпретации гравиметрических данных. // ДАН. 2009. Т. 427. № 3. С. 380-383.
9. Блох Ю.И. Количественная интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. М.: МГГА, 1998. 88 с.
10. Булах Е.Г. Прямые и обратные задачи гравиметрии и магнитометрии. Киев: Наук. думка, 2010. 463 с.
11. Балк П.И., Долгаль А.С., Христенко Л.А. Синтез линейной и нелинейной постановок обратной задачи в гравиразведке и магниторазведке // Геофизический журнал. 2011. № 5. Т. 33. С. 51-65.

12. Миков Д.С. Методы интерпретации магнитных аномалий. Томск: Изд.-во Томского ун-та, 1975. 180 с.
13. Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю. Моделирование в разведочной геофизике. М: Недра, 1987. 192 с.
14. Новикова П.Н., Долгаль А.С. Локализация геологических объектов и определение вектора намагниченности горных пород монтажным методом //опросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 39-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Воронеж, 30 января – 2 февраля 2012 г. Воронеж, 2012. С. 205-207.
15. Проворов В.М. История геологического развития территории Пермской области. М., 2003. // Общ. и регион, геология, геология морей и океанов, геол. картирование: Обзор / ООО "Геоинформцентр". 38 с.
16. Косыгин Ю.А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 216 с.

ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЛЯРНЫХ ГЕОМАГНИТНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ – ОТ ПРОШЛОГО К БУДУЩЕМУ.

Зайцев А.Н.¹, Зайцев Н.А.²

¹*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В.Пушкова
Российской академии наук, ИЗМИРАН,*

²*Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго
Орджоникидзе, РГГУ*

Наличие возмущений магнитного поля одновременно с полярными сияниями было установлено учеными много столетий назад, но только с появлением детальной регистрации возмущений магнитного поля было начато количественное изучение характера полярных геомагнитных возмущений. Один из первых шагов в этом направлении был сделан в период Международного Полярного года 1882-1883 гг. В поселке Малые Кармакулы на Новой Земле была развернута полярная станция под руководством лейтенанта флота К.П.Андреева. С помощью классических магнитно-вариационных приборов была организована ежечасная регистрация величины магнитных вариаций, непрерывные наблюдения были выполнены с 01 октября 1882 года по 01 сентября 1883 года. Эти данные затем были обработаны и изданы в качестве трудов Российской полярной экспедиции за период Первого МПГ.

Следующий успешный эксперимент по регистрации полярных магнитных возмущений был выполнен норвежской экспедицией К.Биркеланда в 1902-1903 гг. Кроме Малых Кармакул приборы работали на станциях Боссекоп (север Финляндии), Дурафьорд (Исландия), и остров Акселя (Шпицберген). На основе этих данных были впервые оценены свойства магнитных полярных возмущений в пространстве и во времени с учетом наблюдений по всему земному шару. К.Биркеланд провел анализ отдельных случаев возмущений в виде карт распределения токовых векторов и показал, что в большинстве случаев амплитуда возмущений максимальна в зоне полярных сияний.

По мере развития судоходства в Арктике появился спрос на магнитные данные, что привело к организации новых магнитно-метеорологических обсерваторий. Постоянная магнитная обсерватория была открыта в проливе Маточкин Шар в 1923 году. Большим событием стало проведение Второго Международного Полярного года 1932-1933 гг. Была заложена сеть ключевых магнитных обсерваторий, которая существует и в настоящее время. На Новой Земле 26 марта 1935 года во время урагана сгорели павильоны с магнитными приборами. Восстановить наблюдения удалось только в марте 1954 года на новой точке – Мыс Выходной. К сожалению, с началом ядерных испытаний на Новой Земле регулярные геофизические наблюдения прекратились, и только уже в 1980 году на полярной метеостанции Малые Кармакулы была вновь поставлена магнитно-вариационная станция типа ИЗМИРАН-4. Таким образом, за первые 100 лет геомагнитных наблюдений в российской Арктике имелось несколько интервалов наблюдений для сравнения: 1882-83, 1902-03, 1932-33, 1982-83.

Большую роль в развитии исследований полярных геомагнитных возмущений сыграл Международный Геофизический Год 1957-1958 гг. Он стал переломным в планетарной

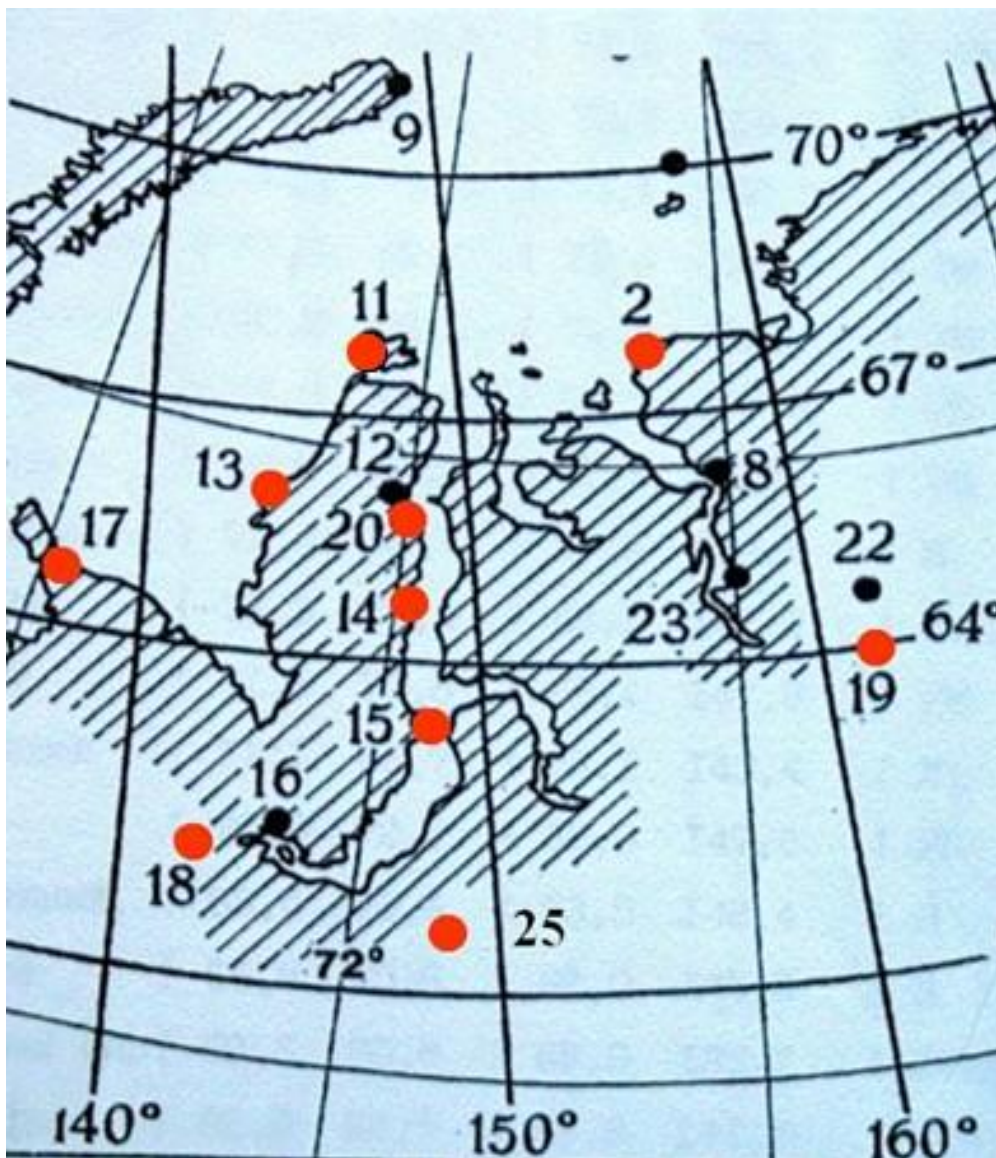
геофизике – было развернуто огромное число «классических» наземных пунктов наблюдений в Арктике и Антарктике, запущен Первый Спутник, создана система Мировых Центров Данных. Введены в обращение два новых индекса геомагнитной активности – AE – индекс полярных электроструй, и Dst – индекс кольцевого тока в магнитосфере. В последующие 20 лет по материалам МГГ были выяснены основные свойства полярных геомагнитных возмущений, а с помощью спутников вблизи Земли и в открытом космическом пространстве прослежена в деталях связь между «солнечным ветром» и магнитосферой Земли. Наряду с развитием методов магнитно-ионосферных прогнозов, была поставлена служба радиационной безопасности пилотируемых космических полетов, а затем и глобальная служба «космической погоды».

С 1972 года был начат Международный проект «Геомагнитный Меридиан», в рамках которого в Северном полушарии были запущены 6 плотных цепочек магнитометров от высоких широт до экватора: на Аляске, два в Канаде, в Гренландии, в Скандинавии и в СССР – от о.Хейса, по островам Карского моря и Мыс Желания на Новой Земле, далее через Ямал, Западную Сибирь, Казахстан и вплоть до экватора по территории Индии. Эта цепочка магнитометров получила название «Геомагнитный меридиан – 145», так как большая часть пунктов располагалась вдоль геомагнитного меридиана в 145 градусов. На прилагаемом рисунке приведена карта-схема расположения точек наблюдений по территории Ямала.

Начиная с 1980-х годов начато освоение запасов углеводородов на Ямале. Этот процесс привел к невиданному развитию технологических систем в условиях Арктики. Построены огромные системы добычи и транспортировки, возникли города и вахтовые поселки, начато освоение арктического шельфа в Баренцевом и Карском морях. При этом критически важной стала необходимость учета влияния космических факторов на все сложные системы – начиная от техники геофизической разведки до навигации и наклонного бурения. При этом важным внешним фактором влияния выступают полярные геомагнитные возмущения, формирующиеся под действием «солнечного ветра» в зоне полярных сияний. В периоды больших магнитных бурь формируются мощные токовые системы на высотах слоя E ионосферы, струйные полярные токи воздействуют буквально на все – на любые протяженные электрические системы, на точные приборы, на радиосвязь, на работу спутниковых систем связи и навигации.

После 1991 года наблюдения на арктических обсерваториях в России были остановлены и возобновлены только на небольшой части сети, без которых вообще стало невозможно обеспечить безопасное нахождение человека в Арктике. Это в первую очередь метеонаблюдения для авиации. Полярная геофизика пострадала очень сильно и только в период очередного Международного Полярного Года 2007-2008 гг. начато постепенное восстановление потерянного. Академия наук России выступает инициатором таких работ, в том числе и на Ямале. Предприятия и организации Ямала нуждаются в достоверной и оперативной информации о состоянии магнитного поля в реальном времени. Эту задачу ученые и практики сформулировали в проекте «Полярная геофизика Ямала». В ИЗМИРАН прошли две научные конференции ПОЛАР-2011, и ПОЛАР-2012 на которых были представлены основные задачи развития исследований и практических шагов в деле их освоения. На сайте ИЗМИРАН представлены материалы конференций – см. www.izmiran.ru/polar2012.

На базе развития современной электроники и систем связи стало возможным с минимальными затратами возобновить наземные наблюдения и сбор данных в реальном времени. В ЯНАО создается информационная система «Ситуационный центр Губернатора», в которой будет организован сбор данных по всем аспектам жизнедеятельности региона. В этом ряду есть место и полярным геофизическим наблюдениям, на основе которых к 2015 году на Ямале будет организована региональная системы мониторинга «космической погоды». Администрация ЯНАО поддержала проект «Полярная геофизика Ямала» подготовленный сотрудниками Академии наук и Гидрометслужбы. В рамках проекта



планируется восстановить наблюдения на ключевых пунктах территории Ямала, что послужит основой развития исследований на ближайшие десятилетия.

Карта-схема сети магнитометров в районе Карского моря и полуострова Ямал, работавшая с 1972 года (аналоговая запись на МВС «ИЗМИРАН-4», данные сданы в МЦД). С 1985 года часть станций вела цифровую регистрацию, данные в сети на сайте ИКИ РАН - www.cosmos.ru/magbase. Красным цветом выделены станции, составляющие основу проекта «Полярная геофизика Ямала». На 01 января 2012 года действовали : 17 - Амдерма, 02 - Диксон, 19 - Норильск, в режиме тестирования : 25 - Надым, 18 - Салехард, 14 - Сеяха. В период 2012-2013 гг. планируется заново установить 15 - Мыс Каменный, 14 - Сеяха, 20 - Сабетта, 13 - Харасовей, 11 - остров Белый. Информация по состоянию на май 2012 года.

МАГНИТОМЕТРЫ И ГРАДИЕНТОМЕТРЫ ДЛЯ НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Зверев А.С., Кириаков В.Х., Любимов В.В.

*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В.Пушкова
РАН*

В Институте земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В.Пушкова РАН (ИЗМИРАН) совместно с другими организациями на протяжении последнего десятилетия создан ряд магнитометрических приборов для измерения градиента магнитного поля (ГМП) как в движении, так и в статике, в полевых условиях и для проведения исследований в обсерваториях. Эти приборы были сделаны на базе кварцевых, протонных и феррозондовых магнитоизмерительных преобразователей (МИП). Создан ряд

морских модульных буксируемых магнитометров-градиентометров серии **МРМГ**, в которую вошли протонные магнитометры: **МРМГ-02** [1], **МРМГ-03** [2-4] и новая разработка - **МРМГ-04**. В состав серии буксируемых градиентометрических приборов, созданных на базе феррозондовых МИП, вошли: феррозондовый поисковый двухдатчиковый градиентометр **ФПМГГ** для измерения горизонтального ГМП, феррозондовый поисковый трёхдатчиковый градиентометр **ФПМГВ** для измерения вертикального ГМП и буксируемый (перевозимый) на жёсткой измерительной базе 2...5 м градиентометр **ПБСТ** [5].

Морские *протонные* магнитометры-градиентометры являются скалярными приборами и предназначены для автоматического измерения модуля вектора магнитной индукции (**ВМИ**) поля Земли и его градиента в двух разнесённых в пространстве точках. Каждый прибор включает в себя две части: *забортную* и *набортную*, соединённые между собой кабелем-буксиром. Набортная часть приборов включает в себя блок питания (**БП**) и персональный компьютер (**ПК**). Забортная часть прибора включает в себя буксировочный кабель и две погружные гондолы (**ПГ**), которые буксируются на расстоянии не менее трех длин корпуса судна-буксировщика от его кормы (не более 150 м), измерительная база между ПГ при этом составляет от 20 до 100 м. Морские *феррозондовые* магнитометры являются векторными приборами, которые предназначены для измерения горизонтального градиента модуля ВМИ поля Земли и его составляющих (**ФПМГГ**) в двух разнесённых точках (в том числе и на «жёсткой измерительной базе» длиной до 3...6 м) и вертикального градиента в трёх разнесённых точках на «жёсткой измерительной базе» (**ФПМГВ**). Эти приборы предназначены для проведения исследовательских и поисковых работ на маломерных судах и немагнитных надувных плавсредствах.

Для проведения исследований на высотах 27...36 км на борту дрейфующего стратосферного аэростата (**СА**) разработан протонный магнитометр **МААП** [6] предназначенный для работы в измерительном комплексе для измерения ГМП в трёх разнесённых по вертикали точках при максимальной измерительной базе в 6 км. Для проведения работ в полевых условиях и в стационарных условиях обсерватории создан высокочувствительный магнитометр-градиентометр [7. 8] на короткой измерительной базе равной 10 см с применением МИП на основе кварцевых магнитных датчиков (**КМД**), позволяющий достигать чувствительности до 1 пТл. Ниже представлены основные технические и эксплуатационные характеристики созданных магнитометров.

Магнитометр МРМГ-02 [1] предназначен для автоматического измерения модуля ВМИ поля Земли и его градиента в условиях морской магнитной съемки на акваториях морей и океанов. Прибор включает в себя две части: *забортную* и *набортную*, соединённые между собой кабелем-буксиром. Забортная часть состоит из двух магнитоизмерительных преобразователей поле/код, выполненных на базе протонных магниточувствительных датчиков (**МЧД**) и расположенных на расстоянии 100 м друг от друга. МЧД погружного типа, выполнены в виде тора и установлены в герметичных контейнерах, в которых залито рабочее вещество. Две ПГ с МЧД связаны между собой и с набортными блоками по интерфейсу RS-485. Набортная часть прибора включает в себя БП и измерительное устройство (**ИУ**), предназначенное для статистической обработки сигналов прецессии, регистрации полученных данных с возможностью визуального наблюдения их на графическом дисплее и выдачи результатов измерений на ПК. Помимо этого ИУ вырабатывает команды для управления цепями поляризации датчиков и регистрирует в цифровой форме данные о глубине погружения буксируемых гондол (от двух датчиков глубины). ИУ построено на основе микропроцессора и оснащено энергонезависимой памятью **Flesh**-типа для хранения данных и программ, объем которой позволяет, в зависимости от установленного цикла измерений, накапливать данные в течение 10...100 суток. Схема прибора предусматривает возможность его работы в асинхронном режиме с управлением от ПК, с минимальным циклом измерения 3 с и возможностью программной установки времен циклов поляризации и отсчета.

Морской протонный магнитометр-градиентометр МРМГ-03 [2] включает в себя две части: забортную и набортную, соединённых между собой кабелем-буксиром. Набортная часть прибора включает в себя БП и ПК, которые устанавливаются на борту судна-буксировщика в специальном помещении (лаборатории). Забортная часть прибора включает в себя два буксировочных кабеля (БК) и две ПГ, которые буксируются на расстоянии не менее трех длин корпуса судна-буксировщика от его кормы (не более 150 м). Измерительная база между ПГ при этом составляет 100 м. Диапазон измерений модуля ВМИ по каждому из магнитометрических каналов равен от 25 до 65 мкТл, а диапазон регистрации градиента между двумя магнитометрическими каналами от 0 до ± 10 мкТл. Диапазон регистрации глубины погружения буксируемых гондол от 0 до 100 м, при этом погрешность регистрации глубины составляет не более 0,1 м. Информация о величине модуля ВМИ поля Земли по обоим измерительным каналам и величина градиента между ними отображается в цифровом и графическом виде на дисплее ПК. Цена единицы счета наименьшего разряда цифрового отсчетного устройства - 0,1 нТл. Цикл автоматических измерений: 2, 3, 5, 10, 20, 60 с, при этом цикл поляризации (накачки) датчиков, времена всех задержек и цикл отсчета (количество регистрируемых периодов сигнала прецессии) устанавливается оператором вручную (программно) в зависимости от применяемого рабочего вещества и конкретных условий работы с прибором (условий буксировки). Питание прибора осуществляется от сети переменного тока напряжением 220 ± 22 В и частотой 50 ± 5 Гц. Максимальная скорость буксировки не более 10 узлов. Основное назначение прибора – работа в качестве оборудования научно-исследовательских судов Академии наук и других организаций, проводящих научные исследования, поисковые и производственные работы на акваториях морей и океанов.

Буксируемый феррозондовый градиентометр на жёской измерительной базе ПБСТ [3] разработан на базе низко потребляющего накопителя данных (НД) и микро потребляющих комплектов МИП, выполненных на основе однокомпонентных феррозондовых датчиков. Этот диагностический прибор создан для бесконтактного сканирования трубопроводов (ПБСТ) в соответствии с требованиями и рекомендациями, изложенными в «Инструкции по диагностике технического состояния трубопроводов бесконтактным магнитометрическим методом. РД 102-008-2002». Функциональная схема ПБСТ, включает в себя два основных соединённых между собой узла, - устройство крепления датчиков (УКД) и БЭ. УКД представляет собой жёсткую раму длиной 2...3 м, на которой крепятся на определённом расстоянии друг от друга от трёх до пяти МИП в вертикальной или горизонтальной (в зависимости от выполняемых задач и методики работ) плоскости. На этой раме также установлен трёхкомпонентный цифровой акселерометр - устройство для измерения углов наклона (ЦИУН) всей измерительной системы в процессе её перемещения в пространстве. БЭ включает в себя встроенный пятиканальный АЦП и источник питания с питанием от встроенной аккумуляторной батареи, графический индикатор (ГИ) и плату НД. ПБСТ позволяет накапливать и хранить данные в процессе проведения работ во внутреннюю память, а также передавать накопленные данные по имеющимся каналам GPRS и BT на удалённый приёмный пункт (компьютер). Для привязки данных к местности и к мировому времени в прибор встроен модуль GPS. Разрешающая способность каждого из измерительных магнитометрических каналов составляет 1 нТл. Общее потребление МИП – не более 10...12,5 мА, а общее потребление всего прибора в режиме передачи данных через канал связи составляет 230 мА. ПБСТ можно успешно использовать в пешеходном режиме и при движении с буксировкой в качестве прицепа к транспортному средству по земной поверхности или на плоту – по воде. Прибор позволяет одновременно регистрировать данные каждого из МИП и градиенты поля между ними. Прибор может быть использован в качестве многоканальной вариационной станции, при этом расстояния между соседними МИП можно увеличивать до 20 м и более с помощью удлинительных кабелей.

Двухкомпонентный кварцевый градиентометр (КГ) [5] является высоко чувствительным и высокоточным магнитометрическим инструментом, выполненным на

основе кварцевых магнитных датчиков системы В.Н. Боброва. КГ предназначен для проведения научных и геофизических исследований и выполнен в виде лабораторного настольного прибора, состоящего из следующих основных устройств,- блока датчиков (БД) и блока электроники (БЭ), соединенных между собой при помощи кабелей длиной 5...6 м. БД включает в себя два кварцевых астатических градиентометра (КАГ) ΔZ и ΔH , каждый из которых состоит из КМД с калибровочными катушками, фотопреобразователями и элементами точной настройки на магнитное поле в точке измерений, и элементов юстировки КАГ (немагнитных подставок с подъемными винтами). Оба КАГ конструктивно (при одинаковой длине "измерительной базы" равной 100 мм) отличаются друг от друга направлением подвески КМД на кварцевой нити. БЭ предназначен для управления работой прибора. БЭ совместно с КАГ представляет из себя МИП, осуществляющий преобразование градиента магнитного поля, зафиксированного на "измерительной базе" в напряжение по каждому из измерительных каналов КАГ. Динамический диапазон измерения градиента магнитного поля по каждой из составляющих ΔX (или ΔY), ΔZ равен ± 250 нТл. Крутизна преобразования по каждому из МИП составляет 0,025 нТл/мВ. Напряжение постоянного тока на аналоговых выходах МИП лежит в пределах 0 ± 10 В. Питание прибора осуществляется от сети переменного тока напряжением 220 В и частотой 50 Гц, при этом потребляемая мощность составляет не более 5 ВА. Масса всех отдельных блоков и кабелей, входящих в состав прибора не превышает 5 кг. Прибор может использоваться в качестве высокоточного двухкомпонентного регистратора градиента магнитного поля и его вариаций по заданным координатам на жесткой измерительной базе, применяться в качестве обсерваторского прибора с возможностью последующей передачи данных при помощи АЦП в ПК, использоваться в качестве магнитных весов, для проверки материалов на немагнитность, использоваться для подгонки и калибровки серийно выпускаемых изделий, использующих постоянные магниты, для общеобразовательных и специальных целей. КГ может эксплуатироваться в экспедиционных условиях при проведении комплексных геофизических измерений и геологических изысканий, для определения магнитных свойств горных пород. Прибор предназначен для длительной непрерывной работы в помещениях любого типа и размера, в условиях обсерватории с установкой датчиков на немагнитном постаменте или специальной немагнитной подставке. Максимальный градиент магнитного поля в месте установки КМД при проведении работ должен быть не более 5...10 нТл/м.

Магнитометр аэростатный автоматический протонный (МАОП) [4] предназначен для измерения модуля ВМИ поля Земли и накопления данных во внутренней памяти. Основное назначение прибора - работа на борту дрейфующего СА. МАОП позволяет проводить автономные синхронные автоматические измерения и включает в себя три основные части: БЭ и МЧД, соединенные между собой кабелем, а также источник питания - аккумуляторную батарею (АБ). Прибор построен на принципе измерения периода прецессии ядер протоносодержащего рабочего вещества, поляризованных постоянным подмагничивающим полем. Для обеспечения экономии энергии АБ в процессе длительного полёта СА в качестве рабочего вещества применяться *керосин*. Максимальный импульсный ток при поляризации рабочего вещества не более 1,0 А. Цикл автоматических измерений может быть установлен в пределах от 3 до 60 с, при этом цикл поляризации (накачки) датчика, времена всех задержек и цикл отсчета (количество регистрируемых периодов сигнала прецессии) устанавливается оператором вручную (программно) перед началом измерений (полёта СА). МЧД магнитометра является датчиком погружного типа, выполненного в виде тора с диаметром 95 мм и высотой 62 мм. МЧД размещается в герметичном немагнитном контейнере (с внешними размерами: диаметр 145 мм и высота 100 мм), в который заливается рабочее вещество. Вес одного МЧД составляет не более 3 кг. Соединение между МЧД и БЭ, - двухпроводная линия с общим экраном. Длина соединительного кабеля между МЧД и БЭ для магнитометров, установленных в разных местах буксируемого комплекса СА, не одинакова: минимальная длина кабеля составляет 15 м, а максимальная - 30 м. БЭ представляет собой герметичный контейнер, выполненный, с

целью облегчения его веса, полностью из ударопрочного пластика. Общий вес БЭ составляет не более 0,4 кг. Диапазон измерений МААП составляет от 35 до 65 мкТл, при этом цена единицы счета наименьшего разряда отсчетного устройства равна 1 нТл. Основная абсолютная погрешность измерений магнитометра лежит в пределах $\pm 1,5$ нТл. Информация о величине модуля ВМИ записывается во внутреннюю память объемом в 1 Мб, что позволяет при цикле измерения 1 мин накапливать измеренные магнитометром данные в течение 148 суток. Передача данных в ПК (в лабораторном режиме использования магнитометра) осуществляется по последовательному каналу по стандарту RS232C. Питание прибора осуществляется от источника постоянного тока (АБ) напряжением от 12 до 16 В, при этом потребляемая мощность при единичном измерении составляет не более 10 Вт. Магнитометр МААП может быть использован в качестве системы накопления и сбора геофизической информации в комплексе с другими методами геофизических исследований, а также использоваться в статике, в качестве магнитной вариационной станции.

Литература:

1. Зверев А.С., Кириаков В.Х., Любимов В.В. Морской буксируемый магнитометр-градиентометр МРМГ-02 // Датчики и Системы / Новые приборы. М.: «ООО СенСиДат», 2005. No.1. С.56.
2. Зверев А.С., Кириаков В.Х., Любимов В.В. Протонные магнитометры // Экономика и производство. /Технологии, оборудование, материалы / Журнал организаторов производства. М., 2005. No.2. С.71-73.
3. Любимов В.В. Магнитометры-градиентометры для научных исследований: новые разработки // Экономика и производство. /Технологии, оборудование, материалы / Журнал организаторов производства. М., 2009. No.2. С.61-63.
4. Любимов В.В. Новые магнитометрические приборы для научных исследований // Приборы. М., 2009. №6. С.8-12.
5. Кириаков В.Х., Любимов В.В. Прибор для бесконтактного сканирования и диагностики трубопроводов (ПБСТ) // Aktualne problemy nowoczesnych nauk / Materiały VIII Międzynarodowej naukowo-praktycznej konferencji 07 – 15 czerwca 2012 roku / Fizyka. Vol.44. Przemysł “Nauka i studia”, 2012, s.46-49.
6. Кириаков В.Х., Любимов В.В., Цветков Ю.П. Протонный магнитометр для стратосферного аэростатного комплекса // Передовые научные разработки / Материалы VIII международной научно-практической конференции 27 августа — 05 сентября 2012 г Прага / Физика. В печати.
7. Бобров В.Н., Бурцев Ю.А., Зубков Б.А., Любимов В.В. Двухкомпонентный кварцевый градиентометр с малой измерительной базой для научных исследований // Материалы Международного семинара «170 лет обсерваторских наблюдений на Урале: история и современное состояние». Екатеринбург, 17-23 июля 2006 г. Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2006. С.28 – 31.
8. Бобров В.Н., Бурцев Ю.А., Зубков Б.А., Любимов В.В. Двухкомпонентный кварцевый градиентометр // Экономика и производство. /Технологии, оборудование, материалы / Журнал организаторов производства. М., 2006. No.4. С.55-57.

О ГЕНЕЗИСЕ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ В ДОЮРСКОМ ОСНОВАНИИ КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА (ПО ДАННЫМ ГРАВИРАЗВЕДКИ И ГЕОХИМИИ)

Исаев В.И.¹, Коржов Ю.В.², Лобова Г.А.¹

¹Национальный исследовательский Томский политехнический университет

²Югорский государственный университет

Состояние проблемы. Стратегия изучения и поисков в доюрском основании строится на критерии «зон разуплотнения» и концепции «главного источника» углеводородов (УВ). Относительно первого критерия разночтений у специалистов практически нет. Это «зоны массивированной трещиноватости» триасовых отложений, «тектонически ослабленные зоны» отложений палеозоя, «зоны дезинтеграции» и т. п., формирующие вторичные коллекторы (резервуары).

Относительно концепции «главного источника» существует дискуссия. По данным одних исследователей основным источником УВ для залежей зон дезинтеграции является

РОВ отложений юрских горизонтов, погруженных в главную зону нефтеобразования (ГЗН). По данным других специалистов нефть в юру поступает из палеозоя и триаса, а не наоборот. Для обоснования «абиогенного» варианта концепции привлекаются данные исследования нефтей на содержание микроэлементов (ванадий, никель).

Рогожниковский лицензионный участок (ЛУ), расположенный в пределах Красноленинского свода, предложен как полигон для определения перспектив нефтегазоносности доюрских отложений, для апробации критериев и концепций поисков [1]. Здесь пробурено порядка 100 скважин, вскрывших доюрские отложения. Из кислых вулканитов доюрского комплекса и терригенных отложений триаса получены промышленные притоки нефти.

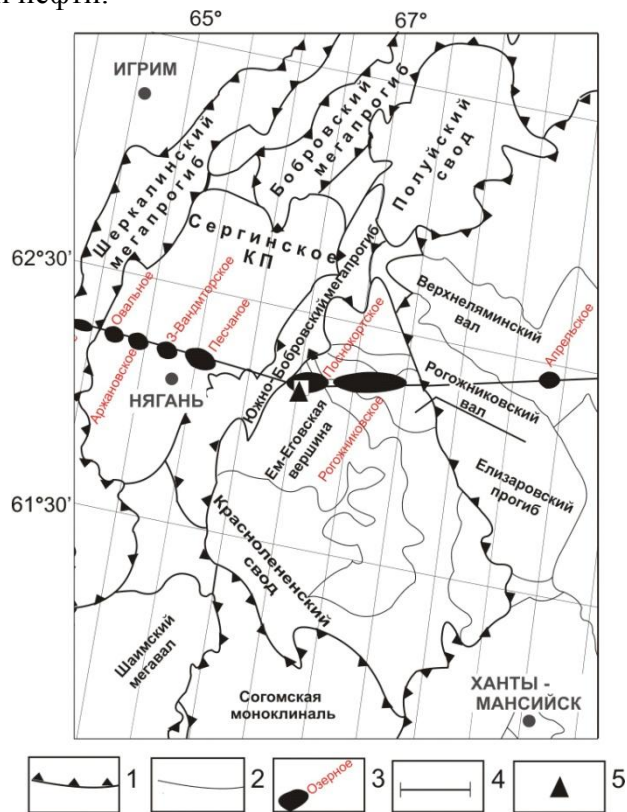


Рис. 1. Обзорная схема района исследований (на основе [2]): 1) границы тектонических элементов I порядка; 2) границы внутреннего районирования; 3) месторождение УВ на линии геотраверса; 4) линия моделируемого геотраверса; 5) «реперная» скважина Поснокортская 831.

Цель настоящего доклада – информировать специалистов об результатах применения данных гравirazведки и геохимии на Красноленинском своде, где расположен Рогожниковский ЛУ.

Применение данных гравirazведки для выявления зон разуплотнения в доюрском основании. Геоплотностное моделирование выполнено вдоль регионального сейсмопрофиля XIII, пересекающего Западно-Сибирскую плиту с востока на запад на широте 62° [3]. Используются аномалии силы тяжести в редукции Граафа-Хантера (ошибка $\pm 0,6$ мГал), а также стратиграфические разбивки «реперных» скважин, вскрывших доюрские отложения, и литологическое описание кернa.

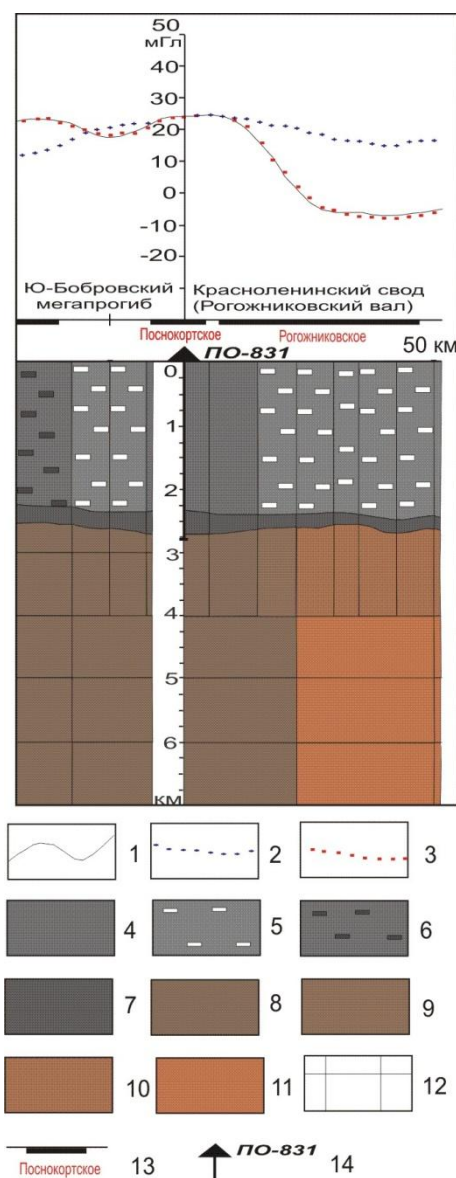


Рис. 2. Фрагмент геоплотностной модели [4]: графики силы тяжести – 1) наблюдаемого поля, 2) априорного разреза, 3) расчетного разреза; 4) послеюрские отложения; разуплотнения (5) и уплотнения (6) послеюрских отложений, до $0,05 \text{ г/см}^3$; 7) юрские отложения; 8) доюрские отложения; разуплотнения доюрских отложений (9-11) до $0,05$, на $0,05...0,10$ и $0,10...0,15 \text{ г/см}^3$, соответственно; 12) блокировка разреза при моделировании; 13) месторождение УВ и его название; 14) «реперная» скважина

В западной части моделируемый геотраверс включает Красноленинский свод (рис. 1). На траверсе Красноленинского свода выявлены (рис. 2): зона разуплотнения меловых отложений, разуплотнения кровли доюрских отложений и в целом крупная обособленная зона разуплотнения доюрского комплекса до глубины 7 км.

Результаты нефтегеологической интерпретации геоплотностной модели сводятся к следующему (рис. 3). Над зоной разуплотнения всего доюрского комплекса северо-восточной части Красноленинского свода находится Рогожниковское нефтяное месторождение с залежами почти во всех нефтегазоносных комплексах юры и неокома. Основным источником нефти этих залежей являются материнские породы баженовской свиты (bg) – $J_{3t}-K_{1b}-br$. По глубине положения баженовская свита вошла в ГЗН.

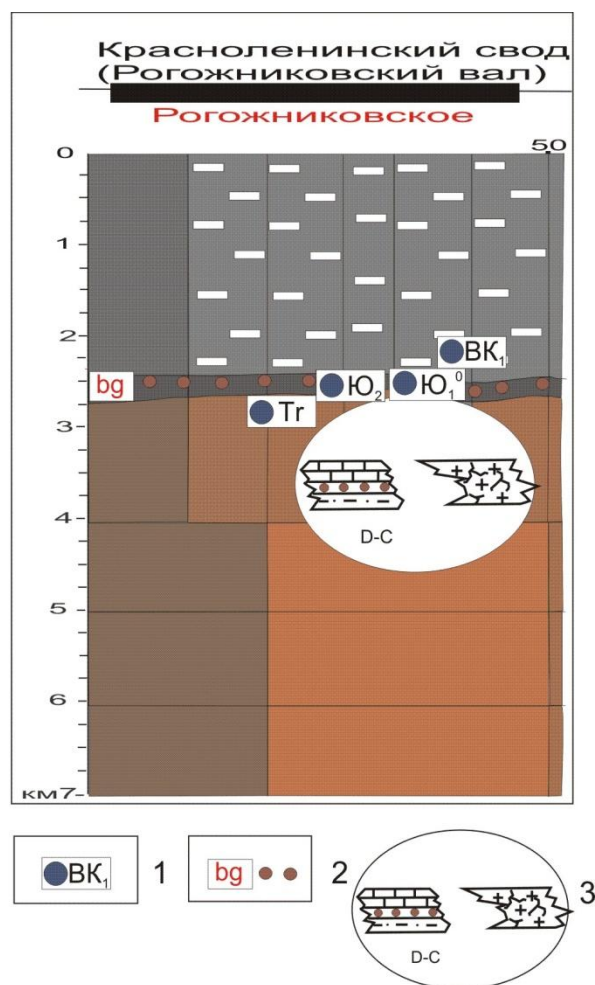


Рис. 3. Схема нефтегеологической интерпретации геоплотностной модели на участке Красноленинского свода [4]: 1) нефтеносные комплексы; 2) материнские отложения; 3) прогнозируемая зона нефтегазоаккумуляции и ее литолого-петрографическая интерпретация с качественной оценкой генерационного потенциала. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 2

Разуплотненная структура послеюрских отложений способствовала миграции нефти в ловушки викуловской свиты (BK_1) – K_1a . Непосредственное примыкание к материнским отложениям пластов абалакской свиты (пласт $Ю_1^0$) – J_3o-km и верхней подсвиты тюменской свиты (пласт $Ю_2$) – J_2bt способствовало миграции нефти в ловушки этих пластов. Отсутствие нижнеюрских отложений позволило нефти мигрировать в ловушки зоны контакта осадочного чехла и фундамента (Tr). Масштабная зона разуплотнения доюрского комплекса на участке Рогожниковского вала представляется сосредоточением резервуаров и генерирующих толщ (подводящих каналов?) в слабометаморфизованных палеозойских терригенно-карбонатных породах (D-C) или в трещиновато-кавернозных магматических породах. *Здесь резерв расширения ресурсной базы Красноленинского нефтегазоносного района с нефтяными, газоконденсатными и газовыми залежами в доюрском разрезе на глубинах 2,5...4,5 км».*

Можно констатировать, что зона разуплотнения в доюрском основании, выявленная геоплотностным моделированием по данным гравиразведки, и последующее интерпретационное заключение о сосредоточении резервуаров в доюрских отложениях вполне согласуются с результатами геологоразведочных работ на Рогожниковском ЛУ.

Применение данных геохимии для определения источника нефтяных углеводородов в доюрском комплексе пород. Установление перемещения УВ-флюидов от «источника» (материнских пород, залежи) в вышележащие и нижележащие отложения выполнено на основе послойного изучения продуктивных, над- и подпродуктивных отложений, вскрытых разведочными скважинами (рис. 4), на содержание и молекулярно-массовое распределение (ММР) компонентов.



Рис. 4. Положение Рогожниковского и Северо-Рогожниковского месторождений на схематической тектонической карте центральной части Западно-Сибирской плиты (на основе [2]): 1 – границы тектонических структур I порядка; 2 – границы внутреннего районирования; 3 – разрабатываемое месторождение УВ и его номер; 4 – исследуемая скважина и ее номер. Месторождения: 6) Рогожниковское; 7) Северо-Рогожниковское. Скважины: 765) – Северо-Рогожниковская 765; 718) – Рогожниковская 718.

Изучался керновый материал продуктивной Северо-Рогожниковской скважины 765 (20 образцов из средне- и верхнеюрского, апт-сеноманского комплексов и палеозойского осадочно-вулканогенного образования) и непродуктивной Рогожниковской скважины 718 (8 образцов апт-сеноманского комплекса и палеозойских отложений). Анализ экстрактов проведен на хромато-масс-спектрометре фирмы PerkinElmer Clarus 500MS. Принятая методика исследования позволяет установить в породе содержание и молекулярно-массовый состав подвижных УВ нефтяного ряда, и, как следствие, выявить направленность их межпластовой миграции по изменениям содержания и ММР.

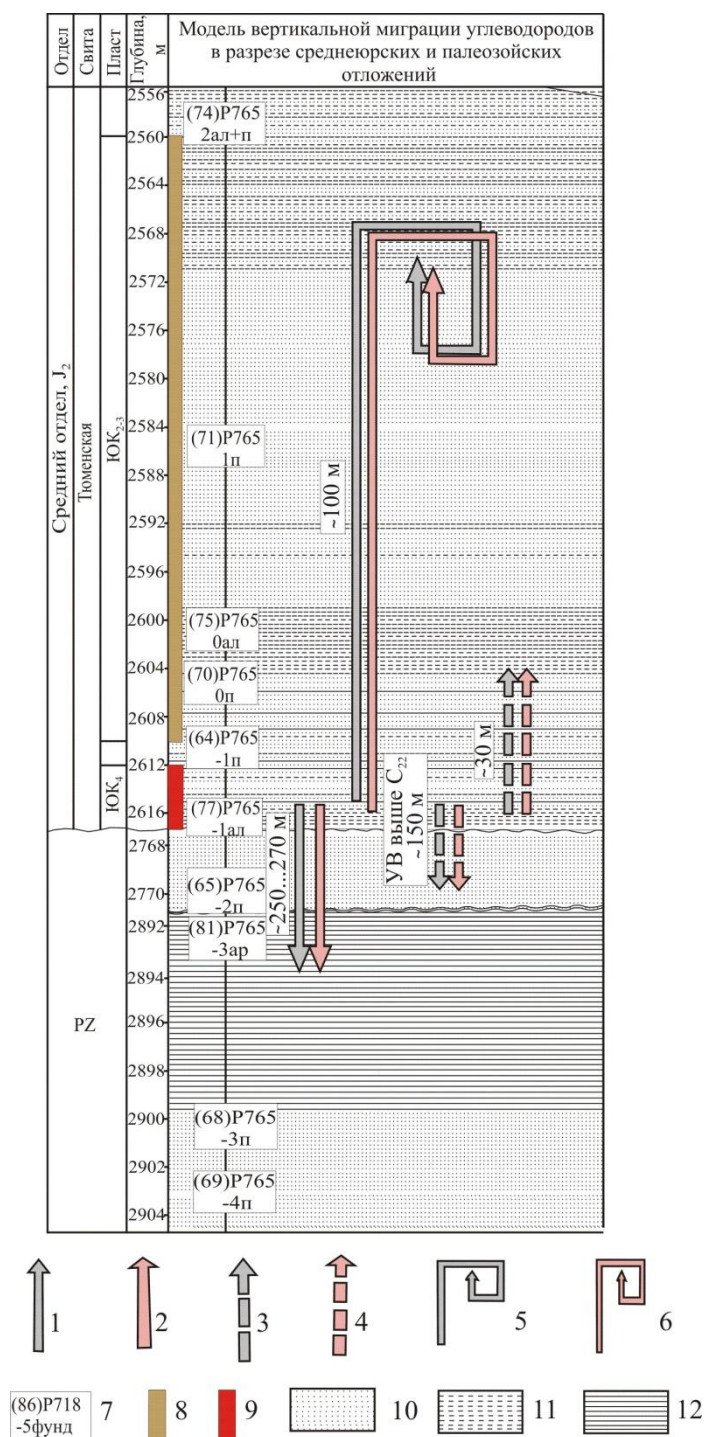


Рис. 5. Геохимическая модель вертикальной миграции углеводородов в разрезе Рогожниковского ЛУ (фрагмент): 1) межпластовая фильтрация насыщенных УВ; 2) межпластовая миграция ароматических УВ; 3) межпластовая диффузия насыщенных УВ; 4) межпластовая диффузия ароматических УВ; 5) внутрипластовая миграция насыщенных УВ; 6) внутрипластовая миграция ароматических УВ; 7) шифр образца; 8) продуктивный пласт; 9) материнские отложения; 10) песчаник; 11) алевролит; 12) аргиллит

Результатом послойного изучения ММР нефтяных УВ явилось составление схематичной геохимической модели меж- и внутрипластовой вертикальной миграции. На рисунке 5 приведен фрагмент геохимической модели для среднеюрских и палеозойских отложений.

Зона юрского нефтепроявления сформирована в результате активных межпластовых перетоков из низов тюменской свиты и из тутлеймской (баженовской) свиты. Миграция из низов тюменской свиты происходит как в нижележащие палеозойские отложения, так и в вышележащие пласты, заполняя углеводородами юрский комплекс до абалакской свиты.

Мигрирующие УВ богаты легкими гомологами C_9 – C_{21} алкилбензолов, нафталинами C_{10} – C_{12} . Расстояние нисходящей миграции нефти составляет 150–300 м в палеозойские слои (далее фиксируются фоновые концентрации сингенетичного битумоида). Расстояние проходимое восходящими потоками до абалакской свиты составляет около 100 м. Выше абалакского флюидоупора в юрской зоне нефтепроявлений начинает доминировать органика тутлеймской (баженовской) свиты.

Можно констатировать, что на Рогожниковском ЛУ экспериментально установлена миграция нефтяных УВ из юрских в нижележащие палеозойские отложения.

Заключение. Результаты геоплотностного моделирования, выполненного по данным гравиразведки, позволили выявить на траверсе Рогожниковского ЛУ масштабную зону разуплотнения палеозойского комплекса пород, отождествленную с вторичными коллекторами (резервуарами).

Установленная на Рогожниковском ЛУ дальность миграция нефтяных УВ из юрских в нижележащие палеозойские отложения согласуется с концепцией о юрском генезисе нефтей в резервуарах доюрского основания.

Результаты исследований на полигоне Рогожниковского ЛУ позволяют поддержать следующую стратегию поисков залежей нефти в доюрском основании центральной части Западной Сибири. Первоочередными участками поисков являются территории сосредоточения уже известных богатых залежей в нижних этажах осадочного чехла. Именно на этих территориях необходимо ставить работы по выявлению возможных зон разуплотнения в фундаменте. Если здесь зона разуплотнения выявляется, то это первоочередной объект детализации поисков залежей в фундаменте.

Надежным и недорогим методом выявления зон разуплотнения в фундаменте является геоплотностное моделирование по данным гравиразведки.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009-2013 годы», мероприятие 1.2.2.

Литература:

1. Коровина Т.А., Кропотова Е.П., Минченков Н.Н., Батулин А.Ю., Николаева Е.В. Доюрское основание (ПСЭ) в Западной Сибири – объект новых представлений на природу нефтегазоносности (из опыта исследований и практического освоения Рогожниковского ЛУ) // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа - Югры. Том 1. – Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2009. – С. 214–218.
2. Атлас «Геология и нефтегазоносность Ханты-Мансийского автономного округа» // под ред. Э.А. Ахпателова, В.А. Волкова, В.Н. Гончаровой, В.Г. Елисеева, В.И. Карасева, А.Г. Мухер, Г.П. Мясниковой, Е.А. Теплякова, Ф.З. Хафизова, А.В. Шпильмана, В.М. Южакова – Екатеринбург: ИздатНаукаСервис, 2004. – 148 с.
3. Исаев В.И., Лобова Г.А. Корреляция плотностной структуры доюрских отложений и зон нефтегазоаккумуляции вдоль регионального сейсмопрофиля XIII (центральная часть Западно-Сибирской плиты) // Геофизический журнал. – 2008. – Т. 30 – № 1. – С. 3–27.
4. Исаев В.И. Прогноз зон нефтегазоаккумуляции на траверсе Красноленинский свод – Ляпинский мегапрогиб (по результатам геоплотностного моделирования) // Известия Томского политехнического университета. – 2008. – Т. 312. – № 1. – С. 26–33.

СЕЙСМО-ГРАВИТАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО И САРМАТСКОГО СЕГМЕНТОВ ВОСТОЧНО- ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

Каратаев Г.И.

Институт природопользования НАН Беларуси. г. Минск, Беларусь

В 1996-ом и 1997-ом годах в рамках международного проекта «Евробридж» через территорию Беларуси были проложены геотрансекты глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) Евробридж-96 (Варена-Несвиж-Выступовичи) и Евробридж-97 (Бобруйск-Винница). При этом первый из них сечет зону сочленения Фенноскандинавского и Сарматского геосегментов по Центрально-Белорусской сутурной зоне, а второй – Припятский палеорифт Восточно-Европейской платформы.

На сейсмическом разрезе по геотрансекту Евробридж-96 в разрезе земной коры Центрально-Белорусской сутурной зоны (ЦБСЗ) прослеживается положительная складка, формировавшаяся с крылом юго-восточного падения под углом около 20° – 25° [1,2]. В юго-восточной и центральной частях разреза прослеживается группа сейсмических отражателей с падением в северо-западном направлении. В верхней мантии на глубине около 60 км обнаружена граница с тенденцией падения также на северо-запад. Кроме того, в юго-восточной части геотрансекта в верхней мантии прослежена отражающая сейсмическая граница, падающая в юго-восточном направлении под углом примерно 15° . Поверхность Мохоровичича (Мохо) практически горизонтально залегает на глубине 50-55 км, с небольшим наклоном на северо-запад. В целом в земной коре ЦБСЗ относительно соседних блоков зафиксированы высокие скорости сейсмических волн (в верхней части коры их разница до 0,25 км/с, в нижней – до 0,10 км/с).

На сейсмическом разрезе Евробридж-97 на участке Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс (ОМВП) – Коростенский плутон (КП) в верхней мантии выделена сейсмическая граница, разделяющая верхи мантии на две части: на северную с аномально высокими значениями скоростей (до 8,50 км/с) и южную с нормальными для этих глубин скоростями [3]. Граница наклонена в южном направлении на глубинах 48-58 км под углом около 8° , а ниже – под углом 19° . Проецируя эту границу в сторону Центрально-Белорусской зоны, находим, что данная граница выходит на поверхность именно в этой зоне, что неплохо коррелируется с элементами сейсмического разреза на геотрансекте Евробридж-96: с юго-восточным наклоном складки в земной коре и падающей на юго-восток сейсмической границей в верхах мантии.

Выявленные в результате проведенных ГСЗ особенности строения земной коры и верхней мантии в районе ЦБСЗ, а также геологические данные дали основания предположить, что к 2,0 млрд лет на юго-восточном фронте Фенноскандинавской плиты сформировался Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс (БПГП), а Фенноскандинавскую и Сарматскую литосферные плиты разделяла Белорусская океанская плита. При этом ЦБСЗ формировалась в результате сближения Фенноскандинавской и Сарматской плит путем поддвига расположенной между ними Белорусской океанской плиты под Сарматскую литосферную плиту (как зона субдукции андского типа) с последующей коллизией в процессе сближения Фенноскандинавской и Сарматской плит [4].

Полагая, что в движении Фенноскандинавской плиты навстречу с Сарматской действовали тектонические силы глубинного происхождения, каковые могут быть вызваны процессами конвекции астеносферного вещества и мантийной инжекции, движение в юго-восточном направлении жесткого фронта литосферы БПГП Фенноскандии обусловило «ныряние» относительно более тяжелой Белорусской океанской литосферы под более легкую Сарматскую плиту.

В свете такой концепции прежде всего возникает вопрос: а есть ли в разрезе земной коры и верхней мантии в зоне сочленения Фенноскандинавского и Сарматского сегментов реликты океанской коры? Косвенно об этом может свидетельствовать упомянутая выше линейно уходящая в верхнюю мантию зона повышенных скоростей сейсмических волн, выявленная в западной части геотрансекта Евробридж-97 непосредственно под подошвой земной коры.2). О возможном поддвиге океанской плиты под Сарматскую плиту могут говорить и наклоненные в северо-западном направлении сейсмические отражатели (возможно обусловленные активными воздействиями Сарматской плиты).

Поскольку реликт океанской коры может обладать относительно повышенной плотностью вещества, для его поиска мы обратились к гравитационному полю. Предварительно, для получения плотностной картины литосферы было выполнено сейсм-гравитационное моделирование по геотрансектам Евробридж-96 и 97. При этом были получены следующие плотностные характеристики основных слоев земной коры и верхней мантии. Так, с учетом общей картины распределения по разрезу скоростей сейсмических волн и расположения отражающих границ среднюю плотность пород фундамента БПГП можно принять равной $2,85 \text{ г/см}^3$, для ЦБСЗ - $2,65 \text{ г/см}^3$, а для ОМВП в целом - $2,65 \text{ г/см}^3$. Для разреза земной коры ЦБСЗ по профилю Евробридж-96 имеем более детальную характеристику плотностного разреза: на интервале глубин 0-10 км плотность пород равна в среднем $2,60\text{-}2,65 \text{ г/см}^3$; на интервале 10-20 км - $2,83 \text{ г/см}^3$; на интервале 20-50 км - $3,03 \text{ г/см}^3$; плотность подкорового вещества - $3,45 \text{ г/см}^3$ [5]. Аналогичные исследования, проведенные по геотрансекту Евробридж-97, дают следующую картину плотностного разреза в пределах ОМВП (поинтервалы, в г/см^3): 0-10 км - $2,65$, 10-17 км - $2,75$, 17-47 км - $2,80$. Плотность вещества непосредственно под границей Мохо - около $3,30 \text{ г/см}^3$ [2]. Но верхняя мантия на этом профиле неоднородна. Как отмечено ранее, по сейсмическим данным в подкоровом слое под ОМВП в зоне сочленения ЦБСЗ и Сарматской плиты выделена наклонная в южном направлении под углом около $8^\circ\text{-}19^\circ$ граница, разделяющая среды с существенно разными скоростями сейсмических волн; эта разность в плотностном выражении равна $+0,10 \text{ г/см}^3$ [6].

На рис. 1 приведен плотностной разрез, отвечающий региональной аномалии силы тяжести с точностью $\pm 1 \text{ мГал}$.

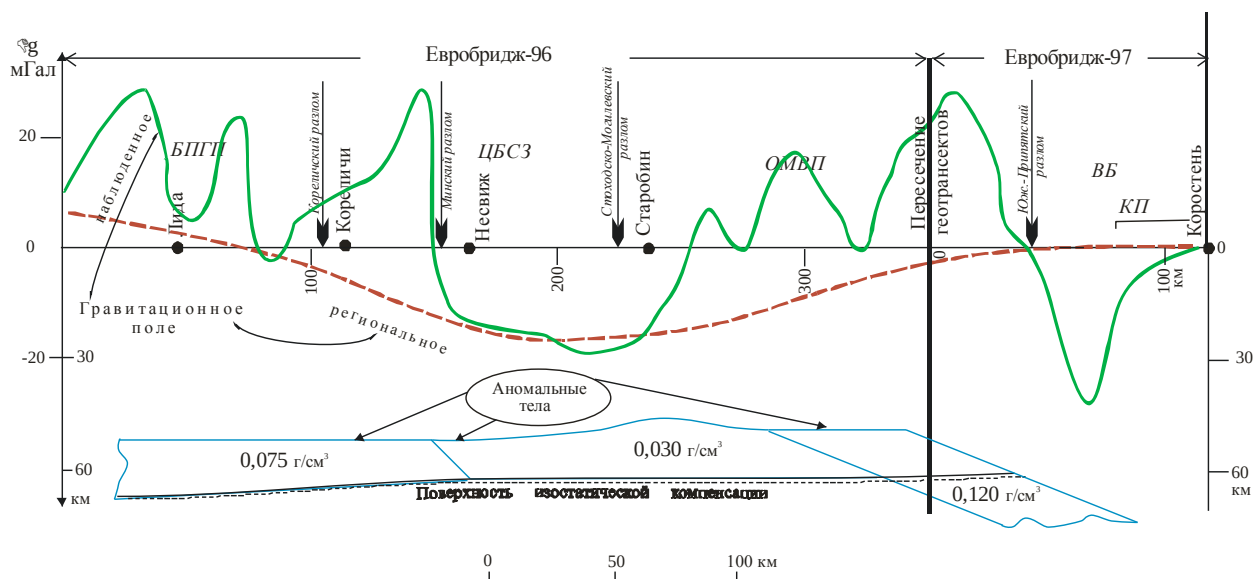


Рис.1. Интерпретация гравитационного поля по профилю, секущему Центрально-Белорусскую сутурную зону.

Интерпретация региональной кривой показывает, что в разрезе верхней мантии следует выделить три крупных возмущающих тела: на северо-западе, непосредственно под БПГП, тело с аномальной плотностью $+0,075 \text{ г/см}^3$ мощностью около 12-15 км; восточнее, под ЦБСЗ, тело с плотностью $+0,03 \text{ г/см}^3$ мощностью до 20 км, и непосредственно на стыке

ЦБСЗ с ОМВП на окраине Сарматии – тело с относительно высокой аномальной плотностью $+0,12 \text{ г/см}^3$, уходящее на глубины астеносферного слоя.

Отметим, что подошва выделенных под БПГП и ЦБСЗ гравитирующих тел коррелирует с поверхностью изостатической компенсации, которая на сейсмическом разрезе Евробридж-96 фиксируется слабонаклоненной в северо-западном направлении подкоровой отражающей границей.

Среднее же возмущающее тело с относительно уменьшенной плотностью пространственно согласовывается с положительными складками в разрезе земной коры ЦБСЗ. Учитывая приуроченность к этому району подъема поверхности астеносферы [7], образование данного тела, по-видимому, связано с процессом формирования складок в земной коре ЦБСЗ, которая на этапе коллизии была существенно прогрета астеносферным теплом и находилась в значительной степени в размягченном, слабвязком состоянии.

Аномальное же тело почти 40-50-километровой видимой горизонтальной мощности, с аномальной плотностью $+0,12 \text{ г/см}^3$, корнями уходящее в астеносферу и соответствующее отмеченному ранее сейсмическому объекту в верхней мантии, является, на наш взгляд, искомым реликтом Белорусской океанской плиты, затянутой под Сарматию в процессе субдукции. Полученная разность плотностей реликта Белорусской океанской плиты и мантии соответствует теоретическим оценкам [8].

Таким образом, сейсмические и гравиметрические данные, в рамках обсуждаемой концепции, дают основания предполагать, что в верхней мантии зоны ОМВП на окраине Сарматского сегмента присутствует реликт Белорусской океанской плиты.

Суммируя все вышеприведенные данные, базируясь на современные сведения о субдукционных и коллизионных процессах, формирование Центрально-Белорусской сутурной зоны нам представляется в виде, представленном на рис.2.

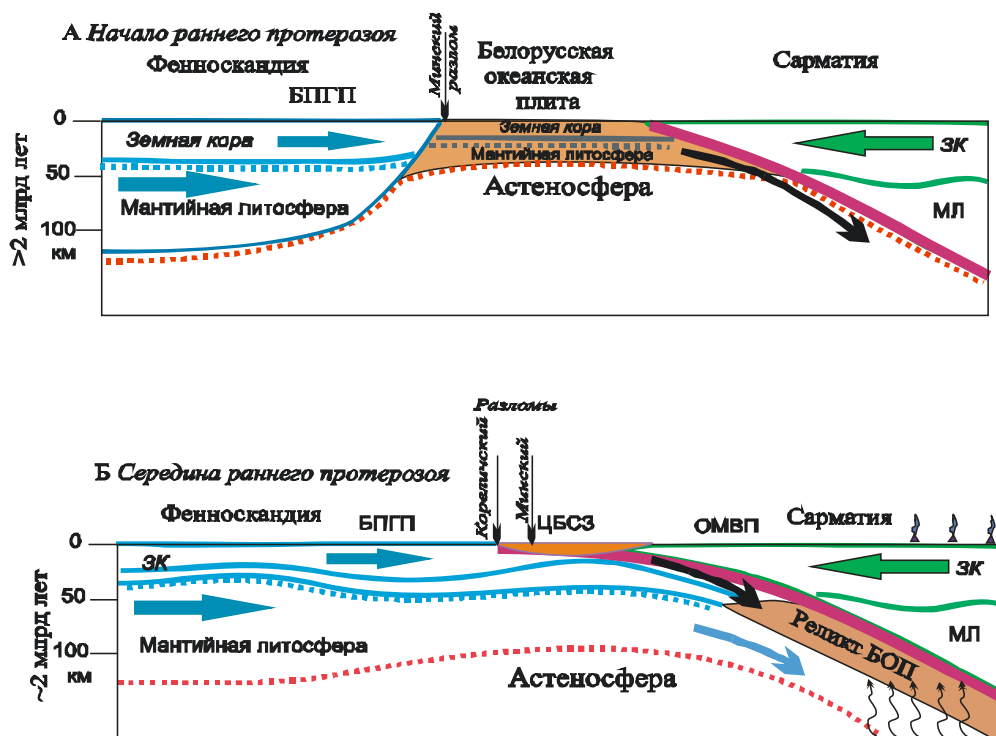


Рис.2. Предполагаем план протекания субдукционно-коллизионного процесса в Центрально-Белорусской сутурной зоне

По-видимому, к 2,0 млрд лет на юго-восточном фронте Фенноскандинавской плиты сформировался Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс. Фенноскандинавскую и Сарматскую литосферные плиты разделяла Белорусская океанская плита. Мощность океанской литосферы примерно в два-три раза меньше мощности континентальной литосферы [9]. Мощность литосферы под океанами колеблется в пределах 50-70 км, а

мощность континентальной литосферы - от 100 до 200-230 км и более [10]. Отмечается, что плотность вещества океанской литосферы существенно выше, чем плотность литосферы под континентами [8].

В процессе поддвига океанской плиты под Сарматскую плиту значительную роль играли активные воздействия последней (отчетливо выраженные наклоненными в северо-западном направлении сейсмическими отражателями) и гравитационные силы. Конвергенция Фенноскандинавской и Сарматской плит и гравитационные силы привели, в конечном итоге, к утонению океанской плиты в верхней части ее висячего крыла и образованию локальной впадины – желоба (в геомеханике это явление связывают с образованием так называемой «шейки»). Исследователи отмечают, что это явление и погружение океанской плиты в астеносферу увеличивают скорость гравитационного опускания океанской плиты.

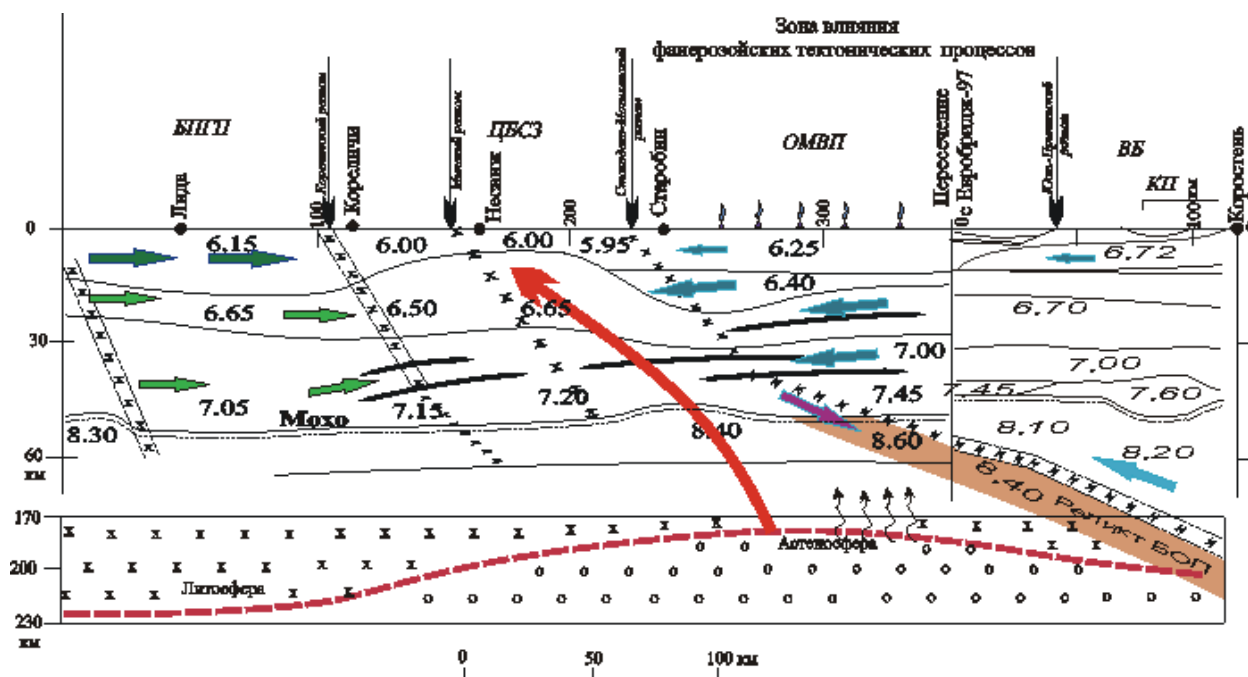


Рис.3. Схема коллизионного процесса в конце раннего протерозоя.

Процесс постепенной субдукции Белорусской океанской плиты в юго-восточном направлении под континентальный сегмент Сарматии зафиксирован в достаточно длительной и многостадийной истории развития магматических комплексов ОМВП [11].

Отметим еще одну особенность процесса субдукции. Согласно сейсмическим данным и гравитационному моделированию, погружение субдуцирующей плиты (по крайней мере, в верхней мантии) происходило практически по канонам зон Беньофа: сначала под углом 8° до глубин примерно 60 км, а затем под углом 19° , причем, как выше указано, с довольно высокой скоростью. В литературе отмечается, что при высоких скоростях погружения тяжелая субдуцирующая океанская плита (каковой является и Белорусская океанская плита) сохраняет свои упругие свойства и на сверхбольших глубинах, в астеносфере. При этом за счет сил сжатия и растяжения непосредственно в субдуцирующей литосфере образуются магматические очаги, которые формировали основной облик ОМВП.

Обобщая изложенное, на рис. 3 на фоне сейсмического разреза представлена картина возможного распределения тектонических сил в процессе коллизии в конце палеопротерозоя (2,0–1,7 млрд лет).

Не трудно видеть, что в процессе коллизии Фенноскандинавской и Сарматской плит, завершившейся 1,7 млрд лет назад, имели место значительные тангенциальные напряжения, которые сформировали сложное строение земной коры в зоне сочленения плит за счет

преобразования вещества и структуры ранее субдуцированной Белорусской океанской плиты и окраины Сарматской континентальной плиты.

Тектоническая интерпретация результатов сейсмо-гравитационного моделирования в зоне сочленения Фенноскандинавской и Сарматской плит дана совместно с Р.Г.Гарецким в работе[12].

Литература:

1. Garetsky R.G., Karatayev G.I., Zlotski G., Astapenko V.N., Belinsky A.A., Terletsy V.V. and Eurobridge seismic working group. Seismic velocity structure across the Fennoscandia-Sarmatia suture of the East European Craton beneath the EUROBRIDGE profile through Lithuania and Belarus. 1999. Tectonophysics. 314. P.193-217.
2. Kozlovskaya E., Taran L.N., Yliniemi J., Giese R., Karatayev G.I. Deep structure of the crust along the Fennoscandia-Sarmatia Junction Zone (central Belarus): results of a geophysical-geological integration // Tectonophysics. 358. 2002. P.97-120.
3. Thibo H., Janik T., Omelchenko V.D. et al. Upper lithosphere seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian Shield along the EURUBRIDGE'97 profile // Tectonophysics. 371. 2003. P. 41-79.
4. Bogdanova S. Segments of the East European Craton. EUROPROBE in Jablonna. 1991. Warszawa, P. 33-38.
5. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Голобоков С.В., Данкевич И.В. Глубинное строение Центрально-Белорусской шовной зоны по геофизическим данным // Литосфера 1 (24), 2006. С.101-112.
6. Красовский С.С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. Киев. 1981. 262с.
7. Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Каратаев Г.И. Астеносфера запада Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1996. №6. С.58-67.
8. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Природа тектонической активности Земли. Итоги науки и техники. Физика Земли. Т.12. М., 1993. – 291 с.
9. Жарков В.Н., Трубицын В.П. Физика планетных недр. М., Наука, 1980. - 448 с.
10. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. Киев. Наукова думка, 1986. 184 с.
11. Аксаментова Н.В. Магматизм и палеогеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса. Минск. 2002. Институт геологических наук НАН Беларуси. 175 с.
12. Garetsky R.G., Karatayev G.I. A tectonogeodynamic model for the junction zone between the Fennoscandian and Sarmatian segments of the East European Platform // Russian Geology and Geophysics, 52. 2011/ P. 1228-1235.

НЕВЕРОЯТНОСТНОЕ ОПИСАНИЕ АПРИОРНОЙ ИНФОРМАЦИИ В ОБРАТНОЙ ЗАДАЧЕ ГРАВИМЕТРИИ

Кишман-Лаванова Тамара Николаевна

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев

На современном этапе достаточно активно развиваются методы глобальной оптимизации как альтернатива линейной аппроксимации и методам локальной оптимизации. Причины этого ясны. Линейная аппроксимация обычно требует вычисления частных производных по параметрам модели, что очень сложно выполнить аналитически. Локальные оптимизационные методы, такие как матричная инверсия, методы скорейшего спуска, сопряженных градиентов «имеют склонность» попадать в локальные минимумы и таким образом сильно зависят от выбора начальной модели. Поэтому методы глобальной оптимизации многоэкстремальных функций (такие как прямой поиск Монте Карло в параметрическом пространстве [1], генетические алгоритмы [2, 3] или модельное закаливание [4]), в которых нет этих ограничений, достаточно привлекательны в геофизической практике.

Очень часто алгоритмы глобальной оптимизации первоначально развиты в некоторых других областях применяются в геофизических задачах без какой-либо адаптации, а, следовательно, не решают геофизические обратные задачи эффективно. Одна из причин в некорректности и неединственности обратных задач. Их решения должны всегда основываться на достаточном количестве априорных данных, то есть заранее известных сведениях о критерии оптимальности и ограничениях. На практике любое описание

реального распределения вещества земной коры неизбежно приводит к идеализации ее свойств, и, несмотря на стремление учесть основные характерные черты, вряд ли можно надеяться на получение полной априорной информации. Если же учесть еще и наличие разнообразных помех, то приходится заключить, что априорная информация всегда будет неполной и неопределенной.

Классический способ ввести априорные данные о модельных параметрах в процедуру инверсии – это сформулировать их в виде некоторой априорной функции распределения плотности вероятности (PDF) [5]. Тогда решение обратной задачи должно максимизировать апостериори функцию PDF вектора параметров [6].

Трудности связанные с формулировкой априорной информации через функцию распределения вероятности в геофизических обратных задачах были проанализированы Scales and Snieder [7], которые показали, что во многих практических случаях невозможно использовать вероятностное описание априорной информации. Главная причина в том, что в геофизических обратных задачах имеют дело с двумя типами неопределенности: неопределенность наблюдаемых данных – вероятностная, это результат случайных ошибок наблюдения. Неопределенность априорной информации о параметрах модели часто имеет невероятностную природу, то есть, связана с недоскональными знаниями об исследуемом объекте. Она может быть описана формально с использованием невероятностной меры неопределенности

Опыт успешного применения невероятностных методов описания неопределенности известен для инверсии сейсмических данных [1, 6, 8]. В представленной работе неопределенность априорной информации описывается посредством нечетких множеств. Также показано, как невероятностные методы, манипулирующие неопределенной информацией, могут быть адаптированы для решения обратной задачи гравиметрии. При этом задача формулируется как многокритериальная задача оптимизации, одним из критериев выступает априорная информация.

Постановка задачи. Традиционно обратная задача гравиметрии формулируется следующим образом.

Пусть под земной поверхностью имеем некоторую область D , массы которой характеризуются неоднородным распределением плотности. Геологический объект, принадлежащий этой области параметризуется, то есть, описывается совокупностью параметров $\mathbf{m} = [m_1, m_2, \dots, m_k] \in M$, где M – параметрическое пространство. В I точках земной поверхности наблюдаемое поле аномалии силы тяжести имеет значения $\Delta g_n = (g_1, g_2, \dots, g_I)$. Априорная информация о геологическом объекте получена из некоторых экспериментальных наблюдений. «Байессовский» подход к обратной задаче описывает априорную информацию о модели с помощью функцию плотности вероятности $p(\mathbf{m})$. Задача заключается в поиске апостериори плотности вероятности вектора $\mathbf{m}$ исходя из наблюдаемых данных, теоретической взаимосвязи между модельными параметрами и наблюдаемым полем, а также априорной информации [5]:

$$\sigma(\mathbf{m}) = k p(\mathbf{m}) F(\mathbf{m}),$$

где k –соответствующая нормализующая константа, $p(\mathbf{m})$ – априорная плотность вероятности модельного распределения, $F(\mathbf{m})$ – функционал, который оценивает соответствие между наблюдаемыми и теоретическими данными.

Однако очень часто априорные оценки отображают лишь допущения о возможных значениях модельных параметров и зависимости между ними, так что статистические оценки априорной информации невозможны. Тогда неопределенная априорная информация может быть описана способом отличным от вероятностных мер неопределенности, а именно с помощью нечетких множеств.

Описание неопределенной априорной информации.

Невероятностные меры неопределенностей были значительно развиты в 1970-х годах. В частности, некоторые теории, которые обобщают или дополняют теорию вероятностей, были введены на протяжении этого десятилетия

Все теории неопределенности подобны классической теории вероятности в том смысле, что все они описывают некоторый тип неопределенности и используют интервал $[0, 1]$ для их измерения. Разница появляется главным образом в аксиоматическом определении этих мер. Концепция нечеткой меры, предложена Sugeno [9], обеспечивает универсальные рамки, в которых различные специальные классы неопределенных мер могут быть сформулированы, включая классические вероятностные меры.

Теория возможности, основанная на определении меры возможности известна как одна из главных невероятностных теорий неопределенности. Это связано с неопределенностью вытекающей из неполных знаний, которые принимаются более возможными, чем вероятными. Фундаментальная разница между возможностью и вероятностью была сформулирована Zadeh L.A. [10] как принцип согласованности возможности и вероятности. Согласно ему, событие должно прежде быть возможным, чем вероятным, то есть высшая степень возможности не предполагает высшую степень вероятности, а низкая степень вероятности предполагает низкую степень возможности. Однако если событие невозможно, то оно также и невероятно.

Более детальный формальный анализ вероятностей, возможностей, нечетких множеств и других мер неопределенности можно найти, например, в монографии Klir и Folger [11] и Zimmermann [12].

Поскольку любой подход к решению геофизической обратной задачи должен обладать вычислительной эффективностью, то имеет смысл использовать теорию возможности, основанную на определении нечеткого множества из-за ее относительной вычислительной простоты по сравнению с теорией вероятности.

Теория нечетких множеств сейчас хорошо развитая область математики. Ее описание можно найти, например, в работах [10, 12, 13]. Приведем определение нечеткого множества.

Пусть U — так называемое универсальное множество, из элементов которого образованы все остальные множества, рассматриваемые в данном классе задач. Нечетким множеством A называется совокупность пар:

$$A = \{ \langle x, \mu_A(x) \rangle \mid x \in U \},$$

где μ_A — функция принадлежности, т.е. $\mu_A : U \rightarrow [0, 1]$. Функция принадлежности есть аналогом характеристической бинарной функции в обычных множествах.

Операции с нечеткими множествами определяются через функцию принадлежности.

Функция принадлежности $\mu_C(x)$ пересечения нечетких множеств $C = A \cap B$ равна

$$\mu_C(x) = \min \{ \mu_A(x), \mu_B(x) \}, \quad x \in U.$$

Функция принадлежности $\mu_C(x)$ объединения нечетких множеств $C = A \cup B$ равна

$$\mu_C(x) = \max \{ \mu_A(x), \mu_B(x) \}, \quad x \in U$$

Функция принадлежности $\mu_C(x)$ дополнения нечеткого множества A равна

$$\mu_{\bar{A}}(x) = 1 - \mu_A(x), \quad x \in U.$$

Важное преимущество этой теории в том, что основные операции нечетких множеств обеспечивают очень удобный способ комбинировать различные четкие и нечеткие ограничения на модельные параметры. Однако важно помнить, что функция принадлежности не может быть использована вместо априори PDF в классической формулировке обратной задачи, так как они не только выражают два разных типа неопределенной информации, но также соответствуют разным мерам неопределенности, которые должны удовлетворять разным аксиомам. Чтобы комбинировать разные типы неопределенности в одной схеме инверсии, необходимо изменить формулировку обратной задачи.

Преобразование традиционной одноцелевой геофизической обратной задачи в многоцелевую задачу оптимизации.

Пусть X – нечеткое множество возможных решений определенное в параметрическом пространстве с функцией принадлежности $\mu_M(m)$ и пусть $p(\Delta g_t(m))$ – функция плотности вероятности экспериментальных данных (то есть, вероятность получения определенных экспериментальных данных для значений модельных параметров).

Тогда в вероятностной постановке обратной задачи согласно [6] решение должно:

- максимизировать функцию принадлежности нечеткого множества возможных решений;
- максимизировать плотность условной вероятности наблюдаемых данных.

Такая оптимизационная задача это задача многоцелевой оптимизации с двумя целевыми функциями, то есть

$$F(m) = (F_1(m), F_2(m)),$$

где $F_1(m) = \mu_M(m)$. Поскольку на практике плотности распределения вероятностей, как априори так и апостериори, считаются гауссовыми, то

$$F_2(m) = p(\Delta g_t(m)) = \frac{1}{(2\pi)^{L/2} |C_D|^{1/2}} \exp \left\{ -\frac{1}{2} [\Delta g_t(m) - \Delta g_n]^T C_D^{-1} [\Delta g_t(m) - \Delta g_n] \right\},$$

где L – размерность вектора $\Delta g_t(m)$, C_D – ковариационная матрица наблюдаемых данных, описывает неопределенность данных [8], $\Delta g_t(m)$ и Δg_n – теоретическое и наблюдаемое поля аномалии силы тяжести, соответственно.

Для небайесовской формулировки обратной задачи решение должно:

- минимизировать функцию принадлежности дополнения к нечеткому множеству возможных решений
- минимизировать невязку между полями

$$F(m) = (F_1(m), F_2(m)), \text{ где } F_1(m) = 1 - \mu_M(m), F_2(m) = \|\Delta g_n - \Delta g_t(m)\|_{L_2}^2$$

Поля сравниваются в квадратической метрике L_2 , поскольку предполагается, что случайные погрешности в наблюдаемых данных имеют Гауссово распределение.

Важно отметить, что в случае одно целевой оптимизационной задачи качество решения оценивается функцией невязки для каждого решения в параметрическом пространстве. В случае многоцелевой задачи каждое решение имеет $L \geq 2$ оценочных значений, одно для каждой целевой функции. Решения с многоцелевыми значениями. помогает сравнить концепция недоминирования.

Для задачи, которая имеет более одной целевой функции (то есть $f_j, j=1,...,L$ и $L > 1$) произвольные два решения $x^{(1)}$ и $x^{(2)}$ могут иметь одну из двух возможностей – одно доминирует другое или ни одно из решений не доминирует другое. Решение $x^{(1)}$ доминирует другое решение $x^{(2)}$, если выполняются следующие условия [14]:

Решение-вектор $x^{(1)}$ не меньше решения $x^{(2)}$, то есть, все компоненты вектора $x^{(1)}$ больше или равны соответствующим компонентам вектора $x^{(2)}$.

Решение $x^{(1)}$ строго больше решения $x^{(2)}$, по крайней мере для одной компоненты

Если любое из условий нарушается, решение $x^{(1)}$ не доминирует решение $x^{(2)}$. Решение есть Парето-оптимальным, если оно не доминируется ни одним другим решением.

Для поиска решения задачи используется алгоритм окрестностей [1] с целью уменьшить количество вычислений прямой задачи и увеличить разрешающую способность. Вычисление прямой задачи заменяется поиском ближайшего элемента диаграммы Вороного. Диаграммы Вороного используются для аппроксимации модельного пространства вокруг Парето-оптимальных точек. Выбор конечного решения из множества Парето-оптимальных решений

осуществляется как компромисс между значениями функции принадлежности нечеткого множества и функции невязки.

Таким образом, предложенный подход позволяет включать разные виды априорной информации в процедуру инверсии, используя для ее описания нечеткие множества. При этом традиционная задача максимума правдоподобности формулируется как многоцелевая оптимизационная задача.

Литература:

1. Sambridge M. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm – I. Searching a parameter space // *Geophysical journal international*. – 1999. – V.138, № 2. – P. 479-494.
2. Sambridge M., Drijkoningen G. G. Genetic algorithms in seismic waveform inversion // *Geophys. J. Int.* – 1992. – Vol. 109. –P. 323-342.
3. Stoffa P.L., Sen M.K. Nonlinear multiparameter optimization using genetic algorithms: inversion of plane wave seismograms // *Geophysics*. – 1991. – Vol. 56. – P. 1749-1810.
4. Rothman D.H. Automatic estimation of large residual statics corrections // *Geophysics*. – 1986. – Vol. 51. – P. 332-346.
5. Tarantola A., Valette B. Generalized non linear inverse problem using the least squares criterion // *Rev. Geophys. Space*. –1982. – V. 20. – P. 219-232.
6. Kozlovskaya E. An algorithm of geophysical data inversion based on non-probabilistic presentation of a priori information and definition of Pareto-optimality // *Inverse problem*. – 2000. – v. 16. – P.839-861.
7. Scales J.A., Snieder R. To Bayes or not to Bayes? // *Geophysics*. – 1997. - v. 62, № 4. – P. 1045-1046.
8. Tarantola A. Inverse problem theory and methods for model parameter estimation. – Society for Industrial and Applied Mathematics, 2005. – 342 p.
9. Sugeno M. Fuzzy measures and fuzzy integrals: a survey // *Fuzzy Automata and Decision Processes*. - 1977. – P. 89–102.
10. Zadeh L.A. Fuzzy Sets as a Basis for a Theory of Possibility // *Fuzzy Sets and Systems*. -1978. - Vol. 1, No. 1. – P. 3—28.
11. Klir G.J., Folger T.A. Fuzzy sets, uncertainty and information. – Prentice-Hall International, 1988. – 368 p.
12. Zimmermann Hans-Jürgen. Fuzzy set theory—and its applications (4th ed.). – Dordrecht: Kluwer, 2001. – 544 p.
13. Алтунин А.Е., Семухин М.В. Модели и алгоритмы принятия решений в нечетких условиях: Монография. – Тюмень: Издательство Тюменского государственного университета, 2000. – 352 с.
14. Goldberg D.E., Deb. K., Clark J.H. Genetic algorithm, noise and the sizing of population // *Complex systems*. – 1992. – v.6. – P. 333-362.

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ II КМПВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Козленко М.В., Козленко Ю.В.

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Сейсмическими исследованиями были получены параметры осадочной толщи северо-западного шельфа Черного моря вдоль профиля II КМПВ. Проведенное двумерное плотностное моделирование, которое опиралось на эти данные и результаты бурения (скв. Шмидта-12), позволило определить строение литосферы данного района до глубины 45 км.

Профиль II КМПВ длиной 120 км начинается примерно в 50 км к юго-западу от мыса Тарханкут и протекает в субмеридиональном направлении, не доходя около 10 км до Тендровской косы (рис. 1).



Рис. 1. Схема батиметрии района исследований с положением профиля. Изобаты в м.

В основу построения модели положены карта батиметрии [1], а также данные сейсморазведки о строении осадочного чехла [2, 3]. Для того, чтобы разрез пересекал всю Скифскую плиту от зоны сочленения с Западно-Черноморской впадины до южной границы Восточно-Европейской платформы, профиль был продлен на 10 км к северу и 50 км к югу. Таким образом модель охватывает восточную часть всех входящих в плиту структур, выделяемых [3] по поверхности домеловых отложений: Краевую ступень, Каламитский вал и Каркинитский прогиб.

Кроме того, для учета бокового влияния были пристроены закраины: с севера блок южной окраины Восточно-Европейской платформы с типично континентальной структурой, а с юга – переходная зона от Скифской плиты к субокеанической Западно-Черноморской котловине.

Значения плотностей были заданы согласно величинам, полученным при моделировании земной коры Черного моря вдоль профилей ГСЗ № 25 [4]. Поскольку плотности в пределах слоя одного возраста зависят от его мощности и глубины залегания, значения ρ последовательно увеличиваются от прибрежной зоны до глубоководной впадины. Подбор наблюдаемого поля силы тяжести проводился с шагом 5 км при помощи программы [5]. Точность расчетов (разность между наблюдаемым и модельным полем) составила менее ± 5 мГал.

Гравитационное поле было получено в результате набортных гравиметрических съемок, выполненных ПО «Южморгео» в 1967 – 1994 годах. Величины Δg вдоль профиля изменяются от -11 до 55 мГал (рис. 2 а). Наиболее ярко проявляется выровненный участок поля со значениями 52 – 55 мГал (ПК 25 – 50), приуроченный к области внешнего шельфа и верхней части континентального склона с глубинами дна от 80 до 600 м. Вторая достаточно выраженная зона минимальных градиентов расположена в пределах Каркинитского прогиба (ПК 100 – 125) и характеризуется величинами Δg 10 – 15 мГал. В прибрежной зоне в районе изобаты дна 20 м (ПК 160) находится наиболее низкое значение поля – 11 мГал.

Самой южной частью Скифской плиты является Краевая ступень, определяемая по субгоризонтальному положению подошвы меловых отложений (ПК 0 - 10) (рис. 2 б). В современном рельефе дна эта структура отличается выровненной поверхностью на глубине около 1 км. Осадочный чехол имеет общую мощность порядка 7 км и характеризуется практически полным отсутствием пород майкопской серии ($P_3 - N_1^1$). В консолидированной коре отмечено также субгоризонтальное залегание поверхностей всех структурных этажей, включая кровлю мантии. Мощность складчатого основания и «гранитного» слоя примерно одинаковы – чуть больше 5 км. Толщина «базальтового» слоя приблизительно в 2,5 раза больше (13,5 км). Подошва коры залегает на глубине 31,5 км. Краевая ступень в конце мезозоя являлась осевой частью достаточно широкого прогиба, судя по тому, что мощность отложений мелового возраста в пределах данной структуры значительно большая, чем на прилегающих участках.

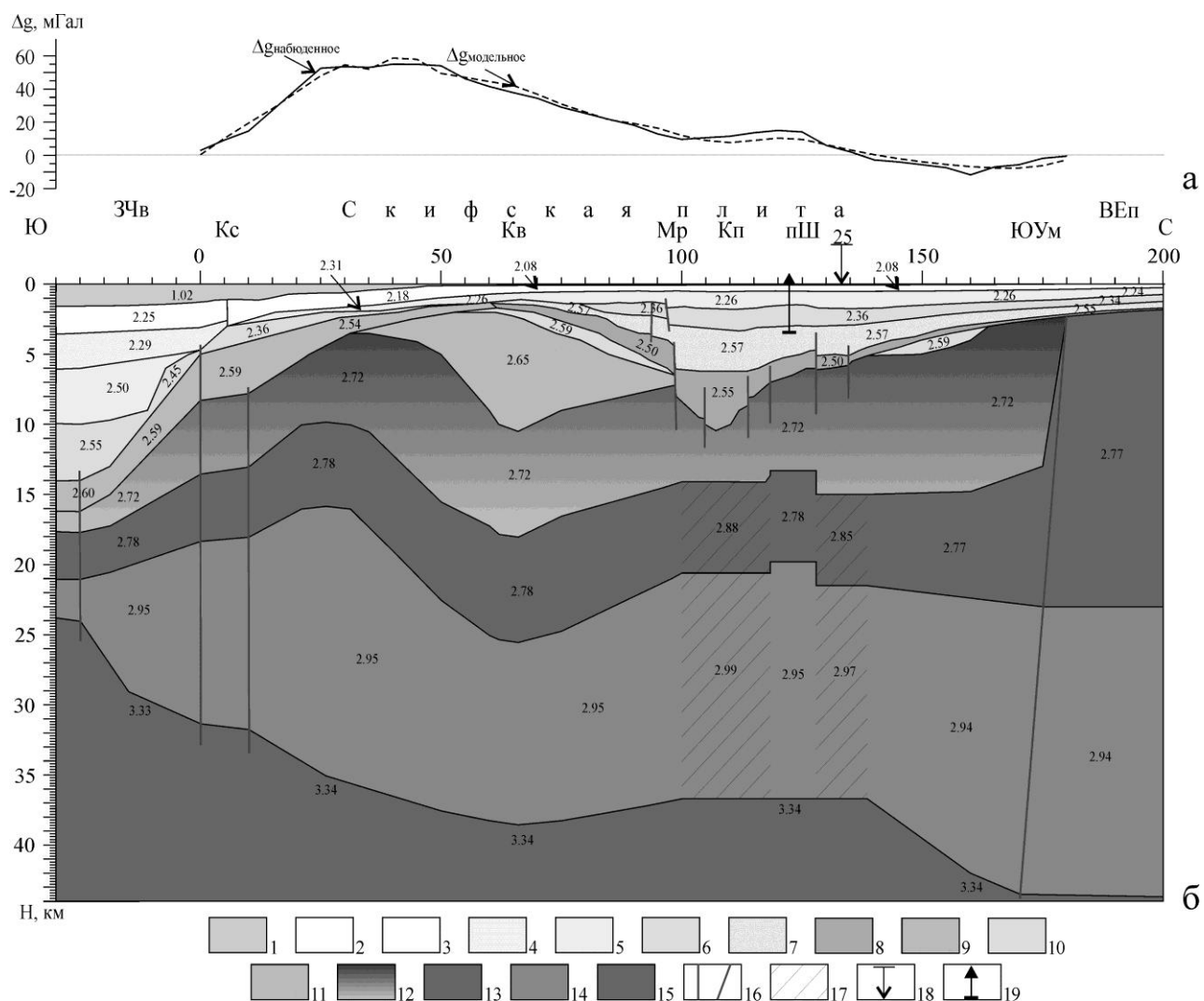


Рис. 2. Гравитационное поле (а) и двумерная плотностная модель (б) вдоль профиля II КМПВ. Значения ρ в г/см^3 . Структуры: ЗЧв – Западно-Черноморская впадина, Кс – Краевая ступень, Кв – Каламитский вал, Мр – Михайловский разлом, Кп – Каркинитский прогиб, пШ – поднятие Шмидта, ЮУм – Южно-Украинская моноклиналь, ВЕп – Восточно-Европейская платформа. 1 – вода; осадочные слои: 2 – средний миоцен – голоцен, 3 – плиоцен – голоцен, 4 – средний миоцен – плиоцен, 5 – майкопская свита, 6 – палеоцен – еоцен, 7 – верхний мел; 8 – нижний мел; 9 – мел нерасчлененный; 10 – доггер – мальм; 11 – триас – лясас; 12 – палеозойское складчатое основание; 13 – гранитно-метаморфический слой; 14 – «базальтовый» слой; 15 – верхняя мантия; 16 – разломы; 17 – высокоплотные блоки; 18 – пересечение с профилем ГСЗ № 25; 19 – скважина Шмидта-12.

Каламитский вал расположен в интервале модели между ПК 10 и 100. Границей этой структуры с Краевой ступенью является место перегиба подошвы домеловых отложений на глубине около 8 км. Южный борт вала характеризуется отсутствием осадков юрского возраста и разделяется на две части как по гипсометрическим характеристикам поверхности, так и по глубинному строению. В нижней части склона меловой осадочный комплекс залегает непосредственно на складчатом основании, а угол наклона его подошвы в три раза больше, чем в верхней. По данным проведенного моделирования, поверхности «гранитного» и «базальтового» слоев поднимаются до глубин 9,8 км и 15,8 км соответственно, образуя сводовое поднятие с вершиной на ПК 27, под которой закономерно наблюдается перегиб поверхности мантии на глубине примерно 35 км.

Между меловыми отложениями и складчатым основанием в пределах верхней части южного борта Каламитского вала (ПК 35 – 55) вклинивается толща с плотностью $2,65 \text{ г/см}^3$.

Выделение этого слоя было обусловлено необходимостью существенного разуплотнения верхней части консолидированной коры при подборе модели. Такое значение ρ характерно для отложений триаса, которые были вскрыты в данном районе скважиной Ильичевская-2.

Линзовидное тело, предположительно триасового возраста, имеет общую протяженность около 65 км и максимальную мощность более 8 км. Ее срезанная вершина (ПК 55 – 62) залегает на глубине 2,0 км и смещена относительно оси Каламитского вала к югу, тогда как наиболее глубокая (10,5 км) точка – к северу (ПК 66). К этой отметке приурочено согласное погружение всех поверхностей кристаллического фундамента: кровля «гранитного» слоя достигает 18,0 км, «базальтового» – 25,5 км, а кровля мантии залегает на глубине более 38,5 км.

По данным сейсморазведки в сводовой части вала (ПК 50 – 80) отсутствует нижне-среднепалеогеновый осадочный комплекс, а на северном склоне прослеживаются средне-верхнеюрские отложения мощностью более 1 км.

Полученное по данным моделирования строение консолидированной коры Каламитского вала указывает на то, что в домеловое время на месте нижней части южного склона вала существовала возвышенность, поверхность которой располагалась выше уровня моря и подвергалась денудации. Об этом свидетельствует ассиметричное строение складчатого основания: максимально высокая отметка кровли (ПК 32) смещена более чем на 5 км к северу относительно наиболее приподнятой точки подошвы. Кроме того, южное крыло воздымания метаморфического слоя, перекрытое меловыми осадками, более сглаженное и крутопадающее, чем северное, на котором залегают отложения триаса. Данная возвышенность являлась южным ограничением достаточно глубокого триас-юрского бассейна. В мелу данная часть профиля подверглась трансгрессии. пониженная мощность меловых отложений и отсутствие осадков маастрихта и палеоцен-эоцена в сводовой части вала указывает на то, что формирование современной структуры Каламитского вала произошло, вероятно, в позднем мезозое.

Во всех осадочных горизонтах от нижнего мела до майкопа прослеживается Михайловский (Сулинско-Крымский, Сулинско-Тарханкутский, Крымско-Георгиевский) разлом, по которому подошва домеловых отложений субвертикально погружается на 1,5 км. Эта зона нарушений является границей между Каламитским валом и Каркинитским прогибом.

Каркинитский прогиб по своему глубинному строению подразделяется на три блока. Южный (ПК 100 – 115) относится к Михайловской мульде и характеризуется наиболее глубоким в пределах профиля залеганием подошвы меловых отложений. Поверхность складчатого основания на данном участке осложнена двумя субвертикальными нарушениями. По данным проведенного моделирования, в основании Михайловской мульды залегает тело со значениями плотности, повышенными по сравнению с прилегающими участками на $0,1 \text{ г/см}^3$ для «гранитного» и $0,4 \text{ г/см}^3$ для «базальтового» слоев. Еще одно уплотненное тело, но с меньшими значениями ρ ($2,85 \text{ г/см}^3$ в «гранитном» и $2,97 \text{ г/см}^3$ в «базальтовом» структурных этажах) располагается на ПК 125 – 140. В осадочном чехле этот блок по подошве отложений верхнего мела проявляется четко выраженным односторонним грабеном. Между двумя высокоплотными телами находится участок с нормальными для данного района значениями плотности. Он характеризуется более высоким залеганием всех границ коры, до майкопа включительно и определяется как поднятие Шмидта. Раздел кора/мантия в пределах всего Каркинитского прогиба, по результатам подбора поля силы тяжести, расположен на глубине 36,7 км. Северная граница прогиба в структуре неконсолидированных осадков четко не выделяется. По данным плотностного моделирования она связана с резким изменением величин ρ в кристаллическом фундаменте и находится в районе ПК 140.

Южно-Украинская моноклиналь (ПК 140 – 200) расположена на северном краю модели. По строению консолидированной коры этот участок, по результатам подбора

гравитационного поля, разделяется на два блока с границей в районе ПК 180. Шовная зона представляет собой круто падающий в южном направлении разлом, отделяющий Скифскую плиту от Восточно-Европейской платформы (ВЕП), характеризующихся различным строением консолидированной коры.

Блок на ПК 140 – 180 входит в состав Скифской плиты. Здесь под осадочным чехлом мощностью 2,5 – 5 км залегает толща с плотностью $2,72 \text{ г/см}^3$, характерной для слабометаморфизованных пород палеозоя [2]. «Гранитный» структурный этаж имеет то же значение ρ , что и в пределах края ВЕП, но его толщина примерно в три раза меньше и соотносится с мощностью данного слоя под Каламитским валом и Краевой ступенью. Глубина залегания поверхности мантии с возрастающим градиентом уменьшается от границы с ВЕП к югу. На ПК 140 – 160 полученная разностная аномалия требовала введения разуплотнения в верхней части коры. Поскольку гипсометрия мезо-кайнозойских (К – Q) горизонтов определена сейсмической съемкой МОВ ОГТ достаточно уверенно, пришлось задать ниже подошвы меловых отложений тело с плотностью $2,59 \text{ г/см}^3$, что существенно улучшило результат подбора поля силы тяжести. Такая величина ρ характерна для средне-верхнеюрских осадков. Хотя на профиле II КМПВ породы данного возраста не установлены, их наличие можно предположить, исходя из того, что на северном борту Каркинитского прогиба в районе структуры Юго-западно-Голицынской к западу от модельного профиля по данным [6] был выявлен юрский отражающий горизонт.

В интервале профиля ПК 180 – 200, который относится к южному краю Восточно-Европейской платформы, отмечается отсутствие палеозойского складчатого основания, в следствие чего недислоцированный осадочный покров толщиной около 2 км лежит непосредственно на гранитно-метаморфической толще архей-протерозойского возраста мощностью 21 км. Подошва коры залегает субгоризонтально на глубине примерно 43,5 км, таким образом данный отрезок характеризуется параметрами, типичными для континентальных образований.

Литература:

1. dKart View v.1.0. – 1998. - list 31008, 1:500000.
2. Безверхов Б.Д. Тектоника мезокайнозойского осадочного чехла на северо-западе Черного моря, как основа прогнозирования нефтегазопроисхождения (по материалам сейсморазведки): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Одесса, Одес. ун-т им. И.И.Мечникова, 1988. – 205 с.
3. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев Е.М. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. - М.: Недра, 1985. - 215 с.
4. Козленко М.В., Козленко Ю.В., Лысыничук Д.В. Глубинное строение земной коры западной части Черного моря по результатам комплексной переинтерпретации геофизических данных по профилю ГСЗ № 25 // Геофиз. журнал. – 2009. – 31, № 6. – С. 77 – 91.
5. Козленко Ю.В., Корчагин І.М., Михайлюк С.Ф. Програмний комплекс обробки та інтерпретації гравіметричних і магнітометричних даних і аномалій геоїду // Бюлетень УАЦ. - 1997. - Вип.1. - С. 245 - 250.
6. Гожик П.Ф., Багрий І.Д., Войцицкий З.Я., Гладун В.В., Маслун Н.В., Знаменська Т.О., Аксьом С.Д., Ключина Г.В., Іванік О.М., Клочко В.П., Мельничук П.М., Палій В.М., Цюха О.Г. Геолого-структурно-термоатмогеохімічне обґрунтування нафтогазаності Азово-Чорноморської акваторії // Київ: Логос. – 2010. – 419 с.

РАЗВИТИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ II КМПВ В МЕЗО-КАЙНОЗОЕ

Козленко Ю.В., Козленко М.В.

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Общее строение земной коры района исследований по имеющимся в настоящее время геолого-геофизическим данным представляется в следующем виде. Южный склон Восточно-

Европейской платформы сложен дорифейскими (архей-протерозойскими) образованиями. В пределах Скифской плиты этот комплекс служит основанием для более молодого складчатого основания, возраст которого колеблется от байкалитид до герцинид. Дислоцированные и метаморфизованные образования протерозоя – палеозоя местами перекрыты триасовыми и юрскими отложениями, а также практически повсеместно (с локальными перерывами) осадками от мела до современных.



Рис. 1. Схема района исследований с положением профиля и основными структурами. Пунктиром обозначена бровка шельфа.

В ходе сейсмических исследований было определено строение осадочного чехла вдоль профиля II КМПВ (рис. 1). На основании полученных данных, а также результатов съемок МОВ ОГТ [1, 2] был построен палеоструктурного разрез путем последовательного снятия границ осадочных горизонтов (рис. 2), по которому можно оценить ход эволюции района исследований в течение позднего мезозоя – кайнозоя.

В течение мелового периода (рис. 2 а) вся Скифская плита в сечении профиля была вовлечена в процесс опускания, который на разных участках протекал с разной скоростью. Кроме этого, трансгрессия в это время распространилась на южный край Восточно-Европейской платформы и на территорию современной Западно-Черноморской впадины.

Наиболее значительное погружение испытал интервал ПК 105 – 165, где образовался Каркинитский прогиб, северной границей которого является Михайловский разлом. Формирование прогиба, скорее всего, связано с рифтогенезом, во время которого происходила раскристаллизация и уплотнение внедрившихся мантийных дериватов, что привело к проседанию консолидированной коры, образованию морского бассейна, и, как следствие, накоплению мощной осадочной призмы. Небольшой выступ фундамента на ПК 143 – 152, с двух сторон ограниченный разломами, образует поднятие Шмидта. Оно, вероятно, возникло в результате того, что редуцированные выплавками блоки опускались неравномерно. Проседание поверхности сопровождалось растрескиванием фундамента и возникновением многочисленных разрывных нарушений. Скорость осадконакопления в осевой части прогиба составила 0,09 мм/год.

Еще один достаточно крупный прогиб образовался в районе современной Краевой ступени, но скорость накопления отложений в его наиболее глубокой части была в два раза меньшей. Нисходящие движения в указанных депрессиях сформировали Каламитский вал, в осевой части которого погружение поверхности было незначительным и составило всего 0,5 км.

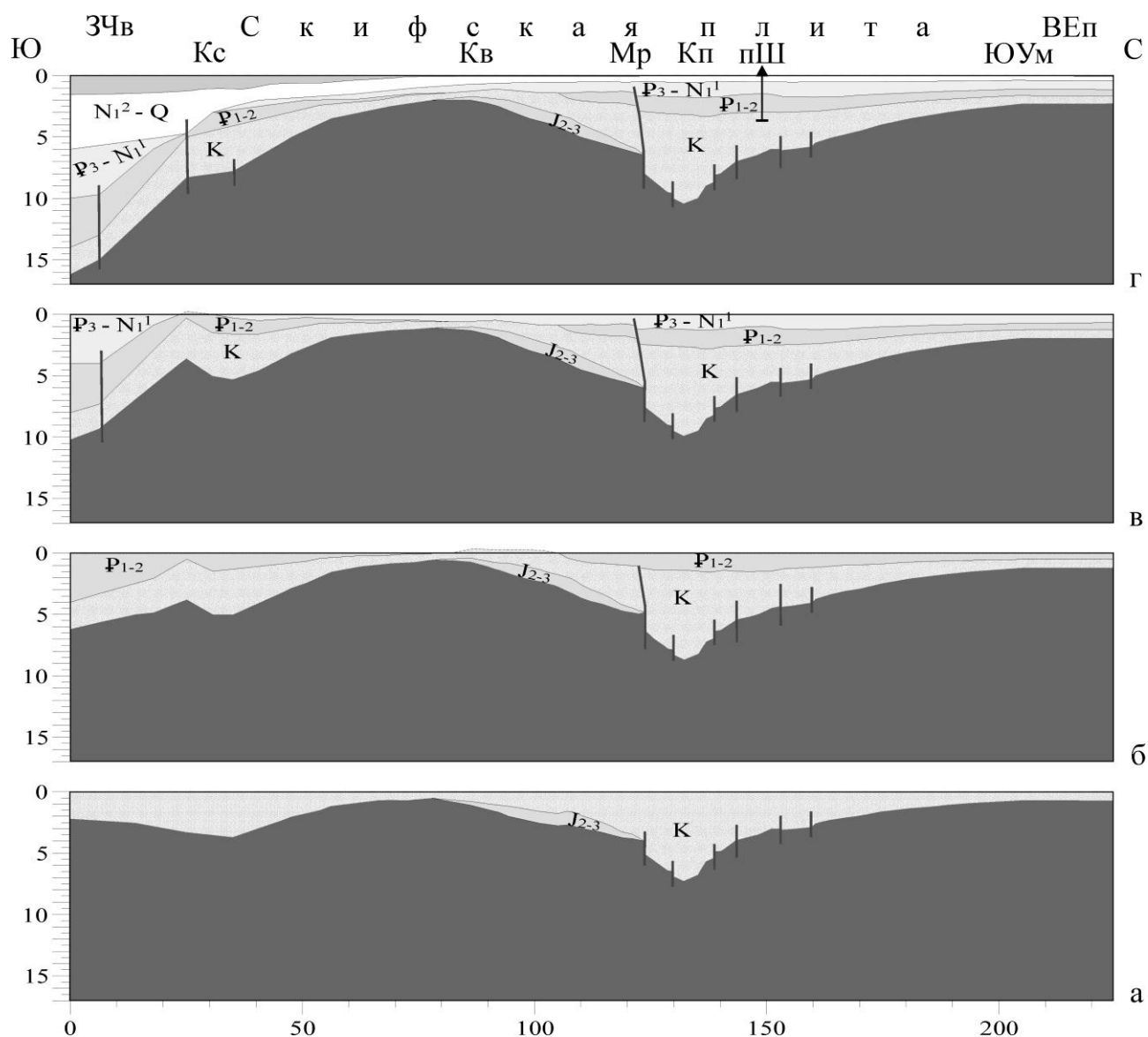


Рис. 2. Палеоструктурный разрез вдоль профиля II КМПВ с выделенными разломами. Структуры: ЗЧв – Западно-Черноморская впадина, Кс – Краевая ступень, Кв – Каламитский вал, Mr – Михайловский разлом, Кп – Каркинитский прогиб, пШ – поднятие Шмидта, ЮУм – Южно-Украинская моноклинь, ВЕп – Восточно-Европейская платформа. Строение земной коры на момент: а – конец мела; б – конец эоцена (P_2); в – конец майкопа (N_1^1); г – современная структура с местоположением скважины Шмидта-12.

В палеогене тектоническая обстановка усложнилась – на фоне достаточно протяженных участков прогибания возникли две локальные зоны восходящих движений (рис. 2 б). Часть профиля от северного склона Каламитского вала до южного края Восточно-Европейской платформы включительно продолжала опускаться. Проседание фундамента значительно уменьшилось – скорость осадконакопления составила 0,046 мм/год, что в два раза меньше, чем в мелу. При этом центральная часть области прогибания расширилась, охватив не только осевую зону Каркинитского прогиба, но и поднятие Шмидта. Михайловский разлом, отделяющий прогиб от Каламитского вала, уменьшил свою активность и приобрел северное падение.

Четко фиксируемое на сейсмическом профиле выклинивание отложений раннего и среднего палеозоя в северной приосевой части Каламитского вала (ПК 82 – 105), указывает на то, что данная зона в палеоцен-эоцене находилась выше уровня моря. Восходящие

движения начались еще в мелу, о чем свидетельствует отсутствие осадков маастрихта в разрезе скв. Ильичевская-2, которая находится в 30 км к западу от профиля.

Осадочный чехол на южном борту Каламитского вала (ПК 35 - 82) сформировался под влиянием мощного нисходящего движения южнее модельного профиля, где начала образовываться современная Западно-Черноморская впадина. Скорость осадконакопления в северной части котловины составила 0,12 мм/год, то есть почти в три раза больше, чем в пределах Каркинитского прогиба. На фоне общего погружения этого участка резко выделяется сводовое поднятие шириной около 12 км и высотой порядка 1 км с вершиной на ПК 25. Поскольку синхронно изогнутыми оказываются не только слой мелового осадочного комплекса, но и складчатое основание, очевидно, что его происхождение обусловлено глубинными процессами.

В пределах Каламитского вала восходящее движение продолжалось и в майкопе ($P_3 - N_1^1$) вследствие чего поверхность указанного поднятия оказалась выше уровня моря, о чем свидетельствует отсутствие отложений соответствующего возраста (рис. 2 в). Остальная часть исследуемого региона в сечении профиля испытывала погружение, наиболее выраженное в пределах северной части современной Западно-Черноморской котловины, где скорость осадконакопления (V_{oc}) превысила 0,23 мм/год. Максимальная мощность майкопских отложений в Каркинитском прогибе составляет 1,4 км, то есть скорость накопления осадков достигает 0,08 мм/год. Таким образом, по сравнению с палеоцен-эоценом в олигоцен-нижнем миоцене скорости осадконакопления увеличиваются. Однако вдоль профиля этот процесс происходит неравномерно: в пределах южного края Восточно-Европейской платформы V_{oc} возрастает в 2,33, в котловине – в 1,92, тогда как в Каркинитском прогибе – только в 1,74 раза.

В пределах прогиба подошва майкопских отложений, в отличие от нижележащего комплекса, имеет два углубленных участка на ПК 120 - 145 и 155 – 170. Первый из них полностью охватывает осевую часть прогиба, второй расположен севернее поднятия Шмидта. Оба этих отрезка профиля связаны с редуцированными зонами кристаллического фундамента, что свидетельствует об активизации глубинных процессов на данных участках в майкопское время, подтверждением чему служит усиление подвижек в Михайловском разломе. Относительно приподнятая поверхность доолигоценовых осадков в интервале между указанными участками (ПК 145 – 155) расположена между двумя разломами, ограничивающими поднятие Шмидта. Таким образом, данная структура, как и в меловое время, испытала меньшее погружение, чем соседние участки и, следовательно, блок, к которому она приурочена, является более устойчивым и менее подвергшимся рифтогенным преобразованиям.

Современное строение земной коры исследуемой области отражено на рис. 2 г. Затухание тектонической активности привело к тому, что послемайкопские отложения формируют субгоризонтальную толщу от южного края Восточно-Европейской платформы до гребня Каламитского вала. Скорость осадконакопления в пределах Каркинитского прогиба составляет 0,03 мм/год, что в 2,5 раза меньше, чем в майкопе. Таким образом, можно считать, что развитие прогиба остановилось. Продолжавшиеся погружения дна в Западно-Черноморской впадине сопровождалось формированием мощной осадочной призмы со скоростью 0,27 мм/год. То есть величина V_{oc} по сравнению с досреднемиоценовым временем увеличилась на 17%. Интенсивное прогибание в котловине повлекло за собой опускание южного края Скифской плиты. Граница Краевой ступени со стороны Западно-Черноморской котловины образовалось на месте возникшего в палеогене поднятия на ПК 25, которое в послемайкопское время погрузилось почти на 5 км.

Продолжавшееся в Западно-Черноморской впадине мощное нисходящее движение привело к изгибам уже сформировавшихся толщ и к неизбежному в таком случае разломообразованию. Как видно из рис. 2 г, возникшие зоны нарушений охватывают не только осадочный чехол, но и складчатое основание, достигая кристаллического

фундамента. Косвенным подтверждением глубинности разломов на данном участке профиля являются следующие факторы. Дизъюнктивные дислокации, формирующие Краевую ступень, приурочены к нижней части континентального склона. В этой же области Западно-Черноморской котловины в современных отложениях отмечены повышенные скорости продольных волн [3], которые могут свидетельствовать о формировании здесь залежей газогидратов [4] вследствие поступления в осадочный чехол глубинных флюидов [5].

В приведенной таблице отражена динамика вертикальных движений земной коры основных структур изучаемого района. Величины скоростей осадконакопления вычислялись по суммарным мощностям осадочных комплексов соответствующего возраста, определенных по данным МОВ ОГТ. При этом следует учитывать, что полученные значения $V_{ос}$ являются оценочными, поскольку погружения периодически сменялись регрессиями, которые сопровождалась размывом уже образованных отложений, на что указывают результаты бурения на северо-западном шельфе Черного моря.

Таблица. Скорость осадконакопления (мм/год) основных структур изучаемого района

Осадочный комплекс	Северный край Западно- Черноморской впадины	Каламитский вал	Осевая часть Каркинитского прогиба	Южный край Восточно- Европейской платформы
К	0,028	0,006	0,090	0,009
P_{1-2}	0,120	-	0,046	0,015
$P_3 - N_1^1$	0,230	0,029	0,080	0,035
$N_1^2 - Q$	0,270	0,033	0,030	0,024

Из таблицы следует, что в пределах Западно-Черноморской впадины происходит последовательное ускорение осадконакопления. В районе Каламитского вала незначительный прирост $V_{ос}$ отмечается начиная с олигоцена. Осевая часть Каркинитского прогиба отличается волнообразным характером величины скорости накопления отложений – повышенные значения в мелу и майкопе чередуются с пониженными в палеоцен-эоцене и начиная со среднего миоцена. На южном краю Восточно-Европейской платформы осадконакопление усиливается с мела по конец майкопского периода, затем ослабляется. Разница в темпах погружения окраины платформы и Каркинитского прогиба указывают на то, что тектонические процессы в этих структурах протекали по разному. Следовательно, Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы в позднем мезозое – кайнозое развивались независимо друг от друга.

Литература:

1. Безверхов Б.Д. Тектоника мезокайнозойского осадочного чехла на северо-западе Черного моря, как основа прогнозирования нефтегазопроисловых работ (по материалам сейсморастведки): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Одесса, Одес. ун-т им. И.И.Мечникова, 1988. – 205 с.
2. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев Е.М. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. - М.: Недра, 1985. - 215 с.
3. Козленко Ю.В., Козленко М.В., Лысынчук Д.В. Комплексное сейсмоструктурное моделирование перспективных углеводородных структур в западной части Черного моря // Геолог. и полезн. ископ. Мирового океана. – 2009. - № 3. – С. 25 - 34.
4. Горчилин В.А., Лебедев Л.И. О признаках газгидратов в осадочной толще Черного моря и возможном типе ловушек углеводородов // Геол. журн. – 1991. - № 5. - С. 75-81.
5. Доленко Г.Н. Происхождение нефти и газа и нефтегазонакопление в земной коре: Монография. - К.: Наук. думка, 1986. – 138 с.

ГАРАНТИРОВАННЫЙ ПОДХОД К ИСТОЛКОВАНИЮ МАГНИТНЫХ И ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ

Кононихина В. В., Виноградов В. Б., Доронина Ю.В.

Уральский государственный горный университет

Цель работы – определить особенности гарантированного подхода для истолкования магнитных полей, предложить количественную оценку результатов истолкования на его основе, оценить его возможности для совместного истолкования гравитационного и магнитного полей.

Длительное время результаты истолкования гравитационных и магнитных полей представлялись в виде единственной физико-геологической модели (ФГМ) наилучшим образом соответствующей имеющимся данным. Затем результаты стали представлять в виде нескольких возможных ФГМ соответствующих наблюдаемым полям и другим геолого-геофизическим данным [1]. Естественным развитием такого направления теории истолкования потенциальных полей является гарантированный подход. Гарантированный подход для истолкования гравитационных и магнитных аномалий предложен В.Н. Страховым, П.И. Балком, А.В. Овчаренко и в настоящее время интенсивно развивается П.И. Балком и группой А.С. Долгая. Гарантированный подход предполагает построение области, в которой источники поля обязательно есть (в дальнейшем будем ее обозначать Е). Эта область представляет собой пересечение всех ε -эквивалентных решений обратной задачи, удовлетворяющим имеющейся информации. Одновременно в нижнем полупространстве определяют объем, в котором источников поля нет (в дальнейшем П). Внутренний контур П ограничивает область Д – объем в котором могут находиться аномалиеобразующие объекты. Граница Д совпадает с границей области объединения всех ε -эквивалентных решений обратной задачи.

При построении областей Е и П по данным гравиразведки вводят ограничения на форму объекта, по крайней мере, необходимо сделать выбор между контактной поверхностью и локальным объектом. Погрешность решения обратной задачи ε принимается одинаковой для всей площади, нередко пропорциональной точности съемки. Плотность источников принимается постоянной, либо диапазон изменения плотности ограничивают небольшим интервалом [2]. Эффективность применения гарантированного подхода для истолкования поля силы тяжести подтверждена при повторной интерпретации материалов Ивдельско-Хурайской площади. Мощность осадочного чехла на площади достигает 1 км, глубина нижней кромки гранитных интрузий оценивается до 10 км. Определение контуров аномалиеобразующих объектов возможно только по геофизическим данным. Применение гарантированного подхода существенно меняют существующие представления о геологическом строении территории (слайд 1). Полученные результаты позволяют уточнить местоположение интрузии, ее необходимо сместить на 2 км на восток. Контур гранитной интрузии в восточной части профиля должны быть существенно изменены, тело имеет западное падение.

Размеры и контуры областей Е и Д существенно зависят от учитываемой априорной информации. Чем больше информации о физических свойствах и геометрической форме, глубинах, мощностях геологических объектов тем больше размеры области Е и меньше размеры области Д, геологическая информативность получаемых результатов выше. Объем области Д характеризует неопределенность имеющейся геолого-геофизической информации. Отношение объемов областей Е и Д - параметр И:

$$И = \frac{Е}{Д}$$

является объективной численной характеристикой надежности истолкования геофизических полей. Чем ближе эта величина к 1, тем выше надежность полученных результатов. Наибольшее значение I , полученное нами для данных гравиразведки, достигало 0,3. Малое значение параметра свидетельствует о недостаточной информативности исходных данных и необходимости привлечения дополнительной информации, либо о неоправданно низкой точности решения обратной задачи.

Надежность построения по результатам измерений областей E и P и величина I зависят от отношения (интенсивность аномалии)/(интенсивность помехи). По нашему опыту истолкования полей погрешность определения контуров области E больше погрешности оконтуривания области P .

Гарантированный подход к истолкованию данных магниторазведки применяется реже, чем для интерпретации гравитационного поля, прежде всего потому, что погрешность магнитной съемки не одинакова на разных участках, магнитные свойства геологических объектов значительно меняются в пространстве, а сведения о характере этой изменчивости чаще всего отсутствуют.

Для построения областей E и P могут использоваться любые методы решения обратной задачи магниторазведки, включая различные модификации монтажного метода [3]. Области E и P находят по результатам нескольких сотен решений обратной задачи, поскольку все допустимые варианты получить невозможно. По мнению авторов данной работы, для построения областей E и P необходимо использовать не менее двух разных компьютерных технологий решения обратных задач, базирующихся на принципиально разных алгоритмах, поскольку это позволяет оценить погрешность методики построения областей E и P по измеренным полям.

Оценку алгоритма решения обратной задачи и основанной на нем компьютерной технологии гарантированного подхода проводят на теоретических примерах. Количественной характеристикой технологии являются параметры Φ и Ψ :

$$\Phi = \frac{3}{E}, \quad \Psi = \frac{3}{D},$$

где 3 – объем заданного теоретического объекта. Оба параметра в идеальном случае должны быть близки к 1. Параметр I можно вычислить по Φ и Ψ :

$$I = \frac{\Psi}{\Phi}$$

Объемы 3 и E могут быть близки, но их границы могут не существенно различаться (слайд 2). Поэтому дополнительной мерой близости теоретического и подобранных контуров может служить среднее квадратическое отклонение глубины ($СКО_H$) области 3 от глубин до E и D , соответствующих заданному набору абсцисс и ординат контрольного набора точек, либо $СКО_l$ длин отрезков лучей, проведенных из центра 3, заключенных между 3 и E или 3 и D (слайд 3). Так как абсолютная величина $СКО_l$ зависит от масштаба съемки, то удобнее применять относительные величины $ОСКО$ ($ОСКО$). $СКО_l$ необходимо нормировать на глубину до центра объекта или поперечник (диаметр):

$$ОСКО_l = \frac{ОСКО_H}{H_{\text{ц}}}, \quad ОСКО_p = \frac{СКО_l}{P},$$

где $H_{\text{ц}}$ – глубина до центра объекта, P – поперечник объекта.

Таким образом, компьютерная технология, применяемая при гарантированном подходе характеризуется количественно двумя параметрами из трех первых (I , Φ и Ψ), а также значениями $СКО_H$, $СКО_l$, $ОСКО_l$, $ОСКО_p$. С нашей точки зрения предлагаемые параметры в совокупности характеризуют точность решения геологической задачи, в отличие от применяемых в программах критериев согласования измеренного и выбранного полей.

При определении контуров таких областей обязательно сказываются погрешности измерений, градиент поля и геологические помехи. Погрешности измерений в точке при

теоретических расчетах вычислялись нами как произведение нормально распределенной величины на коэффициент пропорциональный значению горизонтального градиента магнитного поля K в той же точке. Величина K менялась от 1 для точек с градиентом 10 нТл/м до 5 для точек с наибольшим градиентом поля.

Теоретическое исследование влияния суммарной помехи крайне затруднено. Поэтому одним из возможных путей исследования ее влияния может быть построение областей E и Π по результатам измерений, выполненных на одной и той же площади или профиле несколько раз. В данной работе использованы материалы магнитных измерений, многократно выполненных вдоль профиля во время учебной практики студентами УГГУ. Магнитные аномалии на этой территории обусловлены телами амфиболитов и тальково-карбонатных пород с магнитной восприимчивостью до 0,15 СИ. Измерения проведены с приборами ММП-203 и МИНИМАГ, на трех высотах 0,5, 2 и 3 м с погрешностью ± 7 нТл (по результатам повторных измерений в закрепленных пунктах). По результатам многократных независимых измерений магнитного поля вдоль одного из профилей, расположенного вблизи п. В. Сысерть, была оценена погрешность съемки в разных пунктах наблюдения (слайд 4). Погрешность в аномальной зоне с градиентом до 100 нТл/м в 6 раз больше, чем в безаномальной части профиля. При решении обратной задачи магниторазведки для определения областей E и Π погрешность подбора 150 нТл в аномальных зонах и 30 нТл в спокойных полях можно считать хорошей.

При истолковании необходимо обязательно иметь данные о форме намагниченных объектов, ограничивать число источников магнитного поля, наименьшую глубину до верхней кромки источников поля и наибольшее значение глубины до нижней кромки. При истолковании магнитных полей знание формы объекта существенно повышает качество геологического истолкования. В ином случае решение обратной задачи будет приближаться к простому слою в приповерхностной области, а для наклонных пластов область E может оказаться пустым множеством, а область Π – нижним полупространством. Как известно, применение сеточных моделей при истолковании полей пластовых тел крайне неэффективно.

На слайде 5 показаны примеры ошибок, обусловленных неправильным заданием количества объектов при истолковании полей в различных геологических обстановках. Как правило, при применении автоматизированных технологий это приводит к появлению древовидных (отростковых) структур.

При применении гарантированного подхода к истолкованию магнитных полей необходимо указать направление вектора намагниченности или небольшие возможные пределы его изменения, определить диапазон значений, в котором может изменяться ее интенсивность. В благоприятных случаях ограничиться одним наиболее вероятным значением. В ином случае получаемые результаты для геологического истолкования бессодержательны. На слайде 6 приведен пример влияния величины наклона на интенсивность аномалии для Суроямского железорудного титаномагнетитового месторождения (слайд 6). Построение областей E и Π для ФГМ, состоящих из тел эллипсоидальной формы, для заданного диапазона значений намагниченности можно проводить по методике предложенной в [4].

К таким же последствиям приводит неоправданно большое значение глубины до нижней кромки аномалиеобразующих объектов (слайд 7). На слайде 8 показано искажение области E при неправильной оценке глубины до верхней поверхности магнитовозмущающих объектов, вследствие чего границы областей E и Π оказываются очень искаженными. По мнению авторов, если данные для диапазона изменения величины намагниченности, положения верхней и нижней границ приближенные, то необходимо строить области E и Π отдельно, т.е. строить серию областей для различных допустимых значений параметра.

Существенно от методики истолкования гравиразведки и магнитных аномалий слабомагнитных объектов отличается применение гарантированного подхода к

истолкованию полей железорудных тел, обладающих большой и неоднородной намагниченностью. Рассмотрение полей 5 железорудных месторождений Урала и Кольского полуострова с неглубоким положением верхней кромки тел приводит к выводу, что структура поля надежно выявляется только при сети наблюдений 5×5 м.

Возникающие трудности ярко проявились при истолковании магнитного поля, измеренного на эксплуатационных блоках по сети 5×5 м, на Гусевогорском месторождении. Именно из-за пространственной изменчивости магнитных свойств даже при такой густой сети наблюдений и небольшой высоте эксплуатационного блока – 15 м результаты магнитной съемки не позволяют выявлять контуры с бортовым содержанием железа (слайд 9). В наших примерах истолкования магнитных полей железорудных месторождений значение параметра И колебалось от 0,1 до 0,23, т.е. в среднем меньше чем для поля силы тяжести. Расчеты проведены с помощью программы «МАГНИТНАЯ МОДЕЛЬ», которая позволяет проводить вычисления для тел разной формы, в том числе трехосных эллипсоидов.

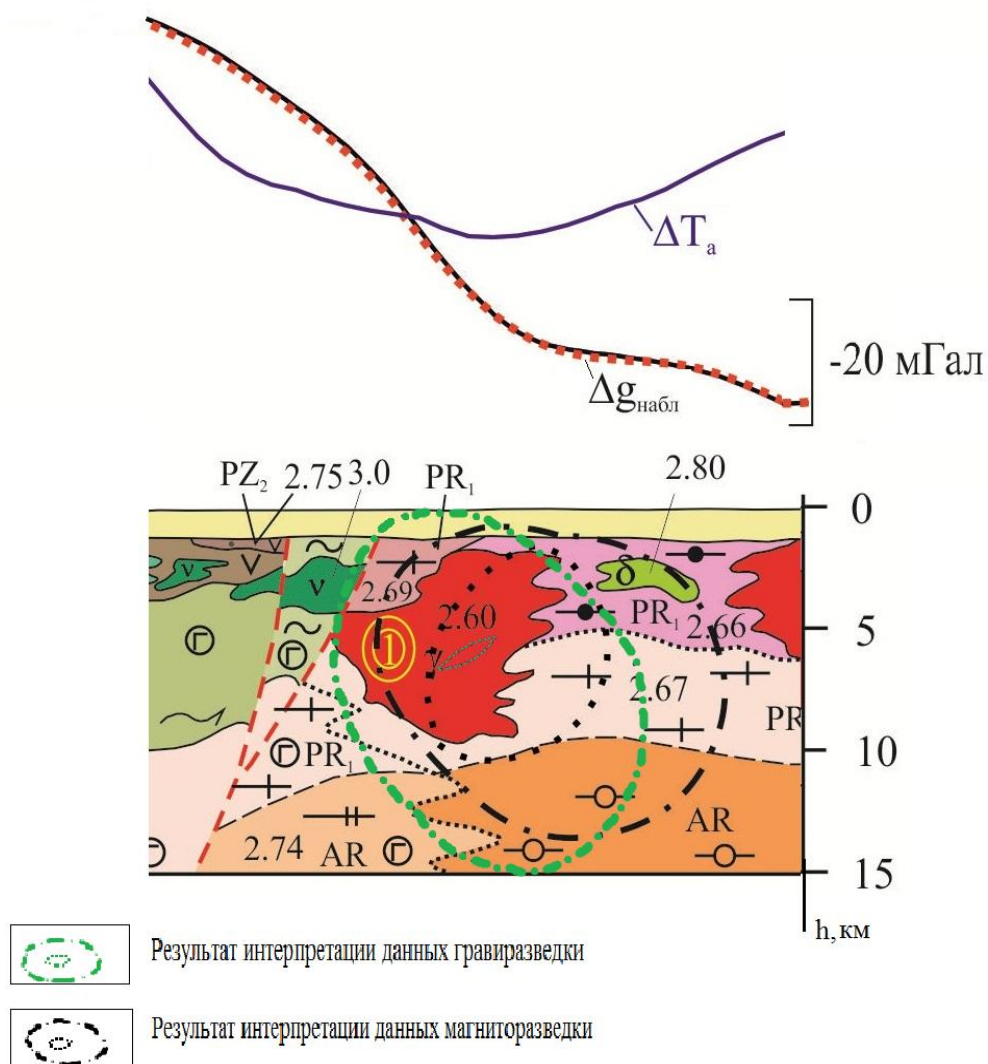


Рис. 1. Результаты интерпретации гравитационного и магнитного полей на основе гарантированного подхода по одному из профилей, пересекающих Хурайско-Ивдельскую площадь.

При рассмотрении моделей геологического строения с глубинами нижней кромки недоступных бурению гарантированный подход оказывается более объективным, чем стандартные методы истолкования. На рисунке приведены результаты истолкования гравитационного и магнитного полей для гранитной интрузии, расположенной на

Ивдельско-Хурайской площади, по данным гравиразведки и магниторазведки. Область Е по данным гравиразведки значительно больше, чем аналогичная область по магнитным данным. Контуры области D_M по данным магниторазведки лучше описывают верхнюю кромку. Область D_T по данным гравиразведки целиком включает в себя контур интрузии определенный по всему комплексу данных, включая сейсморазведку, и почти совпадает с D_M . Глубина нижней кромки интрузии по обоим областям D примерно одинакова, а объемы областей D_T и D_M по обоим полям одинаковы. Для варианта, приведенного на рисунке $I_T=0,3$, $I_M=0,02$. Оказалось, что неправильно учтена глубина до верхней кромки. После коррекции глубины до верхней кромки, область D уменьшилась, область E увеличилась I_M принял значение 0,12 (слайд 11).

Выводы. Гарантированный подход объективен и эффективен в определении местоположения, элементов залегания и иных параметров источников гравитационных и магнитных аномалий.

Область E , гарантированно принадлежащую возмущающему объекту, рекомендуется использовать в качестве начального приближения для дальнейшего уточнения геологического строения исследуемой территории.

Гарантированный подход наиболее эффективен как метод истолкования комплексных данных гравиразведки и магниторазведки.

Для количественной оценки эффективности и погрешности проведенного истолкования полей могут быть использованы параметры I , Φ , Ψ , $СКО_N$, $СКО_I$, $ОСКО_1$, $ОСКО_R$. Эти параметры количественно характеризуют точность решения геологической задачи, а не точность подбора поля.

Литература:

1. Гордин В.М. Очерки по истории геомагнитных измерений. М.: ИФЗ, 2004. 162 с.
2. Балк П.И., Долгаль А.С. Обратные задачи гравиметрии как задачи извлечения достоверной информации в условиях неопределенности. //Физика Земли, № 5, 2012, С. 85-101.
3. Балк П.И., Долгаль А.С., Христенко Л.А. Синтез линейной и нелинейной постановок обратной задачи в гравиразведке и магниторазведке. // Геофизический журнал. 2011. № 5, Т. 5. С. 51 – 65.
4. Никонова Ф.И., Цирульский А.В. Интерпретация гравитационных аномалий на основе классов потенциалов, для которых обратная задача разрешима в конечном виде. //Изв. АН СССР, Физика Земли, 1978, № 2, С. 74 -85.

О ПРИНЦИПАХ ПЕРЕДАЧИ И ОБРАБОТКИ ИНФОРМАЦИИ В ПРОЦЕССЕ БУРЕНИЯ СКВАЖИН

Коротков А.Ю.¹, Александров П.Н.²

¹МГРИ-РГГРУ, ²ЦГЭМИ ИФЗ РАН

Многие годы идут непрекращающиеся попытки добиться более высокой скорости проходки в процессе бурения скважин, более точной навигации ствола скважины и уменьшения риска аварий. Для этого необходимо непрерывное, в реальном времени, измерение и регулирование технологических параметров бурения. К тому же очень актуальна задача каротажа в процессе бурения, что требует высокой скорости и надежности передачи данных от забоя скважины.

В результате решения поставленных задач, свое интенсивное развитие получили несколько видов телеметрических систем, обеспечивающих одновременную, в реальном времени, передачу на поверхность технологических параметров бурения

(Measuring while drilling – MWD) и результатов каротажа в процессе бурения (Logging while drilling – LWD) [1].

Основными каналами передачи данных в скважинных телеметрических системах в настоящее время являются акустический, импульсно-гидравлический, электромагнитный и кабельный.

Область и объем применения телеметрических систем напрямую связаны с характеристиками каналов передачи информации, таких как скорость, дальность передачи и ряда других параметров. Каждый канал передачи информации имеет свои особенности. Желание передавать все большие и большие объемы информации одновременно для MWD и LWD за меньшее время, а в виду того, что каналы связи обладают ограничением по объему передаваемой информации, приводит к необходимости усреднения соседних по глубине отсчетов, уплотнению массивов передаваемых данных. Однако даже эти меры не обеспечивают потребности передавать в реальном времени весь объем необходимых данных, который создается сенсорами в современных системах MWD и LWD.

Важным моментом является также то, что в основном, в настоящее время передача информации в процессе бурения осуществляется последовательно, то есть биты информации в виде отдельных импульсов следуют один за другим во времени.

Однако, в статье [2] П.Н. Александров рассматривает способ передачи информации от забоя скважины к устью, основанный на одновременной передаче нескольких бит информации, с использованием принципа параллелизма. Для этого предлагается использовать сигнал в виде случайного процесса конечной длины. Свойства такого сигнала позволяют реализовать принцип параллелизма при передаче осложненной помехами информации по каналу связи [3].

В данном докладе проводится исследование предлагаемого подхода к передаче информации, а именно анализ зависимости максимума автокорреляционной функции случайного процесса и амплитуды функции взаимной корреляции различных реализаций случайного процесса от количества отсчетов; выделение битов информации с помощью аппроксимации параболой корреляционных функций; показывается важность выбора формы генерируемого импульса [4].

Суть принципа параллелизма заключается в одновременной передаче нескольких бит информации, причем их количество зависит от длины реализации -последовательностей. Определение: -последовательностью называют реализацию последовательности псевдослучайных чисел, распределенных по нормальному закону, длительностью N отсчетов, со средним равным нулю и дисперсией равной единице. Важной особенностью такой последовательности, является то, что она некоррелирует ни с какой другой, кроме самой себя. В статье [2] информация измеряется с помощью бит. Каждый бит описывается с помощью отдельной N -последовательности. Под словом информации понимается совокупность отдельных бит. Например, если нам необходимо передать слово, состоящее из восьми битов, то потребуется восемь различных -последовательностей.

Для выявления искомого сигнала из суммы нескольких -последовательностей используется отличие в свойствах автокорреляционной и взаимно корреляционной функций [5], а именно АКФ – четная функция, максимум АКФ положителен и пропорционален количеству отсчетов N (рис. 1). Для оценки амплитуды ВКФ используется стандартное отклонение

$$Std = \left(\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (S_i - \bar{S})^2 \right)^{\frac{1}{2}},$$

которое пропорционально $\sqrt{N}$ (рис. 2).

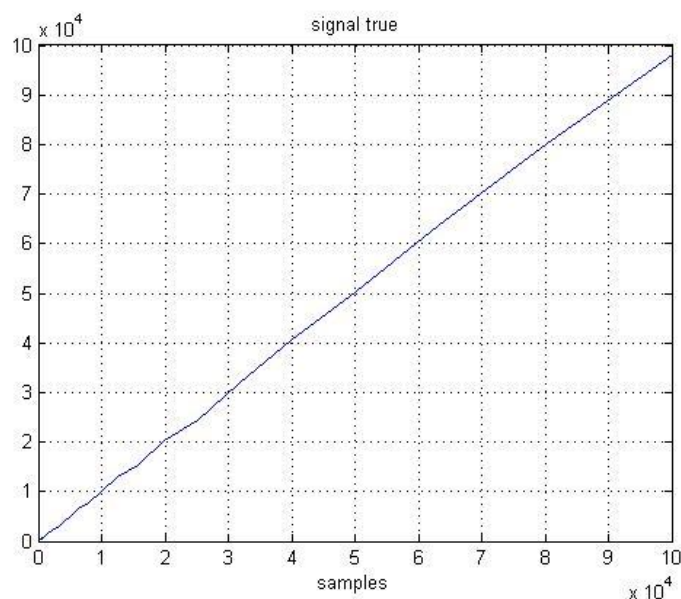


Рис. 1. Зависимость амплитуды АКФ от длины реализации

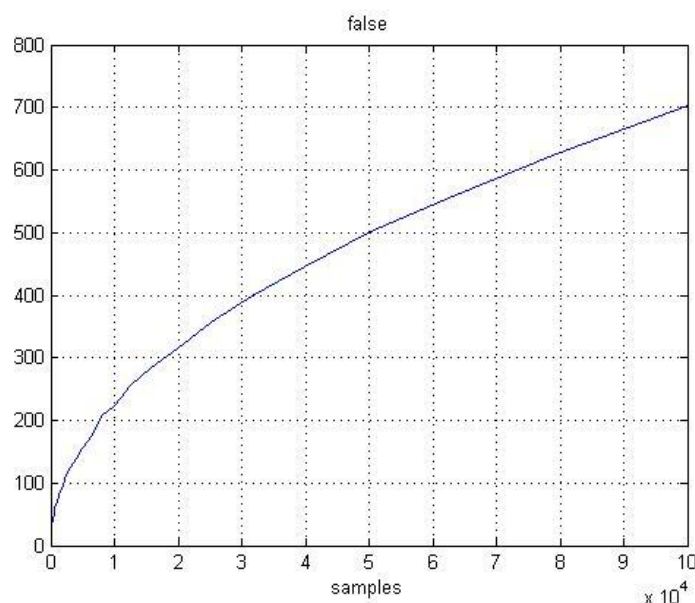


Рис. 2. Зависимость амплитуды ВКФ от длины реализации

Данное отличие в свойствах АКФ и ВКФ, а именно в их амплитудах, позволяет оценить наличие бита информации в потоке данных длиной N отсчетов по следующему соотношению: $\frac{N}{3\sqrt{N}} = \frac{\sqrt{N}}{3}$, где N - длина N -последовательностей. Это выражение определяет максимальное количество бит, которое можно передать в условиях наложенных помех. Т.е. значение коэффициента корреляции для АКФ должно быть не меньше $\frac{\sqrt{N}}{3}$. Выполнение данного условия позволяет определять приход бита информации, осложненной наложенными помехами.

Если сигнал S_1 представлен N -последовательностью, а сигнал S_2 суммой нескольких N -последовательностей, т.е. $S_2 = \sum_{j=1}^m S_j$, то АКФ и ВКФ обладают теми же свойствами, которые были описаны выше. Что дает возможность сделать вывод о том, что данные различия в свойствах корреляционных функций можно применять для реализации способа передачи информации, основанного на принципе параллелизма, а именно для распознавания

искового сигнала в потоке информации, являющейся суммой нескольких N -последовательностей.

Известно, что форма импульса сигнала при распространении по каналу связи меняется под влиянием передаточной функции. На изменение формы импульса может влиять местоположение источника, длина буровой колонны, и самое главное, форма выбранного импульса. Это связано с вопросом согласования источника и нагрузки.

Вопрос выбора формы импульса требует тщательного исследования. В данном же докладе предлагает один из альтернативных подходов к выделению информации по ковариационным свойствам. Для этого зарегистрированный сигнал на приемнике будем коррелировать с N -последовательностями отдельных битов информации, которые нам известны, и получим n реализаций ВКФ. Их сумма (обозначим эту сумму через sum) позволяет оценить количество ненулевых бит, передаваемых в слове фиксированной длины от забоя скважины.

Для того чтобы распознать наличие полезной информации в потоке данных, воспользуемся свойством четности АКФ и ее симметричностью, к тому же она аппроксимируется, например, параболой $y = at^2 + bt + c$. Для коэффициентов a, b , соопределим условия

$$\begin{cases} a < 0, \\ b_0 < b < b_1, \\ c_0 < c < c_1, \end{cases}$$

которые позволят определить по виду корреляционной функции является ли она АКФ. В идеальном случае условия для коэффициентов параболы при увеличении шага аппроксимации (количество точек, по которым строится парабола) примут вид

$$\begin{cases} a < 0, \\ b = 0, \\ c \rightarrow \max(AKF). \end{cases}$$

В конечном итоге реализуется принцип параллельной передачи данных от источника на приемник, обеспечивающий значительно увеличение объема и качества передаваемой информации. В частности, эта методология позволяет одновременно с бурением проводить исследования около скважинного пространства.

Использование принципа параллелизма позволяет увеличить скорость передачи информации. В рассматриваемом примере скорость передачи составляет 6 бит в секунду, в то время как стандартные системы передачи информации дают скорость 3 бита в секунду [6].

подход обладает высокой помехоустойчивостью к случайным и в первую очередь импульсным помехам и позволяет повысить достоверность передачи информации за счет высокой помехоустойчивости. В настоящее время стандартные системы передачи информации обеспечивают восстановление примерно 60-70% информации, передаваемой от забоя скважины

Уникальным в проделанном исследовании является появившаяся возможность определения вида передаточной функции для любого используемого канала связи. Предлагается использовать определение ее вида по уже полученной информации, а заодно и хранить ее на каждом шаге для последующего мониторинга изменений и анализа.

Литература:

1. Аксельрод С. М. Кабельно-индуктивный канал связи для каротажа и технологических измерений в процессе бурения (по материалам зарубежной литературы). / "Каротажник" №202, Тверь, 2011 – с. 100-118.
2. Александров П.Н. Использование шумоподобных сигналов для передачи информации от забоя скважины. / http://geovers.com/base/files/gr11/papers/21_Alexandrov_PN.pdf

3. VI Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Молодые – наукам о Земле», Москва, Российский государственный геологоразведочный университет, 21-23 марта, 2012 г.: Материалы конференции/ РГГРУ.- М.: Экстра-Принт, 2012.- 432 с.
4. Коротков А.Ю. «Применение принципа параллелизма при передаче информации от забоя скважины к устью», 2012-41 с. (Рукопись)
5. Бат М. Спектральный анализ в геофизике. - М.: Недра, 1980. - 535с.
6. Молчанов А.А., Лукьянов Э.Е., Рапин В.А. Геофизические исследования горизонтальных нефтегазовых скважин: учебное пособие. – С.-Петербург: Международная академия наук экологии, безопасности человека и природы (МАНЭБ), 2001, 298 с.

ЭФФЕКТИВНОСТЬ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ПОИСКАХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ВЗРЫВА

Коротков Ю.В.

АНЦ УрО РАН

Наличие магнитных свойств у большинства магматических проявлений предусматривает использование магниторазведки в качестве основополагающего метода в их поиске. Так сложилось, что первым и основным звеном в цепи поисковых работ является выделение локальных магнитных аномалий, и соответственно, последующие работы сводятся к заверке их путём установления факта присутствия и корректного определения эпицентра тела, что напрямую зависит от объёмов бурения. Такая позиция в алмазной отрасли сложилась и действует уже не одно десятилетие. На начальном этапе отработки различных алмазоносных районов такой подход можно было считать достаточно эффективным. В Архангельской алмазоносной провинции (ААП) изначально практически каждая 5-6 заверяемая магнитная аномалия была связана с трубкой взрыва, то есть эффективность поиска достигала 18-20%. Такой результат вполне устраивал всех, и к тому же во многих случаях собственные расходы были намного меньшими, чем, если бы, использовались дополнительные геофизические методы. Соответственно при таком раскладе комплексированию методов особого значения не придавалось. Это длилось не так долго, и уже буквально через 6-7 лет эффективность заверки магнитных аномалий в ААП упала в два раза, с прогрессирующим дальнейшим уменьшением. Сейчас эффективность заверки магнитных аномалий на территории ААП составляет уже менее 1%. Это означает, что для того чтобы попасть в трубку взрыва нужно заверить ~100 и более магнитных аномалий, а это ~300-400 скважин, или ~50000 метров колонкового бурения.

Основная часть магнитных аномалий в ААП, по данным каротажа (КМВ, МК), обусловлена скоплением магнитных пород в моренных суглинках валдайского и московского горизонтов, а также тонкодисперсного магнитного материала в морских отложениях одинцовского и микулинского возраста и в аллювиально-морских отложениях нижнего и среднего неоплейстоцена четвертичной системы. Кроме локальные магнитные аномалии могут являться результатом суммарного эффекта от моренных отложений четвертичной системы и скоплений магнитных минералов в отложениях нижнего и среднего карбона. По заключению Института Минералогии магнитные характеристики изученных образцов из скважин (с магнитными аномалиями) обусловлены присутствием в породах тонкодисперсных оксидов: гематита, магнетита и маггемита [1]. Аномалообразующими в таких случаях могут быть отложения с повышенными магнитными свойствами от всех возрастных интервалов при пространственной их локализации, и которые по своим значениям не будут существенно отличаться от аномалий, создаваемых трубками. Причем здесь такого рода аномалии могут быть созданы как в перекрывающих, так и во вмещающих

отложениях. К тому же в отношении самих кимберлитовых тел (их большинства) повышенной намагниченностью характеризуются только верхние - кратерные части, с положением эпицентра аномалии, не всегда совпадающим с жерловой частью диатремы, что подтверждается многими работами. Это в значительной степени препятствует определению местоположения искомого объекта из-за уравнившего статуса «положительного» аномалообразующего эффекта с подобным, но уже «отрицательного» от скоплений магнитных минералов в вендских отложениях. Т.е. очевидно, что одних магнитных характеристик сейчас уже катастрофически недостаточно при классификации аномалий по степени перспективности (вероятности связи их с кимберлитовыми телами), и требуется большее, чем сейчас принято, привлечение данных других методов, к примеру, электроразведки, гравиразведки, сейсморазведки. Здесь нужно отметить, что на протяжении многих лет исследователи неоднократно пытались использовать в поиске кимберлитовых тел различные геофизические методы, но в основном из-за сложности выполнения и неоднозначности получаемых результатов эти методы не находили своего должного применения в этой отрасли, поэтому поисковые работы в основном проводятся по первоначальному сценарию. Проводя поиск в таком направлении, всегда вызывает ощущение своеобразной процедуры фильтрации сквозь «решето» с различным размером ячеей (масштаба съёмки), т.е. происходит как бы отбор только тех тел-объектов, у которых имеются «классические» магнитные характеристики. В настоящее время известен уже целый ряд прецедентов в Архангельском и Якутском регионах, где кимберлитовые тела были обнаружены не по сложившимся определённым понятиям, как это характерно для многих известных трубок, а вышли за рамки выбранных критериев. В пределах известного Зимнебережного алмазаносного региона (ЗАР) в ААП всё чаще встречаются кимберлитовые тела с низкими значениями магнитных характеристик, причем не только для тел относительно небольших размеров, многие известные месторождения имеют низкую магнитную интенсивность. Образования небольших по размерам слабо продуктивных трубочных тел с одной фазой внедрения характеризуются в целом относительно высокой магнитной восприимчивостью [2]. На рассматриваемой территории практически для всех магматических тел отмечается индивидуальный тип проявления, поэтому можно говорить лишь о каких-то приближенно общих их чертах. В этих случаях магниторазведкой мы можем определять только интенсивность и конфигурацию аномалий в плоскостном расположении (рис. 1а), но связана ли она с глубинными процессами или только внутрипластовыми неоднородностями практически установить невозможно этим методом.

Если смотреть на локальное магнитное поле на рис. 1а, то не совсем ясно под какой аномалией расположена трубка. В тоже время, используя данные электроразведочного метода (МПП) можно получить более интересную информацию (рис. 1б). И еще большую информацию дают вертикальные геоэлектрические разрезы (рис. 2).

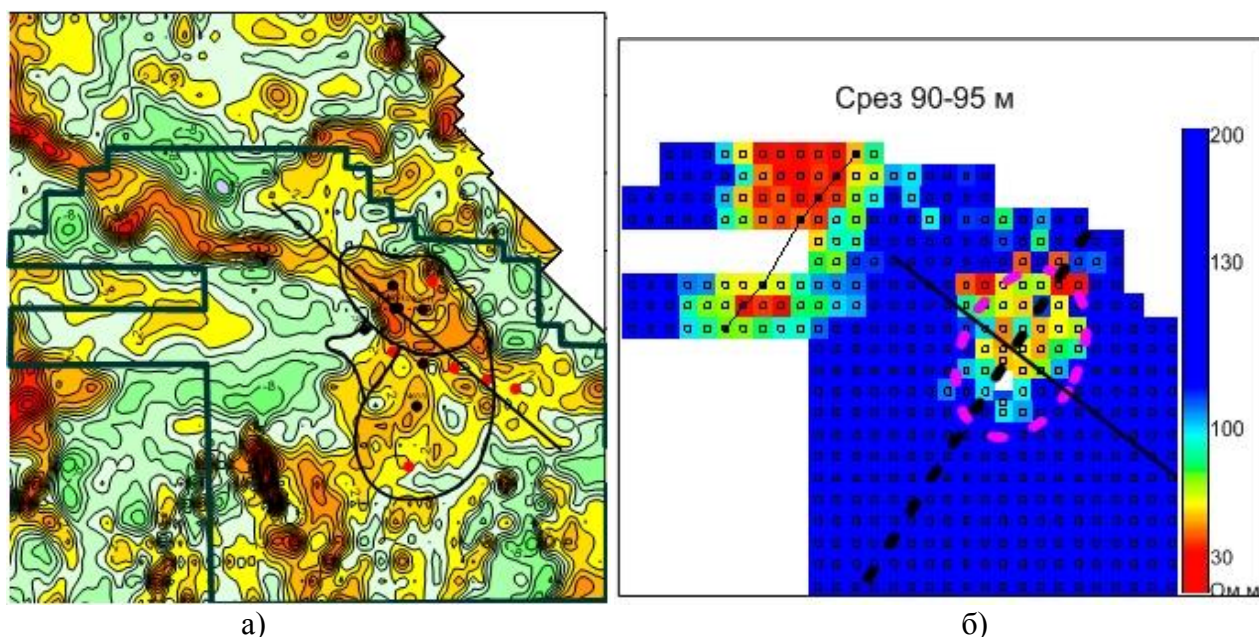


Рис. 1 Результаты аэромагнитной съемки на одном из перспективных участков ААП (а) и вертикальные геоэлектрические разрезы (метод МПП) (б), полученные двумя способами обработки (качественная и количественная).

На геоэлектрических разрезах хорошо видны элементы тектонических изменений, в частности наблюдается отчетливый разрыв сплошности кровли вендских отложений, нарушение в опорном горизонте в виде взброса и в перекрывающей толще отмечается воронковидная структура. Проводник в виде воронки над трубкой взрыва обозначает ее место положения, а заложение скважины по эпицентру воронки в данном случае не позволит промахнуться. Изучение уже известных магматических тел в толщах вмещающих осадочных отложений и попытка объяснения процесса их образования, причём для каждого случая отдельно, позволяют сделать вывод, что все магматические проявления – это, в первую очередь, деструктивные неоднородности в сформировавшемся относительно горизонтальном залегании пород.

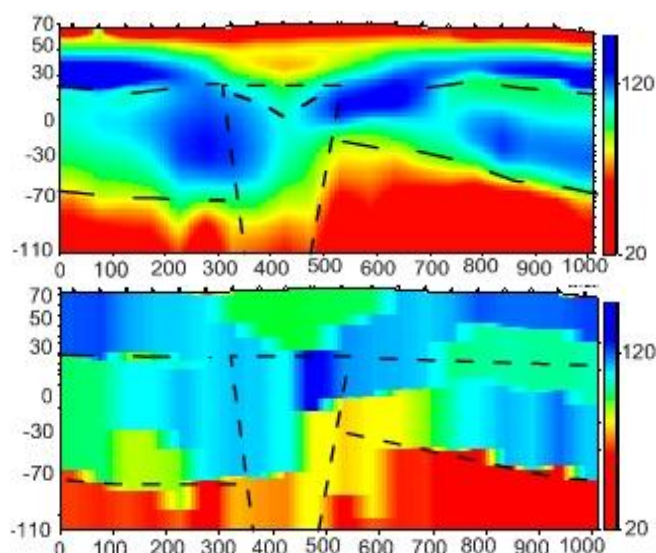


Рис. 2 Геоэлектрические разрезы по данным МПП, построенные двумя способами обработки: трансформации (вверху) и инверсии (внизу).

При заверке локальных магнитных аномалий очень важно с помощью наземных электроразведочных методов получить сведения о принадлежности их к линейным

проводящим зонам, которые могут подтвердить их связь с глубинными процессами. Поэтому во главу поисковых работ предлагается ставить выделение и отслеживание разрывных тектонических нарушений с последующим рассмотрением в их рамках локальных неоднородностей, которыми могут быть также слабые магнитные аномалии [4]. При этом нужно понимать, что кимберлитовое тело это изотропный геоэлектрический объект в анизотропных горизонтально-слоистых вмещающих породах, перекрытых анизотропными горизонтально-слоистыми породами [5]. Располагаются трубки в разломах, в ослабленных зонах, которые формируют их вертикальную зональность и во многих случаях вытянутость по направлению разлома. Пластичный рудовмещающий чехол при эксплозии обеспечивает формирование полости трубки по простирацию рудовмещающего разлома, а неустойчивые стенки полости обрушаются и формируют её плавные очертания. Кимберлитовая фаза (столб) представляет собой индивидуальную фазу, внедрившуюся в течение короткого единого промежутка времени в пределах одного тела, и характеризуется единым вещественным, петрохимическим, петрографическим, геохимическим составом и физико-механическими свойствами. В трубках чаще всего выделяются три фации: кратерная, жерловая и гипабиссальная (корневые части трубок и реже жерла) (рис. 3).

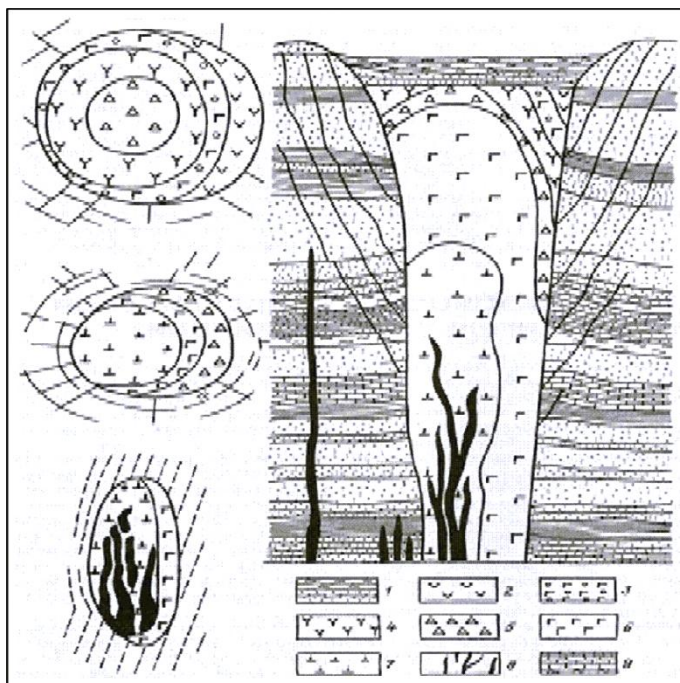


Рис. 1.3.6. Обобщенная модель трубки взрыва ААП [3].

Условные обозначения: 1-4 - породы кратерных фаций: 1 - осадочно-вулканогнные отложения (песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов); 2-туффизиты; 3 - туфы; 4 -туфобрекчии; 5-7 - породы жерловых фаций: 5 -ксенотуфобрекчии; 6-автолитовые кимберлитовые брекчии; 7 - порфировые кимберлиты; 8 - дайки туффизитов; 9 - вмещающие породы венда (чередование пачек песчаников, алевролитов и аргиллитов).

На рисунке представлена обобщенная модель трубки взрыва, составленная с учётом всех имеющихся информационных данных и факторов по ААП, она отображает основные черты большинства известных кимберлитовых тел ЮВБ [3]. В рудной геофизике требования к программам обработки высокие из-за сложных условий, формирующих аномальные отклонения в геологической среде. В первую очередь такие программы должны обеспечивать проявление слабоинтенсивным и небольших размеров неоднородностям в разрезе. Кроме этого очень важно иметь отображение результатов интерпретации с хорошим качеством графического их представления. В настоящее время существует много различных версий обработки первичного материала, в большей же части они привязываются к тем инструментам, с помощью которых получают этот материал. Но во многих случаях применяемые версии программ могут «переплетаться» с другими, и успешно использоваться в смежных технологиях, что указывает на их объективность. Интерпретация результатов измерений в классическом варианте выполняют в два этапа. Вначале полностью абстрагируются от объекта исследования и непосредственно по данным полевых измерений

составляют различные графики, разрезы и карты качественного характера. Такого рода информация помогает в общих чертах осмысливать результаты измерений, при этом оценивается геологическая обстановка в районе работ, определяется наличие аномалии и т.п. Это первый этап обработки полевого материала, который относится к качественной интерпретации. На втором этапе с помощью различных численных методов определяют количественные характеристики разреза, по результатам которых составляются геологические разрезы и карты. Выявленные на геологических разрезах и структурных картах электрические границы различных структур или аномальных отклонений согласуют с геологическими данными, привязывая их к известным стратиграфическим горизонтам. Второй этап получил название количественной обработки, приёмы которой разработаны на основе решения прямых и обратных задач электроразведки. Прямые задачи решаются для сравнительно большого, хотя и часто ограниченного, класса выбранных моделей, при этом, не охватывая все возможные варианты, встречающиеся в природе. Обратные задачи решаются в большей части для горизонтально-слоистой модели среды. Приёмы геофизической интерпретации базируются на предположении, что модель нормальной среды имеет горизонтально-слоистое строение. Всякое отклонение от этой модели трактуется как горизонтальная неоднородность, а связанное с этим изменение конфигурации кривой зондирования – как помеха или искажение. Искажения выявляют в большей части на первом этапе обработки, и уже в дальнейшем учитываются в процессе количественной обработки.

Кривые зондирования в МПП содержат информацию об изменении электропроводности по вертикали и о последовательности залегания различных слоёв горных пород. Расшифровка и истолкование этой информации при решении конкретной геологической задачи и составляет предмет интерпретации электромагнитных зондирований [6]. Для повышения устойчивости получаемого эффекта применяют различные способы регуляризации, т.е. выделение регулярной части информации на фоне помех. Этот этап требует особого внимания от специалистов, занимающихся обработкой и их высокой квалификации. При обозначении в фоновой части геоэлектрического разреза необходимой «аномальной» информации по возможности максимально используют имеющуюся геологическую информацию (бурение) и геофизическую (каротаж) по скважинам. В настоящее время на этапах качественной и количественной обработки широко применяют компьютерные технологии, что позволяет решать сложные задачи и получать необходимый материал хорошего качества. Интерпретация наблюдаемых индуцированных электромагнитных полей позволяет определять пространственные характеристики этих объектов, уточнять их структурно-тектоническую приуроченность. На примере исследований ряда известных кимберлитовых тел была установлена непосредственная связь их с тектоническими нарушениями по характерному линейного плана изменению проводимости в пределах этих нарушений. Таким образом применение электроразведки с использованием структурного критерия как основного показателя деструктивных изменений, вносимых диатремами, позволяет сократить ненужные затраты на их поиск и способствует открытию новых месторождений алмазов, необходимых для пополнения алмазного фонда страны. На основе применения предлагаемой технологии поиска было изучено большое количество магнитных аномалий (более 500), большая часть из которых (90-95%) была забракована, что затем подтвердилось заверочным бурением. Остаточный процент (10-5%), отводимый на перспективные аномалии под заверку бурением, может быть еще ближе к истине, всё зависит от того, насколько качественно отработаны аномалии в отношении необходимого объёма выполняемых работ.

Литература:

1. Гаранин К.В. Щелочные ультраосновные магматиты Зимнего берега (Архангельская алмазоносная провинция): геология, генезис, алмазоносность, поиск и перспективы освоения. М.: МГУ, 2006. 371 с.
2. Прусакова Н.А. Геолого-геофизическая прогнозно-поисковая модель Зимнебережного кимберлитового поля // Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 2004.

3. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). Под ред. О.А. Богатикова. М.: Изд-во МГУ, 1999. 524 с.
4. Коротков Ю.В. О возможностях электроразведочных методов при поисках объектов трубчатого типа в закрытых районах. //Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж, 2005. С. 1394-1397.
5. Абрамов В.Ю., Голубев Ю.К., Грачёв А.А., Коновалова Т.М., Лаптев М.М., Прусакова Н.А., Барсуков П.О., Яковлев А.Г. Геолого-геофизическая модель кимберлитовой трубки Кепинской площади, Архангельская область //Руды и металлы, 2006. Т. 1. С. 38-42.
6. Матвеев Б.К. Электроразведка при поисках месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 375 с.

КИНЕМАТИКО-ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ГЕНЕРАЦИИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ПЛАНЕТ

Кочнев В.А.¹

Институт вычислительного моделирования СО РАН, г.Красноярск

«Исследователи пришли к выводу, что магнитные поля Меркурия, Венеры и Марса обусловлены остаточной намагниченностью литосфер, приобретенной в полях молодой системы или в полях ранее действовавших динамо-процессов в ядрах этих планет. [Stevenson, 1974, Scharpe, Strangway, 1976, Strangway, 1977].»

В.М.Гордин

Привожу в качестве эпиграфа данный тезис из книги В.М.Гордина, чтобы по сути обратиться к нему в процессе обсуждения результатов данной работы и с тем, чтобы подчеркнуть стиль и такт в изложении позиции других авторов.

В предыдущих работах [2,3] по результатам решения обратных задач по геоцентрическому магнитному полю Земли IGRF-2005 в ядре выделены три основных источника, создающие на поверхности Земли три глобальные аномалии: Канадскую и Сибирскую в северном полушарии и Австралийскую в южном. Интенсивность поля от источников на поверхности ядра достигает 10^6 нТл (рис.1).

Как видно, расположены они ближе к экваториальной части. Предполагая, что источник магнитного поля – движущийся по спирали ток, по правилу буравчика получаем направление тока (рис.2). Ток во всех трех источниках должен двигаться по часовой стрелке и в экваториальной области его направление противоположно вращению Земли.

На поверхности Земли подобное движение жидкости и газа известно – это пассатные движения океана и атмосферы, вызванные приливными силами, создаваемыми гравитацией Луны и Солнца. Более того, в работе [6] выявлен факт генерации слабого магнитного поля до 1.5 нТл приливными течениями. Током в этом случае является движение слабозаряженной воды океана.

В ядре Земли по оценкам ученых температура достигает 5000° и жидкость ядра будет ионизирована. Степень ионизации металлов оценивается током эмиссии $J = AT^2$, где А – некоторая константа, зависящая от атома металла, Т – температура. Под действием приливных сил Луны и Солнца ионизированная, а следовательно, в какой-то мере и заряженная, жидкость ядра движется противоположно вращению планеты и является током, создающим магнитное поле.

Известно (Б.М.Яновский, [5]), что для создания индукции магнитного поля величиной $6.6 \cdot 10^4$ нТл на плоскости экватора необходим виток радиусом 1000 км и током $2.36 \cdot 10^{10}$ А. Но если предположить, что поле создается не одним витком сечением 1 м^2 , а высотой 2000

км и толщиной стенок 1000 км, то получим $2 \cdot 10^{12}$ витков и плотность тока в каждом витке уменьшится до $2.26 \cdot 10^{10} : 2 \cdot 10^{12} = 1.13 \cdot 10^{-2}$ А/м². Предварительные расчеты показывают, что для создания такого тока достаточно, чтобы один из 1000 атомов потерял электрон. При этом достаточно скорость движения такой заряженной плазмы не более 20 км/год.

Перейдем к оценке приливных сил и созданию модели.

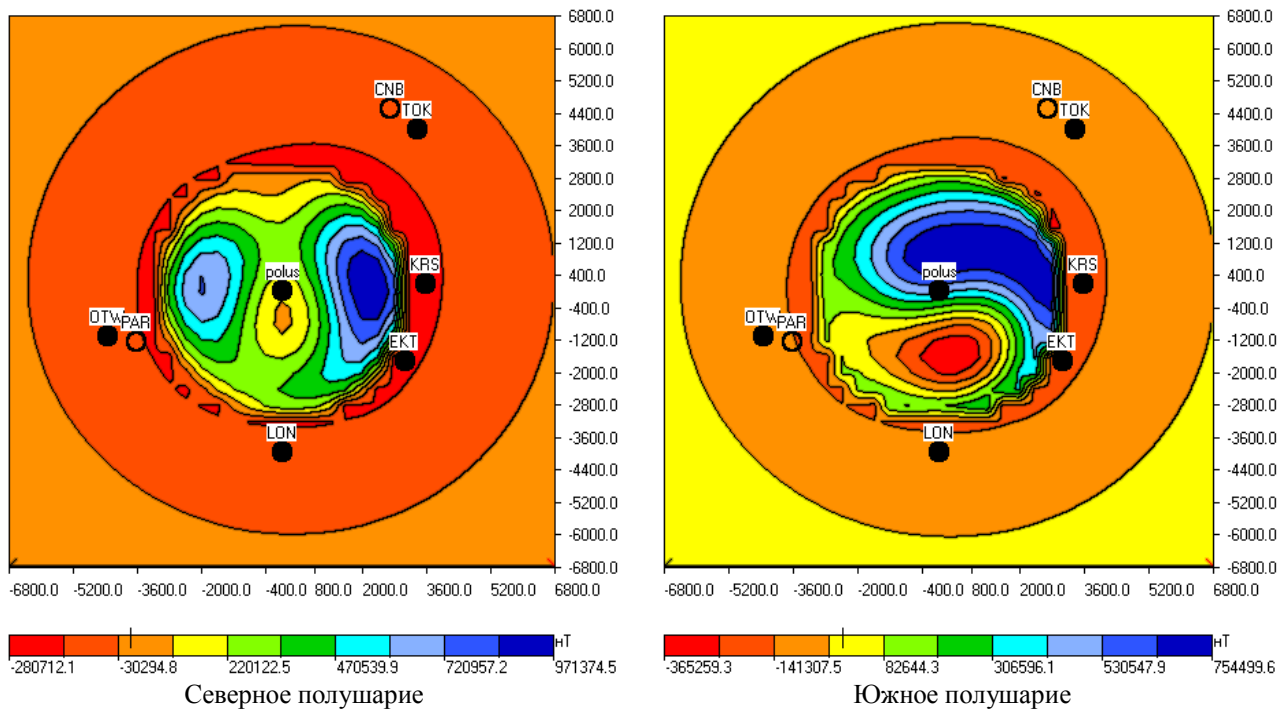


Рис.1 Z-компонента геоцентрического поля, рассчитанная над поверхностью ядра

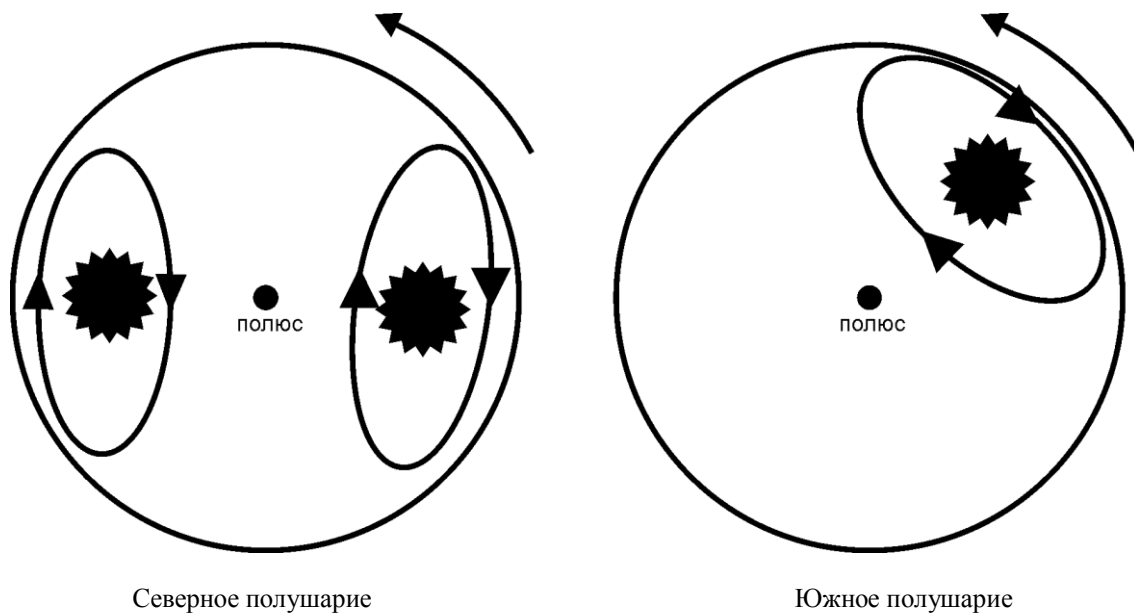


Рис. 2 Направление движения планеты и токов

Создание кинематико-гравитационной модели

Для создания модели мы должны сделать несколько шагов.

Шаг 1. Ввести объекты S — Солнце или спутник планеты и точку D — внутри планеты на ней или над ней. Ее координаты определяются параметрами R, r и θ . Кроме того,

точка имеет единичную массу. Сказанное, иллюстрируется рис 3, скопированным из работы Е И Бутикова [4].

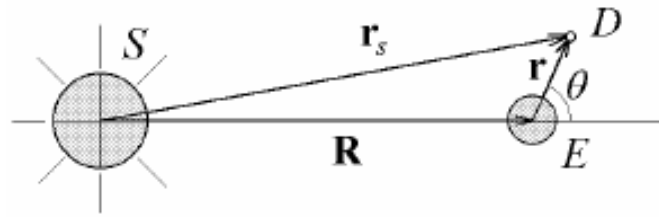


Рис. 3. Переменные r и θ , используемые для указания положения произвольной точки вблизи Земли.

Учитывая, что $R \gg r$ прямая гравитационная сила, действующая на точку с единичной массой, будет равна

$$\Delta g_{sp} = G \frac{m_s}{R^2} \quad (1)$$

Шаг 2. Кроме прямой силы, рассчитаем горизонтальную составляющую силы тяжести. Согласно [4] и другим работам, горизонтальная составляющая равна

$$\Delta g_{hor} = -\frac{3}{2} \Delta g_{sp} \frac{r}{R} \sin 2\theta \quad (2)$$

Приняв $\theta = 45^\circ$, получим оценку максимального значения горизонтальной составляющей силы тяжести. Интересно, что Δg_{sp} от Солнца в 180 раз больше, чем от Луны, а Δg_{hor} наоборот. Δg_{hor} от Луны в 2.5 раза больше, чем от Солнца. Именно по этой причине наибольшее влияние на амплитуду приливных течений оказывает Луна.

Шаг 3. Известно, что интенсивность магнитного поля, генерируемого в ядре, зависит от периода вращения планеты T_{pl} . В нашей модели вводится период относительно спутника, создающего Δg_{hor}

$$T_{rpl} = T_{pl} \left(\frac{T_{sp}}{T_{sp} - T_{pl}} \right) \quad (3)$$

Примечание. Нетрудно увидеть, что при равенстве периодов планеты T_{pl} и спутника T_{sp} величина $T_{rpl} \rightarrow \infty$, то есть спутник является стационарным и не создает на поверхности планеты горизонтальных движущих сил.

Шаг 4. Рассчитаем суммарную оценку Δg_{hor} для Земли. Ее создают Луна и Солнце.

$$\Delta g_{hor}(e) = \Delta g_{hor}^{Lun}(e) + \Delta g_{hor}^{Sol}(e) = \sum_{i=1}^2 \Delta g_{hor}(e) \quad (4)$$

Шаг 5. Зная все указанные выше параметры, мы можем рассчитать суммарную горизонтальную для каждой из планет Солнечной системы. Приняв Землю за эталон, рассчитаем параметр K_N по формуле:

$$K_N = \frac{\sum \Delta g_{hor}(pl) \frac{T_e}{T_{rpl}} \left(\frac{r_{pl}}{r_e} \right)^N}{\sum \Delta g_{hor}(e)} \quad (5)$$

При K_0 получаем относительную оценку B_{pl}/B_e , при K_3 — относительную оценку M_{pl}/M_e . Ниже приведена сокращенная таблица результатов. Под названиями планет

приведены относительные радиусы, моменты и индукции на экваторе, взятые из работы [1]. Для каждой планеты сравниваются 1, 2, 3 и 4 строки. В 1 и 3 – спутниковые данные, во 2 и 4 – соответствующие расчетные параметры.

Таблица относительных магнитных моментов и индукций по спутниковым наблюдениям [1] и кинематико-гравитационных параметров планет

Параметры	Меркурий $r_{pl}=0.37$	Венера $r_{pl}=0.96$	Земля $r_{pl}=1$	Марс $r_{pl}=0.53$	Юпитер $r_{pl}=11.2$	Сатурн $r_{pl}=9.4$	Уран $r_{pl}=3.8$	Нептун $r_{pl}=3.6$
M_{pl}/M_e	<0.006	<0.00001	1	<0.0003	20000	600	50	25
K_3	0.0007	-0.006	1	0.006	23137	1409	49	80.7
B_{pl}/B_e	0.007	<0.00009	1	0.0016	14	0.7	0.7	0.45
K_0	0.012	-0.007	1	0.039	17.43	1.69	0.81	1.44

Коэффициент корреляции наблюдаемых и расчетных индукций на экваторе составляет 0.997, что говорит о тесной, почти функциональной связи параметров.

Анализ результатов

Будем анализировать, опираясь на две последние строки таблицы, где приведены относительные индукции магнитного поля (ОИМП) по спутниковым наблюдениям и расчетные K_0 , полученные с использованием параметров каждой из планет.

Меркурий. Наблюдаемые B_{pl}/B_e на экваторе равно 0.007, а расчетные по модели 0.012, то есть отличается менее, чем в два раза. Единственным объектом, создающим приливные силы, является Солнце, но в силу медленного относительного вращения и малого радиуса расчетное поле невелико и на 2 порядка меньше земного. Поэтому в случае Меркурия нет основания предполагать, что магнитное поле является остаточным.

Венера. По спутниковым наблюдениям магнитное поле Венеры практически отсутствует. Используя в модели ретроградное вращение планеты, мы получаем расчетное поле, почти на два порядка большее, чем наблюдаемое, но оно с обратным знаком. Ранее с использованием оптических наблюдений планеты и некоторых радиорадарных экспериментов [7] была получена другая оценка положительного вращения, совпадающего с направлением вращения всех планет Солнечной системы. По этой оценке $T_{pl} = T_{sp} = 223.7$ суток. При этом основным объектом, создающим приливные силы – Солнце – является стационарным относительно определенной поверхности Венеры и согласно формулам модели магнитное поле равно 0, так как $T_{pl} \rightarrow \infty$

Земля. Принята эталоном. Основные приливные силы и магнитное поле создаются Луной и частично Солнцем (около 30%).

Марс. Основным источником приливных сил является Солнце. Спутники Фобос и Деймос малы по массе и вносят очень малый вклад в приливные силы и в создание магнитного поля. Тем не менее, рассчитанное поле оказывается в 20 раз больше наблюдаемого. Это может быть объяснено меньшей температурой плазмы ядра Марса по сравнению с земной.

Юпитер. Основная динамика приливных сил создается быстрым вращением ($T_{pl} = 0.4$ суток) и большим спутником Ио. Если учитывать только его влияние, то получаем оценку ОИМП, близкую к наблюдаемой. Другие спутники, хотя и крупные, но находятся на больших удалениях и вносят меньший вклад в ОИМП.

Сатурн. По размерам близок к Юпитеру, но МП в 20 раз меньше по наблюдениям и в 10 раз – по модельным. Основным спутником является Титан, который по массе больше Ио, но находится от планеты почти в три раза дальше, чем Ио от Юпитера.

Уран. Расчетное и наблюдаемое ОИМП близки (0.81, 0.7). Приливные силы и МП создаются быстрым вращением и многими спутниками.

Нептун. Наблюдаемое и расчетное ОМП отличается в три раза. Приливные силы и МП создаются крупным спутником – Тритоном. В данном случае большое отличие может быть объяснено недостаточной сетью наблюдения (всего $\frac{3}{4}$ витка) вокруг планеты.

Выводы

Таким образом, по кинематико-гравитационной модели для возникновения магнитного поля необходимы следующие условия.

1. Жидкое ядро, атомы которого ионизированы под действием высокой температуры. Чем выше температура, тем больше ионизация и, соответственно, заряженность жидкости.

2. Вращение планеты вокруг своей оси. В соответствии с эмпирической формулой параметры магнитного поля пропорциональны угловой скорости вращения относительно спутника. При наличии жидкости и разогретого ядра, но при медленном вращении (как у Венеры), индуцируется слабое магнитное поле.

3. Наличие одного или нескольких внешних объектов (Солнце или спутники), создающих приливные силы, вызывающие движение жидкости как на поверхности планеты (пассатные течения), так и в жидком ядре. Приливная сила пропорциональна массе объекта, радиусу планеты и обратно пропорциональна кубу удаления объекта от планеты.

Если рассматривать в качестве объектов, генерирующих собственное поле, крупные спутники планет, то они не могут генерировать собственного поля за счет своей планеты, даже если имеют жидкое ядро, так как по имеющейся информации периоды обращения вокруг оси и планеты совпадают. Если в качестве планеты становится Луна, а в качестве спутника Земля, то по формуле (5) получаем $T_{rpl} \rightarrow \infty$, а следовательно, $K0=K3=0$. Незначительное поле на Луне и на некоторых спутниках Юпитера может быть создано приливными силами Солнца. Но это особая тема для исследования. В докладе будет приведен анализ наблюдаемых и расчетных полей для каждой из планет.

Литература

1. Гордин В.М. Очерки по истории геомагнитных измерений. М.: ИФЗ СО РАН, 2004. 161 с.
2. Кочнев В.А. Эффективная намагниченность ядра — результат решения обратной задачи по геоцентрической Z-компоненте магнитного поля IGRF-2005. // Шестые научные чтения Ю.П. Булашевца "Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей". Екатеринбург, 2011.
3. Кочнев В.А. Косвенные факты и явления, подтверждающие предлагаемую модель генерации магнитного поля при движении заряженного расплава ядра. // 39-й сессия Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Воронеж, 30 января – 2 февраля 2012г.
4. Бутиков Е.И. Физика океанских приливов в компьютерных моделях. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2007.
5. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л., 1978. 592 с.
6. Robert H. Tyler, et al. Satellite Observations of Magnetic Fields Due to Ocean Tidal Flow Science 299, 239 (2003)
7. <http://history.nasa.gov/sp-4218/ch2.htm>

ВЫСШИЕ ПРОИЗВОДНЫЕ И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ В ПРОЦЕССЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАГНИТНЫХ ДАННЫХ.

Лапина Е.П.

Институт геофизики им. С.И. Субботина, Киев, Украина.

Трансформации наблюдаемых гравитационных и магнитных аномальных полей всегда были актуальной проблемой для исследований. По своему целевому назначению, свойствам получаемых результатов и характеру исполнения трансформации весьма разнообразны.

Производные, являются одним из основных понятий математического анализа, широко применяются в разведочной геофизике для теоретического обоснования различных методов и задач. Широкое применение производные находят при обработке и интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.

Различным трансформациям потенциальных полей были посвящены работы Юнькова А.А., Березкина В.М., Веселова В.К., Страхова В.Н., Маловичко А.К., Таруниной О.Л. и других исследователей.

На основании полученных аналитических выражений для аномального поля и, учитывая подобранные параметры модели, вычисляются высшие производные: V_{xz} , V_{zz} , V_{zxx} , V_{zzz} и т.д., которые применяются при обработке аномальных полей, при анализе сложных полей и их геологической интерпретации. Трансформанты дают возможность четко выделить место положения центров тяжести по характерным точкам. Интенсивность изолиний несет информацию о глубине расположения возмущающих масс. Чем ближе к поверхности расположены аномальные массы, тем интенсивнее изолинии и наоборот. Происходит разделение геологических объектов по глубине залегания. При помощи трансформант легко выделить близко расположенные по простиранию объекты, которые трудно выделить в поле аномалии силы тяжести, а также мелкие и неглубоко залегающие тела на фоне более крупных и более погруженных возмущающих масс. Приняв во внимание эти характеристики, можно упростить исходную геологическую модель, более точно определить ее параметры и перейти к процессу количественной интерпретации выбранного района исследований.

Пример.

Исходное аномальное магнитное поле представлено вертикальной составляющей вектора напряженности магнитного поля (рис.1а). Вычисление трансформант может быть сделано наиболее просто, если предварительно была получена аналитическая аппроксимация исходного магнитного поля [1].

Как видно на (рис.1а) все тела в наблюдаемом поле явно не проявляются. Аппроксимируем поле некоторой совокупностью элементарных стержневых тел [2, 3], каждое из которых описывается последовательностью параметров:

$$P = \{m, (c_x, c_y, h)_j; (2t_x, 2t_y, 2t_z)_j; (I_x, I_y, I_z)_j, \quad j = 1, 2, \dots, m\}$$

где m – количество элементарных тел, (c_x, c_y, h) – центры масс тел, $(2t_x, 2t_y, 2t_z)$ – длины стержней, (I_x, I_y, I_z) – составляющие вектора интенсивности намагничивания стержневых масс.

Исходя из того, что аномальные тела явно не выделены в наблюдаемом поле, то возникает ситуация, когда необходимо использовать различные трансформанты исходного поля. На (рис.1б), (рис.1в), (рис.1г) представлены карты производных исходного магнитного поля по вертикали V_z , V_{zz} и V_{zzz} соответственно. Здесь четко проявляются два возмущающих объекта. Можно с достаточной точностью определить горизонтальные координаты центров тяжести тел. Вопрос определения глубины залегания возмущающих тел более сложный. По интенсивности изолиний можно предположить, что одно из тел расположено ближе к поверхности, а второе более глубоко, что подтверждается данным примером.

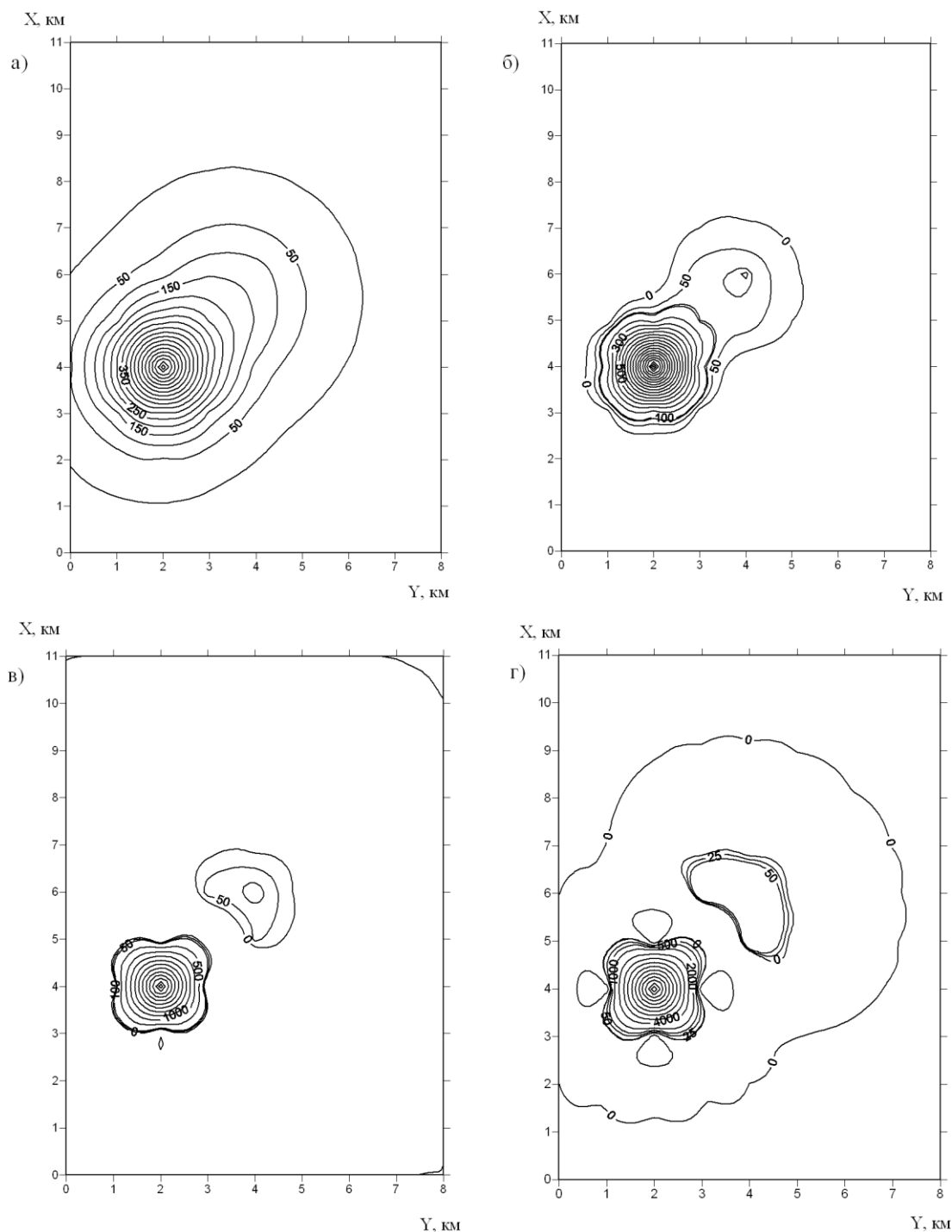


Рис.1. Исходное магнитное поле и высшие производные: а) наблюдаемое магнитное поле, представленное вертикальной составляющей вектора напряженности; б) первая производная исходного магнитного поля V_z ; в) вторая производная исходного магнитного поля V_{zz} ; г) третья производная исходного магнитного поля V_{zzz} .

Таким образом, построение аналитической модели исходного поля и вычисление на ее основании различных трансформант может оказать существенную помощь при обработке и интерпретации магнитометрических данных.

Литература:

1. Булах Е.Г., Лапина Е.П. К вопросу о построении аналитической модели внешнего магнитного поля // Геофизический журнал. – 2008. – Т. 30, № 2. – С. 42 – 50.

2. Булах Е.Г., Лапина Е.П. Обратные задачи магнитометрии в классе стержневых тел в связи с построением аналитической модели исходного поля // Геофизический журнал. – 2002. – Т.24, № 4. – С. 60 – 70.
3. Булах Е.Г. Прямые и обратные задачи гравиметрии и магнитометрии. К.: Наукова думка, 2010. – 462с.

ОЦЕНКА ДЛИТЕЛЬНОСТИ И ИНТЕНСИВНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ТРАППОВ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

Латышев А.В.^{1,2}, Павлов В.Э.², Веселовский Р.В.^{1,2}, Фетисова А.М.¹

*1 – Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 2 - Институт физики Земли им.
О.Ю.Шмидта РАН.*

Сибирская трапповая провинция является одной из крупнейших магматических провинций в мире. В настоящее время формирование Сибирских траппов рассматривается как одна из возможных причин массового вымирания на границе перми и триаса. Для установления возможности влияния извержений Сибирских траппов на окружающую среду важно оценить длительность и интенсивность формирования трапповой толщи. На примере Деканских траппов [1] было показано, что подобные вулканические провинции могут образовываться в результате кратких вспышек магматической активности (вулканических пульсов), разделенных более длительными периодами покоя. При таком характере извержений катастрофическое воздействие на окружающую среду является более вероятным, чем при постепенных монотонных излияниях. Целью данной работы является выделение вулканических пульсов в трапповом разрезе Норильского района Сибирской провинции на основании палеомагнитных исследований разрезов Сундук и Ергалах. Данные разрезы включают нижнюю часть туфоластовой толщи Норильского района и сложены преимущественно лавовыми потоками толеитовых базальтов, в подчиненных количествах присутствуют трахибазальты, пикритовые базальты и туфы основного состава. Разрез Ергалах находится в 15 км к югу от Норильска, включает 12 лавовых потоков, относящихся к ивакинской, сыверминской и гудчихинской свитам (нижняя часть туфоластовой толщи), и прорывающую их интрузию Норильск-2. Общая мощность разреза 165 м. Разрез Сундук находится в 90 км к востоку от Норильска на оз. Глубоком и содержит 42 лавовых потока с редкими прослоями туфов общей мощностью около 750 м. Лавовые потоки представляют нижнюю половину разреза траппов Норильского района от ивакинской до надеждинской свиты. В обоих разрезах залегание потоков субгоризонтальное.

Из каждого потока и прослоя туфов было отобрано 8-20 палеомагнитных образцов, ориентированных магнитным компасом с постоянным контролем возможного влияния сильно магнитных пород. В общей сложности из разрезов Сундук и Ергалах было отобрано около 600 образцов. Образцы подверглись температурной чистке до температур 580-620°C, число шагов чистки достигало 15. При анализе полученных результатов использовалась методика [1]. На основании скорости вековых вариаций, оцениваемой в 2° за 100 лет, и точности определения палеомагнитных направлений (4-6°), лавовые потоки, имеющие статистически неразличимые направления, относились к одному вулканическому пульсу длительностью не более 300-400 лет. Время формирования лавового потока, дающего индивидуальное палеомагнитное направление, по [1] принималось не превышающим 100 лет, время формирования вулканического пульса, образующего дирекционную группу – 300-400 лет.

При температурной чистке в образцах было выявлено две компоненты – низкотемпературная и высокотемпературная. Низкотемпературная компонента с

блокирующими температурами до 250°C была проинтерпретирована как соответствующая современному геомагнитному полю. Высокотемпературная компонента имеет блокирующие температуры до 580-620°C и направления, близкие к ожидаемым для перми - триаса Сибирской платформы. В обоих разрезах нижние потоки, принадлежащие к ивакинской свите, намагничены в обратной полярности, вся остальная часть – в прямой полярности. Первичность намагниченности подтверждается наличием первично магматических неизмененных магнитных минералов, обнаруженных при микрозондовых исследованиях, наличием антипараллельных компонент прямой и обратной полярности, близостью полученных направлений к ожидаемым для Сибирской платформы в перми – триасе и существованием дирекционных групп со статистически различными направлениями.

Всего в разрезе Сундук было выделено 9 дирекционных групп и 6 индивидуальных направлений, в разрезе Ергалах – 4 дирекционных группы и 3 индивидуальных направления. Аналогичная процедура выделения пульсов магматической активности была проведена для разрезов Талнах, Листвянка, Икэн и Абагалах, изученных ранее [3]. Эти разрезы содержат в общей сложности 76 лавовых потоков и представляют всю туфолавовую толщу Норильского района. В разрезах Листвянка, Икэн и Абагалах было выделено всего 23 дирекционных группы и 12 индивидуальных направлений. Принимая во внимание указанные выше оценки длительности формирования вулканических пульсов, соответствующих дирекционным группам, и одиночных извержений, соответствующих индивидуальным направлениям, можно оценить время формирования всего Норильского разреза как не превышающее 11 тысяч лет без учета периодов покоя между пульсами вулканической активности.

Согласно [2] и [3] весь трапповый разрез Норильского района (на основании исследований разрезов Талнах, Листвянка, Икэн, Абагалах) включает 4 последовательных палеомагнитных интервала: обратной полярности (R), инверсионный (T), экскурсионный (E) и прямой полярности (N). Кроме того, между инверсионным и экскурсионным интервалом в верхней части гудчихинской – нижней части туклонской свит выделяется небольшой интервал прямой полярности, соответствующий кратковременной стабилизации геомагнитного поля, за которой следует постинверсионный экскурс [3]. Те же особенности можно обнаружить в изученных нами разрезах. В разрезе Ергалах выделяется интервал обратной полярности (ивакинская свита) и инверсионный интервал, характеризующийся пониженными наклонениями по сравнению с интервалами прямой и обратной полярности (сыверминская – гудчихинская свита). В разрезе Сундук 2 нижних потока ивакинской свиты, объединенные в один пульс, соответствуют интервалу обратной полярности; вышележащие 17 потоков верхней части ивакинской свиты, сыверминской и гудчихинской свит образуют инверсионный интервал. Далее следуют 12 потоков хаканчанской, туклонской и нижней части надеждинской свит, намагниченные в прямой полярности и соответствующие выделенному [3] в разрезах Листвянка – Икэн интервалу стабилизации геомагнитного поля между инверсией и последующим экскурсом. Следующие 5 потоков надеждинской свиты в разрезе Сундук представляют экскурсионный интервал, и лишь верхние 4 потока, объединенные в один пульс, можно считать соответствующими интервалу прямой полярности. Таким образом, в нескольких разрезах, находящихся в разных частях Норильского района, выделяется переходная зона (инверсионный и экскурсионный интервалы), составляющая не менее четверти всей туфолаговой толщи по мощности (рис. 1). Согласно большинству современных оценок, длительность инверсии геомагнитного поля не превышает 5-10 тысяч лет. В этом случае полученные данные указывают, что значительная часть разреза траппов Норильского района сформировалась в течение нескольких тысяч лет.

Инверсионный интервал, характеризующийся пониженными наклонениями, также прослеживается по магнитостратиграфическим данным из разрезов скважин [2,4]. В скважинах CD28 и XC59 средние наклонения, посчитанные для сыверминской – гудчихинской свит, близки к таковым, полученным для инверсионного интервала [2,3] и ниже средних наклонений для других свит. Это дает основания предположить, что

магматическое событие, приведшее к формированию сыверминской – гудчихинской свит и соответствующее по времени инверсионному интервалу, происходило на обширной территории, включающей по меньшей мере Хараелахскую (Листвянка, скважины CD28 и ХС59), Имангдинскую (Сундук) и Норильскую (Ергалах) мульды. Принимая во внимание площадь данных мульд и мощность инверсионного интервала в разрезах и скважинах, можно оценить объем лав, излившихся за время инверсии геомагнитного поля, примерно в 1050 км³. Эта оценка минимальна, поскольку все исследованные разрезы находятся в краевых частях мульд, тогда как в центре мощность сыверминской и гудчихинской свит может быть намного больше.

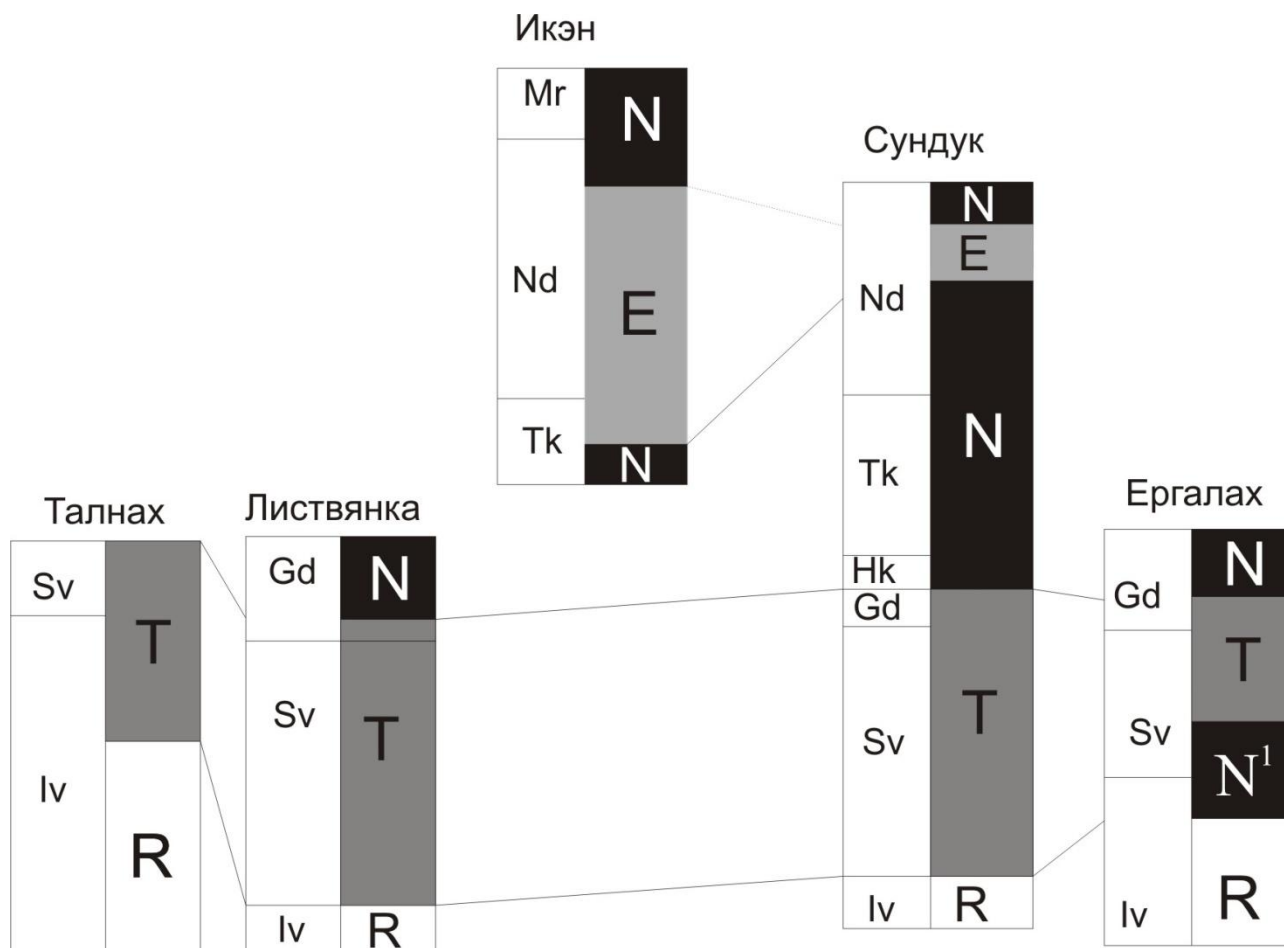


Рис.1. Инверсионный и экскурсионный интервалы в разрезах траппов Норильского района. Iv – ивакинская свита, Sv – сыверминская свита, Gd – гудчихинская свита, Hk – хақанчанская свита, Tk – туклонская свита, Nd – надеждинская свита, Mr – моронговская свита. R – интервал обратной полярности, T – инверсионный интервал, N – интервал обратной полярности; E – экскурсионный интервал. 1 – потоки ергалахского разреза, перемагниченные интрузивом Норильск-2.

Таким образом, было установлено, что при формировании туфолавова́й толщи Норильского района имела место последовательность интенсивных пульсов вулканической активности, разделенных более длительными периодами покоя. Кроме того, подтверждено существование в норильском трапповом разрезе переходной зоны, разделяющей интервалы обратной и прямой полярности и включающей инверсионный и экскурсионный интервалы. Переходная зона может быть прослежена на большей части территории Норильского района, что дает основания утверждать, что значительная часть норильского траппового разреза сформировалась в период инверсии геомагнитного поля, не превышающий по длительности

5-10 тыс. лет. Объем продуктов извержений за это время только в Хараелахской, Норильской и Имангдинской мульдах превысил 1000 км³.

Литература:

1. Chenet A.L., Fluteau F., Courtillot V., Gerard M., Subbarao K.V. Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: Results from a 1200-m-thick section in the Mahabaleshwar escarpment // J. Geophys. Res. 2008. 113. B04101, doi:10.1029/2006JB004635.
2. Gurevitch E.L., Heunemann C., Rad'ko V., Westphal M., Bachtadse V., Pozzi J.P., Feinberg H. Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the Permian-Triassic northwest central Siberian Trap Basalts // Tectonophysics. 2004. V. 379. P. 211-226.
3. Heunemann C., Krasa D., Soffel H., Gurevitch E., Bachtadse V. Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 218. P. 197-213.
4. Михальцов Н.Э., Казанский А.Ю., Рябов В.В., Шевко А.Я., Куприш О.В., Брагин В.Ю. Палеомагнетизм траппов северо-западной части Сибирской платформы по результатам исследований керн скважин – в печати.

СОВРЕМЕННЫЕ МАГНИТОМЕТРЫ ДЛЯ НАУКИ И ГЕОФИЗИКИ, РАЗРАБОТАННЫЕ В ИЗМИРАН

Любимов В.В.

*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В.Пушкова РАН*

В Институте земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В.Пушкова РАН (**ИЗМИРАН**) на протяжении многих лет различными коллективами сотрудников велась и ведётся активная работа по созданию новых современных геофизических приборов для решения научных, прикладных и специальных задач. Одним из направлений деятельности для создателей аппаратуры явилось традиционное в институте направление по разработке магнитометрической аппаратуры нового поколения, предназначенной для проведения научных исследований магнитометрическими методами как в полевых, так и в лабораторных условиях. Такого рода аппаратура в настоящее время все в большей степени применяется для проведения научно-исследовательских работ в стационарных условиях: в магнитных обсерваториях (**МО**), в магнитных камерах, в медицинских исследованиях и для решения различного рода прикладных задач. В последние годы специалистами ИЗМИРАН был создан ряд магнитометрических приборов на базе кварцевых, феррозондовых и протонных датчиков, предназначенных для их использования в различных условиях и средах [1-11], которые активно используются сотрудниками института и других организаций при проведении экспедиционных и исследовательских работ. В состав серии последних разработок института вошли приборы: протонный магнитометр **МР-03МО** [12], цифровая кварцевая магнитовариационная станция «**КВАРЦ-4**» [7, 12, 13] и созданная на их основе цифровая магнитная обсерватория **ЦМО** [12, 13], а также феррозондовый магнитометр **МФ-03-РМ** [14] и цифровая автоматическая магнитовариационная станция **ЦАМВС** [15], описание и основные технические характеристики которых приводятся ниже.



Протонный регистрирующий магнитометр

MP-03 MO предназначен для автоматического измерения модуля вектора магнитной индукции (ВМИ) поля Земли и накопления данных во внутренней памяти. Основное назначение прибора - работа в качестве вариационной станции. Прибор представляет собой два устройства – магниточувствительный датчик (МЧД) и блок измерения и накопления (БИН), соединенных между собой кабелем. Магнитометр в комплекте с персональным компьютером (ПК) может быть использован в качестве системы накопления и сбора геофизической информации в комплексе с другими методами геофизических исследований. Диапазон измерений прибора составляет от 35 до 65 мкТл, при этом цена единицы счета наименьшего разряда отсчетного устройства (по табло) равна 0,1 нТл. Основная абсолютная погрешность измерений магнитометра лежит в пределах $\pm 1,5$ нТл. Цикл автоматических измерений устанавливается программно и составляет: 3, 5, 10, 20, 30, 60 с, при этом предусмотрена возможность запуска цикла измерений вручную. Информация о величине модуля ВМИ записывается во внутреннюю память объемом в 1 Мбайт. Питание прибора осуществляется от источника постоянного тока напряжением от 12 до 24...30 В, при этом потребляемая мощность составляет не более 30 Вт. Штатная длина кабеля, соединяющего МЧД с БИН, составляет 10 м. Масса, не более: МЧД – 3 кг; БИН - 1 кг; кабель - 1 кг.



Цифровая магнитовариационная

станция (ЦМВС) «КВАРЦ-4» [7] предназначена для непрерывного измерения, регистрации и накопления в цифровом виде значений вариаций трех составляющих ВМИ поля Земли и температуры окружающей среды на сети Российских МО и в условиях необслуживаемых или редко обслуживаемых пунктов наблюдений. ЦМВС может применяться в экспедиционных условиях при проведении комплексных геофизических измерений и геологических изысканий. Отличительной особенностью ЦМВС, выполненной на основе кварцевых магнитных датчиков, является то, что она является прибором нового поколения, компьютеризованным с широкими возможностями программной установки и изменения различных параметров схемы, возможностью цифровой обработки и фильтрации данных в процессе проведения измерений. Динамический диапазон измерения вариаций каждой из составляющих ВМИ поля Земли равен ± 2000 (± 6000) нТл и масштабируется программно. Питание всех блоков ЦМВС осуществляется от источника постоянного тока напряжением

12±3 В (или стандартного сетевого адаптера), при этом потребляемая мощность, составляет не более 5 Вт. На графическом дисплее БИН информации ЦМВС имеется возможность: демонстрации графиков измеряемых вариаций составляющих ВМИ поля Земли в реальном времени, вывода значений измеренной температуры окружающей среды и построение трехчасового К-индекса магнитной активности. Предусмотрено накопление данных в БИН или в ПК при помощи последовательного канала связи. Программное обеспечение (ПО) реализует организацию базы данных в соответствии с требованиями международных систем сбора данных (например, ИНТЕРМАГНЕТ) и предусматривает организацию на основе ЦМВС системы сбора информации путем подключения дополнительных измерительных каналов или приборов.



Цифровая магнитная обсерватория (ЦМО)

[13] это комплекс приборов, состоящий из магнитовариационной станции (МВС), протонного регистрирующего магнитометра (ПМ), сумматора цифровых данных (СЦД), приемника GPS и ПК, предназначенных для проведения относительных и абсолютных измерений составляющих ВМИ поля Земли и его модуля на МО и пунктах наблюдений. МВС является высокоточным магнитометрическим прибором, выполненным на основе кварцевых магнитных датчиков (КМД) и предназначенным для непрерывной регистрации вариаций трех составляющих X (H), Y (D), Z ВМИ поля Земли на МО и температуры окружающей среды, а также для исследования полей, создаваемых искусственными источниками и для специальных целей. ПМ предназначен для автоматического измерения модуля ВМИ поля Земли и накопления данных во внутренней памяти. МВС и ПМ, при помощи соединительных кабелей, подключаются к СЦД, служащему для накопления данных от приборов в цифровой форме, к которому также подключаются приемник GPS и ПК. Приемник GPS позволяет определять координаты места в котором устанавливается аппаратура ЦМО и осуществлять привязку всех измерений к мировому времени с высокой точностью. При помощи ПК осуществляется регистрация и визуализация полученных данных. Динамический диапазон измерения вариаций каждой из составляющих ВМИ поля Земли для МВС равен $\pm (2 \dots 6)$ мкТл, а диапазон измеряемых полей ПМ составляет от 35 до 65 мкТл. Отсчетная точность при регистрации магнитометрических данных МВС и ПМ составляет 0,1 нТл, а точность регистрации температуры окружающей среды составляет 0,1°C. Емкость энергонезависимой памяти данных СЦД составляет 32 Мб. Цикл автоматических измерений ЦМО устанавливается программно, в зависимости от условий и необходимых задач регистрации, при этом частота оцифровки измерительных каналов МВС с помощью встроенного АЦП составляет 100 Гц. Питание всех блоков и устройств ЦМО осуществляется при помощи аккумуляторной батареи или от источника постоянного тока напряжением 12±3 В.

**МАЛОГАБАРИТНЫЙ ЦИФРОВОЙ
РЕГИСТРИРУЮЩИЙ МАГНИТОМЕТР
MF-03-R МОДЕЛЬ «М»**



Феррозондовый магнитометр MF-03-RM

[14] выполнен в виде переносного прибора и предназначен для измерения модуля ВМИ поля Земли, его составляющих (D, H или Z), а также для исследования полей, создаваемых искусственными источниками, для систем, служащих для привязки и ориентации объектов по магнитному полю и для специальных целей. Магнитометр может использоваться в геофизике на суше, на море, на подвижном носителе, в условиях обсерватории, в качестве автономной станции, в полевых условиях и для проведения поисковых и рекогносцировочных работ. Прибор позволяет проводить исследования, обнаружение и фиксацию гипогеомагнитных полей и помещений согласно нормам и требованиям, регламентируемым в *ГОСТ P51724-2001* и *СанПиН P2.2.755-99*. Магнитометр создан на основе однокомпонентного феррозондового магнито-чувствительного микропотребляющего датчика и имеет два измерительных диапазона ± 20 и ± 100 мкТл, при этом цикл автоматических измерений во всех измерительных диапазонах равен 0,25; 0,5; 1; 2; 3; 10; 20; 30 и 60 с. Измеренное значение магнитной индукции совместно с текущим временем измерений визуализируется на цифровом табло. Напряжение питания прибора от источника постоянного тока в пределах от 2,7 до 3,3 В. Отличительной особенностью прибора является рекордно низкое потребление энергии от источника питания и работа только от двух батареек типа АА. Мощность потребления от источника постоянного тока в режиме измерения составляет 0,045 Вт, а в режиме энергосбережения потребляемая мощность от источника питания не превышает 0,3 мВт. Предусмотрена возможность питания прибора от сетевого (220 В 50 Гц) адаптера напряжением 3 В. Объем энергонезависимой памяти для регистрации измеренных данных 1 Мбайт, что позволяет проводить непрерывные измерения при самом коротком цикле измерения 0,25 с и накапливать данные в течение 34 часов. При необходимости конструкция прибора позволяет увеличить объем встроенной энергонезависимой памяти в 2, 4 и более раз.



**Цифровая автоматическая
магнитовариационная станция (ЦАМВС)** [15] выполнена на базе кварцевых магнитных датчиков, включает в себя три измерительных канала (D, H, Z), каждый из которых имеет

измерительный диапазон $0... \pm 6000$ нТл. Станция предназначена для проведения работ в автономном автоматическом режиме в условиях не обслуживаемых (НО) и редко обслуживаемых (РО) пунктов наблюдений, а также для проведения работ в условиях больших изменений температуры окружающей среды, - до $\pm 40^{\circ}\text{C}$. Функциональная схема ЦМВАС состоит из двух основных узлов: блока датчиков (БД) и блока электроники (БЭ). Станция имеет возможность питания от трёх альтернативных источников, - сети переменного тока (СА), аккумуляторной (АБ) или солнечной (СБ) батарей, при этом напряжение источника постоянного тока может находиться в пределах от 7 до 40 В. Максимальный цикл оцифровки АЦП аналоговых данных по всем измерительным каналам составляет 100 изм/с, при этом осреднённые значения регистрируются и накапливаются во встроенную внутреннюю (до 8 Мб) или внешнюю память (2...4 Гб) с циклом 1 изм/с. Штатный режим работы ЦАМВС предусматривает регистрацию вариаций составляющих ВМИ поля Земли с точностью 0,1 нТл, при этом 24-разрядный АЦП позволяет реализовать разрешающую способность станции до 1...10 пТл в условиях с малым уровнем техногенных шумов и помех. Контроль температуры в БД и управление его обогревом (в условиях низких температур) реализовано при помощи интегрального ДТ с разрешением 0,1 $^{\circ}\text{C}$. Управление всеми режимами работы и калибровкой станции, а также передача данных, - осуществляется дистанционно автоматически при помощи каналов GPRS или ВТ. Для привязки станции к мировому времени и для её позиционирования в пространстве имеется встроенный приёмник GPS. Схема и конструкция ЦАМВС разработана с учётом предельных требований по минимизации энергопотребления, при этом максимально возможное её потребление от постоянного источника напряжением 12 В составляет не более 2,5...3 Вт.

Литература:

1. Любимов В.В., Выдрин В.В. Малогабаритный цифровой компонентный магнитометр // Приборы и техника эксперимента. М.: Наука, 1995. No.5. С.206 - 207.
2. Любимов В.В. Новые приборы для исследования гипомангнитных полей и помещений. Препринт No.12a (1128) Троицк: ИЗМИРАН, 1999. - 12 с.
3. Любимов В.В. Приборы для электромагнитного мониторинга и экологических исследований окружающей среды // Датчики и Системы / Конструирование и производство датчиков, приборов и систем. М.: «ООО СенСиДат», 2004. No.9, с.25-27.
4. Кириаков В.Х., Любимов В.В. Малогабаритный цифровой интеллектуальный регистрирующий феррозондовый магнитометр MAGIC МФ-03-Р // Датчики и Системы / Конструирование и производство датчиков, приборов и систем. М.: «ООО СенСиДат», 2004. No.10, с.37-38.
5. Зверев А.С., Кириаков В.Х., Любимов В.В. Протонные магнитометры // Экономика и производство. /Технологии, оборудование, материалы / Журнал организаторов производства. М., 2005, №2, с.71-73.
6. Любимов В.В. Феррозондовые диагностические магнитометры серии «МАГИК» // Экономика и производство. /Технологии, оборудование, материалы / Журнал организаторов производства. М., 2006. No.1, с.58-61.
7. Бурцев Ю.А., Кириаков В.Х., Любимов В.В. Цифровая магнитовариационная станция «КВАРЦ-4»//Датчики и Системы/Новые приборы. М.: «ООО СенСиДат», 2006. No.1, с.45-48.
8. Кириаков В.Х., Любимов В.В. Магнитометры для электромагнитного мониторинга окружающей среды и исследований в обсерваториях // Экономика и производство. /Технологии, оборудование, материалы / Журнал организаторов производства. М., 2007, №1, с.78-80.
9. Любимов В.В. Новые магнитометрические приборы для научных исследований // Приборы. М., 2009. №6, с.8-12.
10. Любимов В.В. Магнитометры-градиентометры для научных исследований: новые разработки // Экономика и производство. /Технологии, оборудование, материалы / Журнал организаторов производства. М., 2009. No.2, с.61-63.
11. Любимов В.В. Новые магнитометрические приборы для научных исследований // Приборы. М., 2009. №6, с.8-12.
12. Кириаков В.Х., Любимов В.В. Новые разработки: цифровая магнитная обсерватория // Датчики и Системы / Новые приборы. М.: «ООО СенСиДат», 2010. No.4, с.22-24.
13. Кириаков В.Х., Любимов В.В. Цифровая магнитная обсерватория: опыт построения и варианты // Актуальные достижения европейской науки-2011 / Материалы международной научно-практической конференции 17-25 июня 2011/ Физика. Том 36. София «Бял ГРАД-БГ» ООД, 2011, с.37-46.

14. Кириаков В.Х., Любимов В.В. Цифровой малогабаритный микропотребляющий магнитометр для различного применения // Aktualni vymozenosti vedi – 2012 / Materialy VIII Mezinarodni vedecko – prakticka conference 27 cervna – 05 cervencu 2012 roku / Fyzika. Dil 20. Praha Publishing House “Education and Science” s.r.o. 2012, s.12-19.
15. Кириаков В.Х., Любимов В.В. Цифровая автоматическая магнитовариационная станция // Dynamika naukowych badan – 2012 / Materialy VIII Medzynarowej naukowu-praktycznej konferencji 07 – 15 lipca 2012 roku / Fyzika. Vol. 22. Przemysl “Nauka I studia”, 2012, s.31-35.

ОПЫТ КОМПЛЕКСНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПЕТРОПЛОТНОСТНОЙ, ПЕТРОМАГНИТНОЙ МОДЕЛЕЙ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ОБРАЗОВ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ: ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Минц М.В.¹, Блох Ю.И.², Ступак В.М.³, Заможняя Н.Г.³, Тихоцкий С.А.⁴,
Бабаянц П.С.⁵, Трусев А.А.⁵, Пийп В.Б.⁶

¹Геологический институт РАН, ²Москва, ³«Спецгеофизика» (подразделение ГФУП «ВНИИГеофизика»), ⁴ФГБУН Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта, ⁵ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», ⁶Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова

Геотраверс 1-ЕВ – первый российский проект, нацеленный на **региональное** изучение глубинного строения раннедокембрийской коры с использованием методов и средств сейсмопрофилирования МОВ-ОГТ (МОГТ). В ходе работ стали очевидными два методически крайне важных взаимосвязанных положения. Во-первых, для корректной геологической интерпретации сейсмических образов коры (картин сейсмических отражений), представленных в сечении геотраверсом, объективно потребовалось вовлечение геологических данных не в 40- и не в 100-километровой полосе вдоль профиля (как предполагалось в начале работы), а в пределах региональных тектонических структур, охватывающих обширные территории. Во-вторых, геологическая интерпретация материалов регионального геотраверса «от моря до моря» позволила обратиться к объемному моделированию строения коры, тектоники и эволюции раннедокембрийской коры не только в пределах полосы вдоль геотраверса, но и в пределах тектонических структур регионального ранга. Это заключение стимулировало обновление и детализацию карт перекрытого осадочным чехлом кристаллического фундамента Русской платформы (в действительности – создание карт нового поколения) [1].

Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. Известно, что решаемые в ходе интерпретации физических полей обратные задачи не имеют единственного решения, а изученные теоретически классы единственности являются чересчур узкими. В этой связи, неизбежно возникает конфликт между теорией и практикой. Нередко получается, что упрощения, предлагаемые теоретиками для обеспечения единственности решения, не устраивают практиков, поскольку в интерпретационных моделях исчезают существенные черты, как раз и являющиеся предметом исследования.

В качестве главной основы при составлении геолого-тектонической карты была использована комплексная петрофизическая модель (модель распределения плотности и намагниченности) в верхней части фундамента, которая допускает применение разнообразных методов обнаружения, распознавания и классификации. Эта модель – результат аппроксимации, выполненной независимо для данных гравиразведки и магниторазведки с использованием методов и технологий, разработанных в ЗАО «ГНПП

Аэрогеофизика». Модель содержит достаточно определенную информацию о реальной морфологии границ раздела в верхней части фундамента. Вместе с тем, экстраполяция границ на большие глубины по ней, конечно невозможна.

Материалы, визуализирующие модель (карта эффективной плотности, карта локальных аномалий эффективной плотности, карта эффективной намагниченности (в условных единицах), карта локальных аномалий эффективной намагниченности, карта петрофизических классов, охарактеризованных скоррелированными значениями плотности и намагниченности пород фундамента), были использованы при составлении геолого-тектонической карты: для распознавания структурно-вещественных комплексов (СВК) и трассирования их границ на основе корреляции с данными бурения. По возможности, были учтены определенные ограничения, связанные с невозможностью абсолютно достоверного отнесения выделяемых плотностных, магнитных и обобщенных петрофизических (плотность – намагниченность) объектов к общему уровню (иными словами, некоторые контуры «петрофизических классов» в действительности образованы сочетанием разноглубинных объектов). Для выявления подобных ситуаций решающее значение имел тщательный анализ степени совпадения границ петроплотностных и петромагнитных объектов, а также сравнение их внутренней структуры, оцениваемой по рисунку локальных аномалий.

Как правило, выделяемые в составе фундамента СВК характеризуются совокупностью петрофизических классов. Например, гранулитам Московского пояса, отвечает ряд классов пород с высокой плотностью и высокой положительной намагниченностью. Вместе с тем, однотипные совокупности петрофизических классов могут отвечать различными типам СВК. Например, близкими петрофизическими параметрами характеризуются амфиболито-гнейсовые и эндербито-гнейсовые СВК, гранулитовые и существенно вулканогенные мафитовые комплексы. Формализованный подход к классификации петрофизических объектов, естественный в рамках принятых процедур, не позволяет непосредственно соотносить границы выделенных объектов с границами реальных геологических тел. Для уточнения конфигурации соответствующих границ были использованы карты локальных составляющих плотности и намагниченности. В частности, были охарактеризованы простирание отдельных горизонтов (прослоев, согласных тел) петрофизически выделяющихся (обычно особо высокоплотных и высокомагнитных) пород в составе СВК, преимущественно, базальтов и/или амфиболитов, что позволило отразить складчатые дислокации, ограничить структуры покровно-надвигового типа, выявить случаи тектонического несогласия и секущие границы интрузивных тел.

Геологическая интерпретация структурно-петрофизических комплексов (СПК) предполагает реализацию процедуры распознавания образов. Достаточно полная и соответствующим образом формализованная система таких образов до настоящего времени не создана (и, вероятно, в исчерпывающем виде не будет создана в обозримом будущем). Поэтому процедура распознавания реально была выполнена на качественном уровне. В качестве опорных были использованы образы типовых структур и структурно-вещественных комплексов раннедокембрийских щитов.

Интерпретация данных МОГТ. Исходные сейсмические данные обработаны на ЭВМ с использованием стандартных технологий, а также с использованием технологии МДС (метод дифференциальной сейсморазведки), учитывающей особенности геологического строения раннедокембрийской коры. Сейсмогеологические характеристики геологической среды резко дифференцированы по всем направлениям и имеют дискретный характер, что заставляет относить ее к классу «сложно-построенных сред». Главной задачей геологической интерпретации картины сейсмических отражений является создание моделей строения коры, описываемых в геологических терминах «состав» и «структура».

Возможности современных методов глубинных исследований континентальной литосферы ограничены. Привязка сейсмических отражений во внутренней области коры к реальным природным объектам осуществлена только в небольшом количестве

сверхглубоких и глубоких скважин. Эта привязка охватывает лишь 6-12 км верхней коры. Большинство предположений о природе, морфологии и размерах геологических объектов, являющихся источниками отражений, основывается на анализе моделей геологического строения исследованных регионов (решается обратная задача), или исходя из теоретических представлений (в той иной мере подтвержденных экспериментальными данными) о поведении и свойствах горных пород в различных РТ-условиях. Систематизация сейсмических образов коры различных типов тектонических структур приводит к следующим заключениям.

1. Контрасты акустической жесткости, которые являются единственным источником сейсмических отражений, не связаны напрямую с геологической, тектонической или практической значимостью тех или иных объектов в коре. Картины сейсмических отражений «безразличны» в отображении главных и второстепенных с точки зрения геологов объектов. На огромном по протяженности сечении раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона (более 4000 км) единственный яркий образ региональной тектонической границы отвечает границе Карельского кратона и Беломорского пояса на профиле 4В [1].

2. В большинстве случаев геологи интерпретируют рисунок сейсмических отражений в коре и верхней мантии в стиле и в рамках существующих геологических представлений. Прямое сравнение структурного рисунка, наблюдаемого в обнажениях, и сейсмических образов коры стало, в частности, одной из отправных точек геологической интерпретации профилей FIRE-3 и FIRE-3а в Финляндии [2]. Однако при изучении сложно построенных и, в особенности, недоступных прямому геологическому изучению областей коры (например, нижней коры), подобный подход исключен или не очевиден.

Как известно, волновое поле (сейсмический образ, картина сейсмических отражений) – суммарный результат интерференции и дифракции отражений от многих источников, в том числе – расположенных за пределами профиля. Существующие программные комплексы позволяют лишь в некоторой степени очистить мигрированные разрезы от неизбежных искажений получаемого сейсмического образа. Соответствующие эффекты достаточно хорошо исследованы на разного рода геометрических объектах, принимаемых в качестве «неоднородностей» в разрезе земной коры. Результаты моделирования, в принципе, вообще могут поставить под сомнение правомерность анализа рисунка отражения, сведя задачу интерпретации данных МОГТ к анализу распределения более сложных волновых параметров (например, [3]) или, напротив, к анализу только (или почти только) интенсивности поля отражений. Любопытно, что в конечном итоге, когда преобразованные и значительно упрощенные тем или иным способом («очищенные» в ходе преобразований) сейсмические образы поступают в распоряжение геологов-интерпретаторов, результат получается прямо противоположный ожидавшемуся: чем более разгружена сейсмическая «картинка», тем больше места для геологических идей и представлений.

Проблема реальных ограничений при интерпретации картин отражений, безусловно, более чем серьезна. Вызывает, однако же, сомнение перспективность ограничения модельных конструкций геологической среды сочетаниями чисто геометрических «неоднородностей», весьма далеких от реальных геологических тел. Грандиозный опыт геологических исследований на уровне дневной поверхности и на небольших глубинах позволяет значительно сузить теоретическое многообразие вариантов природных неоднородностей «локального» ранга и, в то же время, оценить петрофизическое своеобразие крупных структурно-тектонических подразделений. Существенно, что сейсмические исследования на опорных профилях преследуют именно цель выявления крупных подразделений в структуре коры, тогда как выявление локальных особенностей остается задачей более детальных исследований. В этой связи, представляет интерес моделирование ситуаций, «приближенных» к реальным геологическим объектам.

Сейсмические отражения генерируются акустическими контрастами в геологической среде, возникающими в результате одной из следующих причин или их комбинации. Они

возникают, в частности, на границах: 1) чередующихся (в частном случае – переслаивающихся) литологических разностей пород, характеризующихся различной акустической жесткостью при мощности геологических тел, соизмеримой с длиной волны акустического сигнала; 2) переслаивающихся тонко расслоенных пачек, включающих контрастные по акустическим свойствам породы [1, 4]; 3) погружающихся под умеренными углами зон смятия, милонитизированных и/или гидротермально измененных пород с их немилонитизированными и/или неизмененными протолитами; 4) областей размещения свободных водных флюидов или расплавов. Для геологической интерпретации отражений необходима дополнительная информация, прежде всего, данные бурения и результаты изучения геологических комплексов, обнаженных на поверхности в полосе сейсморазведочного профиля.

Вполне очевидно, что первостепенное значение для достоверной интерпретации данных сейсморазведки МОГТ имеет корректное представление исследуемой геологической среды. Генерализованный образ геологической среды, сформированной породами гнейсо-амфиболитовых, гранулит-гнейсовых и мигматитовых комплексов, может быть представлен следующим образом. Среда характеризуется внутренней вещественной расслоенностью и может рассматриваться как сочетание низкоскоростной матрицы (гранито-гнейсовой или гранулит-гнейсовой), неравномерно насыщенной линзовидными и протяженными субпараллельными относительно плавно изгибающимися прослоями высокоскоростных пород (амфиболитов или основных гранулитов) мощностью от нескольких см до первых десятков метров. Высокоскоростные прослои, как правило, группируются в пачки мощностью в первые сотни метров. Субпараллельное расположение этих прослоев нарушается в замковых частях изоклинальных складок и в местах напряженной складчатости высоких порядков. В участках интенсивной гранитизации расслоенность полностью или частично исчезает. Расслоенная среда пересекается разломами и зонами смятия, которые могут разделять фрагменты среды, различающиеся ориентировкой расслоенности. Зоны смятия, мощность которых варьирует в широких пределах, характеризуются особенно тонкой расслоенностью и параллельностью отдельных прослоев.

Для выяснения природы отражений в глубинных частях коры особое значение имеет исследование геологических комплексов, сформированных на глубинных уровнях коры (гранулит-гнейсовые и эклогит-содержащие пояса) и затем выведенных к поверхности в результате последующих тектонических процессов. Геолого-петрофизические модели геологической среды в пределах среднего и нижнего уровней коры базируются на геофизических данных, а также на сведениях о реальном составе пород нижних частей коры и верхней мантии, доставляемых нижнекоровыми и верхнемантийными ксенолитами, вынесенными к уровню эрозионного среза интрузиями кимберлитов и щелочных пород. В тех случаях, когда отражающие поверхности могут быть трассированы непосредственно к земной поверхности, создаются наиболее благоприятные условия для прямых исследований природы отражений, генерируемых в глубинах коры.

Охарактеризованные выше особенности формирования сейсмических отражений свидетельствуют о том, что сейсмический образ среды, получаемый МОГТ, является эффективным инструментом *изучения структуры коры*. Сопоставление геометрических особенностей картины сейсмических отражений по профилям 1-ЕВ и 4В с реально наблюдаемыми геологическими объектами Восточной части Фенноскандинавского щита позволило принять в качестве главной рабочей гипотезы представление о том, что рисунок отражений следует генеральным направлениям вещественной расслоенности гранит-мигматитовых и гнейсо-амфиболитовых комплексов, совпадающим с ориентировкой гнейсовидности и кристаллизационной сланцеватости метаморфических пород и мигматитовых комплексов. Эти направления обычно совпадают с ориентировкой полосчатости (вещественной расслоенности) в крыльях сжатых изоклинальных складок и, соответственно, с ориентировкой осевых поверхностей этих складок, в свою очередь, слабо

или умеренно деформированных в результате относительно поздних тектонических процессов. Опыт изучения метаморфических толщ свидетельствует о том, что главнейшие тектонические нарушения обычно следуют тем же направлениям.

Было показано, что в случае коры Карело-Кольского региона значительная часть отражений тем или иным способом связана с неоднородностями, сформированными в результате деформаций: зонами разломов и/или интенсивного расщепления, проявлениями гнейсовидности, секущими зонами интенсивной раздробленности пород и т.п. В общем случае, подобные отражения нередко оказываются более яркими, по сравнению с отражениями, инициированными «нормальными» границами пород различного состава. Вместе с тем, природа отражений, фиксирующих крупные тектонические нарушения, вероятнее всего, связана с тонко чередующимися последовательностями пород разного состава, которые в процессе тектонического транспорта были «расплющены» и растянуты параллельно нарушениям и, в конечном счете, образуют зоны смятия.

Следует отметить, что использование различных способов выделения (дешифрирования), корреляции и трассирования структурных линий и их фрагментов по картине сейсмических отражений, во-первых, показало, что выделяемые элементы глубинной геологической структуры сохраняют свои главные особенности вне зависимости от применяемого способа трассировки и корреляции отражений. Вместе с тем, решение этой задачи всегда остается не вполне однозначным.

Для выяснения состава коры необходимы дополнительные данные, как геологические, так и геофизические. В практическом и методическом плане решающее значение имеет прослеживание геологических границ и зон тектонических нарушений, выделяемых по картине сейсмических отражений, к уровню эрозионного среза и их сопоставление с геологическими структурами, откартированными на поверхности. В то же время, это – задача с обратной связью: как и следовало ожидать, совместный анализ новой сейсморазведочной и геологической информации однозначно свидетельствует, что существующие карты должны быть откорректированы с учетом новых данных о глубинном строении. Повышению достоверности геологической интерпретации сейсморазведочных данных должно способствовать получение оценок петрофизических параметров, характеризующих вещественный состав пород на различных глубинах. Применительно к сложно построенным геологическим структурам, характерным для раннедокембрийских комплексов, подходы к реконструкции состава пород остаются недостаточно разработанными. Добавим, что в конкретной ситуации далеко не все наблюдаемые на разрезах элементы удалось сопоставить с теми или иными геологическими объектами.

Неизбежными неоднозначностью и субъективностью любой геологической модели среды, построенной в соответствии с принципами, охарактеризованными выше, определяется необходимость верификации полученных моделей независимыми методами и построениями. В нашей работе [1] были использованы два направления верификации: 1) сопоставление с результатами гравитационно-плотностного моделирования вдоль геотраверса 1-ЕВ и 2) сопоставлением с сейсмическим разрезом, построенным методом однородных функций по данным преломленных волн. В обоих случаях главные особенности геологических моделей получили подтверждение. Вместе с тем, гравитационно-плотностное моделирование вдоль геотраверса позволило в ряде случаев скорректировать модельные представления о составе геологических комплексов.

Литература:

1. Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докукина К.А., Заможняя Н.Г., Злобин В.Л., Каулина Т.В., Конилов А.Н., Михайлов В.О., Натапов Л.М., Пийп В.Б., Ступак В.М., Тихоцкий С.А., Трусов А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс: В 2 т. + 1 папка-комплект цветных приложений. – М.: Геокарт; ГЕОС, 2010. Т. 1, 408 с., Т. 2, 400 с.

2. Sorjonen-Ward P. Geological and structural framework and preliminary interpretation of the FIRE 3 and FIRE 3a reflection seismic profiles, Central Finland. In: Finnish Reflection Experiment FIRE 2001-2005. Geological Survey of Finland, Special paper 43, 2006. P. 105-159.
3. Караев Н.А., Лебедин П.А., Кошелева Т.Д. Изучение сейсмической гетерогенности земной коры на примере региональных наблюдений в «ближней» зоне. В кн.: Исследования литосферы в работах Петербургских геофизиков. Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 2003. С. 196-212.
4. Ji S., Long C., Martignole J., Salisbury M. Seismic reflectivity of a finely layered granulite-facies ductile shear zone in the southern Grenville Province (Quebec) // Tectonophysics, 1997. Vol. 279. P. 113-133.

ГЕОДИНАМИКА ЭГЕЙСКОГО И МРАМОРНОГО МОРЕЙ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ О ЛАТЕРАЛЬНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ВОСТОЧНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Е.Г. Мирлин¹, Б.Д. Углов²

¹*Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского*

²*Центральный научно-исследовательский геологический институт цветных и благородных металлов*

Согласно плитотектонической парадигме Эгейское море представляет собой задуговой бассейн, природа которого связана с отступлением (откатом) в сторону от Евразийской плиты Эллинско-Критского глубоководного желоба; при этом Мраморное море рассматривается как внутриконтинентальная приразломная впадина. [1, 2, 3]. Однако такова лишь общая схема природы этих морей; попытки же построить детальные модели кинематики плит в пределах Восточного Средиземноморья, основанные исключительно на представлениях о жесткости литосферы, приводят к существенной неоднозначности.

Между тем, было показано, что в образовании задуговых бассейнов зон океанских и континентальных плит важную роль играют движения вихревого типа [4, 5]. Этот факт является подтверждением модели строения среды литосферы предложенной М.А. Садовским, согласно которой литосфера состоит из системы разноранговых неоднородностей и обладает высокой подвижностью [6]. Возникает вопрос: в какой мере вихревые движения участвуют в геодинамике рассматриваемых морей?

Для ответа на него нами был привлечён достаточно представительный комплекс геолого-геофизических данных: рельеф земной поверхности, гравитационное и магнитное поля, тепловой поток, сейсмичность [7, 8, 9], движения реперных пунктов земной коры, зарегистрированные глобальной системой позиционирования GPS [10, 11] и др. Из анализа всего множества составленных первичных карт, их специализированных трансформаций, определений по этим данным глубинного строения региона и т.д., можно прийти к главному выводу – регион объективно разделяется на ряд самостоятельных блоков, различающихся по мощности земной коры, преимущественным простирациям аномалий (гравитационных, магнитных, складок рельефа), их амплитуде, частотному составу, величинам горизонтальных градиентов, конфигурации экстремумов и другим параметрам, характеризующим морфологические и статистические особенности изучаемых полей. Результат разделения изучаемого региона на отдельные блоки по упомянутым параметрам районирования приведён на рис. 1. Разделяются выделенные блоки глубинными разломами или шовными зонами, некоторые из которых известны и имеют общепризнанные наименования (например, Североанатолийский, Загросский, Кипрский и др. разломы), а некоторые выделены впервые.

При обсуждении полученных результатов районирования, исключительное значение имеют данные об измерениях скорости и направления движения реперных объектов, расположенных на земной поверхности в области Анатолии и соседних регионов,

полученных с помощью глобальной системы позиционирования GPS. Данные об этих движениях весьма многочисленны (374 станции), статистически вполне достоверны и имеют незначительный разброс результатов [11]. Вследствие этого, многочисленные отдельные векторы движения различных реперных пунктов измерений могут быть сгруппированы в обобщённые векторы, которые характеризуют параметры движения отдельных участков земной коры в целом. При такой элементарной статистической обработке оказывается, что каждому выделенному выше коровому блоку соответствует свой индивидуальный характер движения (см. рис. 1). Важно, что такое движение оказывается не хаотичным, а вполне упорядоченным, укладывающимся в определённую систему, а кинематическая картина оказывается гораздо более сложной, чем та, которая следует из классической плитотектонической модели.

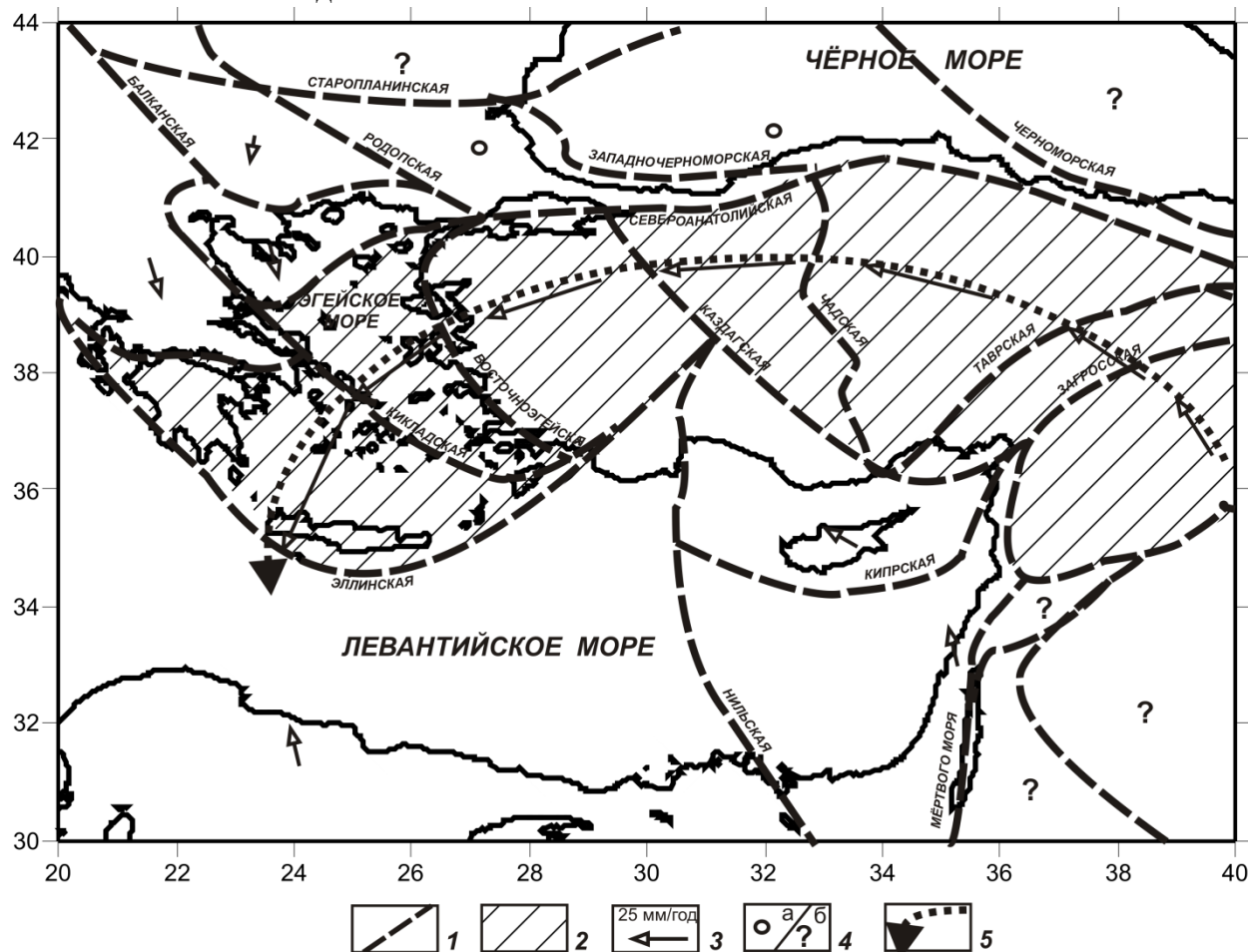


Рис. 1. Схема движения блоков земной коры Восточного Средиземноморья. 1 - границы геологических блоков (шовные зоны), 2 - блоки, движущиеся по Анатолийской дуге, 3 - обобщённые векторы движения блоков (приведён масштабный вектор размером 25 мм/год), 4 - неподвижные блоки (а) и блоки, направление и скорость движения которых не установлены (б), 5 - общее направление движения блоков по Анатолийской дуге

Так, Анатолийская плита перемещается не как единое целое, но полоса блоков с характерными размерами 400-500 км испытывает общее движение в западном направлении по широкой дуге, которую условно можно назвать Анатолийской дугой. Характерно при этом, что данная структура является единственной в Средиземноморье, где в миниатюре наблюдается явление, подобное известным океаническим зонам субдукции. И эта зона имеет место лишь в пределах упомянутой Анатолийской дуги, надвигающейся на структуры Африканской плиты. При этом наблюдаемое движение блоков, вероятно, отражает в поверхностных слоях вихреобразное движение вещества глубинных геосфер. Таким образом, движение коровых блоков по Анатолийской дуге, по-видимому, отражает *первый тип вихревых движений региона*.

Примером *второго типа вихревых движений* в пределах региона может служить веерообразное раскрытие Северозгейского бассейна в области наибольшей кривизны Анатолийской дуги. Этот бассейн, имеет в плане форму криволинейного треугольника, в пределах которого расположен массив Эгеида, недавно (в плиоцене-плейстоцене) погруженный под тонкий слой воды, и относительно глубоководная Эгейская котловина. С севера регион Эгейского и Мраморного морей замыкает весьма характерная, ярко выраженная в рельефе дна структура – Североанатолийский разлом, представленный здесь двумя глубокими узкими трогами – Северозгейским и Мармарским. Этот разлом играет значительную роль как в тектонике Эгейско-Мрамороморского региона, так и Восточного Средиземноморья в целом. Именно по этому разлому проходит северная граница Анатолийской дуги. Очевидно, здесь возникают наиболее значительные в этом регионе сдвиговые напряжения, образующие морфоструктуры Северозгейского трога и трога Мармара. Разложение векторов движения Северозгейского и Мрамороморского блоков (см. рис. 1), очевидно совпадающих по направлению с векторами напряжения, приводит к возникновению своеобразных морфоструктур северной части Эгейского и Мраморного морей, относящихся к структурам типа “pull-apart” («раздвиг со сдвигом») [2].

Раскрытие северного бассейна Эгейского моря происходит параллельно Северозгейскому трог, следами его являются трог Эдремит и некоторые параллельные ему более мелкие трог. Представляется, что Мраморное море вместе с массивами Каздаг и Мендерес также вовлечены в вихревое движение второго типа, о чём свидетельствуют дугообразные и кольцеобразные очертания долин, расположенных в пределах этих массивов.

Таким образом, вновь полученные данные о разноранговой неоднородности литосферы и ее высокой подвижности дают основание предложить новую геодинамическую модель Эгейского и Мраморного морей как части Восточного Средиземноморья, основанную на предположении о существенной роли в этом процессе вихревой компоненты.

В заключение отметим, что присутствие вихревой компоненты в кинематике движения блоков в данном регионе, как и движения плит в глобальном масштабе, делает весьма актуальными две задачи: усовершенствование модели мантийной конвекции с целью учета ее вихревой составляющей, а также оценку напряжений на верхней границе литосферы, возникающих под влиянием данной компоненты.

Литература:

- Agostini S., Doglioni C., Innocenti F., Manetti P., Tonarini S. On the geodynamics of the Aegean rift. *Tectonophysics*. 488, 2010. p. 7-21.
- Armijo R., Meyer B., Navarro S., et al. Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault? *Terra Nova*. 2002. v.14. №2, p.80-86.
- Cemen I. Extensional tectonics in the Basin and Range, the Aegean, and Western Anatolia: Introduction. *Tectonophysics*. V488. 2010. № 1-4, p. 1-6.
- Мирлин Е.Г., Кононов М.В., Миронов Ю.В. Вихревые движения при океаногенезе. Проблема динамики зон сочленения океан-континент Евразии. В кн. «Фундаментальные исследования океанов и морей». Кн2. М. Наука. 2006. с. 86-111.
- Мирлин Е.Г., Углов Б.Д. Новые данные о структурной геометрии линейaments в западном секторе Тихого и юго-восточном секторе Индийского океанов// Докл. АН 2007.,т.414. №1. С.70-73.
- Садовский М.А. О естественной кусковатости горных пород. Доклады АН СССР. 1979. Т.247.№4. с.829-830.
- Углов Б.Д., Барышев А.Н., Зорина Ю.Г. и др. Геоструктуры и минерогения Средиземноморья. М.: ЦНИГРИ. 2005. 159 с.
- Sandwell D.T., Smith W.H.F. Bathymetric Estimation in Satellite Altimetry and Earth Sciences //Intl. Geophys. Series. 2001. V.69. P.447-457.
- Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry //J. Geophys. Res. 1997. V.102. P.1009-10054.
- McClusky S., et al., Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and
- Facenna C., Bellier O., Martinod J., Piromallo C., Regard V. Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault. *Earth Planet. Sci. Letters*. 2006. v.242. p. 85-97.

ПРИМЕНЕНИЕ ИСТОКООБРАЗНЫХ АППРОКСИМАЦИЙ ДЛЯ ОЦЕНКИ ПОЛНОГО ВЕКТОРА СМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ТЕХНОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ ПО ДАННЫМ РАДАРНОЙ СПУТНИКОВОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ ДЛЯ ОБЛАСТЕЙ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА.

**Михайлов В.О., Киселева Е.А., Дмитриев П.Н., Голубев В.И.,
Смолянинова Е. И., Тимошкина Е.П.**

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Во многих районах разработки месторождений нефти и газа проводится мониторинг смещений земной поверхности, поскольку откачка углеводородов и закачка вытесняющей жидкости могут приводить к деформациям зданий и сооружений инфраструктуры. Кроме того, данные о смещениях земной поверхности показывают насколько эффективно удается поддерживать пластовое давление, откуда идет отбор углеводородов и в каком направлении происходит фильтрация закачиваемой в пласт жидкости.

Для измерения смещений организуют геодинамические полигоны и устанавливают реперы, на которых выполняются повторные геодезические измерения. Глобальные навигационные спутниковые системы (ГНСС) ГЛОНАСС и/или GPS позволяют наиболее точно определять смещения на север и восток. Для определения вертикальных смещений необходимы достаточно длительные многократные измерения. Повторные нивелировки вдоль профилей позволяют определять вертикальные смещения за время между повторными проходами относительно некоторого репера, который считается неподвижным. Оба эти метода достаточно трудоемки и число пунктов измерений обычно не превосходит нескольких десятков.

В последние годы все более широкое распространение приобретают методы оценки смещений земной поверхности путем анализа данных спутниковых съемок радаром с синтезированной апертурой (спутниковая РСА интерферометрия или SAR). В результате анализа пар снимков определяют смещения в направлении на спутник (LOS от англ. line of sight – направление видения) за период между повторными съемками. При анализе серий снимков применяются различные модификации технологии устойчивых отражателей, в которых рассчитываются временные ряды смещений для отдельных устойчиво отражающих площадок и средние скорости смещений за период, покрываемый снимками также в направлении на спутник. Оценке смещений в областях разработки нефтяных и газовых месторождений с применением РСА интерферометрии посвящена обширная литература. Одной из первых была работа [1], в которой на основе парных интерферограмм были зарегистрированы просадки на месторождении Лостхиллс и Берлиндж, со скоростью до 40 см/год.

Важно, что все результаты повторных измерений содержат различного рода погрешности. Для выработки правильной стратегии подавления помех и выявления возникающих артефактов желательно проводить увязку всех имеющихся данных мониторинга. Трудность построения согласованного поля смещений земной поверхности состоит в том, что все перечисленные выше измерения производятся в различных пунктах, в различные моменты времени, с различной точностью и главное, измеряются различные величины: ГНСС наиболее точно фиксируют смещения на север и восток; РСА интерферометрия оценивает проекцию вектора смещений на направление LOS; повторные нивелировки дают вертикальные смещения относительно некоторого репера. В результате все эти данные непосредственно сопоставить невозможно.

Допустим, что в некотором пункте имеются два измерения смещений на север и восток с помощью ГНСС GPS или ГЛОНАСС и смещение в направлении на спутник по данным радарной спутниковой интерферометрии, которое равно [2]:

$$U_{LOS} = U_z \cos \theta - \sin \theta * (U_n \cos \beta + U_e \sin \beta), \quad (1)$$

где U_n , U_e и U_z - смещения на север, восток и по вертикали (положительные – вверх), U_{LOS} - смещения в направлении на спутник (положительные – к спутнику), θ - угол отклонения направления видения LOS от вертикали, β - азимут направления видения. Тогда, зная U_n , U_e по данным ГНСС и U_{LOS} по РСА интерферометрии, из уравнения (1) можно определить U_z . Однако применить данный подход мешают два обстоятельства. Во-первых, пункты повторных геодезических наблюдений редко совпадают с положением устойчиво отражающих площадок, найденных по данным РСА интерферометрии. Гарантировать получение устойчивого отражения в заданной точке можно только путем установки в ней уголкового отражателя. Во-вторых, число устойчиво отражающих площадок в районе промышленных объектов с развитой инфраструктурой обычно во многие сотни и тысячи раз превосходит число геодезических пунктов, поэтому с помощью данных спутниковой геодезии можно перевести в значения вертикальных смещений только малую часть смещений, определенных в точках устойчивых отражателей.

Часто имеются РСА изображения одной и той же территории с двух орбит – восходящей и нисходящей. В этом случае имеется два уравнения вида (1) с различными углами β . Тем не менее, поскольку неизвестных компонент вектора смещений три, двух уравнений недостаточно для однозначного определения полного вектора.

Наиболее эффективным способом решения данной проблемы является привлечение информации о природе наблюдаемых смещений. Так, например, для оползней и ледников можно применить предположение, что смещение происходит вниз по склону. Различные варианты решения этой задачи рассмотрены в [3]. Для областей землетрясений можно поставить задачу определения геометрии поверхности разрыва и поля смещений на ней по комплексу наземных и спутниковых данных [например, 4]. Для областей разработки нефтяных и газовых месторождений естественно предположить, что смещения земной поверхности происходят в результате отбора углеводородов или закачки вытесняющей жидкости, т.е. в результате изменений давления в некотором пористом пространстве, которые сопровождаются его расширением или сжатием. Рассмотрим метод построения аппроксимации поля смещений в направлении на спутник и расчета трех компонент вектора смещений, основанный на этом предположении.

Рассмотрим задачу о смещении земной поверхности в результате изменения давления в некотором объеме под поверхностью. Представим этот объем в виде набора малых элементарных объемов. В результате отбора и закачки, производимых некоторой системой скважин, в каждом из этих объемов происходит увеличение или падение давления. Если принять для описания верхней части земной коры модель однородного изотропного упругого полупространства, то суммарное смещение поверхности будет равно сумме смещений в результате расширения или сжатия каждого элементарного объема.

Рассмотрим полупространство $z \geq 0$ для которого плоскость $z=0$ является свободной поверхностью. Пусть напряжения в среде возникают в результате расширения или сжатия малого объема $\varepsilon_0(\vec{r}) = S \cdot \delta(\vec{r} - \vec{r}_0)$, расположенного в точке $\vec{r}_0 = (x_j, y_j, z_j)$, где $\vec{r}$ – радиус вектор, направленный от центра этого объема в точку на поверхности полупространства. Решение задачи для полупространства базируется на решении для бесконечного пространства [5], согласно которому поле смещений $u(\vec{r})$ находится из решения уравнения:

$$4\pi u(\vec{r}) = -\nabla \varphi, \quad (2)$$

где потенциал φ удовлетворяет уравнению Пуассона: $\Delta\varphi = -4\pi \frac{1+\nu}{1-\nu} \varepsilon_0$, ν – коэффициент Пуассона. Следовательно, решение уравнения (2) может быть записано в интегральной форме:

$$\varphi(\vec{r}) = \frac{1+\nu}{1-\nu} \int_V \frac{\varepsilon_0(\vec{r}') d\vec{r}'}{|\vec{r} - \vec{r}'|}, \quad (3)$$

где интегрирование ведется по объему областей расширения-сжатия в области $z \geq 0$.

В работе [6] доказано, что для получения поля смещений в упругом полупространстве со свободной поверхностью надо просто умножить поле смещений в бесконечном пространстве на коэффициент $4(1-\nu)$. Для дальнейшего изложения мы ограничимся рассмотрением поля смещений на поверхности полупространства, которое для одиночного центра растяжения равно:

$$U_x(x_i, y_i, 0) = \frac{(1+\nu)S}{\pi} \cdot \frac{x_i - x_j}{R^3}, \quad U_y(x, y, 0) = \frac{(1+\nu)S}{\pi} \cdot \frac{y_i - y_j}{R^3}, \quad U_z(x, y, 0) = \frac{(1+\nu)S}{\pi} \cdot \frac{z_j}{R^3} \quad (4)$$

где $R^2 = (x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2 + z_j^2$.

Компоненты вектора смещений на поверхности полупространства в результате изменения давления в некотором объеме V сводится к интегрированию по этому объему функций (4). При этом, поскольку величина расширения или сжатия S в общем меняется в пределах объема V , она входит в эти уравнения как функция пространственных координат, например для смещений в направлении на спутник U_{LOS} , с учетом формулы (1), получаем:

$$U_{LOS}(x, y, 0) = \frac{(1+\nu)}{\pi} \cdot \int_V \frac{S(\xi, \eta, \zeta) [(z - \zeta) \cos \theta - \sin \theta * ((y - \eta) \cos \beta + (x - \xi) \sin \beta)]}{((x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + (z - \zeta)^2)^{3/2}} d\xi d\eta d\zeta \quad (5)$$

Отметим, что формулы для вязкоупругой среды совершенно аналогичны, с точностью до коэффициентов, которые для вязкоупругой среды зависят от времени [7].

Уравнения (4) с точностью до постоянных множителей совпадают с уравнениями для гравитационного потенциала. В случае гравитационного потенциала в качестве множителей стоят масса и гравитационная постоянная. Для расширяющейся области в уравнения (4) входят коэффициент Пуассона и изменение объема S , которое, согласно [8], определяется коэффициентами сжимаемости, изменением давления и объемом области расширения – сжатия. Данная аналогия позволяет получить замкнутые выражения для смещений, вызванных изменением давления в областях простой формы (шар, цилиндр, прямоугольный параллелепипед), а также использовать для анализа и решения задачи хорошо разработанный аппарат теории потенциала.

Одним из методов решения задачи является нахождение функции $S(x, y, z)$ из уравнения (5) и расчет всех компонент векторов смещений по уравнениям (4). Уравнение (5) являются интегральными уравнениями типа свертки. Нахождение функции S по функции U_{LOS} в общем случае не имеет единственного решения, а в классах единственности часто не имеет устойчивости и требует применения различных методов регуляризации. Для построения классов единственности необходимо привлекать дополнительную информацию. В частности, решение можно искать используя модель месторождения. Для этого надо задать геометрию пластов, распределение параметров (пористости, проницаемости, нефтегазонасыщенности), расположение скважин, интервалы глубин, периоды времени и объемы отбора или закачки и многое другое. Если все необходимые данные известны, то можно рассчитать компоненты вектора смещений на земной поверхности и смещения на спутник. После этого может быть поставлена задача определения или уточнения части параметров модели из условия наилучшего согласования расчетных смещений и всех имеющихся данных мониторинга. В любом случае эта задача будет решена приближенно, с применением дискретизации

пространства, в условиях неполного знания строения и свойств коллекторов, положения трещин и разломов, их проницаемости и много другого.

Предлагаемое нами решение основано на том, что поле смещения в упругом полупространстве в результате изменения объема в некоторых его областях, вне этих областей, т.е. там, где $\varepsilon_0(\vec{r})=0$, удовлетворяет уравнению Лапласа, т.е. является потенциальной функцией. Из теоремы Стокса следует, что если потенциал φ или его производные (4) или какая-либо их линейная комбинация (например, вида (1)) известны на некоторой поверхности, охватывающей все области расширения – сжатия (в частности, это может быть и поверхность $z=0$), то и потенциал и его производные могут быть однозначно определены во всей внешней области этого пространства, включая ограничивающую его поверхность. Действительно, в зависимости от того, какие данные заданы на поверхности, рассматриваемая задача является внешней задачей Дирихле, Неймана или смешанной краевой задачей, которые для гармонических функций имеют единственное решение. Это позволяет решить задачу без знания истинного строения месторождения и процесса его эксплуатации.

В частности, любое потенциальное поле, заданное на некоторой поверхности в узлах пространственной сетки, можно аппроксимировать с помощью систем элементарных источников различного типа, расположенных на некоторой нижележащей поверхности [9] или на нескольких поверхностях [10]. Тип источников и их расположение становятся существенными лишь для сильно неравномерных сетей наблюдений. В этом случае для выбора типа источников и их расположения может быть использована аналогия между задачей подбора поля системами эквивалентных источников и оптимальной фильтрацией по Колмогорову-Винеру [11].

В задаче о смещении поверхности в результате изменения пластового давления, для аппроксимации поля смещений также можно использовать достаточно простые конструкции, например сферические объемы, расположенные на глубине верхнего разрабатываемого слоя или на средней глубине многопластовой залежи. Если глубина горизонта меняется незначительно по сравнению с ее средней величиной, то источники можно разместить на одном уровне. При этом по аналогии с потенциальными полями можно показать, что любое поле смещений, описываемое уравнениями (4), может быть сколь угодно точно аппроксимировано распределением малых объемов, расположенных на любом уровне, в том числе на горизонтальной плоскости.

Отметим еще раз, что в данном подходе для определения компонент вектора смещений нет необходимости знать геометрию залежи, распределение пористости или проницаемости, дебиты скважин и т.д.

Метод решения задачи. Поскольку наземные и спутниковые измерения покрывают различные интервалы времени, будем далее величиной U обозначать средние скорости смещений, полагая, что они характеризуют один и тот же интервал времени. Пусть по данным повторных наблюдений с применением ГНСС определены средние скорости смещений (в мм/год) на север и восток за некоторый интервал времени на k пунктах $\langle \lambda_i, \varphi_i, U_{n,i}, U_{e,i} \rangle$, $i=1,2,..,k$. Пусть по результатам обработки данных РСА интерферометрии определено m устойчиво отражающих площадок и определены средние скорости их смещений в направлении на спутник $\langle \lambda_j, \varphi_j, U_{LOS,j} \rangle$, $j=1,2,..,m$. Пусть также вдоль системы из P профилей повторного нивелирования определены средние скорости вертикальных смещений $\langle \lambda_q^p, \varphi_q^p, W_q^p \rangle$, $p=1,2,..,P$, $q=1,2,..,Q_p$, где Q_p - число точек на профиле с индексом p . Вертикальные смещения на каждом профиле - W_q^p обычно определяются относительно некоторого репера, который считается неподвижным, при этом на каждом профиле может быть выбран свой «нулевой» репер.

Разместим под поверхностью наблюдений аппроксимирующую конструкцию. В качестве аппроксимирующих источников выберем малые сферические объемы, для которых смещения задаются формулами (4). Из опыта решения аналогичных задач [11] можно рекомендовать располагать источники под точками наблюдений на глубине равной среднему расстоянию между точками. Выпишем систему уравнений для компонент вектора смещений (формулы 4). В этих формулах под величиной S будем понимать среднюю скорость изменения объема. В силу того, что размеры области мониторинга обычно относительно невелики, далее кривизной Земли пренебрегаем и расстояния вычисляем в декартовой системе координат с осью Ox направленной на восток, Oy – на север. Ось Oz направим вверх.

Определим неизвестные величины из условия минимума среднеквадратической невязки:

$$\|U_{LOS}^{SAR} - U_{LOS}^{calc}\|_{L_2} + \frac{\sigma_{SAR}}{\sigma_{GNSS}} \left(\|U_n^{GNSS} - U_n^{calc}\|_{L_2} + \|U_e^{GNSS} - U_e^{calc}\|_{L_2} \right) + \frac{\sigma_{SAR}}{\sigma_{lev}} \left(\|W_q^p - W_p^{q,calc}\|_{L_2} \right) = \min \quad (6)$$

которое приводит к системе линейных уравнений относительно параметров источников S . Здесь σ_{SAR} , σ_{GNSS} и σ_{lev} – среднеквадратические невязки оценки скоростей смещений по данным РСА интерферометрии, спутниковой геодезии и повторных нивелировок, используемые для учета их различной точности. Для сопоставления с данными геодезии скорости вертикальных смещений $W_p^{q,calc}$ следует рассчитывать в точках расположения реперов повторных нивелировок и вычитать из этой величины скорости смещений, рассчитанные в точке расположения того репера, который на профиле с индексом p принимался за неподвижный.

После того, как константы S источников найдены, могут быть вычислены вертикальные и горизонтальные компоненты вектора скоростей смещений в точках расположения устойчивых отражателей или на регулярной сетке, что при большом количестве отражателей, позволяет детально исследовать поле смещений в области разрабатываемого месторождения. Также можно вычислять и компоненты тензора деформаций, направление осей максимального растяжения и сжатия, наклоны и другие величины, используемые для оценки геодинамической опасности.

В докладе будут рассмотрены практические оценки трех компонент вектора смещений на примере Ромашкинского месторождения (республика Татарстан).

Литература:

1. Fielding E.J., Blom R. G., Goldstein R. M. 1998 Rapid subsidence over oil fields measured by SAR interferometry Geoph. Res. Lett., v. 25, N.17, p. 3215-3218
2. Hanssen, R. F. 2001. Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 308 p.
3. Дмитриев П.Н., В.И. Голубев, Ю.С. Исаев, Е.А. Киселева, В.О. Михайлов, Е.И. Смольянинова, 2012. Некоторые проблемы обработки и интерпретации данных спутниковой радарной интерферометрии на примере мониторинга оползневых процессов. «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». т. 9, №2, с. 130-144.
4. Михайлов В.О., А.Н. Назарян, В.Б. Смирнов, М. Диаман, Н. Шапиро, Е.А. Киселева, С.А. Тихоцкий, С.А. Поляков, Е.И. Смольянинова, Е.П. Тимошкина. Совместная интерпретация данных дифференциальной спутниковой интерферометрии и GPS на примере Алтайского (Чуйского) землетрясения 27.09.2003 // Изв. РАН, «Физика Земли», 2010. №2. с. 3-16.
5. Тимошенко С.П., Гудьер Дж. Теория упругости М.: «Наука». 1979. 560 с.
6. Mindlin, R. D. and Cheng, D. H.: "Thermo-Elastic Stress in the Semi-Infinite Solid," J. Applied Phys. (1950) 21, 931.
7. Fokker P. A. Orlic B., 2006. Semi-Analytic Modelling of Subsidence. Mathematical Geology, v. 38 (No. 5). p. 565-589 DOI: 10.1007/s11004-006-9034-z
8. Geertsma, J. 1973. Land subsidence above compacting oil and gas reservoirs, J. of Petr. Geol. June, p. 734-744.
9. Аронов В. И. К вопросу о редуцировании аномалий силы тяжести. В кн.: «Геофизическая разведка», вып. 14. М., Гостоптехиздат, 1963.

10. Аронов В. И., Кушнир Г. Ф., Михайлов Б. О., Михайлов В. О. Алгоритм и программы интерполяции и фильтрации. Экспресс-информация ОЦНТИ ВИЭМС, серия «Математические методы исследований в геологии». М., 1977, № 12
11. Гордин В. М., Михайлов Б. О., Михайлов В. О., 1980. Физические аспекты аппроксимации и фильтрации потенциальных полей. Изв. АН СССР, сер. «Физика Земли», № 1, с. 78-93

О ВАРИАЦИЯХ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И ИЗМЕНЕНИЯХ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

Ю.Ф. Мороз^{1,2}, Г.И. Татков², Т.А. Мороз¹

¹*Институт вулканологии и сейсмологии (ИВиС) РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия*

²*Геологический институт (ГИН) СО РАН, Улан-Удэ, Россия*

Выполнены геомагнитные исследования в Байкальской рифтовой зоне с целью выявления аномальных эффектов в поведении геомагнитного поля и глубинной электропроводности в связи с геодинамическими процессами. В основу изучения положены данные многолетнего мониторинга вариаций геомагнитного поля на 8 пунктах наблюдения. В результате исследований выявлены аномальные изменения вековых вариаций, связанные с тектономагнитными эффектами при усилении сейсмичности южной части озера Байкал в 2008 г. По частотным характеристикам магнитного типпера определены особенности распределения глубинной электропроводности в рифтовой зоне. В обсерватории Патроны в поведении магнитного типпера на периодах 100 – 200 с выявлены аномальные изменения, которые связаны с Култкусским землетрясением. Полученные результаты представляют интерес в изучении глубинного строения рифта и прогнозе сильных землетрясений.

Введение

Вариации геомагнитного поля связаны с внутриземными и внешними ионосферными, магнитосферными источниками. Аномальные изменения вековых вариаций внутриземных источников содержат информацию о тектономагнитных эффектах, связанных с геодинамическими процессами в сейсмоактивных зонах. Вариации внешнего происхождения дают возможность получить информацию об электропроводности геологической среды и её изменении во времени. Большой интерес представляют данные геомагнитного мониторинга в Байкальской рифтовой зоне при изучении геодинамических процессов. В настоящее время мы располагаем данными многолетнего мониторинга вариаций геомагнитного поля в пунктах наблюдений, изображённых на рисунке 1.

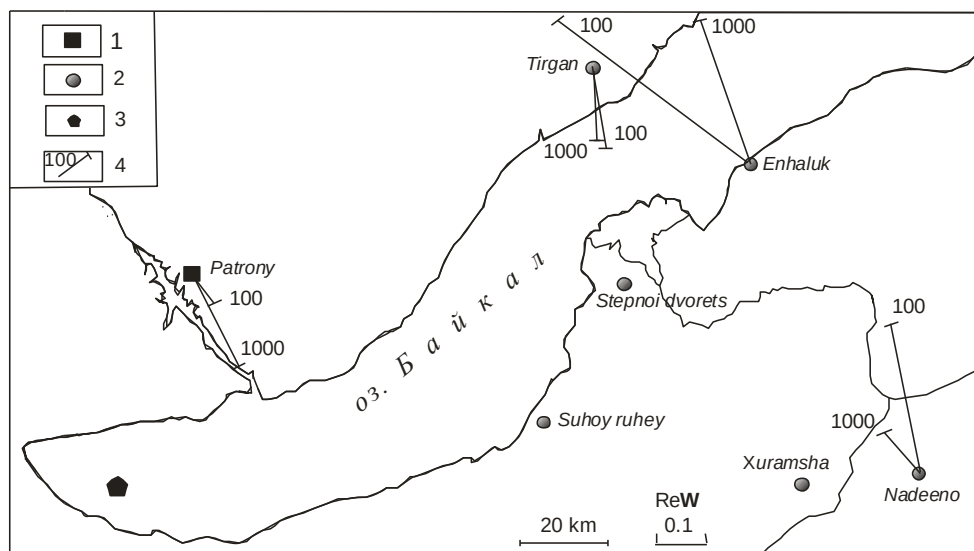


Рис.1. Схема расположения пунктов наблюдений и векторов ReW. 1 - обсерватория Патроны. 2- пункты наблюдений. 3 - эпицентр Култукского землетрясения с $M=6.3$ (27.08.2008). 4 – вещественный типпер ReW.

Материалы и методы

В обсерваториях Патроны и Надеено имеются данные мониторинга составляющих геомагнитного поля дискретностью 1 мин за последние 10 лет. В пунктах Тырган и Энхалук выполнены наблюдения составляющих геомагнитного поля в течении 1 – 2 лет. На остальных пунктах осуществлялись наблюдения только полного вектора геомагнитного поля T с дискретностью 2 мин за последние 10 лет. Наряду с этим имеются данные о вековых вариациях составляющих геомагнитного поля в обсерватории Патроны за 50 лет.

Для изучения структуры вариаций геомагнитного поля использованы сервисные специальные программы интерполяции, осреднения, фильтрации, масштабирования, инверсии, снятия линейных трендов, интегрирования и дифференцирования временных рядов напряжённости геомагнитного поля.

Электропроводность геологической среды изучена в пунктах Энхалук, Тырган, Надеино и обс. Патроны с помощью передаточной функции между вертикальной и горизонтальными составляющими вариаций геомагнитного поля, которая получила название магнитного типпера. Типперы рассчитаны по годовым реализациям составляющих геомагнитного поля в диапазоне периодов от 100-20000с. Расчеты выполнены с использованием специальных программ.

Полученные в обсерватории «Патроны» геомагнитные вариации с периодами от первых минут до первых часов использованы для изучения динамики магнитного типпера, связанного с электропроводностью литосферы. Для этого использованы непрерывные временные ряды компонент H , D , Z за период с 2001 по 2011 гг. с дискретностью 1 минута. Для мониторинга типпера важно было выбрать временной интервал, на котором более устойчиво определяются компоненты типпера. Анализ показал, что, более устойчиво определяются вещественные и мнимые типперы для временного интервала, равного 5 суткам. При этом когерентность должна быть не менее 0.8. Для получения временных рядов магнитного типпера создана программа, с помощью которой из банка вариаций геомагнитного поля формируются массивы заданной продолжительности 5 суток. Для каждого массива определены магнитные типперы в диапазоне периодов от 143 до 10000 с.

Результаты и обсуждение

В обсерватории Патроны и Паратунка (Камчатка) по среднегодовым значениям получены вековые вариации составляющих геомагнитного поля H , D , Z за период с 1968 – 2011 гг. На рис.2 сопоставлены вековые вариации составляющих Z в этих обсерваториях. В

обсерватории Патроны в поведении вековой вариации вертикальной составляющей геомагнитного поля в период с 1998 по 2011 год проявилось аномальное изменение, которое может быть связано с геодинамическими процессами, обусловленными повышенной сейсмичностью в южной части оз. Байкал в 1998- 2006 годах. В этой связи выполнен сравнительный анализ напряжённости полного вектора геомагнитного поля в пп. Патроны, Сухой ручей, Хурумша и Надеино за последние 9 лет. Результаты свидетельствуют об изменении напряжённости поля вкрест простирания рифтовой зоны (рис.3). Это изменение возрастает по направлению от пункта Надеино к обсерватории Патроны. Так в п. Хурамша напряжённость поля изменилась, примерно, на 2 нТл, в п. Сухой ручей на 4 нТл, а в п. Патроны на 8 нТл. Это изменение также, может быть, связано с повышенной сейсмичностью в южной части оз. Байкал.

Рассмотрим результаты изучения передаточной магнитовариационной функции (типпера). В пунктах Энхалук, Тырган и Надеино получены частотные характеристики типпера. Вещественные типперы имеют максимальные значения на периоде 100с, в обс. Патроны- на периоде 1000с. Типперы ориентированы в сторону проводящих зон (рис.1). Поведение типперов, согласно численного моделирования магнитотеллурического поля, можно объяснить проводящим осадочным чехлом впадины озера и глубинными разломами. Повышенная проводимость характерна для юго-восточного борта впадины озера (пункт Энхалук).

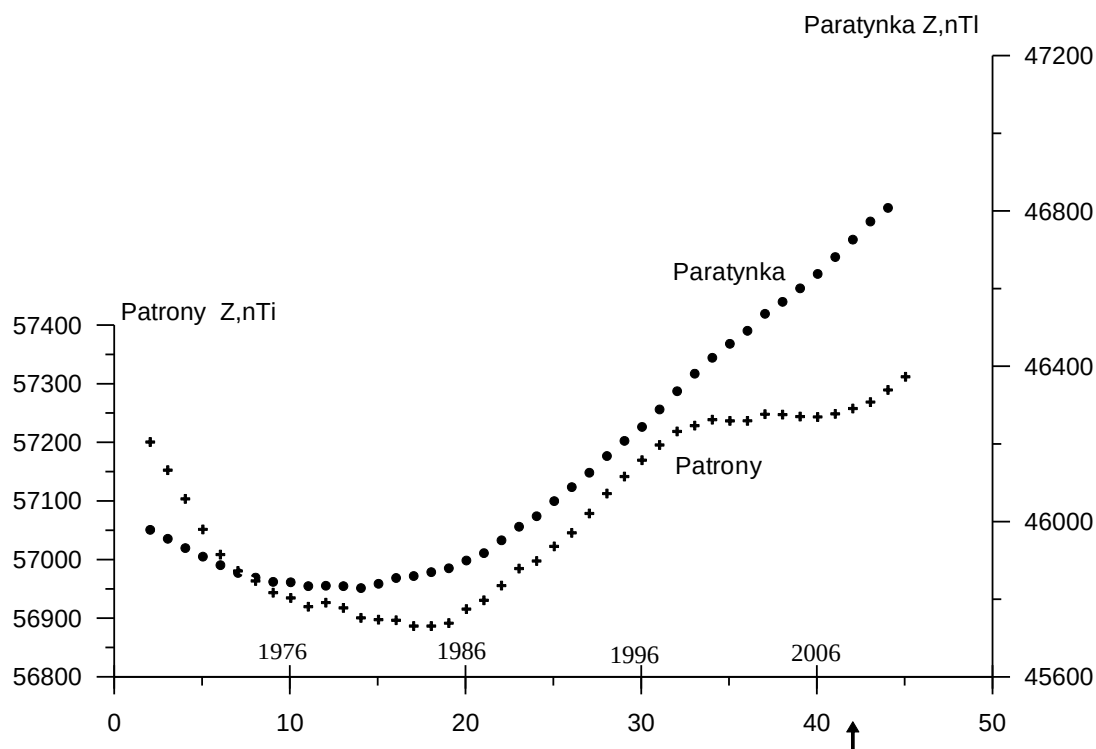


Рис.2. Графики вертикальных составляющих геомагнитного поля в обсерваториях Патроны и Паратунка. Стрелкой на временной шкале показан момент Култукского землетрясения.

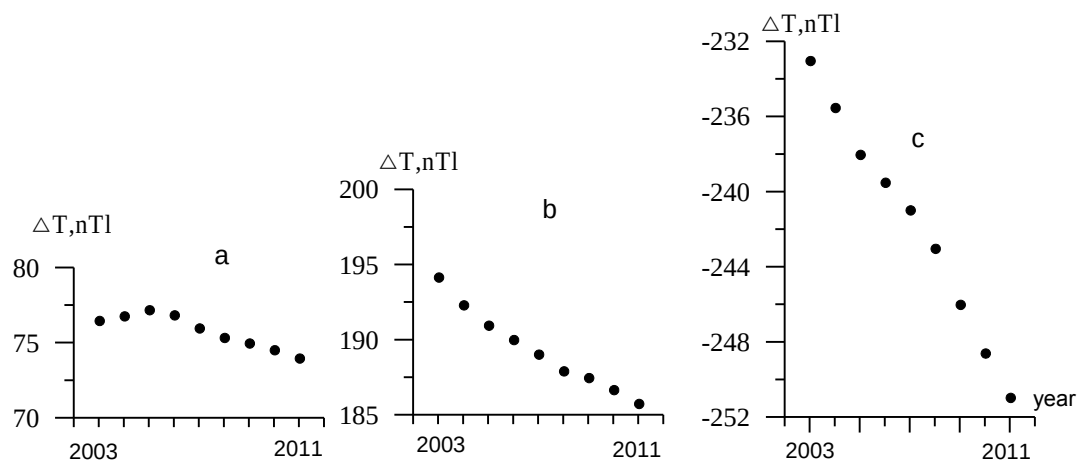


Рис.3. Графики разности годовых значений напряженности геомагнитного поля между пунктами наблюдений и обсерваторией Патроны: Suhoi ruhey – Patrony (a), Huramsha- Patrony (b), Nadeeno – Patrony (c) .

Обратимся к динамике типпера. В поведении вещественного типпера на периодах 143 и 210 с проявились аномальные изменения, которые могут быть связаны с Култукским землетрясением. Аномалия характеризуется увеличением типпера в несколько раз по отношению к среднему многолетнему уровню вещественного типпера (рис.4). Характерно, что аномалия типпера проявилась только в короткопериодном диапазоне. На указанных периодах длина электромагнитной волны по приближённым оценкам составляет первые сотни километров. Можно предположить, что магнитный вещественный типпер отражает изменение электропроводности геологической среды, включающей южную часть озера, где произошло Култукское землетрясение. Глубина проникновения волны при такой длине составляет первые десятки километров. Следовательно, можно полагать, что вещественный типпер контролирует электропроводность земной коры южной части впадины оз. Байкал. Приближённые качественные оценки с помощью численного моделирования в рамках трёхмерной модели Байкальской впадины показывают, что для изменения вещественного типпера в несколько раз необходимо кратковременное повышение проводимости глубинного разлома в южной части озера. Также не исключается вариант нарушения передаточной функции между вертикальной и горизонтальными составляющими поля за счёт появления литосферно-ионосферных связей в связи с сильным Култукским землетрясением.

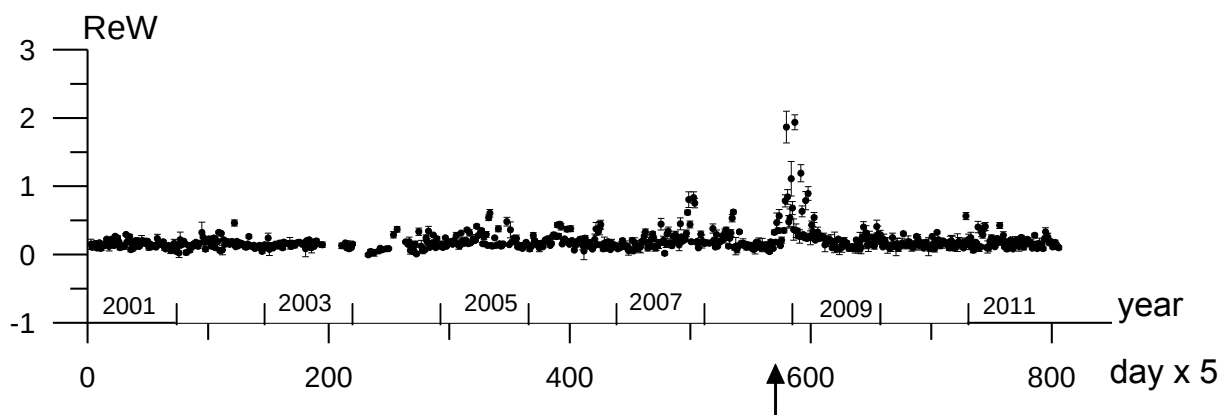


Рис.4. Временной ряд вещественного типпера на периоде 143 с. На временной оси показан момент Култукского землетрясения .

Анализ временных рядов типпера за многолетний период свидетельствует, что в диапазоне периодов от 600 до 3000 с в поведении вещественного типпера выражены годовые

вариации, характеризующие электропроводность геологической среды. Более устойчиво определяются типперы на периоде 1000 с (рис.5).

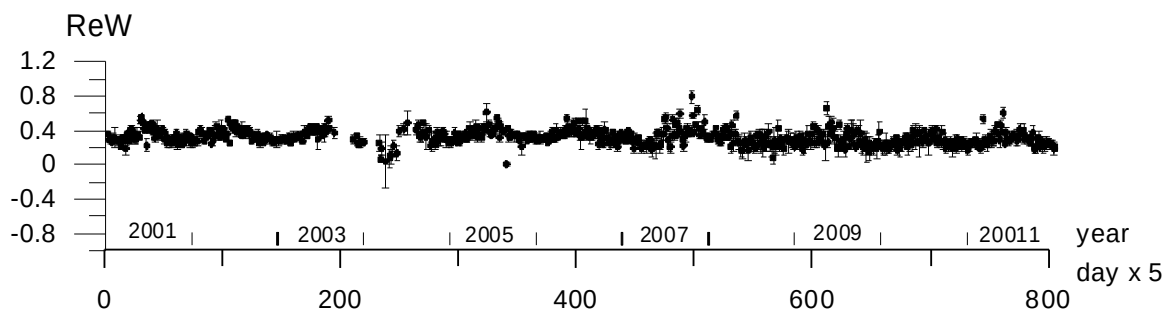


Рис.5. Годовые вариации вещественного типпера на периоде 1000 с.

Годовые вариации практически не выражены в поведении мнимого типпера. Следует отметить, что по данным МТЗ на указанных периодах проявились проводящие зоны в литосфере рифтовой зоны, связываемые с глубинными разломами. Есть основание полагать, что годовые вариации магнитного типпера связаны с электропроводностью литосферы рифта, содержащего глубинные проводящие зоны. Предполагается, что годовые вариации электропроводности литосферы могут быть вызваны обращением Земли вокруг Солнца, в результате которой проявляется годовая цикличность в изменении трещиноватости литосферы, степени насыщенности гидротермальными растворами и степени их минерализации.

ЭЛЕМЕНТЫ ТЕОРИИ МАГНИТНОЙ ЛОКАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ОЧАГА

Новик О.Б., Ершов С.В., Волгин М.Н., Новик А.О., Смирнов Ф.А.

Институт земного магнетизма и распространения радиоволн Российской академии наук

Введение.

Магнитная локация сейсмического очага (МЛСО) была впервые осуществлена Ю.А. Копытенко с сотрудниками (С.-Птб.Филиал ИЗМИРАН). Именно, измеренному набором магнетометров (в сейсмичном регионе западной тихоокеанской субдукционной зоны) магнитному полю был сопоставлен геометрический образ, позволяющий оценить азимут и координаты источника сейсмически генерированной электромагнитной (сейсмо-ЭМ) эмиссии, [1, 2]. Для формулировки математической модели МЛСО используем:

1) известный по данным МТЗ *факт существования в сейсмичных зонах литосферы низкоомных структур* (характерный порядок размеров и глубин 10 км при электропроводности порядка 0.1 См/м), созданных поднятием из астеносферы в кору флюидов с расплавами металлов по многочисленным трещинам, возникшим из-за активного тектонического режима (геологическая теория металлогенеза);

2) *принципы теории магнито-термоупругости* [3] для описания сейсмо-электромагнитного (ЭМ) взаимодействия в зонах литосферы с низкоомными структурами.

Мы предполагаем, что относительно слабые, т.е. упругие, сейсмические волны (*сейсмические возбуждения*) могут возникать в результате локальных сбросов напряжения, т.к. монотонный рост деформаций по всей зоне подготовки землетрясения (характерный размер порядка 1000 км) едва ли возможен. Деформация низкоомных структур такими волнами в присутствии геомагнитного поля может приводить к сейсмо-ЭМ эмиссии [4], а

измерение градиентов магнитных компонент группой магнитометров – к оценке азимута и координат источника эмиссии в очаговой зоне, т.е. к МЛСО, [1, 2].

Итак, мы исходим здесь из того, что предвестники землетрясений формируются упруго-ЭМ-тепловым (УЭМТ) взаимодействием полей в зонах литосферы с низкоомными структурами в качестве сейсмо-ЭМ преобразователей, [4, 5]. УЭМТ-взаимодействие геофизических полей можно назвать и струнно-диффузионным взаимодействием, т.к. упругой компоненте взаимодействия соответствует 3Д струна, а ЭМ-тепловой – диффузия, причем, не только связанная с теплопроводностью, но и ЭМ диффузия, т.к. ЭМ процесс описываем в диффузионном приближении, ибо токи смещения пренебрежимо малы по сравнению с токами проводимости для рассматриваемых далее низкочастотных процессов (0.01 – 100 Гц) в литосфере с электропроводностью $\sigma \gg 0.0001$ См/м.

В [4, 5] и других публикациях авторов была развита математическая теория начально-краевых задач неклассических струнно-диффузионных систем дифференциальных уравнений и их дискретизаций с целью количественного описания УЭМТ-взаимодействия. В этих рамках рассматривается далее и явление магнитной локализации сейсмического очага (МЛСО).

Струнно-диффузионная математическая модель упруго-электромагнитно-теплого (УЭМТ) взаимодействия (контактная начально-краевая задача)

Упругие деформации описываем уравнениями динамической теории упругости:

$$\mathcal{H}\mathbf{u} = \rho \mathbf{g} \quad (2.1)$$

где: $\mathbf{u} = (u_1(t, \mathbf{x}), u_2(t, \mathbf{x}), u_3(t, \mathbf{x}))^T$, $\mathbf{x} = (x_1, x_2, x_3) = (x, y, z)$, $\mathbf{g} = (g_1, 0, 0)^T$ вектора – упругих смещений, координат, и ускорения силы тяжести, соответственно, а $\rho = \rho(\mathbf{x})$ плотность;

$$\mathcal{H}\mathbf{u} \equiv \rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} - \text{Div} \hat{\sigma},$$

$$\hat{\sigma} = (\sigma_{ij})_{i,j=1}^{i,j=3}, \quad \sigma_{ij} = 2\mu(\mathbf{x})\varepsilon_{ij} + \lambda(\mathbf{x})\delta_{ij} \text{div} \mathbf{u},$$

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \quad i, j = 1, 2, 3$$

Т.о., предполагается, что тензор напряжений σ_{ij} удовлетворяет закону Гука с тензором деформаций Коши ε_{ij} и упругими параметрами Ламе μ и λ ; $\text{Div} \hat{\sigma}$ обозначает дивергенцию тензора напряжений:

$$\text{Div} \hat{\sigma} = ((\text{Div} \hat{\sigma})_1, (\text{Div} \hat{\sigma})_2, (\text{Div} \hat{\sigma})_3)^T, \quad (\text{Div} \hat{\sigma})_i = \sum_{j=1}^3 \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j}, \quad i = 1, 2, 3$$

Оператор $\mathcal{H}$ принадлежит к гиперболическому типу (оператор струны является простейшим примером системы уравнений такого типа): энергия деформационного процесса, описываемого этим оператором, не убывает.

энергия их деформации расходуется (диссипация) на Проводящий слой верхней мантии
 $\rho = 4800 \text{ кг/м}^3$, $\lambda = 40 \times 10^9 \text{ Па}$, $\mu = 25 \times 10^9 \text{ Па}$, $\sigma = 0.005 \text{ См/м}$, $\kappa = 5 \text{ Вт/(м}^2 \cdot \text{с)}$

электромагнитных и тепловых полей, совокупность которых обозначим через w :

$$w(t, \mathbf{x}) \equiv (H(t, \mathbf{x}), \theta(t, \mathbf{x}))^T, \quad H(t, \mathbf{x}) = (H_1(t, \mathbf{x}), H_2(t, \mathbf{x}), H_3(t, \mathbf{x}))^T = (\mu_0)^{-1} B(t, \mathbf{x}),$$

где $B(t, \mathbf{x}) = (B_1(t, \mathbf{x}), B_2(t, \mathbf{x}), B_3(t, \mathbf{x}))^T$ обозначает поле магнитной индукции, $\theta(t, \mathbf{x})$ обозначает отклонение температуры $\Theta(t, \mathbf{x})$ от температуры θ_0 , существовавшей при $t = 0$; μ_0 – магнитная проницаемость вакуума, ее будем считать свойственной и рассматриваемой среде в целом, считая ее однородной по магнитной проницаемости.

Векторная диффузия w в рассматриваемой среде описывается системой уравнений параболического типа:

$$Pw = q, \quad (2.2)$$

$q = (0, 0, q(x))^T$ плотность мощности источников тепла (например, радиоактивность пород):

$$Pw \equiv \begin{pmatrix} \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} + \text{rot}(\sigma_e^{-1}(\mathbf{x}) \text{rot } \mathbf{H}) \\ \rho(\mathbf{x})c_V \frac{\partial \vartheta}{\partial t} - \text{div}(\kappa(\mathbf{x}) \text{grad } \vartheta) \end{pmatrix}$$

Здесь первая строка – 3-компонентный вектор – определяет оператор магнитной диффузии при электропроводности σ_e , а вторая скалярная строка – оператор теплопроводности при коэффициенте теплопроводности κ и теплоемкости при постоянном объеме c_V . Уравнения (2.1) и (2.2) не способны описать генерацию магнитного ($\mathbf{H}$) и температурного (ϑ) полей при сейсмическом возбуждении среды (см. п.1). Другими словами, уравнения классических типов не подходят для описания ЭМ и тепловых предвестников землетрясений.

Дополнительно к сделанным выше допущениям относительно среды и процессов, предположим, что поляризационные (магнитные и электрические) и термоэлектрические процессы пренебрежимо маловлияют на генерацию упомянутых предвестников, а изменение физических характеристик пород не происходит под действием слабых (предвестниковых) сейсмических возбуждений.

При упомянутых условиях, мы применяем теорию магнито-термо-упругости [3] для описания УЭМТ-взаимодействия в литосфере. Тогда уравнения (2.1) и (2.2) заменяются системой:

$$\mathbf{H}\mathbf{u} + \mathbf{A}(\mathbf{w}) = \rho \mathbf{g} \quad (2.3)$$

$$\mathbf{P}\mathbf{w} + \mathbf{B}(\mathbf{u}, \mathbf{w}) = \mathbf{q} \quad (2.4)$$

с операторами УЭМТ-взаимодействия $\mathbf{A}(\mathbf{w})$ и $\mathbf{B}(\mathbf{u}, \mathbf{w})$

$$\mathbf{A}(\mathbf{w}) \equiv \text{grad}(\beta(\mathbf{x})\vartheta) + \mathbf{B} \times \text{rot } \mathbf{H}$$

$$\mathbf{B}(\mathbf{u}, \mathbf{w}) \equiv \begin{pmatrix} -\text{rot}[\mathbf{v} \times \mathbf{B}] \\ \beta(\mathbf{x})\vartheta_0 \text{div } \mathbf{v} - \sigma_e^{-1}(\mathbf{x})(\text{rot } \mathbf{H})^2 \end{pmatrix},$$

$\mathbf{v} = \partial \mathbf{u} / \partial t$, $\mathbf{v}^2 = v_1^2 + v_2^2 + v_3^2 \ll c^2$, c – скорость света в вакууме (обычное предположение о медленном движении), $\beta = (2\mu + 3\lambda)\alpha_0$, $\alpha_0 = 5 \times 10^{-6} \text{K}^{-1}$ – коэффициент теплового расширения, причем $\mathbf{A}(\mathbf{w}) \rightarrow \mathbf{0}$, $\mathbf{B}(\mathbf{u}, \mathbf{w}) \rightarrow \mathbf{0}$ при $\mathbf{w} \rightarrow \mathbf{0}$, $\mathbf{u} \rightarrow \mathbf{0}$. Т. о., уравнения (2.1), (2.2) – частные случаи системы (2.3), (2.4).

Система (2.3), (2.4) уравнений частных производных не принадлежит к какому-либо классическому типу – назовем ее струнно-диффузионной – из-за различной, именно, струнной и диффузионной, физической природы процессов $\mathbf{u}$, $\mathbf{w}$, соответственно, различных математических типов операторов $\mathcal{H}, \mathcal{P}$ (см. выше). Однако, в форме (2.3), (2.4) могут быть записаны системы уравнений взаимодействия процессов различной природы в акустике, гидродинамике, теории плазмы, геофизике. Выявление операторной структуры (2.3), (2.4) струнно-диффузионных систем уравнений оказалось полезным при доказательстве корректной разрешимости начально-краевых задач таких систем и их дискретизаций [4,5], т.е. при формулировке математической основы данной работы.

Далее область расчета УЭМТ-взаимодействия – прямоугольный параллелепипед R с горизонтальным ($x_3 = \text{const}$) квадратным сечением со стороной 160 км, нижняя горизонтальная грань которого G_M лежит на глубине 40 км (верхняя мантия) под поверхностью Земли, а верхняя – на высоте 60 км (нижняя граница ионосферной области D). Т.о., $R = R_a + R_l$, где R_a – параллелепипед в атмосфере, R_l – в литосфере, их общую границу на

поверхности Земли ($x_3 = 0$) обозначим G_0 . В R_a предполагается отсутствие токов проводимости и смещения, что вместе с предположением однородности по магнитной проницаемости (см. выше) приводит к уравнению $\Delta \mathbf{H} = 0$ в R_a и условиям непрерывности $\mathbf{H}$ и $\partial \mathbf{H}_3 / \partial x_3$ при $x_3 = 0$. Дополнительно предполагаем непрерывность $\partial \mathbf{H}_i / \partial x_3$ для горизонтальных компонент, $i = 1, 2$, что эквивалентно, в силу уравнения $\text{rot} \mathbf{H} = \mathbf{j}$, предположению об исчезновении горизонтальных компонент плотности тока $\mathbf{j}$ при подходе к поверхности Земли со стороны литосферы. При этих условиях доказываем единственность решения задачи сопряжения электромагнитного поля литосферы и атмосферы, если поле исчезает или становится однородным при подходе к границам R (нулевые условия Дирихле или Неймана). Аналогичные условия применялись на границах R для полей $\mathbf{u}$ и θ , за исключением вертикальной компоненты u_3 , для которой ставилось на G_M нестационарное условие Дирихле (сейсмическое возбуждение, см. ниже). Продолжение полей $\mathbf{u}$ и θ из R_l в R_a не рассматривались: для $\mathbf{u}$ на G_0 ставилось условие отсутствия нагрузки, а для θ – отсутствие сейсмического возмущения теплового потока. Все поля предполагались стационарными для рассматриваемой среды при $t = 0$. Поэтому все полевые, контактные и краевые уравнения рассматривались относительно сейсмических возмущений полей, созданных сейсмическим возбуждением и, следовательно, начальные значения искомых возмущений полей – нулевые.

Модельная среда и сейсмическое возбуждение

Сечение среды $R = R_a + R_l$, где R_a – параллелепипед в атмосфере, R_l – в литосфере, вертикальной плоскостью, проходящей через центр R параллельно оси Oy , показано на рис. 1. В R_l , кроме вмещающих пород коры, входят: 1) низкоомный сейсмо-ЭМ преобразователь $\mathcal{E}$, представленный эллипсоидом с горизонтальными осями $l_x = 25.6$, $l_y = 20.8$, км, и вертикальной осью $l_z = 10.4$ км, центр $\mathcal{E}$ совпадает с центром R_l ; 2) осадочный слой мощностью 1 км; 3) слой верхней мантии мощностью 5 км. Т.к. на рисунке (для ясности) указаны значения физических параметров структур, то масштаб геометрических характеристик не выдержан.

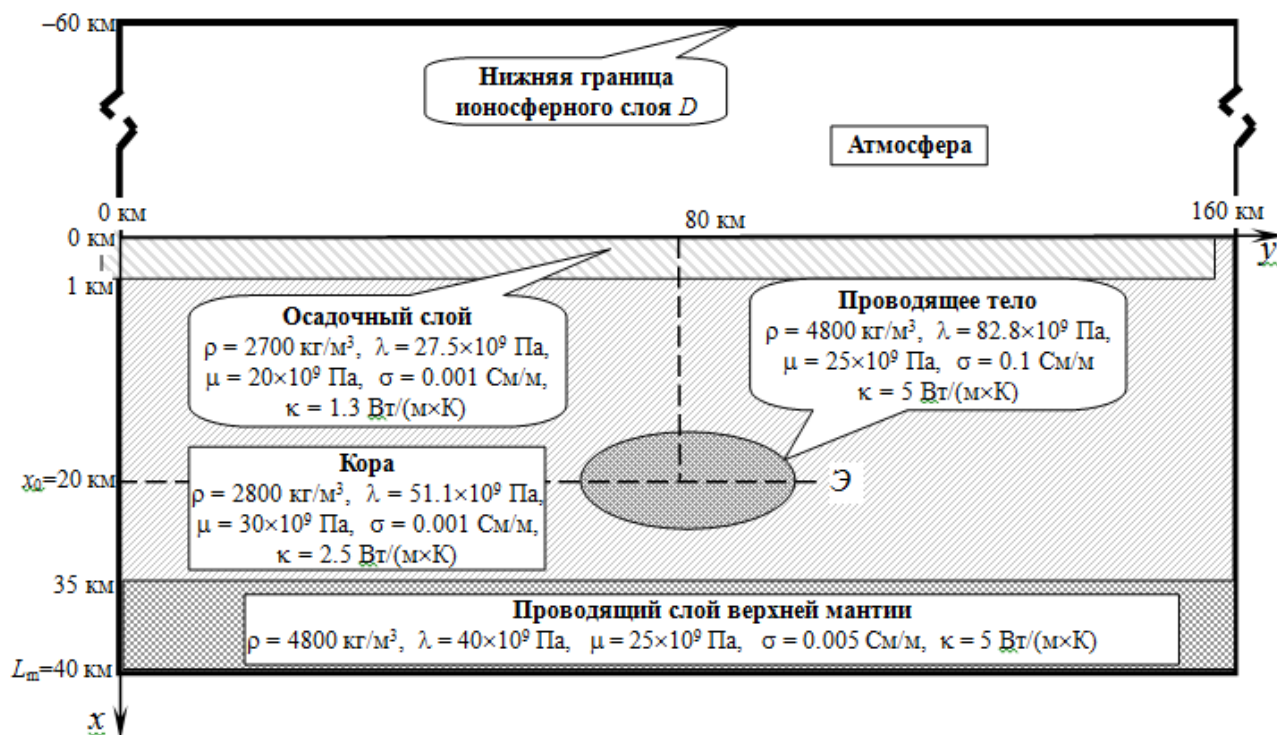


Рис. 1. Разрез модельной среды.

Предположим, что сейсмическое возбуждение среды волнами локального сброса напряжения (п.1) выразилось в падении на нижнюю границу G_M волны вертикальных смещений u_{10} :

$$u_{10}|_{x=L_m} = e^{-b \cdot r^2} \times \begin{cases} A_1 \sin(2\pi f_1 t), & 0 \leq t \leq 3 \text{ с} \\ 0, & 3 \leq t \leq 5 \text{ с} \\ A_2 \sin(2\pi f_2 (t - 5)), & 5 \leq t \leq 7 \text{ с} \\ 0, & t > 7 \text{ с} \end{cases} \quad (3.1)$$

представленной двумя импульсами с указанными значениями длительностей (3 и 2 сек), амплитуд и частот: $A_1 = 1.5$ см, $A_2 = 3$ см, $f_1 = 0.1666$ Гц, $f_2 = 1.5$ Гц, $b = 2 \times 10^{-9}$, $r^2 = (x - x_c)^2 + (y - y_c)^2$, при паузе между импульсами 2 сек. Амплитуды импульсов по мере удаления от центра $(x_c, y_c) = (80000, 80000)$, м, нижней грани G_M области литосферы R_d убывают достаточно быстро, чтобы избежать ощутимых искажений расчетного сейсмо-ЭМ процесса в окрестности центра G_0 . Сюда, за отслеживаемое время сейсмо-ЭМ взаимодействия 10-15 сек, расчетная волна упругих смещений (Рили S) от возбуждения u_{10} , отразившись от заглубленных границ с неизвестными (возможно, ненулевыми) условиями, не успевает принести искажающие смещения.

Расчетная картина магнитной локации сейсмического очага

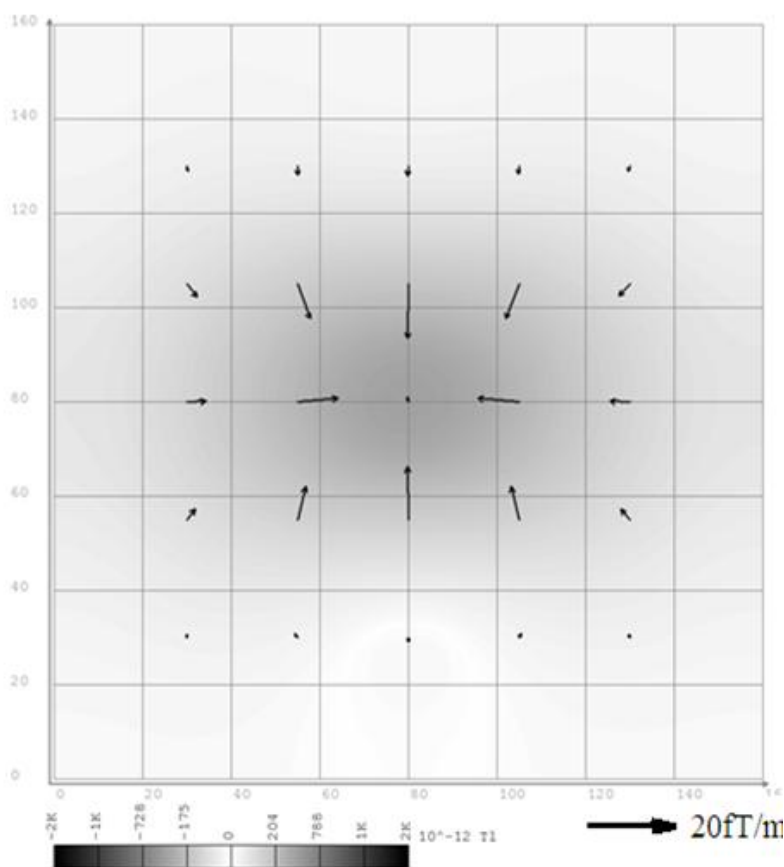


Рис.2. Расчетная картина магнитной локации сейсмического очага.

На (рис. 2) в градациях серого цвета показано распределение (рассчитанных в соответствии с постановкой начально-краевой задачи п.п. 2,3) значений горизонтальной магнитной компоненты $B_y(t, x, y, z)$ на горизонтальной плоскости на глубине 800м через 6.18 сек после начала сейсмического возбуждения (3.1). Эта глубина взята, чтобы ослабить влияние условий сопряжения электромагнитных полей литосферы и атмосферы (см. п.2), которые недостаточно известны для природных сред и, возможно, могут быть разными в зависимости от аэрации и увлажнения почво-грунтов. Кроме того, мы считаем, что комплекс детектирования предвестников землетрясений должен быть распределен по вертикали, начинаясь со скважины. На фоне B_y

стрелочками (масштаб для них указан рядом с цветовой шкалой, $1K \equiv 1000$) изображены проекции $\text{grad}B_y(t,x,y,z)$ на только что указанную плоскость, вычисленные для точек плоскости, в которых начинается стрелочка. Т. о., получен геометрический образ магнитного поля (см. п.1), позволяющий оценить азимут источника сейсмо-ЭМ эмиссии и его координаты, т.е. получена расчетная картина магнитной локации сейсмического очага. Порядки величин проекций градиентов соответствуют величинам, наблюдавшимся группой Копытенко Ю.А.

Благодарности. Интересом к магнитной локации сейсмического очага авторы обязаны д.ф.-м.н. Копытенко Ю.А. Авторы благодарят членов Секции «Ионосфера и Распространение Радиоволн» Ученого Совета ИЗМИРАН и всех присутствовавших на заседании Секции за обсуждение изложенных результатов.

Литература.

1. Kopytenko, Yu. A., Ismaguilov, V. S., Kopytenko, E. A., Voronov, P. M., and Zaitsev, D. B. Magnetic location of geomagnetic disturbancesources, DAN, series "Geophysics", 371, 5, 685–687, 2000.
2. V. S. Ismaguilov, Yu. A. Kopytenko, K. Hattori, P. M. Voronov, O. A. Molchanov, and M. Hayakawa. ULF magnetic emissions connected with under sea bottom earthquakes, Natural Hazards and Earth System Sciences, 1: 23–31, 2001.
3. Maugin, G..A.Continuum Mechanics of Electromagnetic Solids. North-Holland, Amsterdam, 1988.
4. Новик О.Б., Ершов С.В. Электромагнитные и температурные сигналы из недр Земли (физика предвестников землетрясений). Федеральная программа интеграции высшего образования и фундаментальной науки. М. Круглый Год, 2001.
5. Ершов С.В., Михайловская И.Б., Новик О.Б. Сейсмо-гидро-термо-электромагнитное взаимодействие от верхней мантии до ионосферы (элементы физики цунами). "Энциклопедия низкотемпературной плазмы", Серия Б, Том 1-3 "Ионосферная плазма", Часть 1, М.:ЯНУС-К, С. 340-370, 2008.

УСТОЙЧИВОСТЬ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧНОСТИ В СИРИИ ПО ОТНОШЕНИЮ К ВАРИАЦИЯМ СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ

Омар Х. М, Татевосян Р. Э

Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, 12399;

Аннотация

Обработаны записи телеметрической сети сейсмических станций Сейсмологической службы Сирии. Составлен бюллетень, в который вошли 50 землетрясений, записанных более чем на 8 станциях за время с 03.01.2009 г. по 30.06.2011 г. Этот бюллетень использовался для расчета гипоцентров с двумя скоростными моделями. Одна из них используется в рутинной обработке Сирийской сейсмологической службы, а другая получена в результате минимизации средней невязки для выборки из 50 землетрясений. Сравнение результатов показало, что изменение модели слабо влияет на положение эпицентров, но существенно меняется глубина гипоцентров.

Введение

Сейсмическая активность Сирии, в первую очередь, связана с трансформным разломом Мертвого моря. Обработаны записи телеметрической сети сейсмических станций Сейсмологической службы Сирии. Составлен бюллетень, в который вошли 292 землетрясения. Для построения новой альтернативной скоростной модели были отобраны 50 землетрясений, задачей нашей работы является исследование Устойчивости параметров сейсмичности в Сирии по отношению к вариациям скоростной модели.

Исходные данные и методы обработки

Материалом для исследования послужили записи землетрясений, полученные на региональной сейсмической сети Сирии. Они были зарегистрированы с 03.01.2009 г. по

30.06.2011 г. Нами были обработаны 292 землетрясения. Эпицентры этих событий показаны на карте рис. 1.

Для расчета гипоцентров использовалась программа Hypocenter [1].

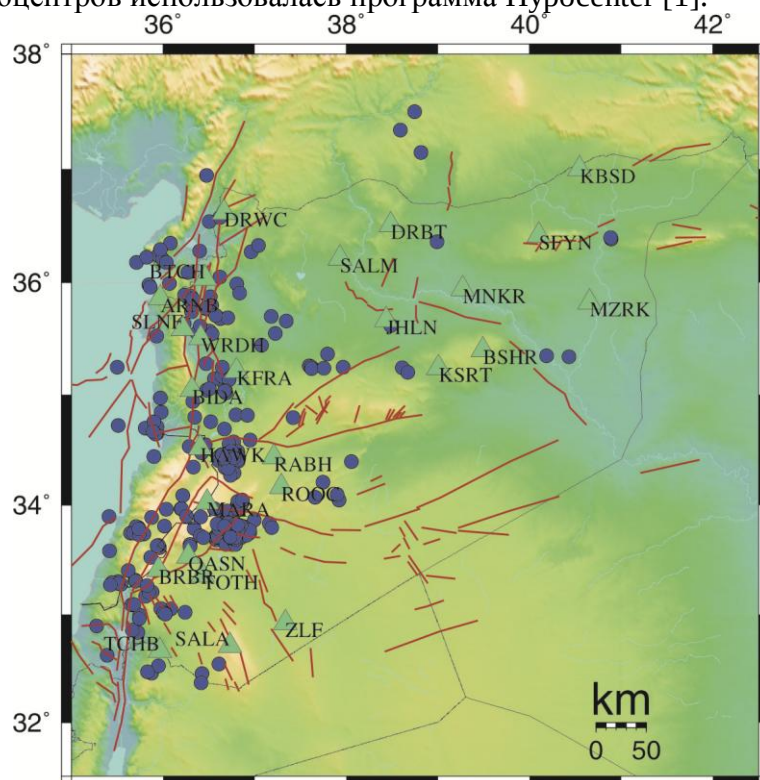


Рис. 1. Карта эпицентров 292 землетрясений (кружки). Треугольники – сейсмические станции. Тонкие линии – государственные границы, Толстые линии – разломы по данным [2].

Скоростная модель

Сейсмологическая служба Сирии использует в своих рутинных определениях скоростную модель, представленную в табл. 1. [3]. Отношение V_P/V_S в модели меняется в каждом слое и принимает значения от 1.69 до 1.90. Эта модель использовалась в качестве одной из тестируемых.

Для построения новой альтернативой скоростной модели были отобраны наиболее надежные решения. К таковым отнесены землетрясения, зарегистрированные на более чем восемью станциями. Всего этому критерию отбора удовлетворяли 50 землетрясений.

Альтернативная скоростная модель получена с помощью пакета программ *SEISAN* [4]. Пакет дает возможность задавать практически неограниченное число скоростных моделей. Для каждой модели определяются координаты гипоцентра всех 50 землетрясений. Наряду с этим определяется и средняя невязка (*RMS*) по всем 50 решениям. Был осуществлен перебор нескольких тысяч моделей. В качестве альтернативной выбрана модель, обеспечившая минимальное значение средней невязки. Она представлена в табл. 2. В альтернативной модели отношение V_P/V_S одинаково во всех слоях и равно 1.73. Средняя невязка составила 0.595, тогда как для стандартной скоростной модели она была выше 0.646.

Сравнение таблиц 1 и 2 показывает, что скоростная модель изменилась весьма существенно.

Таблица 1. Стандартная скоростная модель, используемая сейсмологической службой Сирии [3].

<i>N</i>	V_P (км/сек)	V_S (км/сек)	V_P / V_S	глубина(км)
1	5.68	2.99	1.90	0
2	5.87	3.48	1.69	4
3	6.18	3.48	1.78	10

4	6.74	3.95	1.71	18
5	8.00	4.64	1.72	37.50

Таблица 2. Альтернативная скоростная модель.

N	V_p (км/сек)	V_s (км/сек)	глубина(км)
1	5.40	3.12	0
2	5.50	3.18	6
3	6.00	3.47	11
4	6.40	3.70	19
5	8.00	4.62	39

При расчетах гипоцентров менялась только скоростная модель. Все остальные настроечные параметры программы оставались без изменений.

Обработаны записи телеметрической сети сейсмических станций Сейсмологической службы Сирии. Составлен бюллетень, в который вошли 50 землетрясений, записанных более чем на 8 станциях за время с 03.01.2009 г. по 30.06.2011 г. Этот бюллетень использовался для расчета гипоцентров с двумя скоростными моделями (см. табл. 1, 2).

На рис. 2. показаны невязки для стандартной и альтернативной скоростных моделей. Хотя средняя невязка для альтернативной модели несколько меньше, эта разница не столь существенна, чтобы только на этом основании однозначно сделать выбор в пользу альтернативной модели.

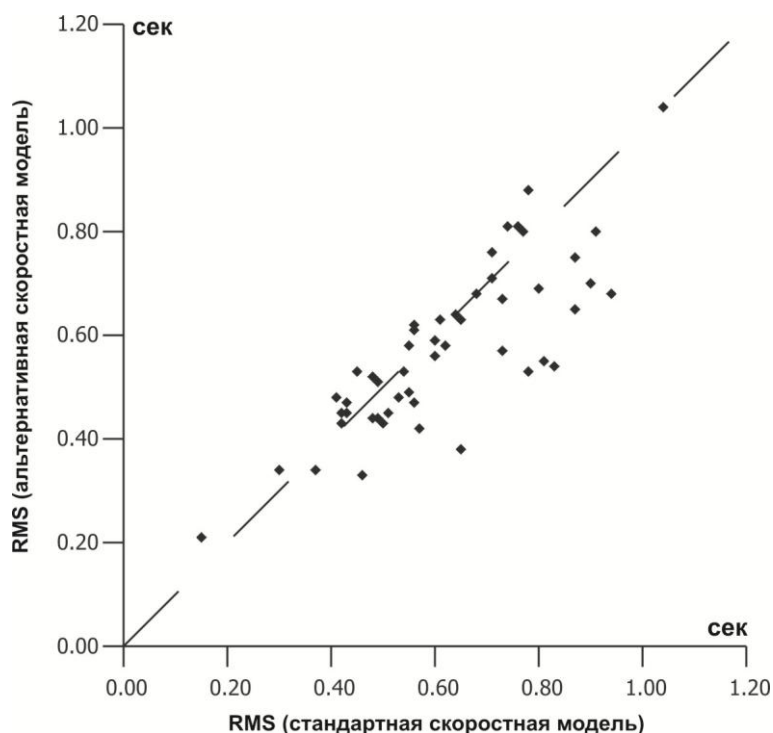


Рис. 2. Невязка (RMS) для стандартной и альтернативной скоростных моделей. Для удобства сравнения нанесена прямая с углом наклона 45°.

На рис. 3. показаны глубины гипоцентров, которые рассчитаны для двух моделей. В данном случае разница существенна. При использовании стандартной скоростной модели 17 землетрясений имеют значение глубины 0 км. В рамках альтернативной модели они распределяются в интервале от 0 до 10 км. Нулевые глубины, как правило, являются артефактами. На основании распределения глубин альтернативная модель выглядит предпочтительней.

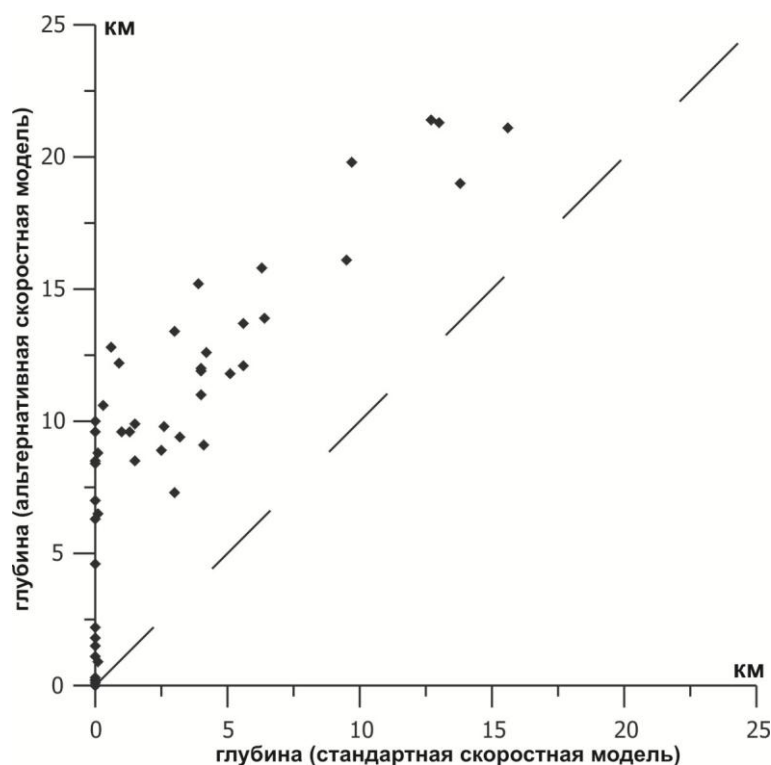


Рис. 3. Глубина гипоцентра для стандартной и альтернативной скоростных моделей.

На рис. 4. показано, как меняется положение эпицентра в зависимости от используемой модели. Для 29 землетрясений эпицентр смещается примерно на 0.5 км и для 12 событий – примерно на 1.5 км. Для 82% землетрясений эпицентр сместился менее чем на 2 км.



Рис. 4. Изменение положение эпицентра в зависимости от выбора скоростной модели среды.

Таким образом, использование двух значительно различающихся скоростных моделей практически не сказывается на положении эпицентра, но весьма существенно влияет на определение глубины очага. Статистическая оценка решения (средняя *RMS* для всех событий) также оказалась не очень чувствительной к вариации скоростной модели.

Напомним, что для чистоты эксперимента в тестовую выборку были отобраны только 50 землетрясений, зарегистрированные на относительно большом числе станций. Поэтому данный вывод не связан с низким качеством исходных данных. Хотя выбор альтернативной модели был основан на величине средней невязки для всего набора данных, она не является

достаточно надежным показателем качества скоростной модели. Гораздо более полное представление об этом дает анализ глубины гипоцентров. В более реалистичной скоростной модели не происходит концентрации гипоцентров на глубине 0 км. Вместе с тем, нельзя не отметить также некоторое уменьшение среднего значения *RMS* для альтернативной модели. Уточним, что мы не предлагаем на основании данного исследования пересмотреть скоростную модель, которой пользуется сирийская сейсмологическая служба в рамках рутинного определения координат гипоцентров – объем нашей выборки явно недостаточен для этого. В данном случае нас лишь интересовало, какие параметры в решении гипоцентров и механизмов очага зависят от скоростной модели и насколько сильна эта зависимость.

Пространственно-временные вариации сейсмичности

На рис. 5. (а) представлена карта эпицентров землетрясений. Прямоугольник *S-N* очерчивает область наибольшей плотности эпицентров. Все события внутри этой области нанесены на разрез по глубине вдоль профиля *S-N* (рис. 5, б). На разрезе красные треугольники указывают места выхода разрыва на поверхность. Отмечено пять разломов. Однако трудно определить, с каким разломом можно связать каждый гипоцентр.

На рис. 5. (б) можно выделить две области сгущения гипоцентров. В первой, южной, области, облако эпицентров распространяется до глубины примерно 35 км и падает почти вертикально. В другой, северной, области, гипоцентры расположены вертикально до глубины 15 км, затем облако имеет наклон к северу и гипоцентры отмечаются до глубины примерно 20 км.

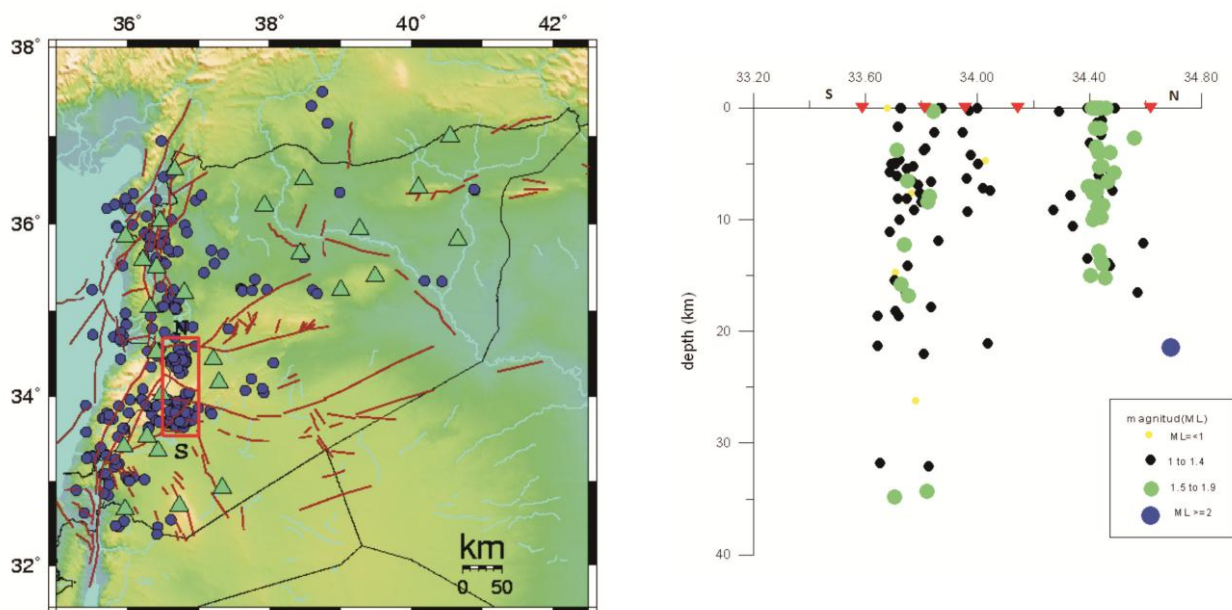


Рис. 5. (а) Карта эпицентров землетрясений и профиль *S-N*, (б) Разрез по глубине вдоль профиль *S-N*. Треугольники отмечают места выхода разрыва на поверхность.

Выводы.

1. Составлена альтернативная скоростная модель коры.
2. Составлен каталог землетрясений Сирии по данным региональной сети наблюдений.
3. Даже значительные вариации скоростной модели слабо влияют на положение эпицентра землетрясения, но оказывают существенное влияние на определение глубины.
4. На основании данных региональной сети подтверждаются основные черты сейсмичности Сирии: а) наиболее активной сеймотектонической единицей является зона трансформных разломов Мертвого моря; б) пространственное распределение сейсмичности крайне неоднородно. Вместе с тем, более детальные региональные данные позволяют

обнаружить дополнительные детали. Выделяются кластеры землетрясений к востоку от близмеридиональной зоны трансформных разломов, где активные разломы близширотного простирания примыкают к этой зоне. Пространственное распределение гипоцентров показывает, что эти активные разломы близвертикальны.

Литература:

1. Lienert B.R.E., Havskov J. A computer program for locating earthquakes both locally and globally // Seismological Research Letters. 1995. V. 66. № 5. P. 26-36.
2. Трифонов В.Г., Бачманов Д.М., Иванова Т.П. и др. Принципы и технология использования геологических данных для оценки сейсмической опасности (на примере Сирии) // Инженерные изыскания. 2010. № 4. С. 44-51.
3. Ibrahim R., Takenaka H., Daoud M. et al. 1-D Velocity model for Syria from local Earthquake Data and new seismicity map in Syria // Bulletin of ISEE. 2012. v. 46, p. 121-137.
4. Havskov J., Ottomoller L. (Editors) SEISAN: The earthquake analysis software. Version 8.2. 2008. 259 с.

ПРИРОДА МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ

Павленкова Н.И.

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

Построенная в последнее время детальная магнитная карта мира [1] позволила выявить новые особенности земной коры континентов и океанов, которые в ряде случаев можно использовать для дальнейшего развития основ глобальной тектоники. Таким примером может служить магнитное поле Южной Атлантики. Характерной его чертой является четкое различие полей океанической части и окружающих континентов. В океане наблюдается магнитное поле, типичное для срединно-океанических хребтов с преобладанием субмеридиональных аномалий небольшой интенсивности. В Африке и Южной Америке, как и на других континентах, магнитное поле резко дифференцировано, ориентировка отдельных аномалий меняется, часто наблюдаются кольцевые аномалии. Но это поле «континентального» типа не ограничивается краями континентов, от окраин Африки и Южной Америки оно продолжается в океане, охватывая значительные пространства (до 1000 км от берега). Эта интересная особенность Южной Атлантики вызывает множество вопросов, которые связаны не только с природой магнитных аномалий, но и с общими проблемами формирования океанов.

Рассмотрение этих проблем на примере Южной Атлантики возможно на основе сопоставления магнитного поля с данными о структуре земной коры и верхов мантии, полученных на пока единственном в мире сечении всего океана, на Анголо-Бразильском геотраверсе. На профиле выполнено глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) и гравиметрические исследования [2, 3]. Это сечение освещает строение земной коры и верхней мантии всех основных структур океана до глубины 80 км. В шельфовой зоне Африки земная кора резко уменьшается по мощности от типично континентальной в 30 км до 5-7 км в остальной части профиля. Существенные изменения происходят вдоль профиля в строении верхней мантии: под срединно-океаническим хребтом скорость по границе М нормальная (8.0-8.1 км/с), но она возрастает до аномально высоких значений (8.5 км/с) в пределах Ангольской котловины. Под срединно-океаническим хребтом в верхах мантии выделено несколько слоев с пониженной скоростью (астенолитов). Эти структурные изменения хорошо согласуются с особенностями гравитационного поля: выделенные слои с пониженными скоростями соответствуют области крупного гравитационного минимума.

Но эти структурные особенности практически не отражаются в магнитном поле, и даже в отмеченной выше области резкой смены характера поля (от «континентального» к океаническому) трудно отметить какие-либо изменения в земной коре и в верхах мантии. В

этом заключается основная проблема по определению природы магнитного поля Южной Атлантики и его связи с историей формирования океана.

В настоящее время существует несколько концепций образования океанов. Так, по тектонике литосферных плит океаны и океаническая кора формируются за счет разрыва и раздвижения (спрединга) континентальной коры. С позиций этой концепции трудно объяснить описанное выше смещение «континентального» типа магнитного поля в сторону океана. Также трудно объяснить такое смещение и с позиций концепции расширяющейся Земли, если предполагается образование океанов только за счет раздвижения континентов [4, 5]. Достаточно обоснованное объяснение наблюдаемому магнитному полю Южной Атлантики возможно на основе концепции формирования океанической коры за счет разрушения континентальной коры, ее базификации и эклогитизации. Эта концепция была разработана советскими геохимиками и геологами, и она в большой мере была основана именно на изучении пород континентальных окраин [6, 7]. Для Южной Атлантики такая трактовка предполагает, что сначала оба окружающих ее континента были гораздо большего размера, охватывая всю область магнитного поля «континентального» типа. Затем после их разрыва и раздвижения, земная кора на окраинах континентов была трансформирована за счет базификации в океаническую кору, но ее магнитное поле не было нарушено [8]. В такой трактовке в центральной части океана, где наблюдается другой тип магнитного поля, океаническая кора была сформирована за счет спрединга. При этом, судя по структуре земной коры, спрединг (раздвижение континентов) происходил в два этапа. На первом этапе была сформирована относительно однородная кора и высокоскоростная мантия Ангольской и Бразильской котловин, на втором образовалась система рифтов со сложной структурой коры, с низкоскоростной мантией и серией астенолитов.

В целом, такая модель формирования Южной Атлантики позволяет объяснить наблюдаемые особенности геофизических полей и структуры земной коры. Она предполагает два основных механизма образования океанической коры: за счет разрыва континентальной коры и за счет ее преобразования. Оба процесса достаточно обоснованы данными по другим регионам. Наблюдаемая симметрия срединно-океанических хребтов относительно Южного полушария хорошо согласуется с идеей расширяющейся Земли [4, 9], а процесс преобразования континентальной коры в океаническую хорошо изучен на примере многих глубоких впадин. Однако, остается все-таки проблематичной возможность существенного преобразования земной коры континентов без нарушения ее магнитного поля. Не ясны размеры возможного расширения Земли. Эти проблемы требуют дополнительных исследований.

Литература:

1. Korhoner J.V. et al. Magnetic Anomaly Map of the World. Commission for the Geological Map of the World. 2007, Paris.
2. Павленкова Н.И., Погребницкий Ю.В., Романюк Т.В. Сейсмо-плотностная модель коры и верхней мантии Южной Атлантики на Анголо-Бразильском геотраверсе. // Физика Земли, N10, 1993. 27-38.
3. Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта (Результаты исследований на Анголо-Бразильском геотраверсе). Ред. Ю.Е.Погребницкий. ПГО «Севморгео», 1996, 176 с.
4. Проблемы расширения и пульсации Земли (Ред.Е.Е.Милановский), М., Наука, 1984, 192 с.
5. Scalera, G., K-H Jacob (Eds) Why expanding Earth? A book in honour of Ott Christoph Hilgenberg. Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, INGV Publishers, 2003, Roma, Italy. 465 pp.
6. Перчук Л.Л. Базификация как магматическое замещение. // Очерки физико-химической петрологии. М: Наука, 1987. Вып.14. 39-64
7. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
8. James, K.H. Observations on new magnetic map from the Commission for the Geological Map of the World. New Concepts in the Global Tectonics Newsletter, no 57. 2010. 4-14
9. Павленкова Н.И. Ротационно-флюидная модель глобального тектогенеза. // А.Н.Дмитриевский, Б.М.Валяев (отв.ред.) Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений (к 100-летию со дня рождения П.Н.Кропоткина). Москва: ГЕОС, 2011. 69-92.

АРЕАЛ БАЗАЛЬТОВ ТРИАСА УРЕНГОЙСКОГО РАЙОНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ГЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

Петрова А.А., Петрищев М.С.

СПбФ ИЗМИРАН

По мере исчерпания запасов углеводородов (УВ) в верхних слоях севера Западной Сибири существует необходимость поиска месторождений нефти и газа в глубокопогруженных отложениях, в частности, в триасовых комплексах [1].

По геомагнитным данным проведено исследование неоднородностей глубинного строения земной коры нефтегазоносного бассейна Ямало-Ненецкого автономного округа (ЯНАО) [2, 3]. В качестве исходных данных использованы цифровые карты среднемасштабных аэромагнитных съемок. На основе интерпретации аномалий магнитного поля выполнено моделирование глубинного строения земной коры по пяти профилям, проходящим через сверхглубокие скважины СГ-6 и СГ-7 и точки электромагнитных зондирований [4]. В результате двумерного анализа цифровых карт магнитного поля получена прогнозная схема глубинного строения земной коры в виде набора распределений на площади ЯНАО магнитных комплексов осадочного чехла и фундамента в интервале глубин от 2 до 15 км.

Для картирования слабомагнитных и немагнитных толщ нами использована методика спектрально-пространственного анализа (СПАН) [5 - 6]. В основе метода лежит последовательная линейная фильтрация спектра исходного поля с последующим обратным преобразованием полученного набора спектров в интересующем диапазоне периодов магнитных аномалий. СПАН позволяет конвертировать спектрально-пространственное представление геомагнитного поля в глубинный геомагнитный разрез. Конвертация проводится с помощью программного модуля, использующего зависимость параметров спектральной структуры аномального магнитного поля от глубины залегания магнитовозмущающих образований. На геомагнитном разрезе аномалии от магнитных геологических образований, проявляясь в виде областей максимумов на соответствующих участках профиля, создают маркирующие горизонты, что позволяет провести их литолого-стратиграфическую идентификацию и определить относительное распределение намагниченности между породами разных комплексов. Это дает возможность сопоставлять геомагнитные разрезы с сейсмическими, геологическими и геоэлектрическими глубинными разрезами.

С целью исследования неоднородностей глубинного строения ЯНАО, и, в частности, уточнения контуров распространения базальтовых комплексов триаса в Уренгойском районе, построена серия глубинных геомагнитных разрезов и проведена интерпретация данных электромагнитного зондирования в зоне развития потенциально продуктивного комплекса [1, 2, 4]. Расположение профилей, проходящих через сверхглубокие скважины СГ-6 и СГ-7 и точки электромагнитных зондирований, приведено на карте изолиний значений магнитных аномалий [7] и карте нефтегазоносности (ВНИГНИ) площади ЯНАО (рис. 1).

Профиль 1 пересекает сверхглубокие скважины СГ-6 и СГ-7 и точки электромагнитных зондирований в направлении с северо-запада на юго-восток (рис. 2а). Профиль 2 проходит через СГ-7 и точку зондирования в широтном направлении (рис. 2б). Геомагнитные разрезы показывают характер относительного распределения намагниченности образований чехла и фундамента в диапазоне глубин от 0,5 км до 30 км. На разрезах проявилась вертикальная раздробленность верхней части земной коры и слоистое строение средней ее части. В районе СГ-6 и СГ-7 ферромагнитные свойства пород увеличиваются с глубиной. Намагниченность вулканогенно-осадочного комплекса, расположенного в интервале глубин от 2 до 5-6 км, возрастает от 0,3 до 8,8 А/м и имеет среднее значение 5,38 А/м [7]. Геомагнитный разрез 1

показывает, что наибольшие значения намагниченности (6 – 12 А/м) [7] достигаются магнитными породами базальтовых комплексов, расположенных в интервале глубин 7 - 8 км. Высокомагнитные образования подстилаются мощными линзами слабомагнитного горизонта (рис. 2б).

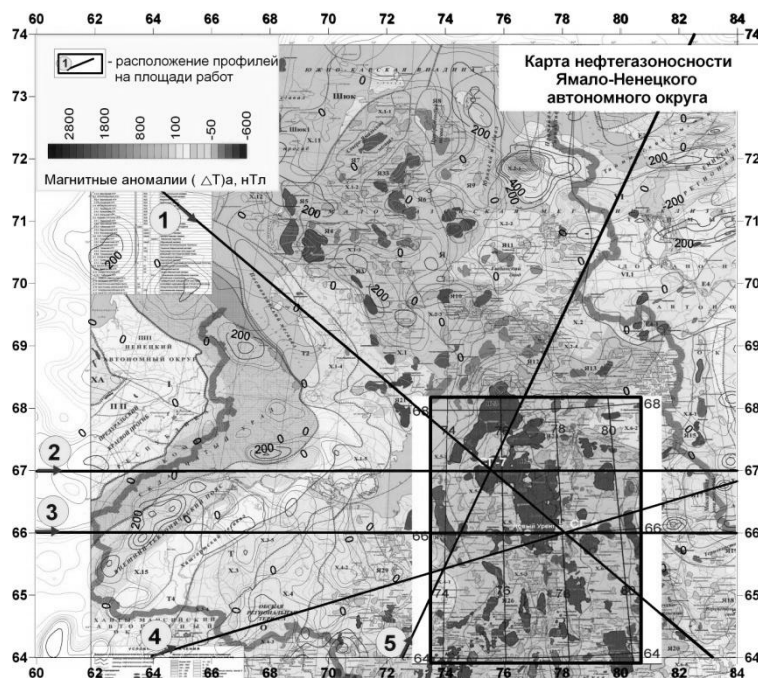


Рис. 1. Расположение профилей №№ 1-5 на площади ЯНАО.

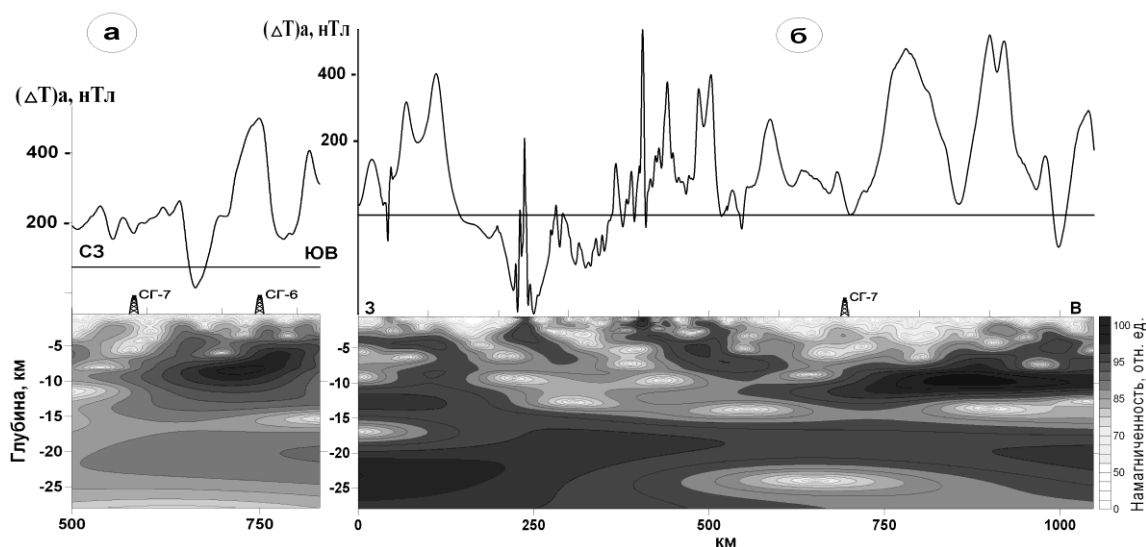


Рис. 2. Геомагнитные разрезы через сверхглубокие скважины СГ-6 и СГ-7.

Интерпретация данных электромагнитного зондирования для района скважины СГ-7 с относительно невысокой магнитной проницаемостью (рис. 2а) хорошо согласуется с результатами электрического каротажа в стволе скважины (рис. 3а) [4]. В то же время, в результате аналогичной интерпретации для района повышенных магнитных свойств в окрестности скважины СГ-6 такого согласия не получено [8]. Скважины СГ-6 и СГ-7 по данным электрического каротажа (потенциал-зонд и боковой каротаж) имеют близкое распределение сопротивления с глубиной (рис. 3а, рис. 3б), однако для согласования результата интерпретации и данных каротажа в стволе скважины СГ-6 потребовался учет

эффективной проницаемости (рис. 3в). Особенности распределения этого параметра с глубиной хорошо коррелируют со стратиграфической дифференциацией пород вдоль ствола СГ-6 (рис. 3г). Слои с повышенной проницаемостью выделены для поздней меловой и ранней юрской эпох, а также триаса, сложенного породами базальтовых комплексов, проявившихся на геомагнитном разрезе (рис. 2а) как горизонты повышенной намагниченности. Таким образом, результаты бурения подтверждают корректность выполненной конвертации спектрально-пространственной структуры геомагнитного поля в глубинный геомагнитный разрез.

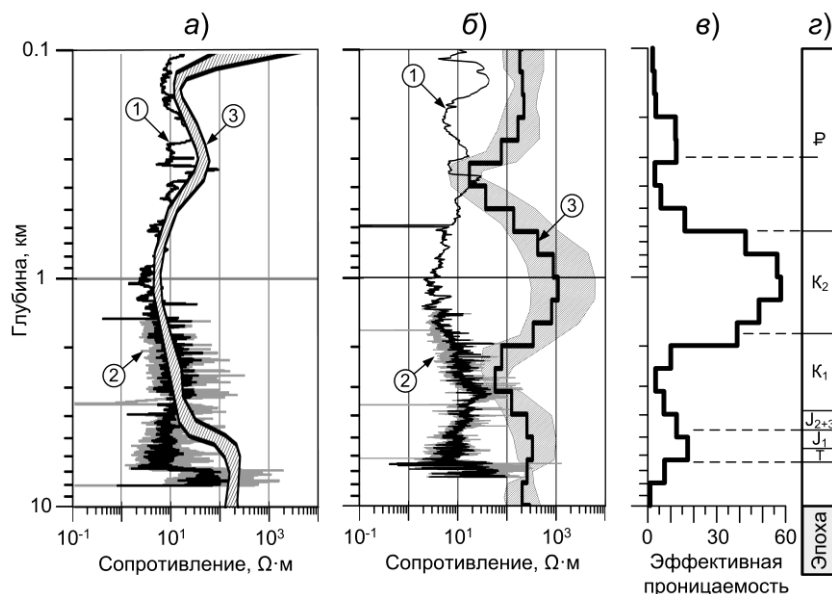


Рис. 3. Результаты интерпретации данных электромагнитных зондирований и электрического каротажа в стволе сверхглубоких скважин СГ-7 (а), СГ-6 (б), эффективная проницаемость (в) и стратиграфия для СГ-6 (г). Цифры в кружках: 1, 2 – результаты потенциал-зонд и бокового каротажа; 3 – одномерная интерпретация данных зондирования [4, 8].

Наиболее четко слабомагнитный комплекс, подстилающий сильномагнитный туфогенно-базальтовый слой, прослеживается в районе СГ-6 на глубинах больше 7 км на широтном профиле 3, который проходит через точки электромагнитных зондирований (004), опорную скважину 41 и сверхглубокую скважину СГ-6 (рис. 4а). Характеристики магнитных образований и подстилающего их слабомагнитного слоя на участке Новый Уренгой – СГ-6 идентичны на профилях 2 и 3. Вместе с тем, на профиле 3 видно, что скв 41 и пункт 004 находятся в особой субвертикальной практически немагнитной зоне, выходящей к дневной поверхности с глубины 10 км. Мощные линзы слабомагнитного слоя расположены на глубинах 11-15 км. Таким образом, они разделяют магнитные комплексы верхней коры и менее магнитные породы средней коры. Особенно ярко этот немагнитный слой, подстилающий магнитный туфогенно-базальтовый слой, проявляется на профиле 4 (рис. 4б).

Профиль 4 идет с юго-запада на северо-восток, пересекая рифтовые структуры и Уренгойский мегавал Обь-Тазовской зоны почти вкрест простирания. В районе СГ-6 магнитные комплексы вулканогенных базальтов коротчаевской свиты триаса [1, 9] подстилаются мощным практически немагнитным слоем, расположенным в интервале глубин от 8 до 15 км. Сама сверхглубокая скважина СГ-6 расположена вблизи субвертикальной слабомагнитной зоны, отделяющейся от мощного немагнитного слоя тонкими прослойками слабомагнитных вулканогенных комплексов (рис. 4б).

Слабомагнитный слой, подстилающий туфогенно-базальтовые образования, прослеживается и на профиле 5, который проходит через точку наблюдения 004 и

сверхглубокую скважину СГ-7. В районе СГ-7 он имеет меньшую мощность, чем в районе СГ-6 (рис. 4).

Таким образом, на геомагнитных разрезах по профилям через сверхглубокие скважины проявляется глубинное местоположение и основные элементы форм магнитной базальтовой толщи (намагниченность 5,4-12 А/м) и слабомагнитного слоя, ассоциируемого по данным ОГТ «Западная Сибирь» со слоистым верхнепалеозойским чехлом терригенного состава. По результатам сверхглубокого бурения сделано заключение, что эти базальтовые толщи являются пористыми и микротрещиноватыми, т.е. являются проницаемыми глубинными коллекторами, благоприятными для накопления залежей углеводородов [1].

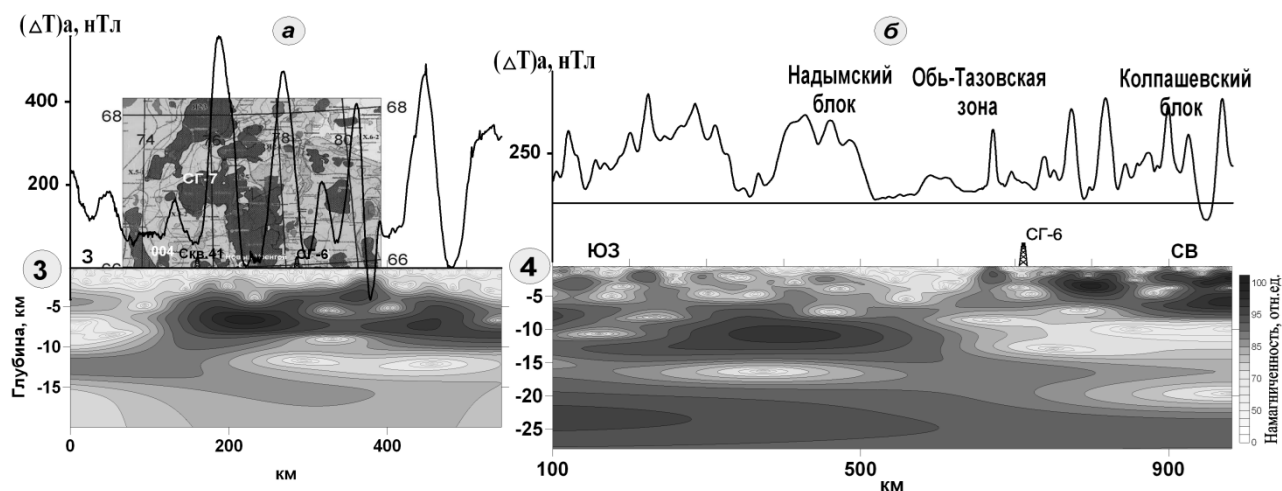


Рис. 4. Геомагнитные разрезы через сверхглубокую скважину СГ-6 и точки электромагнитных зондирований.

С целью оконтуривания в Уренгойском нефтегазоносном районе магнитных комплексов на разных уровнях глубин по аномальному магнитному полю сделан площадной расчет распределения намагниченности (в относительных единицах) по нескольким сечениям земной коры. Значения уровней глубин выбраны исходя из результатов анализа глубинных геомагнитных разрезов.

По листам ГФО сделаны расчеты относительного распределения намагниченности для сечения на глубинах 2 км, 3 км, 5 км и 7 км. На схеме изолиний намагниченности квадратиками обозначены положения сверхглубоких скважин, точки электромагнитных наблюдений и положение геомагнитных разрезов. Сопоставление характера намагниченности между уровнями площадных сечений показывает, что скважина СГ-6, приуроченная к рифтовой зоне, в интервале от 2 до 7 км находится в разнородной магнитной толще. На глубине 2 км находится менее магнитная толща, которая проявляется в виде небольшого выступа (рис. 5а), а на глубине 7 км магнитный комплекс базальтов триаса занимает значительную площадь (рис. 5б).

Скважина СГ-7 (пересечение пр. 1, пр. 2 и пр. 5) находится в условиях переслаивания магнитных образований, приходящихся на глубины 2 км и 7 км, и немагнитных ареалов, проявляющихся на глубинах 3 и 5 км. Эти расчеты позволяют проследить характер последовательного изменения намагниченности и ареалов распространения неоднородностей осадочного чехла и магнитного комплекса базальтовых толщ триаса с глубиной на площади Уренгойского района, что имеет существенное значение для изучения глубинного строения региона и планирования геологоразведочных работ.

По магнитным аномалиям WDMAM сделан расчет площадных сечений и построены распределения намагниченности наиболее глубинных уровней, принципиальных для выяснения особенностей глубинного строения земной коры этой площади. Так, например, на глубине 8-9 км видна подошва сильномагнитной толщи в центре площади, сечение которой уменьшилось по сравнению с сечением по глубине 7 км (рис. 5б). На следующем уровне 13-

15 км отражается кровля слабомагнитного слоя, ассоциируемого с верхнепалеозойским чехлом терригенного состава, подстилающего вулканогенный комплекс.

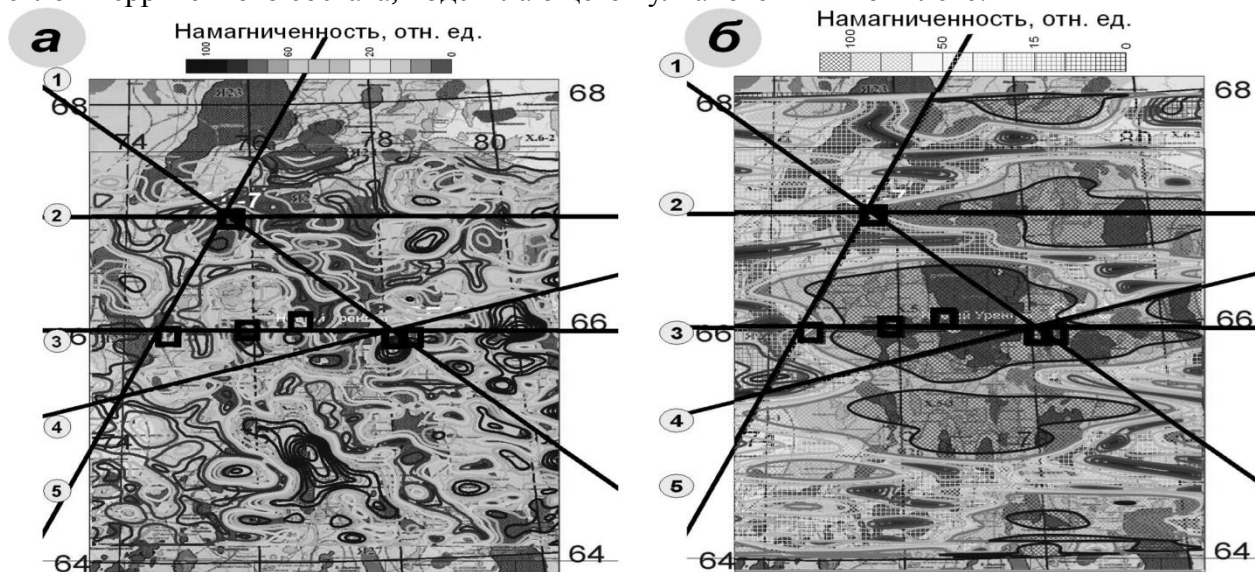


Рис. 5. Распределение намагниченности на сечениях глубин $H = 2$ км (а), $H = 7$ км (б). Номера профилей соответствуют схеме рис. 1.

Полученные результаты дают возможность проследить за изменением простираия перспективных базальтовых толщ и имеют важное значение для выбора наиболее перспективных участков на поиски УВ в глубокопогруженных отложениях базальтов триаса.

Литература:

1. Белоконь-Карасева Т.В., Башкова С.Е., Беляева Г.Л. и др. Перспективы нефтегазоносности глубокопогруженных отложений севера Западной Сибири по данным сверхглубокого бурения // Геология нефти и газа. 2006. № 6. С. 1–12.
2. Копытенко Ю.А., Петрова А.А. Пути повышения ресурсного потенциала Ямало-Ненецкого автономного округа в рамках проекта «Урал промышленный – УРАЛ Полярный» по геомагнитным данным // Материалы межрегионального проекта «Дни науки и инноваций Санкт-Петербурга в Ямало-Ненецком автономном округе». – СПб – Салехард. – ЯНАО. «ООО Артвид». 2011. С. 40–63.
3. Maus S., Sazonova T. National Geophysical Data Center candidate for the World Digital Magnetic Anomaly Map // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, an Electronic Journal of the Earth Sciences Technical Brief, 2007, V. 8, N. 6, P. 1–10.
4. Жамалетдинов А.А., Петрищев М.С., Шевцов А.Н. и др. Электромагнитное зондирование земной коры в районе сверхглубоких скважин СГ-6 и СГ-7 в полях естественных и мощных контролируемых источников // ДАН. 2012. Т. 445, № 2. С. 205–209.
5. Petrova A.A., Kolesova V.I., Domaratskij S.N. The Space-Spectral Analysis Method in Applied Geophysics // Russian Airborne Geophysics and Remote sensing. – Colorado. 1992. SPIE V.2111. P. 525–534.
6. Петрова А.А., Петрищев М.С. Флюидные системы Средиземноморья // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. №1. Выпуск №17. С. 23–33.
7. Аплонов С.В. Геодинамика глубоких осадочных бассейнов. – СПб.: «ЦГИ ТЕТИС», 2000. – 210 с.
8. Petrishchev M.S., Semenov V.Yu., Petrova A.A. Possible influence of magnetic permeability on the results of induction soundings // Extended Abstracts, 21st EM Induction Workshop, Darwin, Australia, July 25–31, 2012. S2-P3.
9. Киричкова А.И. Особенности литологии континентального триаса Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. т. 6. № 1. С. 1–27.

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ ОСТРОВНЫХ ДУГ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

О.В. Пилипенко¹, Рашидов В.А.², В.М. Ладыгин³

¹ФГБУ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва;

²ФГБУ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва

Результаты определения естественной остаточной намагниченности (NRM) и магнитной восприимчивости (K) образцов изверженных пород, драгированных в период с 1977 по 1991 гг. в рейсах НИС «Вулканолог» с построек позднекайнозойских подводных вулканов в различных регионах Тихого океана, их петрографические характеристики и химический состав обобщены в работе [1] и на сайте http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_04/catalogue.html.

Горные породы, слагающие подводные вулканы, оказались сильно дифференцированными по величине естественной остаточной намагниченности NRM и магнитной восприимчивости K, достигая иногда очень высоких значений для свежих неизмененных разностей. Так на подводном вулкане Эсмеральда были драгированы андезибазальты и базальты, NRM которых составляет в отдельных образцах 199, а фактор Кёнигсбергера, соответственно, 96.4. Значения NRM, превышающие 100 А/м, были получены также для молодых базальтов рифтовой зоны на юге Красного моря и северной части осевой зоны хребта Рейкьянес, а также для магнетитовых габбро Срединно-Атлантического хребта и серпентинитов хребта Горриндж [2-5].

В настоящее время продолжается изучение коллекции горных пород, драгированных в рейсах НИС «Вулканолог». В данной работе приводятся результаты петромагнитных исследований образцов пород построек позднекайнозойских подводных вулканов островных дуг западной части Тихого океана. В северном полушарии изучены подводные вулканы Григорьева и Юбилейный в Курильской островной дуге, подводная вулканическая группа Софу в Идзу-Бонинской островной дуге, подводные вулканы Эсмеральда и Фукудзин в Марианской островной дуге, а в южном полушарии – подводные вулканы Ковачи и Симбо в Соломоновой островной дуге.

Были измерены стандартные магнитные характеристики (таблица). Измерения NRM проведены на магнитометре JR -6 (AGICO, Чехия), K – на каппаметре Kappabridge KLY-2 (Geofyzika BRNO, Чехия), степени анизотропии магнитной восприимчивости P' – на каппаметре Multi-Function Kappabridge (AGICO, Чехия). Для измерения использовались кубики-дубли с ребром 2 см.

Величины NRM образца B4-6/1 (вулкан Эсмеральда) и K образцов, драгированных на вулканах Григорьева (B11-52/22), Юбилейный и Фукудзин (B13-17/1) высокие по сравнению с величинами, полученными для других вулканов.

На всех образцах была изучена стабильность NRM по отношению к воздействию переменного магнитного поля. Для этого были сняты полные кривые размагничивания переменным магнитным полем до величины 50-100 мТл с шагом 5 мТл, которые показали, что образцы вулканов Фукудзин (B13-16/2) и Юбилейный (B24-2/7) обладают наибольшей степенью стабильности по отношению к воздействию переменного магнитного поля. В таблице приводятся значения медианного поля $B_{0.5}$, то есть переменного магнитного поля, которое разрушает NRM в два раза.

В основном образцы пород магнитно изотропны или обладают низкой степенью магнитной анизотропии, хотя в некоторых образцах степень анизотропии достигала величин 5-7% (B24-31/4 (вулкан Юбилейный) и B1-52/2, B1-58/1 (вулкан Софу)).

Стандартные магнитные характеристики драгированных образцов горных пород

Образцы	Порода	NRM, А/м	K*10 ⁻³	P'	B _{cr} , мТл	B _{0.5} , мТл	Mrs/Ms	Струк- тура
Григорьева B11-52/5	Афировый базальт	18.9	49.41	1.019	26	70	0.128	PSD
Григорьева B11-52/6	Афировый базальт	15.31	20.09	1.017	17	89	0.285	PSD
Григорьева B11-52/22	Порфировый базальт	4.12	50.4	1.017	22	35	0.071	PSD
Юбилейный B24-2/4	Порфировый андезибазальт	3.08	36.23	1.025	22	70	0.101	PSD
Юбилейный B24-2/7	Порфировый андезибазальт	5.32	31.47	1.019	18	>100	0.060	PSD
Юбилейный B24-2/12a	Порфировый андезибазальт	1.91	36.92	1.023	17	90	0.033	MD
Юбилейный B24-31/4	Порфировый андезибазальт	0.25	39.19	1.049	8	75	0.049	MD
Юбилейный B24-32/5	Порфировый базальт	0.39	40.60	1.029	18	7	0.020	MD
Софу B1-52/2	Афировый андезибазальт	4.174	16.8	1.066	27	70	0.100	PSD
Софу B1-57/2	Подушечный базальт	21.88	9.46	1.004	21	40	0.256	PSD
Софу B1-58/1	Порфировый базальт	4.16	17.67	1.051	27	70	0.1070	PSD
Софу B1-60/1	Афировый базальт	0.39	10.71	1.039	22	7	0.093	PSD
Эсмеральда B4-5/2	Афировый андезибазальт	51.43	5.20	1.007	48	90	0.648	SD
Эсмеральда B4-6/1	Афировый андезибазальт	95.89	9.82	1.008	37	45	0.629	SD
Эсмеральда B4-7/1	Порфировый базальт	3.14	17.36	1.019	33	60	0.138	PSD
Фукудзин B13-16/2	Порфировый базальт	3.07	13.30	1.007	36	>100	0.303	PSD
Фукудзин B13-17/1	Порфировый базальт	20.07	48.20	1.02	33	25	0.166	PSD
Ковачи B7-861/50	Порфировый базальт	7.51	18.99	1.009	12	59	0.139	PSD
Симбо B7-32279	Порфировый андезит	0.36	16.54	1.013	10	24	0.070	PSD

Ступенчатое изотермическое намагничивание образцов пород в постоянных полях до 0.6 Тл показало, что более 90% остаточной намагниченности образцы приобретают в поле ~ 200-300 мТл, что характерно для относительно низкокоэрцитивных минералов. Остаточная коэрцитивная сила B_{cr} изученной коллекции образцов пород действующих подводных вулканов изменяется в интервале 8-48 мТл (таблица).

Для изучения состава магнитных минералов-носителей намагниченности было выполнено три вида термомагнитного анализа (ТМА):

1. На вибромагнитометре Ю.К. Виноградова по намагниченности насыщения M_s в поле ~ 0.6 Тл в атмосфере воздуха на образцах объемом 1 см³.

2. На каппаметре Multi-Function Кappabridge (AGICO, Чехия) по $K(T)$ на порошкообразных пробах массой ~ 4 г.

3. На термомагнитометре Ю.К. Виноградова по зависимости остаточной намагниченности насыщения M_{rs} от T на образцах-дублях объемом 1 см³ (рисунок).

ТМА образцов изверженных пород показал, что приблизительно 90% намагниченности разрушается в интервале 200-500⁰С. Кривая второго нагрева чаще проходит всегда выше кривой первого нагрева, необратима и имеет явно выраженный перегиб в сторону повышения температур. Можно предположить, что основным носителем намагниченности в данных образцах является титаномагнетит с содержанием Ti ($X \sim 0.1-0.5$). Рост намагниченности M_s после прогрева до 600⁰С связан с протеканием гетерофазного окисления титаномагнетита. По мере прогрева образца и дальнейшего его охлаждения происходит образование титаномагнетита с меньшим содержанием Ti или магнетита и ильменита.

Иное поведение демонстрирует образец В13-17/1 порфирового базальта вулкана Фукудзин. На кривых нагрева и охлаждения имеется единственный перегиб, отвечающий температуре Кюри магнетита $T_c \sim 580^0$ С. Кривая охлаждения проходит ниже кривой нагрева, что говорит о частичном окислении магнетита и переходе его в слабомагнитный гематит. Возможно, что в естественных условиях в этом образце произошло гетерофазное окисление первичного титаномагнетита до магнетита и ильменита.

Оценку доменного состояния – присутствие однодоменных (SD), псевдооднодоменных (PSD) и многодоменных (MD) частиц провели по величине отношения M_{rs}/M_s (таблица).

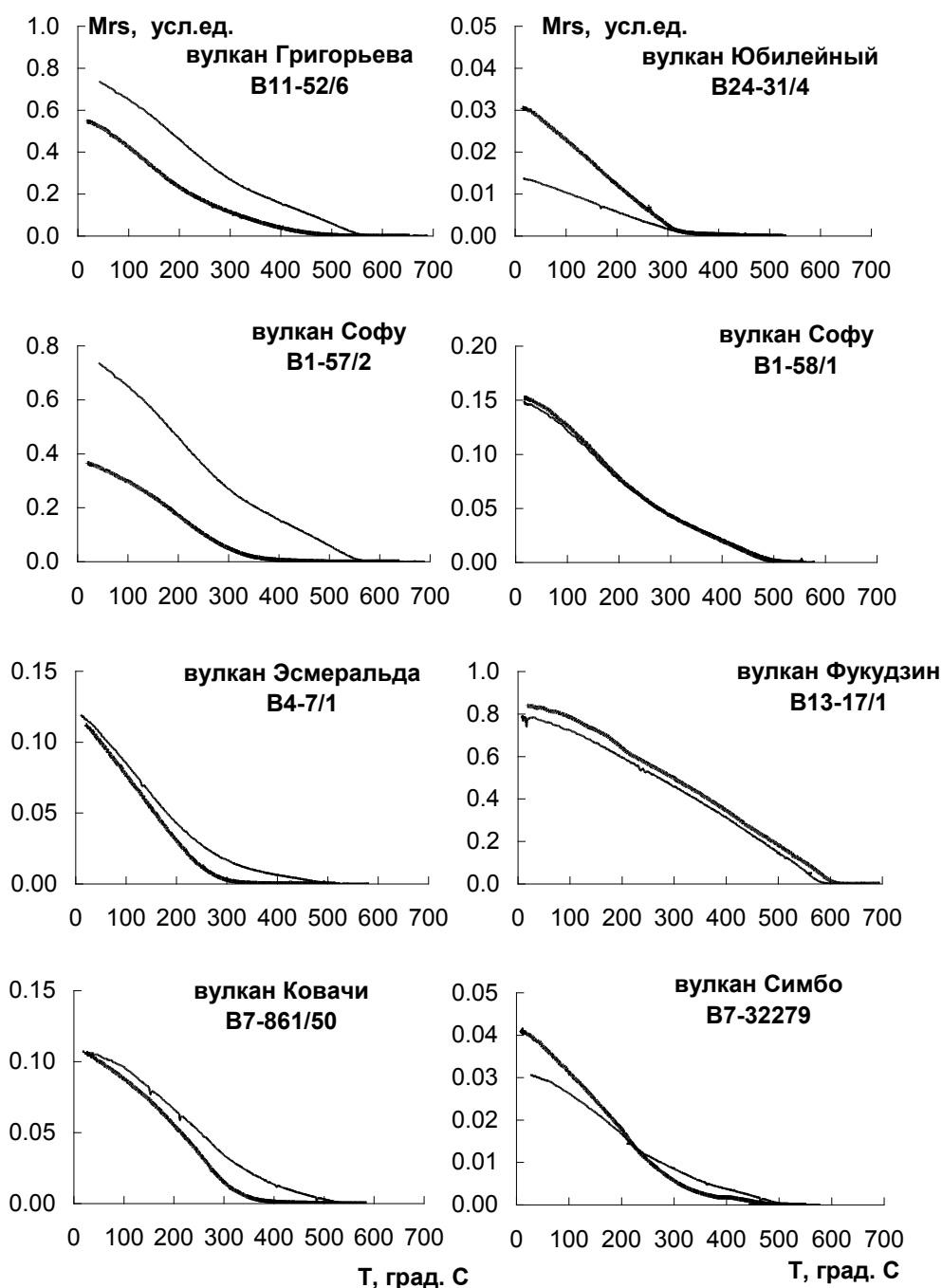


Рис. Термагнитные кривые остаточной намагниченности $Mrs(T)$, жирная линия – первый нагрев, тонкая линия – второй нагрев.

Для подтверждения состава носителей NRM образцов был выполнен электронно-зондовый микроанализ при помощи сканирующего электронного микроскопа «Jeol JSM-6480LV». Для электронно-зондового микроанализа фаз использовались поверхности спилов образцов порфировых базальтов вулканов Эсмеральда B4-7/1, Фукудзин B13-17/1 и Ковачи B7-861/50, покрытые тонкой (~ 30 нм) пленкой углеродного напыления.

В образце B4-7/1 помимо титаномагнетита и оливина в породе присутствуют пироксены и плагиоклазы. Размер зерен титаномагнетита до ~ 40 мкм. Из элементного состава в пересчете на вес, полученного в результате сканирования трёх кристаллов титаномагнетита следует, что отношение массы титана к массе железа лежит в диапазоне 0.181-0.186, что соответствует содержанию титана в титаномагнетите $Fe_{(3-x)}Ti_xO_4$: $x \sim 0.52$ и температуре

Кюри $T_c \sim 200^\circ\text{C}$. Принимая во внимание точность определения температур Кюри ТМА, данный результат подтверждает сделанный вывод о том, что основными носителями NRM являются зёрна титаномагнетита.

В образце В13-17/1 имеют место две фракции: магнетит и ильменит. Мелкий размер кристаллов магнетита (до 10 мкм) в этом образце не позволил определить его элементный состав.

Элементный состав в пересчете на вес, полученный в результате сканирования четырех кристаллов титаномагнетита в образце В7-861/50 говорит о том, что отношение массы титана к массе железа лежит в диапазоне 0.113-0.137, что соответствует содержанию титана в титаномагнетите $X \sim 0.32-0.45$ и температуре Кюри $T_c \sim 275-320^\circ\text{C}$. Эти расчетные температуры Кюри совпадают с температурами, полученными по ТМА, что подтверждает вывод о том, что основным носителем NRM и в этом образце являются зерна титаномагнетита.

Выводы: Благодаря интеграции академической и вузовской науки изучены особенности намагниченности горных пород, слагающих постройки позднекайнозойских подводных вулканов островных дуг западной части Тихого океана.

1. Сравнительный анализ магнитных свойств пород показал, что они сильно дифференцированы по величине NRM и К. Наибольшими значениями естественной остаточной намагниченности NRM обладают афировые андезибазальты вулкана Эсмеральда (обр. В4-6/1), а наименьшими – порфиновые андезибазальты вулкана Юбилейный (обр. В24-31/4), наибольшими значениями магнитной восприимчивости К обладают порфиновые базальты вулкана Григорьева (обр. В11-52/22) и наименьшими – афировые андезибазальты вулкана Эсмеральда (В4-5/2).

2. Все исследуемые образцы слабо магнитно изотропны и в них присутствуют относительно низкокоэрцитивные магнитные минералы. Основными носителями намагниченности в изученных породах являются зёрна титаномагнетита различной доменной структуры. Следует отметить, что высокие величины NRM, полученные для образцов В4-5/2, В4-6/1 (вулкан Эсмеральда) обусловлены, в основном, однодоменной структурой зерен титаномагнетита, что совпадает с результатами изучения сильномагнитных базальтов, драгированных в рифтовой зоне Красного моря [4]. В образце В13-17/1 (вулкан Фукудзин) основным носителем намагниченности является магнетит. Можно предположить, что в этом образце окисление исходного титаномагнетита уже прошло в естественных условиях.

3. Полученные данные в дальнейшем могут быть использованы как при выяснении особенностей и сравнительном анализе намагниченности горных пород, слагающих молодые подводные вулканические постройки, так и при интерпретации материалов геомагнитных исследований Мирового океана.

4. Не вызывает сомнений целесообразность дальнейшей интеграции академической и вузовской науки при изучении коллекций горных пород, драгированных на подводных вулканах в рейсах НИС «Вулканолог», для решения фундаментальных и прикладных задач.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 12-05-00156-а).

Литература:

1. Рашидов В.А. Геомагнитные исследования при изучении подводных вулканов островных дуг и окраинных морей западной части Тихого океана. Автореф. дисс. канд. технич. наук. Петропавловск-Камчатский, 2010. 27 с.
2. Шрейдер А. А., Римский-Корсаков Н.А., Трухин В.И. Детальные геомагнитные исследования рифтовой зоны на юге Красного моря // Океанология. 1982. Т. 22. № 3. С. 439-445.
3. Трухин В.И., Максимочкин В.И., Жилева В.А. и др. Магнитные свойства базальтов и геодинамические особенности рифтовой зоны юга Красного моря // Физика Земли. 2006. № 11. С. 70-83.
4. Курочкина Е.С. Магнитные свойства подводных базальтов и эволюция рифтовой зоны Красного моря. Автореф. дисс. канд. физ.-мат. наук. М.: МГУ, 2007. 23 с.

5. Природа магнитных аномалий и строение океанической коры / Отв. ред. А.М. Городницкий. М.: ВНИРО, 1996. 283 с.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТИПОВЫХ АППРОКСИМИРУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗАДАЧАХ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Пятаков Ю.В.

Воронежский государственный университет инженерных технологий

Построение физико-геологических моделей обычно осуществляется при большом дефиците априорных данных. В этих условиях приходится обращаться к различным методам прогноза строения геологических структур Земли. Так в работе [1] при построении моделей используются общие тектонические концепции об образовании и истории развития земной коры и верхней мантии. В работе [2] при оценке прогнозных ресурсов нефтегазоносных территорий методами палеотемпературного моделирования, в качестве структурно-вещественной основы для решения задач, используются результаты геоплотностного моделирования, полученные на базе методов [3]. Аналогично, результаты, полученные с помощью методов моделирования гравитационного поля [3], используются при оценке напряженно-деформированного состояния тектоносферы Земли в работе [4].

Развитие данного подхода тесно связано с проблемой решения прямых задач – задач определения соответствующих элементов поля по заданному распределению физических параметров, характеризующих определенные свойства изучаемой геологической среды (плотность, намагниченность, теплопроводность, упругость, вязкость и др.),

Подходы к построению алгоритмов вычисления геофизических полей во многом определяются аппроксимационными моделями, принятыми при описании возмущающих масс. Одним из способов такого описания является представление моделируемых объектов с помощью системы типовых трехмерных аппроксимирующих элементов [5-8]. Использование данных элементов позволяет моделировать разные геофизические поля при едином общем структурном представлении геологической среды, что представляется удобным, поскольку позволяет использовать построенные алгоритмы решения прямых задач в решении задач совместной (комплексной) интерпретации геофизических полей.

Ведущими методами при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии являются сейсмический и гравитационный. Поэтому комплексной интерпретации этих двух методов обычно уделяется наибольшее внимание. В качестве фундаментальной модели при изучении процессов образования и распространения сейсмических волн обычно используется модель неоднородной упругой среды, поэтому в настоящей работе рассмотрен алгоритм решения прямой задачи динамической теории упругости для неоднородной трехмерной среды.

Постановка прямой задачи динамической теории упругости

Моделируемую среду D будем представлять в виде совокупности аппроксимирующих тел – вертикальных призм D_n , $n=1,2,\dots,N$ с произвольными верхним и нижним основаниями [8], каждая из которых имеет постоянные значения плотности ρ_n и постоянные значения коэффициентов Ламэ λ_n и μ_n .

Пусть S_1 - граница области D ($S_1 = \partial D$). Тогда ее можно представить совокупностью элементарных поверхностей S_i^1 ($S_1 = \bigcup_{i=1}^{N_1} S_i^1$), каждая из которых является частью границы ∂D_m

($S_i^1 = S_1 \cap \partial D_m$) некоторых аппроксимирующих тел D_m . Поставим в соответствие каждой поверхности S_i^1 значения параметров ρ_m , λ_m и μ_m тела D_m и введем следующие обозначения $\rho_i^{(1)} = \rho_m$, $\lambda_i^{(1)} = \lambda_m$, $\mu_i^{(1)} = \mu_m$.

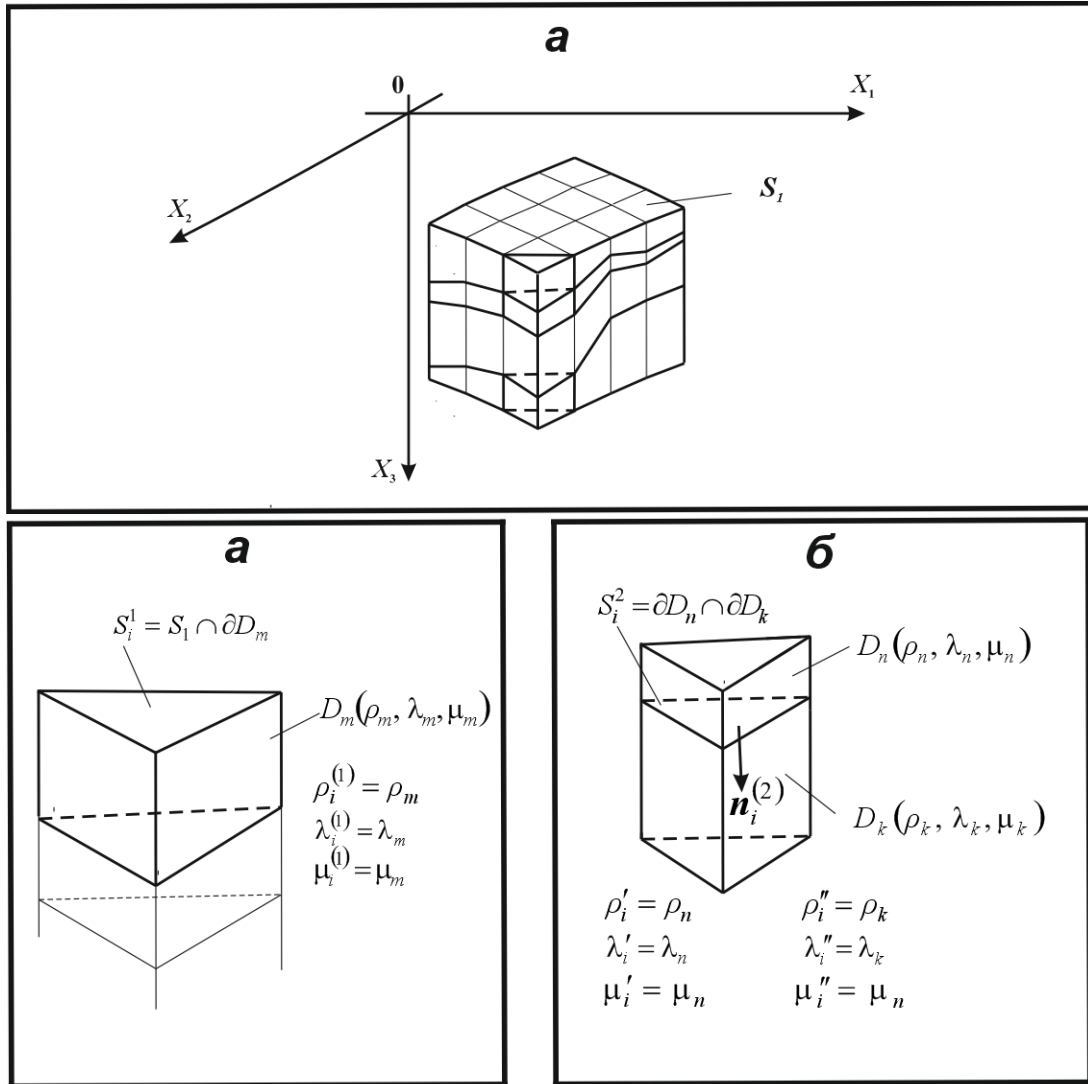


Рис. 1. К постановке прямой задачи динамической теории упругости: а) фрагмент моделируемого объема; б) определение системы элементарных поверхностей S_i^1 ; в) определение системы элементарных поверхностей S_i^2 .

Аналогично, обозначим через S_2 совокупность элементарных поверхностей S_i^2 ($S_2 = \bigcup_{i=1}^{N_2} S_i^2$), каждая из которых является поверхностью контакта некоторых смежных тел D_n и D_k : $S_i^2 = \partial D_n \cap \partial D_k$, $n \neq k$. На площадке S_i^2 выберем произвольным образом одно из двух возможных направлений вектора нормали к S_i^2 и обозначим его через $\mathbf{n}_i^{(2)}$ (см. рис. 1в). Пусть D_n - тело, для которого $\mathbf{n}_i^{(2)}$ совпадает с вектором внешней нормали к ∂D_n . Введем обозначения: $\rho'_i = \rho_n$, $\rho''_i = \rho_k$, $\lambda'_i = \lambda_n$, $\lambda''_i = \lambda_k$, $\mu'_i = \mu_n$, $\mu''_i = \mu_k$.

В качестве математической модели задачи будем рассматривать систему линейных дифференциальных уравнений динамической теории упругости:

$$\rho \cdot \partial^2 \mathbf{u}(t, \mathbf{x}) / \partial t^2 = (\lambda_n + \mu_n) \text{grad div} \mathbf{u}(t, \mathbf{x}) + \mu_n \nabla^2 \mathbf{u}(t, \mathbf{x}), \quad \mathbf{x} \in D_n, \quad (1)$$

где $\mathbf{u}(t, \mathbf{x})$ - вектор смещения среды в точке $\mathbf{x}$ в момент времени t ; λ_n и μ_n - постоянные Ламэ, определяемые упругими свойствами среды; ρ_n - плотность.

Будем считать, известным в начальный момент времени $t=0$ значение вектора смещения:

$$\lim_{t \rightarrow 0} \mathbf{u}(t, \mathbf{x}) = \mathbf{u}_n^{(0)}(\mathbf{x}), \quad \mathbf{x} \in D_n. \quad (2)$$

и его производной по времени t

$$\lim_{t \rightarrow 0} \partial \mathbf{u}(t, \mathbf{x}) / \partial t = \mathbf{u}_n^{(1)}(\mathbf{x}), \quad \mathbf{x} \in D_n. \quad (3)$$

На поверхности $S_1 = \bigcup_{i=1}^{N_1} S_i^1$ будем считать заданными граничные условия следующего

вида:

$$T(\mu_i^{(1)}, \lambda_i^{(1)}, \mathbf{u}(t, \mathbf{x}), \mathbf{n}(\mathbf{x})) = \mathbf{q}(t, \mathbf{x}), \quad \mathbf{x} \in S_i^1, i=1, 2, \dots, N_1, \quad (4)$$

здесь символом $T(\mu_i^{(1)}, \lambda_i^{(1)}, \mathbf{u}(t, \mathbf{x}), \mathbf{n}(\mathbf{x}))$ обозначен вектор поверхностных сил (напряжений), действующий на бесконечно малый элемент dS поверхности S_i^1 в точке $\mathbf{x}$: $T(\mu_i^{(1)}, \lambda_i^{(1)}, \mathbf{u}(t, \mathbf{x}), \mathbf{n}(\mathbf{x})) = \|\tau_{mn}(\mu_i^{(1)}, \lambda_i^{(1)}, \mathbf{u}(t, \mathbf{x}))\|_{3 \times 3} \cdot \mathbf{n}(\mathbf{x})$; $\|\tau_{mn}(\mu_i^{(1)}, \lambda_i^{(1)}, \mathbf{u}(t, \mathbf{x}))\|_{3 \times 3}$ - матрица, элементами которой являются компоненты напряжений, определяемые соотношениями:

$$\tau_{mn}(\mu_i^{(1)}, \lambda_i^{(1)}, \mathbf{u}(t, \mathbf{x})) = \mu_i^{(1)} (\partial u_m / \partial x_n + \partial u_n / \partial x_m) + \delta_{mn} \cdot \lambda_i^{(1)} \cdot \text{div} \mathbf{u}(t, \mathbf{x}), \quad \text{где } \delta_{ij} - \text{символ Кронекера.}$$

- на поверхности контактов $S_2 = \bigcup_{i=1}^{N_2} S_i^2$ ($S_i^2 = \partial D_n \cap \partial D_k$) смежных областей D_n и D_k считаем заданными условия [9]:

$$\lim_{\mathbf{x}' \rightarrow \mathbf{x}} \mathbf{u}(t, \mathbf{x}') - \lim_{\mathbf{x}'' \rightarrow \mathbf{x}} \mathbf{u}(t, \mathbf{x}'') = \mathbf{f}_1(t, \mathbf{x}), \quad (5)$$

$$\lim_{\mathbf{x}' \rightarrow \mathbf{x}} T(\mu_i', \lambda_i', \mathbf{u}(t, \mathbf{x}'), \mathbf{n}_i^{(2)}(\mathbf{x}')) - \lim_{\mathbf{x}'' \rightarrow \mathbf{x}} T(\mu_i'', \lambda_i'', \mathbf{u}(t, \mathbf{x}''), \mathbf{n}_i^{(2)}(\mathbf{x}'')) = \mathbf{f}_2(t, \mathbf{x}), \quad (6)$$

где $\mathbf{x}' \in D_n$, $\mathbf{x}'' \in D_k$. При $\mathbf{f}_1(t, \mathbf{x}) = \mathbf{0}$, $\mathbf{f}_2(t, \mathbf{x}) = \mathbf{0}$ условия (5), (6) соответствуют условию непрерывности смещений и напряжений на поверхности контактов смежных областей.

Под решением прямой задачи динамической теории упругости будем понимать решение задачи нахождения функции $\mathbf{u}(t, \mathbf{x})$, удовлетворяющей соотношениям (1)-(6).

Решение прямой задачи динамической теории упругости

Введем в рассмотрение дифференциальный оператор

$$A_n(\mathbf{u}(t, \mathbf{x})) \equiv \partial^2 \mathbf{u}(t, \mathbf{x}) / \partial t^2 - \mu_n / \rho_n \nabla^2 \mathbf{u}(t, \mathbf{x}) - (\lambda_n + \mu_n) / \rho_n \cdot \text{grad div} \mathbf{u}(t, \mathbf{x}).$$

В этом случае уравнения (1) можно записать в следующем виде:

$$A_n(\mathbf{u}(t, \mathbf{x})) = 0, \quad \mathbf{x} \in D_n, \quad (7)$$

На основании второй формулы Грина:

$$\begin{aligned} & \int_0^t \int_{D_n} A_n(G_n(t-\tau, \mathbf{x}-\xi)) \mathbf{u}(\tau, \xi) - G_n(t-\tau, \mathbf{x}-\xi) A_n(\mathbf{u}(\tau, \xi)) d\xi V d\tau = \\ & \frac{\partial}{\partial t} \int_{D_n} \mathbf{u}_n^{(0)}(\xi) G_n(t, \mathbf{x}-\xi) d\xi V + \int_{D_n} \mathbf{u}_n^{(1)}(\xi) G_n(t, \mathbf{x}-\xi) d\xi V + \\ & \int_0^t \int_{\partial D_n} T_n(G_n(t-\tau, \mathbf{x}-\xi), \mathbf{n}) \cdot \mathbf{u}(\tau, \xi) d\xi S d\tau - \int_0^t \int_{\partial D_n} G_n(t-\tau, \mathbf{x}-\xi) \cdot \mathbf{q}(\tau, \xi) d\xi S d\tau \end{aligned} \quad (8)$$

Здесь $\mathbf{n} = \mathbf{n}(\xi)$ - вектор внешней нормали к ∂D_n ; $\mathbf{u}_n^{(0)}(\xi)$, $\mathbf{u}_n^{(1)}(\xi)$ - распределение векторов смещений и их производных в области D_n в начальный момент времени $t=0$; $\mathbf{q}(\tau, \xi)$ - вектор напряжений, действующих в момент времени τ на элемент $d\xi S$ поверхности ∂D_n ;

$G_n(t-\tau, \mathbf{x}-\xi) = \| \mathbf{g}_1(t-\tau, \mathbf{x}-\xi), \mathbf{g}_2(t-\tau, \mathbf{x}-\xi), \mathbf{g}_3(t-\tau, \mathbf{x}-\xi) \|$ - симметричная матрица, столбцы которой - вектора $\mathbf{g}_i^n(t-\tau, \mathbf{x}-\xi)$ представляют собой фундаментальное решение систем уравнений

$$A_n(\mathbf{g}_i^n(t-\tau, \mathbf{x}-\xi)) = \delta(t-\tau) \cdot \delta(\mathbf{x}-\xi) \cdot \mathbf{i}, \quad (9)$$

$$g_{ki}^n(t-\tau, \mathbf{x}-\xi) = \frac{1}{4\pi\rho_n^2} \left\{ \frac{\delta_{ki}}{R} \delta(\gamma_s) + v_s^2 \cdot \frac{\partial^2}{\partial x_k \partial x_i} \left[\frac{\eta(\gamma_s) - \eta(\gamma_p)}{R} \right] \right\}$$

$R = |\mathbf{x}-\xi|$; $\gamma_s = t-\tau-R/v_s$; $\gamma_p = t-\tau-R/v_p$; $\eta(\gamma) = 0$, при $\gamma < 0$ и $\eta(\gamma) = \gamma$, при $\gamma > 0$; $\delta(x)$ - функция Дирака; δ_{ki} - символ Кронекера; $v_p = \sqrt{(\lambda_n + 2\mu_n)/\rho_n}$ - скорость распространения продольной волны P ; $v_s = \sqrt{\mu_n/\rho_n}$ - скорость распространения поперечной волны S в D_n .

Если функция $\mathbf{u}(t, \mathbf{x})$ удовлетворяет уравнению (7), то, на основании (9), из тождества (8) получим соотношение:

$$k_n(\mathbf{x})\mathbf{u}(t, \mathbf{x}) = \int_0^t \int_{\partial D_n} T_n(G_n(t-\tau, \mathbf{x}-\xi), \mathbf{n}) \cdot \mathbf{u}(\tau, \xi) d_\xi S d\tau -$$

$$\int_0^t \int_{\partial D_n} G_n(t-\tau, \mathbf{x}-\xi) \cdot \mathbf{q}(\tau, \xi) d_\xi S d\tau + \frac{\partial}{\partial t} \int_{D_n} \mathbf{u}_n^{(0)}(\xi) G_n(t, \mathbf{x}-\xi) d_\xi V + \int_{D_n} \mathbf{u}_n^{(1)}(\xi) G_n(t, \mathbf{x}-\xi) d_\xi V$$

где $k_n(\mathbf{x}) = 1$, при $\mathbf{x} \in D_n$ и $k_n(\mathbf{x}) = 0$, при $\mathbf{x} \notin D_n$

Просуммировав соотношения (10) по всем областям D_n , $n=1, 2, \dots, N$, получим выражение для функции $\mathbf{u}(t, \mathbf{x})$ в виде:

$$\mathbf{u}(t, \mathbf{x}) = \mathbf{u}_1(t, \mathbf{x}) + \mathbf{u}_2(t, \mathbf{x}) + \mathbf{u}_3(t, \mathbf{x}), \mathbf{x} \in D, \quad (11)$$

где, с учетом введенных обозначений,

$$\mathbf{u}_1(t, \mathbf{x}) = \frac{\partial}{\partial t} \sum_{n=1}^N \int_{D_n} \mathbf{u}_n^{(0)}(\xi) G_n(t, \mathbf{x}-\xi) d_\xi V + \sum_{n=1}^N \int_{D_n} \mathbf{u}_n^{(1)}(\xi) G_n(t, \mathbf{x}-\xi) d_\xi V, \quad (12)$$

$$\mathbf{u}_2(t, \mathbf{x}) =$$

$$- \sum_{i=1}^{N_1} \int_0^t \int_{S_i^1} G_i(t-\tau, \mathbf{x}-\xi) \cdot \mathbf{q}_i^{(1)}(\tau, \xi) d_\xi S d\tau - \sum_{i=1}^{N_2} \int_0^t \int_{S_i^2} [G_i'(t-\tau, \mathbf{x}-\xi) - G_i''(t-\tau, \mathbf{x}-\xi)] \cdot \mathbf{q}_i^{(2)}(\tau, \xi) d_\xi S d\tau, \quad (13)$$

$$\mathbf{u}_3(t, \mathbf{x}) =$$

$$\sum_{i=1}^{N_1} \int_0^t \int_{S_i^1} T_i(G_i(t-\tau, \mathbf{x}-\xi), \mathbf{n}) \mathbf{u}_i(\tau, \xi) d_\xi S d\tau + \sum_{i=1}^{N_2} \int_0^t \int_{S_i^2} [T_i'(G_i(t-\tau, \mathbf{x}-\xi), \mathbf{n}) - T_i''(G_i(t-\tau, \mathbf{x}-\xi), \mathbf{n})] \mathbf{u}_i(\tau, \xi) d_\xi S d\tau. \quad (14)$$

Значения смещений $\mathbf{u}_i(\tau, \xi)$ на границе S_1 , и поверхности контакта S_2 , напряжений $\mathbf{q}_i^{(2)}(\tau, \xi)$ на поверхности контакта S_2 определяются путем решения системы сингулярных интегральных уравнений [9], получаемых подстановкой (11)-(14) в условия (4)-(6).

Литература:

1. Гордин В.М., Михайлов В.О., Мясников В.П. Перспективы интерпретации гравитационных аномалий с использованием механических моделей структурообразования // Тр. IV Общесмоковского семинара по теории и практике интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Москва, 1976. С.1-15.
2. Исаев В.И., Старостенко В.И. Оценка нефтегазоматеринского потенциала осадочных бассейнов Дальневосточного региона по данным гравиметрии и геотермии // Геофизический журнал. - 2004. - Т. 26. - № 2. - С.46-61.
3. Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. - Киев: Наукова думка. - 1978. - 227 с.
4. Маслов Л.А., Косыгин В.Ю., Комова О.С. Изучение глубинных геодинамических процессов в Курило-Камчатской зоне перехода на основе её плотностных моделей // Тихоокеан. геология. - 1988. - №2. С.3-10

5. Страхов В.Н., Лапина М.Н. Прямые задачи гравиметрии и магнитометрии для однородных многогранников // Геофизический журнал. – 1986. – Т. 8. – № 6. – С. 20–31.
6. Старостенко В.И., Легостаева О.В. Прямая задача гравиметрии для неоднородной произвольно усеченной вертикальной прямоугольной призмы // Физика Земли. – 1998. – № 12. – С. 31–44.
7. Пятаков Ю.В., Косыгин В.Ю. Интегральные уравнения в пространственных задачах динамики сильно вязких неоднородных сред. – Хабаровск: Изд-во «Импульс-Восток», – 2009. – 224 с.
8. Пятаков Ю.В., Исаев В.И., Косыгин В.Ю. Методы теории потенциала при решении прямых задач гравиметрии и геодинамики трехмерных неоднородных сред// Известия Томского политехнического университета – 2012. – Т. 321. – № 1. – С. 76–83.
9. Трёхмерные задачи математической теории упругости и термоупругости / Под ред. В.Д. Купрадзе. – М.: Наука, 1976. – 664 с.

ГАЙОТ ГОРДИНА В ГИС «МАГЕЛЛАНОВЫ ГОРЫ ТИХОГО ОКЕАНА»

**Рашидов В.А.¹, Жулёва Е.В.², Мельников М.Е.³, Седышева Т.Е.¹, Плетнев С.П.⁴,
Акманова Д.Р.³, Чесалова Е.И.⁵, Асавин А.М.⁶**

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;*

² *Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, г. Москва;*

³ *ГНЦ «Южморгеология», г. Геленджик;*

⁴ *Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Владивосток;*

⁵ *Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва;*

⁶ *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва*

Магеллановы горы Тихого океана (рис. 1) образовались в ходе мелового вулканизма и в процессе геолого-геоморфологической эволюции преобразовались в гайоты, на вершинах и склонах которых широко развиты железомарганцевые образования (ЖМО) – конкреции и корки.

Гайоты возвышаются над относительно ровным дном Восточно-Марианской котловины с глубинами ~ 5500–6000 м на высоту до 4500–4800 м и достигают глубинных отметок 1200–1300 м. Нередко на одном основании находятся 2-3 гайота. До глубинных отметок ~ 1600 м привершинные части гайотов гладкие и осложнены лишь одиночными холмами и грядами с относительной высотой 50-200 м. На больших глубинах они становятся более расчлененными. Вершины гайотов субгоризонтальны, а их размер в поперечнике достигает 50 км. Средние размеры оснований гайотов - около 75 км.

В последние 30 лет Магеллановы горы являются объектом непрерывных исследований отечественных и иностранных специалистов [1-16]. В районе Магеллановых гор пробурены скважины глубоководного бурения и выполнен значительный объем геолого-геофизических работ.

Гайоты Магеллановых гор сложены щелочными и толеитовыми базальтами, гавайитами, анкарамитами, базанитами, трахибазальтами, океанитами, пикритами, рифогенными известняками и фосфаритами. Для района Магеллановых гор характерно «нормальное» осадконакопление с биогенным карбонатным материалом на глубинах менее 3900-4000 м, смешанный характер осадков с колебаниями карбонатности в зоне карбонатной компенсации и глубоководные «красные» глины на глубинах более 4000 м. В гравитационном поле гайотам соответствуют положительные аномалии в редукции свободного воздуха и отрицательные в редукции Буге. В магнитном поле гайоты отображаются интенсивными, до 900-1000 нТл, отрицательными аномалиями, осложненными положительными пиками над вершинами гайотов.



Рис. 1. Магеллановы горы Тихого океана: 1 – изобаты; 2 – скважины глубоководного бурения.

ЖМО Магеллановых гор представлены минеральной ассоциацией гидроокислов железа и марганца, образованной в результате гидрогенных процессов с возможным участием гидротермальных, гальмиролитических, диагенетических процессов. Они развиты на глубинах 1200-5000 м. Субстратом для корок являются все виды пород, опробованных на гайотах, а толщина их достигает 24 см, при среднем значении 6.5 см. По своему составу корки являются полиминеральными образованиями и относятся к богатым кобальтмарганцевым рудам [5].

В настоящее время важным направлением интегрированного анализа данных по Магеллановым горам Тихого океана для детального исследования пространственно-временных особенностей проявления вулканизма и выявления закономерностей распределения ЖМО в этом районе является создание геоинформационной системы (ГИС) «Магеллановы горы Тихого океана», объединяющей информацию по отдельным гайотам.

При создании ГИС используется разработанный тематический стандарт метаданных по рельефу подводных гор [17]. Предложенная система описания подводных гор, продемонстрирована на примере гайота Гордина.

Гайот Гордина (синоним гайот МА-11), названный в честь выдающегося ученого, исследователя геофизических полей океанов Валерия Михайловича Гордина, входит в северо-западное звено Магеллановых гор и образует единый вулканотектонический массив с гайотами Говорова, Скорняковой, Ильичева, Коцебу и Вулканолог (рис. 1). Имя В.М.

Гордина было присвоено гайоту в 2007 году на XX сессии Подкомитета по географическим названиям и номенклатуре форм подводного рельефа по программе создания Генеральной Международной карты океанов (ГЕБКО).

Гайот Гордина был изучен в рейсах НИС «Академик Александр Несмеянов», «Академик Мстислав Келдыш», «Морской геолог» и «Геленджик» [1-4, 10, 12].

Были проведены батиметрическая съемка, сейсмоакустическое профилирование, гидромагнитная съемка, грунтографическое профилирование, фотопрофилирование и геологическое опробование.

Аномальное магнитное поле, развитое над гайотом Гордина (рис. 2), имеет вид, характерный для большинства гайотов Магеллановых гор [1, 3, 8-13].

На вершине гайота установлено наличие «шапки» фораминиферовых илов [4]. В интервале глубин 1400-4800 м гайот сложен вулканическими породами основного состава и слабо уплотненными осадочными отложениями. С выположенных участков склонов подняты железомарганцевые конкреции. В ядрах конкреций содержатся обломки базальтов и фосфоритов [3]. Вулканические породы представлены базальтами, агломератовыми лавами, автобрекчиями и туфами основного состава [2]. Различаются оливин-плагиоклазовые, оливин-пироксен-плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые базальты. В небольшом количестве встречены гиалобазальты. Вулканогенно-осадочные и осадочные породы представлены туфопесчаниками, вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами [2]. Драгированы планктоногенные и рифогенные известняки.

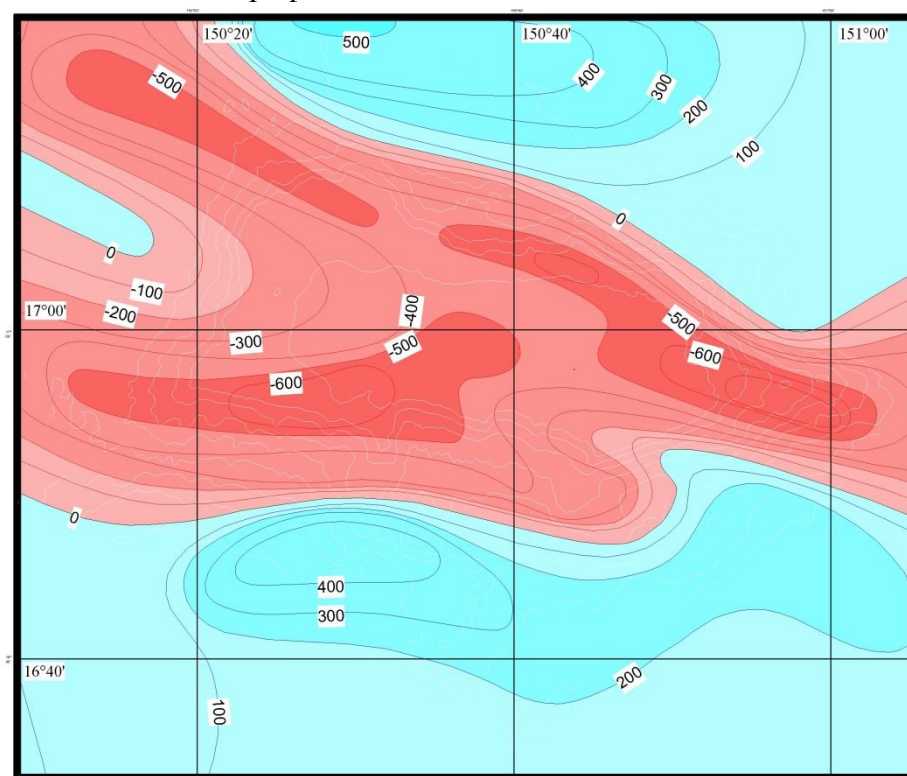


Рис. 2. Аномальное магнитное поле (ΔT) гайота Гордина.

Система оруденения гайота Гордина сходна с оруденением других гайотов Магеллановых гор. Потенциальная рудная площадь охватывает кольцо периферические участки вершинной поверхности и верхние части склонов гайота. Центром зональности является обширная безрудная зона развития рыхлых карбонатных осадков на вершинном плато. Кольцо коркового оруденения, в соответствии с формой гайота, уплотнено в широтном направлении. Безрудная зона, судя по карте амплитуд обратно рассеянного сигнала многолучевого эхолота, занимает 88 % поверхности плато. Осадки на многих

участках выходят непосредственно к бровке, на остальных ширина полосы оруденения перед бровкой составляет 200-1000 м, в районе промоин – 2-3 км. В западной части плато отмечены острова оруденения площадью 3.0-12.5 км², приуроченные к поверхностям вулканических мезоформ. Конкреционные образования создают небольшие самостоятельные поля площадью 3-5 км² в южной части плато перед бровкой.

По данным фотопрофилирования рудные образования в краевой части плато представлены ненарушенными или слабонарушенными покровами корок в существенной (40-80 %) степени присыпанные рыхлыми осадками. Сферические конкреции фракций 2-5 см создают небольшие поля с весовой продуктивностью 3-10 кг/м².

Мощность драгированных железомарганцевых корок изменяется от 2.8 до 9.7 см. Некоторые опробованные корки не имели субстрата, а для других субстратом явились эдафогенные брекчии и известняки.

На склонах гайота широко развиты оползневые процессы. Участки крутизной от 15° до 20° характеризуются как слабо дезинтегрированные коренные склоны оползания обломочного материала. На участках крутизной от 10° до 15° дезинтегрированные коренные склоны перекрыты прерывистым чехлом эдафогенного обломочного материала, мощность которого увеличивается на участках крутизной от 7° до 10° с образованием маломощного чехла рыхлых осадков. А участки крутизной от 4° до 7° характеризуются как склоны подводно-оползневого и морского осадконакопления. Структурные линии на склонах гайота прочерчиваются осями гребней 1-го и 2-го порядка и осевыми линиями ложбин 1-го и 2-го порядка.

Полученные фактические данные позволяют составить следующее описание гайота:

№	Название	Английское обозначение	Содержание признака
1	Номер	NUMBER	1
2	Название	SEAMOUNT_NAME1	Гайот Гордина (МА-11)
3	Международное название	SEAMOUNT_NAME2	Gordin
4	Название горной системы	SEAMOUNT_SYSTEME NAME	Магеллановы горы
5	Тип горы	SEAMOUNT_SHAPE	гайот
6	Географические координаты	LATITUDE	16°58,3' с.ш.
		LONGITUDE	150°43,9' в.д.
7	Приуроченность к форме рельефа дна	LOCATION	Восточно-Марианская котловина
8	Батиметрические характеристики	DEPTH_SUMMIT	2000 м (min 1274 м)
		DEPTH_BASIS	3700-5000 м
9	Морфометрические характеристики	SEAMOUNT_HEIGHT	3000 м
		BASIS_AREA	88 × 55 = 4840 км ²
		BASIS_EXTENSION	0.625
		BASIS_AZIMUT	98°
10	Возраст	SEAMOUNT_AGE	K ₁
		METHOD_AGE	палеонтологический
		PLATE_AGE	170 млн. лет
11	Геолого-геофизическая изученность	SAMPLING	НИС «Академик Александр Несмеянов», рейс № 1, 1983 г.; НИС «Академик Мстислав Келдыш», рейс № 9, 1986 г.; НИС «Морской геолог», рейс № 6, 1986-1987 гг.; НИС «Морской геолог», рейс № 8, 1987-1988 гг.; НИС «Геленджик», 2006-2007 гг.
12	Рудные образования	ORE_FORMATIONS	железомарганцевые конкреции и корки
13	Извержения	ERUPTION AGE	

		ACTIVITY TYPE			
14	Эрозионно-абразионные террасы	TERRACE_DEPTH	3000 -3500 м	2500-3000 м	3000 – 3500 м
		TERRACE_WIDTH			
		TERRACE_HIGHLY			
		SLOPE	С	СВ	СВ
15	Олистостромы	LANDSLIDES_TYPE	подводные оползни		
		LANDSLIDES_SIZE			
16	Библиография	BIBLIOGRAPHY	Гайоты..., 1995; Железо-марганцевые..., 1990; Мельников, 2005; Рашидов и др., 2009		

Предложенная система описания подводных гор, продемонстрированная на примере гайота Гордина, упрощает процесс организации и хранения данных, полученных в ходе различных рейсов и комплексных исследований. Фактические материалы о строении гайота Гордина войдут неотъемлемой составной частью в ГИС «Магеллановы горы Тихого океана».

Интегрированный анализ имеющихся оригинальных данных, полученных в ходе проведения геоморфологических и геолого-геофизических исследований, а также доступных литературных источников и материалов из сети Интернет, позволит провести методами ГИС-технологий оценку пространственно-временных особенностей проявления вулканизма, выявить закономерности распределения железомарганцевых образований и создать модель геоморфологической эволюции Магеллановых гор.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 12-05-00974-а).

Литература:

1. Брусиловский Ю.В., Городницкий А.М., Соколов В.А. Вулканотектоническая эволюция Магеллановых подводных гор в свете их геомагнитного изучения // Геотектоника. 1992. № 5. С. 96-106.
2. Васильев Б. И., Евланов Ю. Б., Симоненко В. П. К геологическому строению Магеллановых гор Тихого океана // Тихоокеанская геология. 1985. № 3. С. 97-101.
3. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Ю.Г. Волохин, М.Е. Мельников, Э.Л. Школьник и др. М.: Наука, 1995. 368 с.
4. Железо-марганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана / Ю.А. Богданов, О.Г. Сорохтин, Л.П. Зоненшайн и др. М.: Наука, 1990. 229 с.
5. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. – Геленджик: ФГУГП ГНЦ «Южморгеология», 2005. 230 с.
6. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Басов И.А. и др. Новые геологические и палеонтологические данные по гайоту Федорова (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 2006, Т. 25. № 1. С. 3-13.
7. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Басов И.А. и др. Новые геологические и палеонтологические данные по гайоту Альба (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 3. С. 65-74.
8. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Басов И.А. Седышева Т.Е. Новые данные о морфологии и геологическом строении гайота Грамберга (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 4. С. 105-115.
9. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Седышева Т.Е. и др. Первые данные о строении гайота Бутакова, Магеллановы горы, Тихий океан // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 1. Вып. 19. С. 78-97.
10. Рашидов В.А. Магеллановы горы (Тихий океан): состояние геологической изученности // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2006. № 2. С. 13-20.
11. Рашидов В.А., Долгаль А.С., Новикова П.Н. Геомагнитные исследования гайотов Вулканолог и Коцебу (Магеллановы горы, Тихий океан) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 1. Вып. 13. С. 98-106.
12. Рашидов В.А., Невретдинов Э.Б., Селянгин О.Б., Невретдинов Эр.Б. Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых гор Тихого океана // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 1. С. 103-126.
13. Koppers A.A.P., Staudigel H., Pringle M.S., Wijbrans J.R. Shortlived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism? // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. Vol. 4. № 10. P. 1-49.
14. Lee T.-G., Hein J.R., Lee K., Moon J.-W., Ko Y.T. Sub-seafloor acoustic characterization of seamounts near the Ogasawara Fracture Zone in the western Pacific using chirp (3–7 kHz) subbottom profiles // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers: Oceanographic Research Papers. 2005. Vol.52. № 10. P. 1936-1952.

15. Lee T.-G., Lee S.-M., Moon J.-W., Lee K. Paleomagnetic investigation of seamounts in the vicinity of Ogasawara Fracture in the northwestern of the Marshall Islands, western Pacific // Earth Planets Space. 2003. V. 55. P. 355-360.
16. Lee T.-G., Lee S.-M., Moon J.-W., Jung M.-S. Three-dimensional flexure modelling of seamounts near the Ogasawara Fracture Zone in the western Pacific // Geophysical Journal International. 2009. Vol. 177. № 1. P. 247-258.
17. Асавин А.М., Жулёва Е.В. Основы построения стандарта метаданных по рельефу подводных гор // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 2. Вып. № 14. С. 143-152.

МОЛОДЕЖНЫЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЕ ЛАГЕРЯ «ГЕОФИЗИК» В ПРИРОДНОМ ПАРКЕ «НАЛЫЧЕВО» (КАМЧАТКА)

Рашидов В.А.¹, Фирстов П.П.^{1,2}, Делемень И.Ф.^{1,3}

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия;*

²*Камчатский филиал ГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия;*

³*Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга г. Петропавловск-Камчатский, Россия*

В 2010 и 2012 гг. сотрудниками Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН, Камчатского филиала Геофизической службы РАН совместно с преподавателями, аспирантами, выпускниками и студентами Камчатского государственного университета (КамГУ) им. Витуса Беринга в рамках Молодежных научно-исследовательских лагерей «Геофизик-10» и «Геофизик-12» были выполнены комплексные геофизические исследования в центральной части Природного парка «Налычево» для изучения локальных термальных площадок Налычевской гидротермальной системы.

В процессе проведения работ были изученные термальные площадки «Котел» и «Грифон Иванова» (рис. 1), а также «Желтореченская» (рис. 2) и «Первая лужа» (рис. 3), являющиеся частью Налычевской гидротермальной системы.



Рис. 1. Термальные площадки «Котел» и «Грифон Иванова». Фото В.А. Рашидова.

Воды трещинной Налычевской гидротермальной системы относятся к углекислым хлоридно-натриевым с повышенным содержанием мышьяка и бора, которые при излиянии образуют травертины из кальцита и арагонита с окислами железа и мышьяковистыми минералами [1-3]. Процесс образования травертинов в зоне разгрузки Налычевских термальных вод продолжается 15-20 тыс. лет [3].

Район работ является достаточно легкодоступным: ~ 25 минут полета на вертолете, или ~ 7 часов поездки на автомобиле по лесной дороге с форсированием нескольких рек и дальнейшим пешим переходом протяженностью ~ 1.5 км через болотистое место.



Рис. 2. Термальная площадка «Желтореченская». Фото В.А. Рашидова.



Рис. 3. Термальная площадка «Первая лужа». Фото В.А. Рашидова.

Во время проведения лагерей участники проживают в комфортабельных помещениях, постоянно обеспечены термальной водой, имеют неограниченный доступ к оборудованным купальням, а в вечернее время в жилые помещения подается электроэнергия, более или менее достаточная для зарядки геофизической аппаратуры, персональных компьютеров и фотоаппаратов.

Кроме того, участники лагеря имеют возможность повышать свою эрудицию, общаясь перманентно с разнообразными специалистами, как из России, так и других стран, которые посещают Природный парк Налычево в качестве туристов. Например, в 2010 г. в научно-исследовательских работах принимали посильное участие российский физик из г. Вилючинска, израильский биолог и швейцарский геофизик, а в 2012 г. – географ из Москвы и учителя из Словакии.

Финансирование работы лагерей осуществлялось КамГУ им. Витуса Беринга. ИВиС ДВО РАН предоставлял транспорт и аппаратуру для проведения работ. Обеспечение полевым снаряжением проводилось участниками лагерей самостоятельно.

Комплекс геофизических исследований в 2010 г. включал в себя измерение абсолютного значения полного вектора магнитной индукции Земли, капаметрию, гамма-съемку и эманационную съемку геоморфологические исследования. В 2012 г. были выполнены еще и вертикальное электроразведочное зондирование, измерение естественного электрического поля, температурная съемка.

Во время проведения работ аспиранты, выпускники и студенты университета получили навыки самостоятельной работы с современной высокоточной геофизической аппаратурой, ознакомились с методикой выполнения полевых комплексных геофизических исследований и камеральной обработки полученных данных.

Преподаватели обучали студентов навыкам геофизических исследований непосредственно во время проведения полевых работ, помогая им закрепить полученные в университете теоретические знания, и щедро делились своими знаниями и опытом проведения экспедиционных работ.

Следует отметить, что некоторые выпускники университета, впервые после пятилетнего обучения, являясь уже дипломированными специалистами, выполнили свои первые

измерения геофизических полей во время проведения научно-исследовательских работ, а не на учебной практике, что, конечно, является недопустимым при подготовке специалистов любого уровня.

За время проведения лагерей студенты получили кондиционный оригинальный материал для написания курсовых и дипломных работ, а также представления докладами на молодежных конференциях [4, 5]. Некоторые студенты стали соавторами публикации в ведущих отечественных журналах [6], докладов на международных [7, 8] и региональных совещаниях [9-10].

В результате выполненных работ установлено, что многочисленные травертиновые грифоны и купола, выявленные в пределах термальной площадки «Котел» (рис. 1), развиты вдоль радиальных трещин, что находит свое отражение, как в рельефе, так и геофизических полях. Зональность осадков различного типа на этой термальной площадке находит свое отражение на карте магнитной восприимчивости. Аномалиеобразующие тела расположены на глубинах 20-60 м в развитых здесь андезитах и валунно-галечных отложениях. В верхней части разреза залегают травертины, которые, судя по результатам лабораторных исследований, очень слабо намагничены [7-10].

На термальной площадке «Желтореченская» отмечена локальная аномалия магнитного поля (ΔT) а интенсивность в 100 нТл, приуроченная к выходу галечника. Существенных аномалий магнитного поля, связанных с естественными источниками, на термальных площадках «Грифон Иванова» и «Первая лужа» не выявлено.

Величина мощности экспозиционной дозы γ -съемки на термальной площадке «Котел» достигает 36 мкР/ч, а на термальной площадке «Грифон Иванова» – 10 мкР/ч [6]. Эти аномалии обусловлены повышенным содержанием радия, который откладывался в травертиновом покрове в местах разгрузки термальных вод.

На термальных площадках «Желтореченская» и «Первая лужа» величина аномалий не превышает 5.5 мкР/ч.

Изученные термальные площадки Налычевской гидротермальной системы представляют собой легкодоступные объекты для различных 4D съемок, которые интенсивно развиваются в настоящее время в гидротермальных районах [11, 12].

Для выделения перспективных для дальнейших исследований локальных термальных участков в пределах Налычевской гидротермальной системы 19 августа 2012 г. был выполнен рекогносцировочный облет на вертолете.

С воздуха были рассмотрены Таловские источники (рис. 4), а при посадке обследованы Краеведческие источники [1, 2] (рис. 5). Эти термальные источники были выбраны в качестве первоочередных объектов дальнейших исследований.

Необходимо отметить, что по непонятным причинам в последние годы Краеведческие источники на различных туристических схемах называют Таловскими и наоборот, Таловские источники называют Краеведческими. Мы считаем, что в ближайшее время, согласовав со всеми заинтересованными сторонами, источникам следует вернуть исторические названия на всех туристических схемах.



Рис. 4. Травертиновые купола Таловских термальных источников. Фото В.А. Рашидова.



Рис. 5. Краеведческие термальные источники. Фото В.А. Рашидова.

В настоящее время решается вопрос о возможности совместного проведения в районе Налычевского природного парка и других Молодежных научно-исследовательских лагерей, проводимых КамГУ им. Витуса Беринга, что позволит сделать исследования междисциплинарными.

Целесообразным кажется и привлечение преподавателей и студентов-геофизиков из других высших учебных заведений, как Российской Федерации, так и других стран для участия в дальнейшей работе Молодежных научно-исследовательских лагерей «Геофизик».

Работа выполнена в рамках мероприятия 2.1.1 Программы стратегического развития ФГБОУ ВПО «Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга» на 2012-2016 годы.

Литература

18. Новограбленов П.Т. Налычевские и Краеведческие горячие ключи на Камчатке // Известия русского географического общества, 1929. С. 285-297.

19. Пийп Б.И. Термальные ключи Камчатки. М.-Л.: Изд-во Академии наук СССР, 1937. 268 с.
20. Масуренков Ю.П., Комкова Л.А. Геодинамика и рудопроявление в купольно-кольцевой структуре вулканического пояса. М.: Наука, 1978. 273 с.
21. Мельникова А.В. К вопросу о построении карт аномального магнитного поля (ΔT)а двух термальных площадок Налычевской гидротермальной системы // Материалы X региональной молодежной конференции «Природная среда Камчатки» 12-13 апреля 2011 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 81-96.
22. Мельникова А.В., Рылов Е.С. Комплексные геофизические исследования локальных термальных объектов Юго-Восточной Камчатки // XII Уральская молодежная научная конференция по геофизике. Сборник докладов. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2011. С. 134-136.
23. Фирстов П.П., Рашидов В.А., Мельникова А.В., Андреев В.И., Шульженкова В.Н. Ядерно-геофизические исследования в природном парке «Налычево» (Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Вып. № 17. С. 91-101.
24. Рашидов В.А., Мельникова А.В. Геомагнитные исследования термальной площадки «Котел» (Налычевская гидротермальная система, Камчатка) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 38-й сессии Международного научного семинара имени Д.Г. Успенского, Пермь, 24-28 января 2011 г. Пермь: ГИ УрО РАН, 2011. С. 254-256.
25. Firstov P.P., Rashidov V.A., Melnikova A.V., Shulzhenkova V.N. Geomagnetic and nuclear-geophysical investigations of thermal travertine Areas in the Nalychovo hydrothermal system, Kamchatka // 7th Biennial workshop on Japan-Kamchatka-Alaska subduction processes: mitigating risk through international volcano, earthquake, and tsunami science JKASP-2011. Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia. August 25-30, 2011. Abstracts. P. 296-297.
26. Фирстов П.П., Рашидов В.А., Мельникова А.В. Геофизические исследования термальных площадок «Котел» и «Грифон Иванова» (природный парк «Налычево», Камчатка) // Глубинное строение. Геодинамик. Мониторинг. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Шестые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2011. С. 376-379.
27. Фирстов П.П., Рашидов В.А., Мельникова А.В., Андреев В.И., Шульженкова В.Н. Геофизические исследования в природном парке «Налычево» (Камчатка) // Материалы региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога, 30 марта – 1 апреля 2011 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 112-116.
28. Glyn W.-J., Rymer H., Mauri G. et al. Toward continuous 4D microgravity monitoring of volcanoes // Geophysics. 2008. V. 73. № 6. P. WA19–WA28.
29. Sugihara M., Ishido T. Geothermal reservoir monitoring with a combination of absolute and relative gravimetry // Geophysics. 2008. V. 73. № 6. P. WA37–WA47.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И МИНЕРАГЕНИЯ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ЕВРАЗИЯ – ТИХИЙ ОКЕАН

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А.

Геофизический центр Российской академии наук, Москва

Зона перехода от Евразийского континента к Тихому океану характеризуется высокой сейсмичностью, вулканизмом и другими природными катаклизмами, опасными для проживающего здесь населения. Кроме того, здесь проявляются современные интенсивные тектонические движения и гидротермальные процессы, приводящие к накоплению различного рода полезных ископаемых. В связи с этим зона перехода является объектом исследований разных стран по международным и национальным проектам. В Геофизическом центре РАН построение геодинамических моделей глубинного строения переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану выполнено по международным проектам «Геотраверс» и «InterMARGINS» вдоль разрезов земной коры и верхней мантии [1;2;3]. Геотраверсы проведены через регионы Охотского, Японского, Филиппинского и Южно-Китайского морей; в их построении принимали участие японские и китайские ученые, и исследователи из различных научных учреждений Российской Федерации [4;5;6;7].

Геотраверс региона Охотского моря [4]. Профиль геотраверса проходит через Сихотэ-Алинь, Татарский пролив, Сахалин, Курильскую впадину, Курильскую островную дугу, Курильский желоб и мезозойскую плиту северо-западной котловины Тихого океана. Протяженность профиля 2000 км. Глубина проникновения в недра Земли составляет 100 км. Земная кора отличается сильно дифференцированной мощностью от 10 до 40 км, сложным рельефом поверхности Мохоровичича, граничные скорости вдоль которой варьируют от 7.8 до 8,1 км/с. Верхняя мантия под Охотским морем характеризуется как горизонтальными, так и значительными вертикальными неоднородностями. Астеносфера образует диапировые выступы под Курильской котловиной и прогибом Татарского пролива, в основании этих структур расположены рифты - спрединговые центры. Дегазация верхней мантии связана с апвеллингом астеносферного диапира к подошве земной коры, что привело к расколам литосферы и излияниям магматических расплавов. В Татарском проливе, где обнаружены нефтегазовые проявления, выделены три этапа магматической активности, свидетельствующие о различных глубинах областей магмогенерации: эоцен-олигоценные (55-24 млн. лет) базальтоиды; нижне-среднемиоценовые (23-15 млн. лет.) толеиты, к этому времени приурочено формирование месторождений углеводородов, и среднемиоценовые - плиоценовые базальтоиды. Связанные с грабенами Южно-Курильской впадины базальтоиды включают ранне-среднемиоценовые (14-11 млн. лет) базальты, средне-позднемиоценовые (9-7 млн. лет) базальты и андезиты, близкие толеитовой серии и базальтоиды известково-щелочной серии (1.07 и 0.84 млн. лет).

Геотраверс региона Японского моря [5]. Геотраверс проведен через Сихотэ-Алинь, котловину Японского моря, Японскую островную дугу и северо-западную котловину Тихого океана. Толщина коры вдоль геотраверса меняется от 35-40 км на юго-восточной окраине Азиатского континента до 12-15 км в глубоководной котловине Японского моря. Наиболее важной особенностью строения региона Японского моря является распространение в верхней мантии на глубине 40 км астеносферного слоя, определяющего строение земной коры и плотность теплового потока. Под Приморьем и Тихим океаном он расположен на глубине примерно 100 км. В неогене магматическая активность проявлялась лишь в пределах наивысшего подъема астеносферы, то есть в Японском море и западной части о. Хонсю. В Тихом океане (северо-западная котловина) магматическая деятельность (излияния толеитовых базальтов) происходила, в основном, свыше 100 млн. лет назад. Выделяемый в переходной зоне слой с пониженными значениями скоростей сейсмических волн может быть сопоставлен с поднимающимся к коре астеносферным диапиром, определяющим, по-видимому, эндогенный режим зоны. Землетрясения, происходящие вдоль восточного края Японского моря у подножья о. Хонсю, как считают японские ученые, объясняются тем, что здесь намечаются новые субдукционные процессы на границе литосферных плит. Построенный разрез подтверждает это предположение. Вдоль восточной окраины Японского моря прослеживается узкий прогиб, где мощность плиоцен - четвертичных осадков достигает 2 - 3 км. Образование прогиба связывается также с формированием здесь новой зоны субдукции литосферы Японского моря под Японскую островную дугу. Сейсмологические и геологические данные свидетельствуют, что за 1.8 млн. лет субдукция плиты Японского моря под Японские острова составило около 50 км. Скорость перемещения плиты Японского моря по данным GPS определена в 2 см/год.

Геотраверс Северо-Китайская равнина - Филиппинское море [6]. Геотраверс построен совместно с японскими и китайскими учеными. Разрез пересекает Северо-Китайскую равнину, глубоководные котловины Филиппинского моря, Марианскую островную дугу, Марианский желоб и северо-западную котловину Тихого океана. В регионе Филиппинского моря наблюдается, как и в других окраинных морях, определенные соотношения между глубинным строением верхней мантии и строением поверхностных геологических структур. Чем выше уровень залегания астеносферы, тем большая плотность теплового потока и более молодой возраст формирования глубоководных котловин и

осадочных впадин региона Филиппинского моря. Марианскому трогу с современной тектономагматической активностью соответствует глубина залегания астеносферы 10 км, миоценовой котловине Паресе-Вела - 30 км, а эоценовой Западно-Филиппинской котловине - 50-80 км. Северо-Китайской равнине с ее нефтегазоносными осадочными бассейнами, активизированной в кайнозойское время, уровень залегания астеносферы расположен на глубине 50-70 км. Марианский трог представляет собой междуговой бассейн, образованный 6 млн. лет назад в результате спрединговых процессов. С рифтовыми структурами связаны излияния толеитовых базальтов и интенсивная гидротермальная деятельность. Гидротермальная активность с образованием сульфидов цинка, меди и железа были отмечены во время глубоководного бурения с НИС «Glomar Challenger» и при драгировании с НИС «Накухо-Магу». Пробы воды показали высокое содержание гелия, водорода и метана. Трог характеризуется тонкой корой (около 10 км). Горячая астеносфера подступает непосредственно к подошве коры, обуславливая активные тектонические и магматические процессы. Марианский трог, вероятно, представляет собой пример начального этапа формирования осадочного бассейна.

Геотраверс региона Южно-Китайского моря[7]. Геотраверс проходит через Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребет Сулу, море Сулавеси, о. Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море. Регион расположен между двумя континентами Евразийским и Австралийским и двумя океанскими плитами Тихоокеанской и Индийской. Регион исследования охватывает окраинные моря и островные дуги, сформировавшиеся в кайнозойскую эру. Мощность коры варьирует от 40 км под Австралией и полуостровом Индокитай до 25 – 30 км под островными дугами и 10-15 км под окраинными морями. Формирование структур связывают с коллизией Индии и Азии и возникновением мощной Индонезийской субдукционной зоны. Затем очередная структурная перестройка произошла в связи с субдукцией океанской плиты Филиппинского моря под структуры Филиппин. Возникла система островных дуг и задуговых бассейнов, где субдукционные процессы привели к активному вулканизму и проявлению сейсмичности в восточной части разреза. Вдоль разреза будет проведена комплексная интерпретация геолого-геофизических данных с целью установления роли глубинных процессов в формировании структур земной коры региона.

Минерагения[8]. Построение геодинамических моделей глубинного строения Евразия - Тихий океан переходной зоны дает возможность выделить участки в земной коре, где разогретая магма астеносферных диапиров, насыщенная флюидами, близко подходит к земной коре. Это приводит к разрыву сплошности литосферы, растяжению земной коры, активным гидротермальным процессам и формированию сульфидов железа, цинка, свинца, серебра и меди. К таким районам относится в настоящее время современные задуговые впадины и междуговые трогии островных дуг. Анализ геотектонической обстановки приводит к выделению древних залежей полезных ископаемых, ныне перекрытых морскими осадками, к которым относятся рифтовые структуры глубоководных впадин окраинных морей. Установлена взаимосвязь: апвеллинг астеносферы - магматические очаги в коре - рифтовые структуры – гидротермальная деятельность - «черные и белые курильщики» (рис.1).

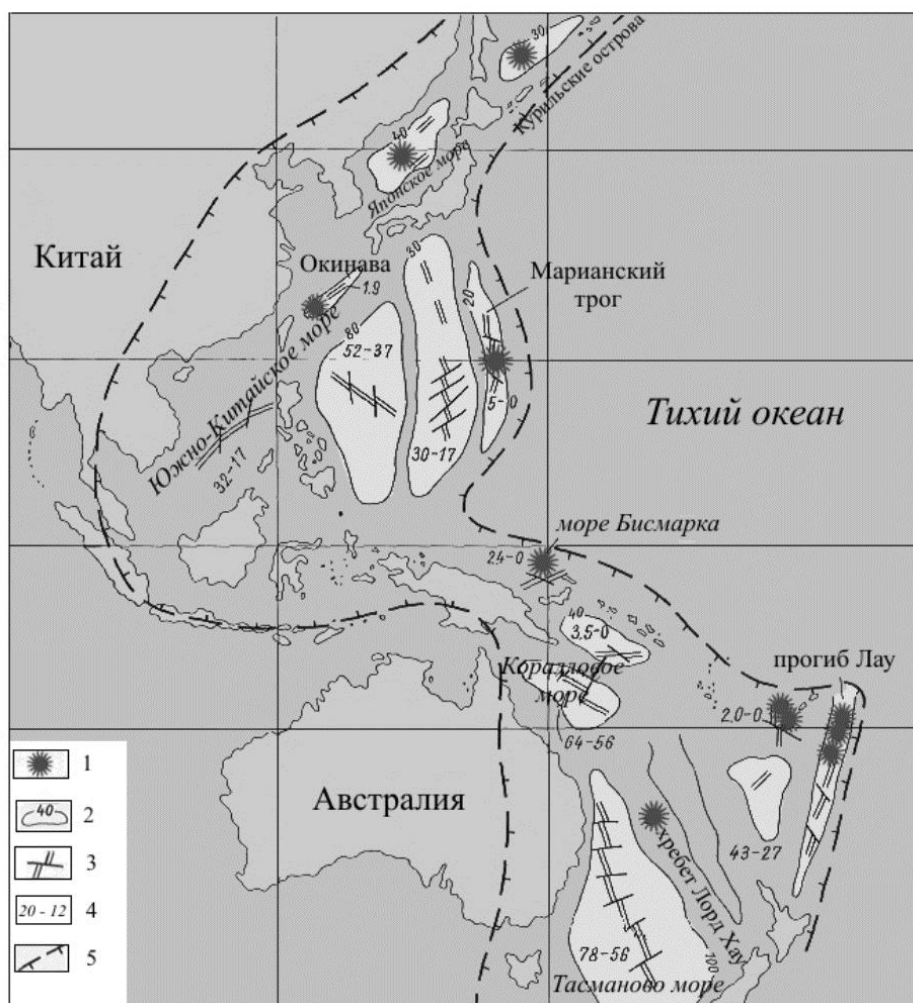


Рис.1. Корреляция глубинных процессов в астеносфере с гидротермальными проявлениями в коре. 1. гидротермальные проявления (сульфиды); 2. глубоководные котловины (цифры - глубина до астеносферы); 3. рифты; 4. время формирования котловин (млн. лет); 5. контуры астеносферы.

Работа выполнена по гранту РФФИ. № 12-05-00029/12.

Литература:

1. Родников А.Г. Международный проект «InterMARGINS». Тихоокеанская геология, № 5, 2006, 107-109.
2. Родников А.Г. Исследование Земли - этапы научного сотрудничества: Геофизический центр РАН // Научно-техническая информация. Серия 2. Информационные процессы и системы, ВИНТИ, 2009, № 3, 24-32.
3. Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P. Research on the Earth's interior conducted by Russia after IGY: the Geotraverse Project and "InterMARGINS". Data Science Journal. Vol.8, 2009, 24-34.
4. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А., Филатова Н.И. Геотраверс региона Охотского моря «Вестник КРАУНЦ», серия «Науки о Земле» №5, 2005, 45-58.
5. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Глубинное строение континентальных окраин региона Японского моря. Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле» 2010. № 1. Вып. 15, 231-242.
6. Родников А.Г., Родкин М.В., Строев П.А., Уеда С., Иседзаки Н. и Сики Ц. Глубинное строение и геофизические поля вдоль геотраверса Филиппинского моря // Физика Земли. 1996. № 12, 100-108.
7. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А., Нисилевич Н.В. Глубинное строение региона Южно-Китайского моря. "Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле», №2, выпуск 18, 2011, 52-72.
8. Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A. and Zabarinskaya L.P. Correlations of the endogenic processes in the active continental margins of the Eurasia-Pacific transition zone// "Geevents, Geological Heritage, and the Role of the IGCP". Ed. M.A. Lamolda. Caravaca de la Cruz, Spain, 2010, 173-174.

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТНИКА ЗОНЫ РАЗЛОМОВ ЛАВРЕНТЬЕВА И ЕЕ СВЯЗЬ СО СТРУКТУРОЙ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНОГО СКЛОНА О. САХАЛИН

Рукавишников Д.Д., Дозорова К.А., Баранов Б.В.

*Федеральное бюджетное государственное учреждение науки Институт океанологии им.
П.П. Шишова РАН*

В 1998-2011 годах в рамках международных проектов KOMEX (Kurile-Okhotsk Marine Experiment) и SSGH (Sakhalin Slope Gas Hydrates) проводились комплексные исследования северной части восточного склона о. Сахалин, включавшие батиметрические исследования, многоканальное и одноканальное сейсмоакустическое профилирование, гидролокацию бокового обзора. В результате исследований были обнаружены современные разрывные нарушения различных простираний и типов, в том числе система разломов, получившая название зоны разломов Лаврентьева [1]. Это самая крупная из обнаруженных нами систем разломов в северной части сахалинского склона.

Зона разломов Лаврентьева включает в себя ряд структур преимущественно северо-восточного и северо-западного простирания, четко выраженных в рельефе дна серией уступов и впадин. Анализ батиметрических и сейсмических данных показал, что она представляет собой сочетание сбросо-сдвигов и сбросов с амплитудами вертикального смещения до 100 метров. Судя по соотношению смещений, разрывные нарушения северо-западного простирания могут быть более ранними по отношению к нарушениям северо-восточного простирания.

Зона разломов Лаврентьева находится на западном склоне котловины Дерюгина – крупной отрицательной структуры, формировавшейся в эоцен-четвертичное время, центральная наиболее погруженная часть которой находится восточнее. Период максимальных темпов прогибания котловины приходился на середину миоцена, в позднечетвертичное время котловина остается депоцентром [2]. С другой стороны важную роль в тектонике региона играет широкая зона правостороннего сдвига субмеридионального простирания, выделенная на о. Сахалин и его восточном склоне по результатам анализа потенциальных полей и сейсмических данных многими авторами [2,3,4,5].

По результатам нашего исследования можно предположить, что система разломов Лаврентьева сформировалась в результате прогибания котловины Дерюгина (сбросы северо-западного простирания) и правосторонних сдвиговых смещений по субмеридиональному разлому, расположенному на склоне о. Сахалин (сбросы и сбросо-сдвиги северо-восточного простирания).

Авторы благодарны участникам морских экспедиций, проведенных в рамках проектов за кооперацию в получении данных. Обработка данных была выполнена при финансовой поддержке Программы № 23 Президиума РАН.

Литература:

1. Baranov B.V., Jin Y.K., Shoji H., et al. Gas Hydrate System of the Sakhalin Slope: Geophysical approach. Scientific Report of the Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2007. 2008. KOPRI. 116 P. ISBN 978-89-960160-2-1.
2. Варнавский В.Г. Геодинамика кайнозойских нефтегазоносных осадочных бассейнов активных континентальных окраин (на примере Дальневосточного сектора зоны перехода от Азиатского континента к океану). М.: Наука, 1994 г., 207 с.
3. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 2. Дальневосточные моря, их континентальное и островное обрамление/ред. В.К. Ротман, СПб.: ВСЕГЕИ, 2005г. 303 с.
4. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 275 с.
5. Васильев Б.И., Сигова К.И., Обжиров А.И., Югов И.В. Геология и нефтегазоносность окраинных морей Северо-Запада Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2001 г., 308 с.

ПРОБЛЕМЫ И ЦЕННОСТНЫЕ ПРИОРИТЕТЫ В ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЙ СИСТЕМЕ БАКАЛАВРИАТА (НА ПРИМЕРЕ ПРОГРАММ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО НАПРАВЛЕНИЯ)

Рыскин М.И.

Саратовский государственный университет

Завершение первого десятилетия 21-ого века ознаменовалось выработкой новой парадигмы российской жизни, которую можно определить как всеобщая модернизация. В некоторой степени это начинание напоминает перестройку, которая, как известно, не достигла поставленных целей. Хотелось бы, чтобы модернизацию не постигла та же участь. Поэтому необходимо уже на первых порах четко определить приоритеты проводимых преобразований и соразмерить желаемое с имеющимися возможностями их реализации. В настоящей статье делается попытка сделать это применительно к проблемам высшего образования.

Прежде всего, хотелось бы напомнить, что высшее образование оказалось одним из немногих институтов, которым удалось устоять в эпоху перестройки. Однако в последующие годы высшая школа стала заметно деградировать. Особенно значительные деформации произошли в возрастной структуре преподавательского корпуса и, как следствие, существенно снизилась его научная продуктивность. Удастся ли изменить ситуацию в лучшую сторону в процессе модернизации? Однозначный ответ на этот вопрос получить трудно. Чтобы приблизиться к истине, *необходимо уяснить основные тренды намечаемых преобразований.*

В первую очередь следует, по-видимому, назвать *создание системы высоко категорийных университетов: федеральных и национальных исследовательских.* Предполагается, что там произойдет усиление кадрового состава преподавателей, учебный процесс будет органично связан с научной работой студентов, существенно улучшится материально-техническая база, повысится социальный статус профессорско-преподавательского состава. Все это будет обеспечено достойным уровнем государственного финансирования и, наряду с этим, собственными заработками вузов за счет создания сети научно-производственных подразделений коммерческого толка, где будут придумывать, производить инновационные продукты и торговать ими. Насколько это реально? Трудно представить, что люди, родившиеся и воспитанные в системе ценностей, где наука и торговля, как гений и злодейство – две вещи несовместные, сумеют быстро «перековаться». Скорее всего, процесс перерождения окажется достаточно длительным и проблемным, соответствующая выучка не будет достигнута без создания сети специальных бизнес-инкубаторов и т.п. Возникают и другие вопросы: за счет чего и кого на самом деле повысится категорийность, поднимется научный статус? Что будет с гигантским массивом прочих вузов, не вошедших в число избранных? Если судить по практике одного из таких НИУ, магистральными направлениями выбраны научные стажировки и закупки оборудования. Научные стажировки возможны в любом месте земного шара, даже в таких благословенных местах, как Италия и Швейцария. И преподаватели этого вуза с энтузиазмом откликнулись на подобные заманчивые предложения. Но что получит геофизик-разведчик в Италии? Конечно, полюбоваться шедеврами живописи и красотами природы там можно, но причем тут сейсморазведка? И кому будет служить купленное за миллионы долларов оборудование, если никто из действующих сотрудников этого НИУ не знает, как к нему подступиться? В то же время финансирование такой статьи как научно-исследовательская деятельность, полевые работы по опробованию новых методических приемов и способов разведки в НИУ не предусмотрено!

Другое магистральное направление осуществляемых преобразований – ***переход на двухуровневую систему бакалавр- магистр***. Сейчас нет смысла оплакивать ранее утвердившуюся национальную систему образования, именовавшуюся специалитетом. Процесс пошел. Составлены и претворяются в жизнь программы 3-его поколения, замешанные ***на компетентностном подходе***. Но вся эта кампания производит какое-то странное, трудно определяемое впечатление. Самое первое, что приходит на ум при попытке уяснить суть преобразований, это пушкинская строчка: все это, видите ль, *слова, слова, слова*. Возникает общее впечатление, что происходит процесс тотальной бюрократизации высшей школы на фоне редуцирования внутриуниверситетской демократии за счет снижения роли ученых советов.

Пусть будет компетентностный подход, но когда кто-то сверху дает директивную установку недалекому, если не сказать круче, профессору, формулирует деревянным языком эти компетенции, унифицирует, обозначает какими-то цифрами и индексами, старательно вытесняя из программ содержательную сторону и т.п., обнаруживается примат бюрократической камарильи над здравым смыслом. Тем временем смыслы и ценности затеваемых преобразований (за исключением необходимости встраиваться в Болонский процесс) остаются вне поля зрения. Этот вопрос считается как бы уже решенным. Но как можно считать его решенным, если в свет вышел капитальный труд самых продвинутых преподавателей самого продвинутого вуза – Высшей школы экономики – о невозможности (или, выражаясь мягче, о трудностях) модернизации России?

Вообще о компетентности выпускников вузов и об их готовности к работе на производстве речь может идти лишь при условии ***соблюдения 3-х требований: резкого снижения числа бюджетных мест, фильтрации внебюджетного образования, фильтрации или ликвидации заочного образования***. Из опыта пятидесятилетней работы автора следует, что образовательная система должна быть модернизирована таким образом, чтобы учились только те, кто действительно хочет учиться. Иными словами, троечника в вузах не место. Решить этот вопрос можно только сокращением числа бюджетных мест в полтора – два раза и последовательным претворением в жизнь жесткого конкурсного принципа в течение всего срока обучения, т.е. без боязни отчислить студента за недостаточно высокие показатели (социальный аспект таких действий здесь не рассматривается). Под фильтрацией внебюджетного образования понимается предъявление одинаковых требований к студентам, независимо от статьи финансирования. Об этом приходится говорить, потому что уже сложилась практика, по которой внебюджетных студентов не отчисляют, поскольку они приносят вузу деньги. Наконец, всем понятно, что контингент студентов-заочников должен формироваться только из людей, занятых в производственной сфере по изучаемой специальности. Если таковых нет, то набор на заочное обучение необходимо прекращать – временно или навсегда, в зависимости от состояния отрасли, востребующей выпускников. Здесь уместно коснуться вопроса о соотношении численности студентов и преподавателей в вузе. Ведь из-за боязни осуществления такой привязки, памятной еще с советских времен, администрация вуза нередко тормозит отчисление. Подобную привязку, конечно, следует раз и навсегда отменить. Понятно, что тем, кто считает деньги, большая часть предлагаемых действий покажется абсурдной. Но пора уже усвоить, что когда речь идет о глубокой модернизации страны, о превращении ее в конкурентоспособного игрока мирового рынка, нужно исходить не из тех принципов, которыми руководствовались советские плановики и даже не из тех, что превозносились «эффективными менеджерами» 90-х и нулевых годов. Надо научиться изыскивать необходимые средства. Пришло, наконец, время понять, что ***экономический строй сменился, а в цивилизационном плане страна завязла в 20-ом веке, люди в массе своей остались теми же и надо искать нетривиальные подходы к решению существующих проблем***.

Еще одной конкретной проблемой, требующей решения в рамках компетентностного подхода, является **вопрос о самостоятельной работе студентов**. В программах 3-его поколения, реализующих указанный подход, резко сокращены часы аудиторной нагрузки преподавателей и столь же резко увеличены часы самостоятельной работы студентов. Это можно было бы всячески приветствовать, тем более что всеобщая компьютерная грамотность позволит пользоваться огромными массивами информации и сделать возможной практически непрерывную связь студента с преподавателем. Если бы не одно **но**: из нагрузки преподавателей полностью выпала такая статья как контроль за самостоятельной работой студентов. А без контроля эта статья превращается в фикцию и остается чисто бюрократическим симулякром. И поскольку серьезный контроль и непременно обсуждение результатов такой работы – это серьезная работа, то за работу эту необходимо платить. В немалой степени из-за того, что сочиняющие всевозможные указания и циркуляры чиновники «забывают» о том, что за работу надо платить и о том, что в преподавательских занятиях все большую долю времени забирает «документооборотная» составляющая, возникает новая **проблема тотального недоверия преподавателей к правительственным начинаниям в области образования и проблема откровенного или закамуфлированного саботажа этих начинаний**. Недоверие поначалу было стимулировано введением ЕГЭ как унифицированным институтом аттестации выпускников средних школ. Причем сумма баллов ЕГЭ является по сути единственным критерием для зачисления абитуриентов в вуз. Как известно, значительная часть преподавательского сообщества отнеслась к этому нововведению резко отрицательно, что спровоцировало рост протестных настроений в широких слоях общества. Проблема ЕГЭ заслуживает в связи с этим отдельного рассмотрения. Однако, нельзя не отметить, что основные свои задачи – антикоррупционную и направленную на демократизацию процедуры доступа в высшую школу – ЕГЭ удалось решить.

Теперь можно, наконец, приступить к обсуждению основной темы заявленного доклада – **ценностных приоритетов бакалавриата**. В преподавательском сообществе в целом преобладают негативные оценки в отношении к переходу на двухуровневую систему. Причем выдвигаются на этот счет самые разные соображения, начиная от радикальных псевдопатриотических (наше образование – самое лучшее, народное, национальное и пр.) и кончая умеренно либеральными (следует сохранить многообразие форм, а рынок покажет какая из них – традиционный специалитет или инновационные – бакалавриат-магистратура лучше). Однако, переход на новую систему уже идет и потому двухуровневую систему следует воспринимать как данность. Вопрос только в том, как надо претворять ее в практику, чему и как учить бакалавров и магистров, какие ценности в процессе обучения сделать приоритетными.

Депутат Мосгордумы Сергей Никитин (1940г.р.) рассуждает, к примеру, так: «Кто такой бакалавр? Это человек с недостаточной теоретической подготовкой, который должен будет потом (если найдет работу) доучиваться на предприятии. У нас же система высшего и среднего специального образования готовила так (имеется ввиду советское время), что это доучивание под специфику той отрасли, куда человек попадает, занимает три месяца – и специалист уже готов полноценно работать». Но что значит недостаточная теоретическая подготовка? Почему недостаточная, в каком смысле? Как раз общетеоретическая подготовка в плане уяснения проблематики изучаемого цикла наук, круга решаемых с их помощью задач – это и есть назначение бакалавриата. А копать вглубь, разбираться в самой сути, если очень захочется и есть необходимые дарования, придется уже в магистратуре. Общетеоретическая подготовка – непростой вопрос. Если говорить о теоретической подготовке в такой ключевой для современной геологической разведки дисциплине как геофизика, то прежде всего надо дать ответ на нижеследующий принципиальный вопрос: **каким ценностям в процессе изучения этого предмета следует отдать приоритет – геологическим (геолого-геофизическим) или физико-математическим?**

Если взять современные учебники по разведочной геофизике, то там главенствует преимущественно физико-математический аспект. Зачастую в этих учебниках, составленных по однометодному принципу (курс сейморазведки или курс гравиразведки, электроразведки) нет даже специальных разделов, посвященных основательному изучению геологических основ этих методов, оценке их разведочных возможностей и т.п. Однако, для бакалавров по направлению «Геология» читается (вне зависимости от профиля подготовки) единый двухсеместровый курс геофизики, включающий и полевую, и промысловую составляющие, которым исчерпывается содержание дисциплины в целом. И совершенно очевидно, что изучение этого предмета необходимо вести по иным лекалам, чем прежде, поставив во главу угла геологические ценности: модели объектов поиска, вопросы уяснения геологической природы геофизических аномалий и т.д. Здесь возникает целый куст проблем, требующих практического разрешения: что предпочтительнее - один преподаватель ведет весь курс или каждый раздел ведет специалист соответствующего профиля; по какому принципу организуется проведение практикума и каким должно быть его содержание; каковы виды и формы контроля за самостоятельной работой студентов и пр. При этом нельзя забывать о том, предназначение геофизических методов разведки состоит именно в решении геологических задач.

В предлагаемом докладе автор представит примерную программу названного курса и попытается дать ответ на поставленные вопросы.

О СДВИГОВОЙ ТЕКТОНИКЕ НАДЫМ-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ (ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ, ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИМ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМ ДАНЫМ)

Сим Л.А.¹, Ю.В. Филиппович², Г.В.Брянцева³

¹*Институт физики Земли РАН, Москва, Россия, тел. 8 495 25493 50, sim@ifz.ru*

²*Газпромнефть НТЦ, С.-Петербург, Россия,*

³*Геологический ф-т МГУ, Москва, Россия*

Сдвиги в нефтегазоносных структурах Западно-Сибирской плиты однозначно восстанавливаются по данным сейсмоки 3D благодаря закономерно ориентированным кулисам вторичных разрывов (соответствующим трещинам отрыва в зонах сдвигов) в разных крыльях разлома фундамента, спроецированного в осадочные отложения чехла (рис.1) [1, 2, 3, 4].

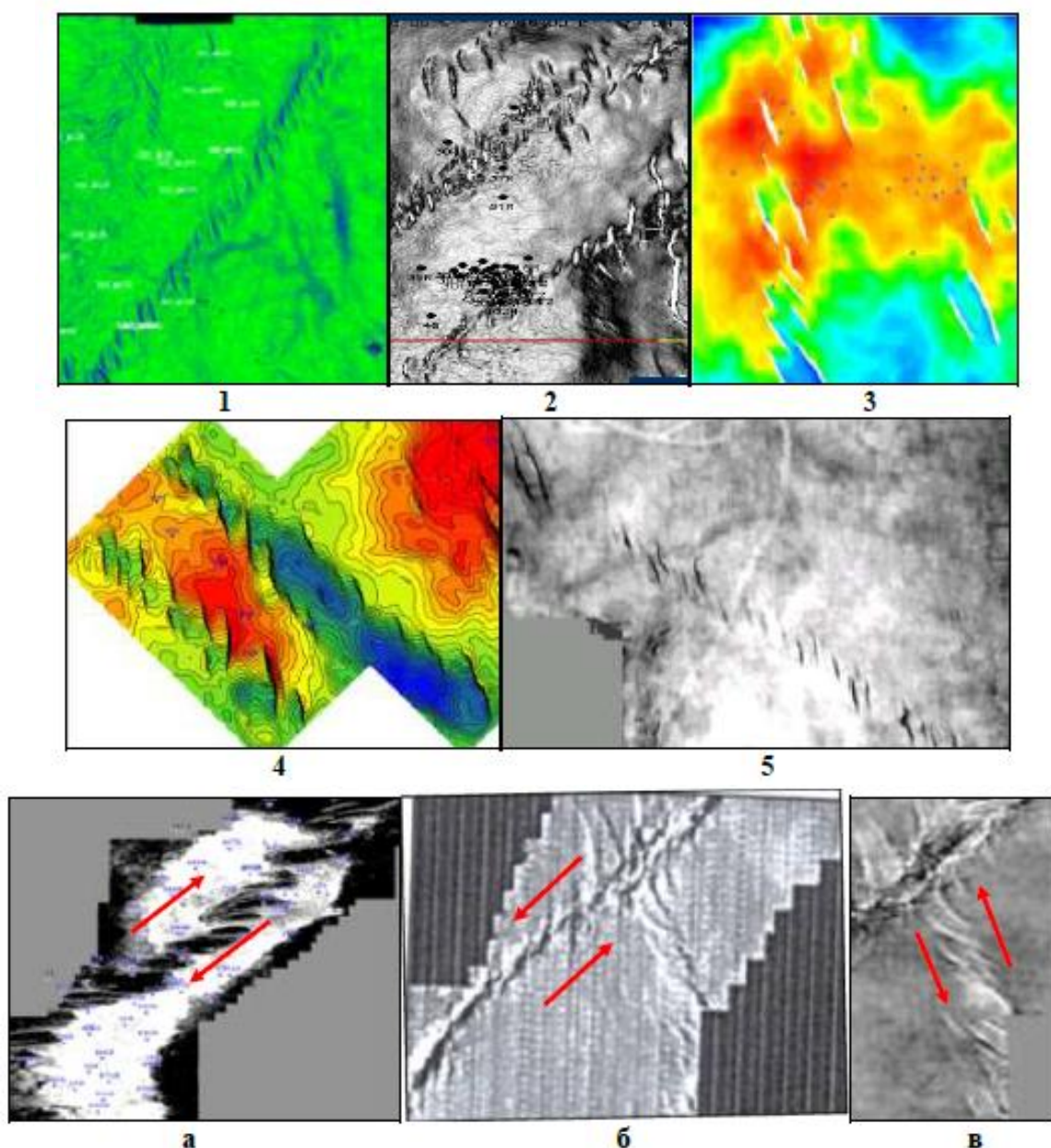


Рис.1. Примеры сдвиговых дислокаций Пур-Тазовского региона [из: Филиппович, 3]. *Верхний ряд* - левые сдвиги северо-восточного простирания: 1.Северо-Янгтинское м-е; 2. Вынгайахинское м-е; 3. Холмистое м-е. *Средний ряд* - правые сдвиги северо-западного простирания: 4.Чатылькинское м-е; 5. Новогоднее м-е. *Нижний ряд*: «Аномальные» сдвиги Северо-Комсомольского месторождения: а - правый северо-восточного простирания (мел); б - левый северо-восточного простирания (юра); в - левый северо-западного простирания (юра).

Разломы северо-западного простирания являются правыми, а разломы северо-восточного – левыми сдвигами, формирующимися при субмеридиональном сжатии и субширотном растяжении. Исключением является Северо-Комсомольское месторождение, на котором разлом северо-восточного простирания в юрских отложениях фиксируется как левый, а в вышележащих меловых отложениях – как правый сдвиг (рис. 1, нижний ряд, а и б). В работе Г.Н Гогоненкова и А.И. Тимурзиева этот феномен объясняется как развитие складок волочения широтного простирания в меловых отложениях, которые формируются в осадочной толще на ранних стадиях проникновения разлома фундамента вверх по разрезу [5]. Действительно, широтные вторичные структуры в меловых отложениях больше похожи на складки. Но с нашей точки зрения ситуация на этом месторождении более сложная. Во-первых, на рис. 1, нижний ряд, б, в разлом северо-западного простирания сопровождается кулисой вторичных структур которые можно принять за отрывы (?), тогда это будет левый сдвиг, который не может быть

одновозрастным с левым сдвигом по разлому северо-западного простирания в тех же юрских отложениях, во-вторых левый сдвиг СВ простирания смещает с левосдвиговой компонентой разлом СЗ простирания и приводит к деформированию и провороту кулисных структур вдоль него, т.е левый сдвиг СВ простирания более поздний, чем левый сдвиг СЗ простирания и мы видим следы двух этапов деформирования. Эти два этапа прослеживаются и по кровле юрских отложений на Умсейском месторождении, находящимся непосредственно на юго-запад от Северо-Комсомольского на продолжении разлома СВ простирания, выделенного как Тургайский мега разлом [3, 6].

Для прослеживания обсуждаемых разломов на территорию Надым-Тазовского междуречья составлена схема неотектоники и тектонических напряжений (рис.2). Схема составлена с применением модифицированной методики, заключающейся в целенаправленном анализе очертаний участков повышенной заозеренности, направлений главных солифлюкционных потоков, радиальных рисунков эмбрионального линейного стока и ручьев [7]. На схеме выделен ряд куполовидных и брахиформных структурных форм – поднятий – зарождающихся возвышенностей, подчеркнутых не только вышеперечисленными элементами рельефа, но и суммой косвенных признаков. Реконструкция тектонических напряжений произведена структурно-геоморфологическим (СГ) методом [8, 9], который базируется на данных о закономерной ориентировке разрывов оперения в зоне динамического влияния сдвига. В обосновании структурно-геоморфологического (СГ) метода реконструкции сдвиговых тектонических перемещений лежат следующие положения: 1 – отсутствие сопротивления на дневной поверхности обуславливает горизонтальное положение оси сжатия, которое с глубиной становится субвертикальным соответственно с весом пород; 2 - повсеместное развитие в верхней части осадочного чехла платформ крутопадающих разломов, которые требуют для своего формирования горизонтально ориентированные оси сжатия и растяжения; эти разломы на глубине 5-7 км переходят в листрические, т.к. действие гравитационных сил приводит к вертикальному положению. Оси сжатия, соответственно, плоскости действия максимальных касательных напряжений наклонены под углом около 45° к горизонту; 3 – данные математического и физического моделирования сдвигов; по этим данным над сдвигом в фундаменте в низах осадочного чехла и у дневной поверхности либо концентрируются максимумы эквивалентных напряжений [10], либо развиваются опережающие трещины (разрывы) [11]. При дальнейшем развитии сдвига в фундаменте максимумы трещин в основании чехла и вблизи дневной поверхности объединяются и формируют магистральный разлом в чехле. Данные моделирования объясняют трудность прослеживания разломов фундамента в средней части осадочного чехла, в то время как на дневной поверхности эти разломы дешифрируются как линейные зоны повышенной трещиноватости или линеаменты. Если в зонах повышенной трещиноватости мелкие прямолинейные элементы рельефа, названные мегатрещинами закономерно ориентированы относительно разлома в фундаменте как сколы Риделя и трещины отрыва в зонах сдвигов (полученные по результатам моделирования сдвигов и структурных исследований), то, согласно СГ метода, принимается, что мегатрещины и линеамент (зона повышенной трещиноватости) имеют разломную природу, восстанавливаются ориентации осей сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости, знак сдвиговой подвижки (правый или левый) и геодинамическая обстановка формирования сдвига в осадочном чехле над сдвигом в фундаменте.

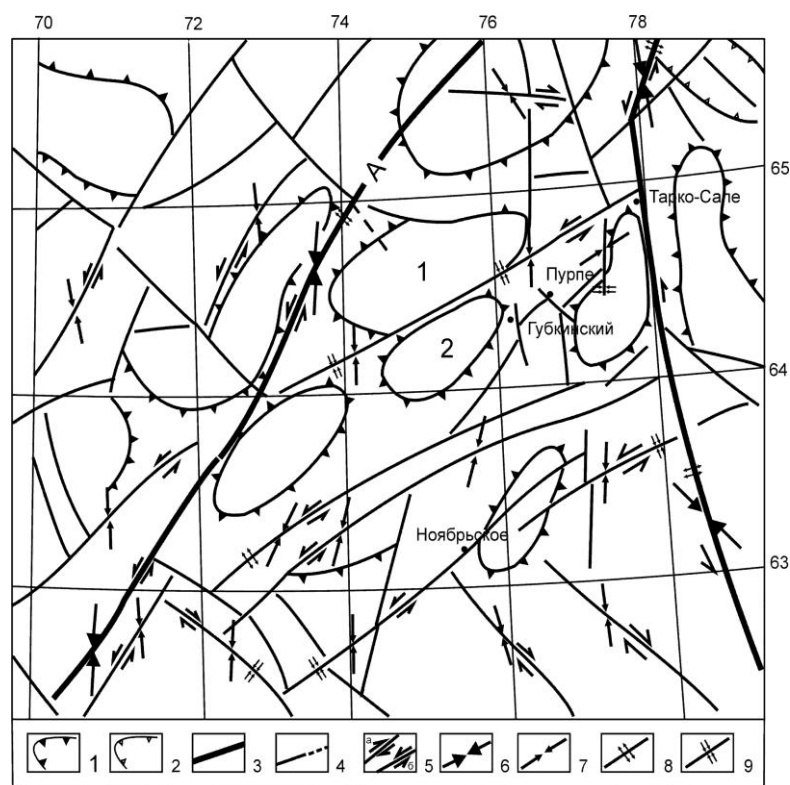


Рис.3. Схема неотектоники и тектонических напряжений Надым-Тазовского междуречья. (Сост. Л.А.Сим, Г.В.Брянцева). Неотектонические структуры. 1 – поднятия, 2 – впадины; 3-4 – предполагаемые разломы: 3 – I-го, 4 – II-го и более мелких рангов; 5 – разломы с установленным типом перемещений: а – правые, б – левые сдвиги. Неотектонические напряжения. 5-6 - Ориентация оси сжатия в горизонтальной плоскости: 5 – I-го, 6 – II-го и более мелких рангов; 8-9 – геодинамическая обстановка формирования сдвигов: 8 – растяжения, 9 – сжатия. А – Тургайский разлом. Новейшие поднятия: 2 – Комсомольское, 2 - Нижнепурпейское.

На рис.3 видно, что практически все сдвиги формируются при субмеридионально ориентированном сжатии, разломы СЗ простирания являются правыми, а СВ простирания – левыми сдвигами. Два разлома, выделенные на рис.3, отнесены к разломам I-го ранга по повторяемости определений направлений перемещений по простиранию разлома и по их выраженности в рельефе и фундаменте. Сопоставление отдешифрированных новейших структур со структурами чехла показало, что в рельефе выделяются крупные поднятия, объединяющие группы отдельных месторождений платформенного чехла. Северо-Комсомольское поднятие расположено в новейшей структуре, зажатой между двумя крупными левыми сдвигами, один из которых соответствует Тургайскому разлому, а второй – субмеридиональному, вдоль которого в современном рельефе разработана долина р. Пур. Этот разлом активен в обстановке дополнительного растяжения, что обусловлено субширотным региональным растяжением. Между Комсомольским и Нижнепурпейским новейшими поднятиями выделен разлом II ранга СВ простирания также с левосдвиговой кинематикой. Таким образом, Комсомольское поднятие попадает на участок вблизи пересечения двух новейших разломов I-го ранга и в зоне сочленения Тургайского разлома с разломом II ранга. Во фронтальной части СЗ крыла этого разлома II ранга при его смещении на ЮЗ должно возникнуть ВСВ локальное сжатие. Сочетание локальных напряжений при перемещении по перечисленным разноранговым разломам в принципе требует дополнительных данных, особенно если подвижки по ним были несинхронными. Во всяком случае, неординарное распределение мелких вторичных структур, параллельных разломам на Умсейском и Северо-Комсомольском месторождениях могут быть обусловлены локальными напряжениями на пересечении и торцовом сочленении указанных трех

разломов. Осложнения в перераспределении локальных напряжений могут вносить и проскальзывания по отдельным горизонтам, сопровождаемыми скучиванием материала, образованием дуплексов, дешифрирующееся на поперечных профилях Умсейского месторождения.

Таким образом, знак сдвиговых смещений по региональным разломам Надым-Тазовского междуречья, определенный СГ методом, соответствует данным, полученным по сейсмическим профилированиям 3D.

региональное поле напряжений Западно-Сибирской плиты характеризуется субмеридиональным сжатием и субширотным растяжением; такое поле напряжений обуславливает развитие

Литература:

1. Гогоненков Г.Н., Лаврик А.С., Эльманович С.С. Зарождающиеся горизонтальные сдвиги в тектонике северной части Западной Сибири // Геофизика, спецвыпуск Технологии сейсморазведки-1, 2002, с. 52-62.
2. Тимурзиев А.И. Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: тектонофизический и флюидодинамический аспекты (в связи с нефтегазоносностью). Докторская дисс., М., 2009. 330 с.
3. Филиппович Ю.В. Сдвиговая тектоника в районе Надым-Тазовского междуречья и методика прогноза нефтяных залежей. Автореф. Канд. Дисс., М.: 2012. 21 с.
4. Юрченко О.С., Сим Л.А. Сдвиговая тектоника Максимкинской и Авригольской площадей Александровского свода // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Тез.докл. Всерос. Конф., 13-17 окт. 2008, Москва. М.: Изд-во ИФЗ РАН. Т.1, С.199-201.
5. Гогоненков Г.Н., Тимурзиев А.И. Сдвиговые деформации в чехле Западно-Сибирской плиты и их роль при разведке и разработке месторождений нефти и газа. Геология и геофизика, 2010, т.51, с.384-400.
6. Филиппович Ю.В. О приоритетной роли горизонтальных тектонических дислокаций в формировании и развитии мезозойско-кайнозойской Западно-Сибирской геосинеклизы. / «Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО» (IV научно-практическая конференция). Ханты-Мансийск - 2001, с.114-129.
7. Костенко Н.П., Брянцева Г.В. Неотектоника Надым-Тазовской синеклизы (Ново-Уренгойской регион) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М-лы XXXIII Тект. сов. 2000. М.: ГЕОС. С. 251-253.
8. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации). Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991, № 10.. С.3-22.
9. Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы. // М.В.Гзовский и развитие тектонофизики. М.:Наука. 2000. С.326-350.
10. Ребецкий Ю.Л. Напряжённое состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге блоков его фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 41-57.
11. Михайлова А.В. Геодинамические характеристики структур, образовавшихся в слое над активными разломами фундамента (по данным тектонофизического моделирования) // Геофизика XXI столетия: 2006 г. Труды 8 геофиз. чтений им. В.В.Федынского 2-4 марта 2006 г. Москва. М.: ИНТЕК-ГЕОН.С. 111-118.
12. Сим Л.А., Постников А.В., Постников Е.В., Бачманов Д.М.,Сергеев А.А. Разломно-блоковая тектоника платформенных нефтегазоносных областей // М-лы XXXIII Тект. сов. «Общие вопросы тектоники. Тектоника России». М.: ГЕОС. 2000.С. 471-473.
13. Сим Л.А., Брянцева Г.В., Чекмарев К.В. Новейшая тектоника и неотектонические напряжения севера Западно-Сибирской плиты и Полярного Урала. Бюлл. МОИП, 2007, №6, с.3-10. 7.

РАЗДЕЛЕНИЕ ИНТЕРФЕРЕНЦИОННОГО ВОЛНОВОГО ПАКЕТА МЕТОДОМ ДИНАМИЧЕСКОГО СЖАТИЯ

Станкевич Л.С.

*Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
ФГУП «СНИИГГиМС», г. Новосибирск*

В работе описаны авторские алгоритмы инверсии, которые позволяют достаточно эффективно проводить разделение интерференционного волнового пакета (ИВП). Решение основано на свёрточной теории образования сейсмограмм, согласно которой, из трассы

временного разреза можно выделить импульсный отклик среды с помощью инверсии временного разреза, методом динамического сжатия. Рассматриваются результаты проверки новых алгоритмов разделения ИВП на различных моделях временных разрезов.

Сеймостратиграфия, как способ геологического истолкования сейсмических данных по суммарным разрезам общей средней точки (ОСТ), имеет широкое практическое применение в нефтегазовой сейсморазведке. Негативной стороной такого рода интерпретации является зависимость волновых образов геологических объектов от частотного состава записи, который определяется условиями возбуждения, приема, графом обработки и т.д.[1]. К тому же, на сейсмических разрезах ОСТ изображается интегральная волновая картина где, в большинстве своем, регистрируемые отражения являются результатом сложной интерференции нескольких отраженных сигналов. Поэтому не существует прямого однозначного соответствия между видимой фазой отраженной волны, и поверхностью раздела в недрах земной коры [2]. Такие особенности сильно затрудняют интерпретацию и оценку, например, неантиклинальных и тектонических ловушек углеводородов. Уменьшение влияния волновых явлений связано с переходом от волновой сейсмической записи к импульсной, методом динамического сжатия. Этот метод относится к инверсионному типу преобразований суммарно разреза ОСТ.

Разрез осадочных отложений состоит из двух компонент: стабильных тонкослоистых пачек с контрастными акустическими свойствами и сравнительно монотонных по этим свойствам толстослоистых интервалов между пачками. В сейсмическом поле первые проявляются как ИВП, которые прослеживаются на разрезе как устойчивые по латерали отражения, вторые же образуют суммарный волновой фон слаборегулярного характера.

Исходя из предположения, что зарегистрированная сейсмограмма (S), во временной системе, есть свертка импульсной трассы (w) отраженных волн с элементарным сигналом (f) плюс случайная помеха (n):

$$(1) \quad S(t) = w(t) * f(t) + n(t)$$

Тогда ИВП – это суперпозиция волновых импульсов $f(t)$ на трассе $S(t)$. Искомые коэффициенты отражения $w(t)$ могут быть найдены лишь с заданной точностью, ограниченной несколькими факторами. Поэтому, коэффициенты отражения $w(t)$, полученные после сжатия волновой записи, называют эффективными коэффициентами отражения (ЭКО), а их набор – импульсным откликом среды (ИОС).

Задача о разделении волнового пакета заключается в решении уравнения (1): минимизировать $n(t)$, рассчитать $f(t)$ из $S(t)$ и восстановить ИОС.

Важно отметить главное свойство динамического сжатия – повышение разрешенности сейсмической информации, т.е. способность различать мелкие включения в среде за счет снижения эффекта интерференции волн, отраженных от близко расположенных границ. Теоретически, сжатием достигается представление сейсмического разреза в виде системы сейсмоакустических границ, непосредственно связанных с литологическими и стратиграфическими границами. На основе ИОС можно выделить тектонические нарушения, рассчитать скоростные параметры разреза (псевдоакустический каротаж) и построить литофизическую модель среды [3]. В качестве интерпретационной базы используется методика сейсмолиитофациального анализа.

Для наибольшей эффективности, метод динамического сжатия желательно использовать совместно с данными ГИСи ВСП [4], но это не является обязательным условием. В этом заключается главное преимущество такого типа инверсии. Все составляющие элементы в формуле (1), можно найти итерационными способами из временного разреза. Свёрточный сигнал $f(t)$, находится методом итерационного фазового суммирования. С его помощью разрез можно подвергнуть динамическому сжатию, определить значения амплитуд и времена вступлений ЭКО.

Оценка практической эффективности динамического сжатия проводилась с помощью одномерного моделирования. Такое допущение оправданно т.к. на практике сжатию подвергаются уже прошедшие стандартную обработку временные разрезы. Модель содержала разнообразные по строению пачки с контрастными акустическими свойствами, различные варианты сигнала $f(t)$ и уровни шума $p(t)$.

Моделирование позволило определить:

- насколько точно восстанавливается из трасс разреза свёрточный сигнал $f(t)$
- насколько качественно восстанавливаются амплитуды ЭКО.
- насколько повышается разрешённость записи
- рекомендации к предварительной обработке для наиболее эффективной инверсии

Литература:

1. Рудницкая Д.И. Основы сейсмостратиграфической интерпретации импульсной сейсмической записи в системе РЕАПАК с целью поиска залежей нефти и газа. «СНИИГГиМС», Новосибирск, 1990 - 71с
2. Шерифф Р.Е., Грегори А.П. Вейл П.Р. и др. Сейсмическая стратиграфия (1 часть). AAPG, 1977. Перевод «Мир», 1982.
3. Станкевич Л.С. Изучение перспективных зон развития ловушек углеводородов методами динамической инверсии волновой записи. ЦОИЭГД ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск, 2009.
4. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка: Учебник для вузов. // Тверь: Изд-во. АИС, 2006.

ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ДВОЙНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ (DOUBLE BSR) СВЯЗАННЫХ С НАКОПЛЕНИЕМ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ В МОРСКИХ ОСАДКАХ

Суетнова Е..И.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук

Исследования поддонных сейсмических границ (bottom simulating reflections (BSRs)) в акваториях показали, что эти границы отражают нижнюю границу зоны стабильности газовых гидратов в морских осадках. BSR формируются за счет присутствия свободного газа в порах [1]. Присутствие свободного газа в порах ниже границы зоны стабильности гидратов определяется разложением газовых гидратов при превышении температуры и давления термодинамического равновесия гидрат-флюид при погружении гидратосодержащих осадков в процессе наращивания осадочного слоя и его уплотнения и фильтрации к поверхности поровых флюидов [2]. Рисунок 1 показывает схематически положение зоны стабильности газовых гидратов в морских осадках и стрелками показаны процессы осадконакопления и погружения осадков и фильтрации к поверхности поровых флюидов, содержащих растворенный газ.



Рис.1. Схематическое изображение положения зоны стабильности газовых гидратов в морских осадках и стрелками показаны процессы осадконакопления и погружения осадков и фильтрации к поверхности поровых флюидов, содержащих растворенный газ.

В последние годы в результате исследований морского дна были получены надежные данные, свидетельствующие о присутствии двойных BSR в некоторых районах акваторий, потенциально содержащих газовые гидраты. Анализ сейсмических данных указывает на гидратное происхождение этих BSR [3,4]. Происхождение этих двойных границ, активно обсуждается в литературе. В данной работе анализируется один из возможных механизмов образования двойных BSR. На рисунке 2 приведены результаты расчетов P-T условий гидратообразования в морских осадках насыщенных морской водой или чистой водой для случаев содержания в порах чистого метана и метана с малой примесью этана и пропана [5]. Точки пересечения этих кривых с кривой распределения температуры в осадках определяют глубины положения нижних границ зон стабильности газовых гидратов метана и смеси газов. Для градиента температуры в осадках $36^{\circ}\text{C}/\text{км}$ и глубины моря около 900м эти точки пересечения располагаются на глубинах около 400 и 550м. То есть BSR, обнаруженные на этих глубинах в море Росса [3], потенциально могут соответствовать положениям нижних границ зоны стабильности газовых гидратов метана и смеси газов.

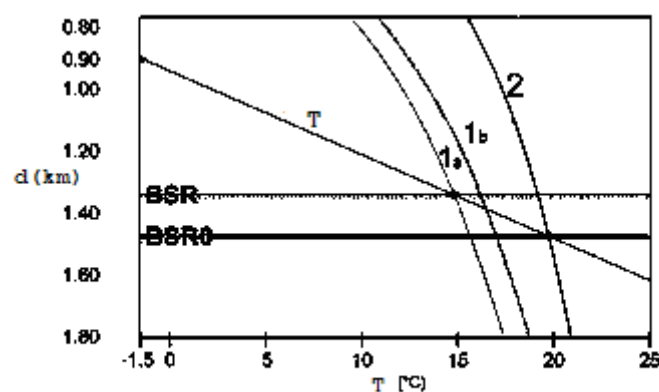


Рис.2 Положение зоны стабильности газовых гидратов рассчитанное для геотермического градиента $36^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Обозначения: 1_a - P-T граница образования гидратов метана в осадках в морской воде; 1_b - то же для чистой воды; 2- то же для гидрата смеси газов: 96% метана, 3% этана, 1% пропана. Пересечение этих кривых с кривой распределения температуры в осадках определяет глубину положения зоны стабильности газовых гидратов. BSR- наблюдаемые сейсмические границы.

Верхняя BSR соответствует нижней границе стабильности гидратов метана. Нижняя BSR соответствует нижней границе стабильности гидратов смеси метана и гидрокарбонатов с

большим молекулярным весом. Хотя результаты расчетов положения зон равновесия гидратов метана и смеси газов с морской водой в осадках показали, что различием в составе газов можно объяснить наличие двойной BSR так как в выбранных температурных условиях гидраты в настоящее время стабильны в интервале глубин, соответствующих глубинам наблюдаемых BSR, несколько вопросов нуждаются в дальнейшем изучении. Так, например, представляется нереальным длительное существование такой структуры, так как фильтрация смеси газов в область PT стабильности гидратов метана при погружении осадков ниже границы стабильности гидратов метана приведет к разложению всех гидратов метана под границей стабильности, и следовательно образование гидратов смеси газов возможно только на границе стабильности смеси газов. Для описанного выше механизма образования двойной BSR необходимо предположить два разных источника газа, *in situ*, биогенного происхождения и глубинного происхождения, за счет фильтрации термогенных газов [6].

При этом образование нижней BSR за счет поступления термогенных газов в зону стабильности их гидратов может быть относительно недавним (в геологическом масштабе времени), что определяется скоростью фильтрации флюида в осадках и расстоянием между нижней и верхней BSR. Оценки скоростей фильтрации флюидов и погружения осадков, сделанные для типичных значений параметров осадконакопления в гидратных зонах [7] показывают, что нижняя BSR, связанная с поступлением смеси газов с глубины, могла сформироваться около нескольких десятков тысяч лет назад. Однако необходимо установить этот источник газа. Таким образом, несмотря на продемонстрированную в настоящем исследовании возможность интерпретировать двойные BSR как следствие образования и разложения газовых гидратов чистого метана и смеси газов, необходимо провести еще ряд исследований, чтобы подтвердить эту гипотезу.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ, проект 10-05-01094-а

Литература:

1. Hyndman R.D., Davis E.E. A mechanism for the formation of methane hydrate and seafloor bottom simulating reflectors by vertical expulsion // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 7025– 7041.
2. Суетнова Е.И. Влияние режима осадконакопления и уплотнения осадков в субаквальных условиях на аккумуляцию газгидратов в зоне их стабильности // Физика Земли. 2008. № 9. С. 65–70.
3. Geletti, R., and M. Busetti (2011), A double bottom simulating reflector in the western Ross Sea, Antarctica, *J. Geophys. Res.*, 116, B04101, doi: 10.1029/2010JB007864.
4. Bangs, N. L. B., R. J. Musgrave, and A. M. Tre'hu (2005), Upward shifts in the southern Hydrate Ridge gas hydrate stability zone following postglacial warming, offshore Oregon, *J. Geophys. Res.*, 110, B03102, doi: 10.1029/2004JB003293.
5. Sloan E.D. Clathrate Hydrates of Natural Gases. N.Y. : Marcel Dekker, 1998. 705 p.
6. Davie M.K., Buffett B.A. Sources of methane for marine gas hydrate: inferences from a comparison of observations and numerical models // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 206. №1–2. P.51– 63.
7. Суетнова Е. И. Влияние флюйродинамических и реологических свойств осадков на процесс вязкоупругого уплотнения при различных скоростях осадконакопления // Физика Земли. 2010. № 6. С. 72–79.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МОРЯ СКОША, ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИКА.

Тетерин Д.Е.¹, Дубинин Е.П.², Кохан А.В.³

¹ ГЕОХИ РАН им. В.И. Вернадского, ²Музей Землеведения МГУ, ³Географический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова

Море Скоша - окраинное море южного сектора Атлантического океана, расположенное между Южной Америкой и Антарктидой. На севере граница моря с Атлантическим океаном условно проходит вдоль острова Южная Георгия и Фолклендского плато, на юге акваторию отделяет от моря Уэдделла архипелаг Южно Оркнейских островов, на востоке от Атлантического океана - дуга Южно Сандвичевых островов и на Западе соединяется проливом Дрейка с Тихим океаном.

В тектоническом отношении акватория почти полностью соответствует литосферной плите Скоша, которая граничит с Южно-Американской плитой на севере вдоль трансформного разлома - хребет Северный Скоша, на востоке отделена от Сандвичевой микроплиты спрединговым центром - хребет Восточный Скоша, с Антарктической плитой на юге граничит вдоль трансформного разлома – хребет Южный Скоша и по трансформному разлому Шеклтона на западе с плитой Феникс и Антарктической (рис.1).

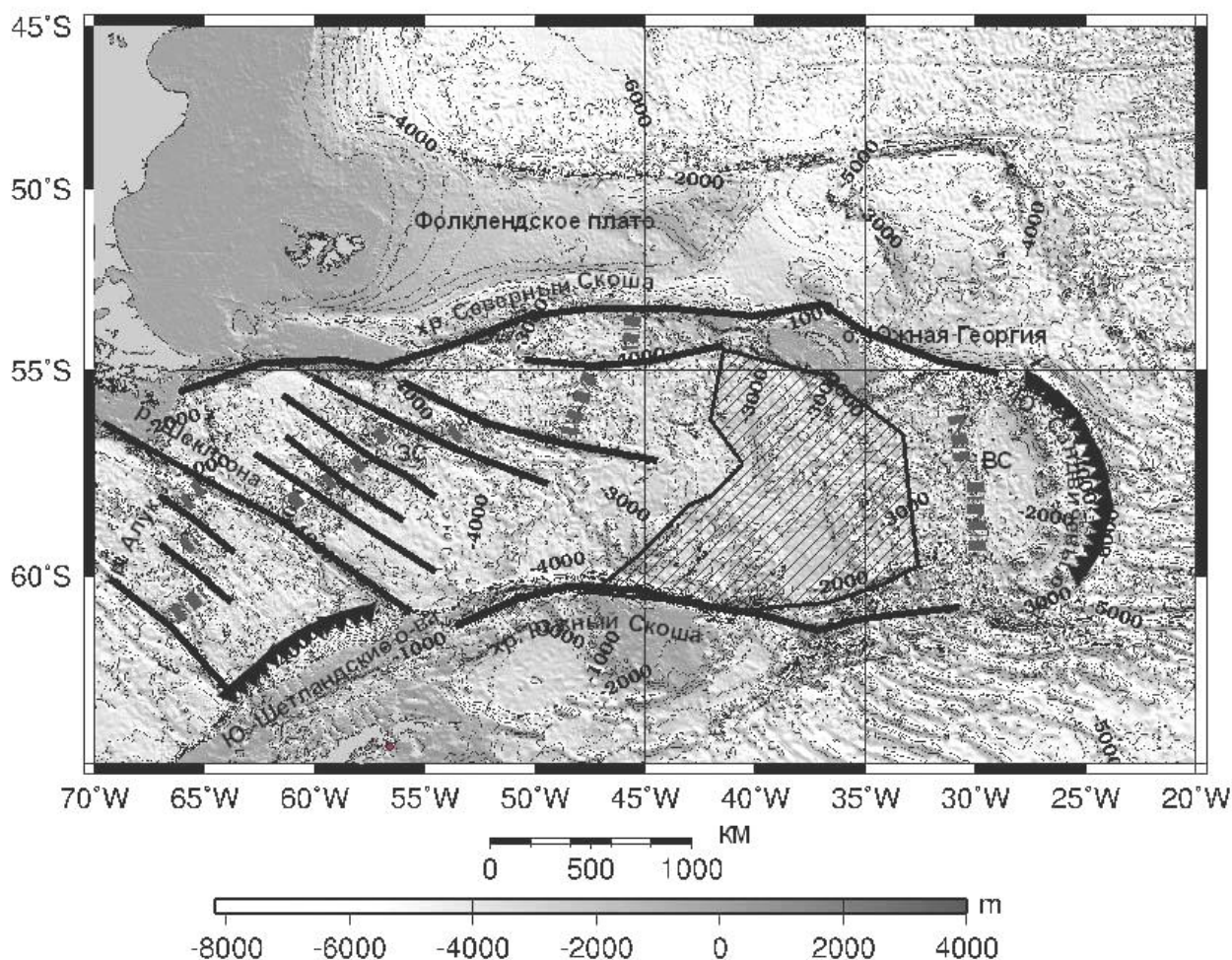


Рис.1. Батиметрическая карта моря Скоша (GEBCO 2010). ЗС- палеоспрединговый центр - хребет Западный Скоша, ВО – спрединговый центр - хребет Восточный Скоша. Заштрихованная область – центральная часть моря Скоша.

По особенностям строения подводного рельефа, осадочного чехла и океанического фундамента плита может быть разделена на три части: западную, центральную и восточную. Происхождение и эволюция литосферы западной части связана с активностью палеоспредингового центра хребта Западный Скоша. Восточная часть плиты формируется на активном задуговом спрединговом хребте Восточный Скоша в тылу Южно-Сандвичевой зоны субдукции. У большинства исследователей [1,3-7] природа литосферы восточной и западной частей плиты Скоша не вызывает сомнений. Что же касается центральной части, то единого мнения пока нет. По предположению, например Игалс [3,6], центральная часть

возникла также как и западная и восточная в результате океанического спрединга. Удинцев [2] считает, что литосфера всего моря Скоша есть результат переработки континентальной литосферы (т.е. океанизации). Проведенный в этой работе комплексный анализ особенностей строения подводного рельефа, осадочного чехла, океанического фундамента, морфологии геофизических полей в различных редукциях, моделей изостатической компенсации позволяет предполагать несколько иной сценарий эволюции этого региона. Предполагается, что центральная часть моря Скоша представляет собой крупный осколок континентального моста, соединявшего Антарктиду и Южную Америку, погрузившийся в результате прогрева и растяжения континентальной литосферы.

Около 30 млн.лет назад в результате миграции астеносферного потока со стороны Тихого океана происходит разрушение континентального моста между Антарктидой и Южной Америкой. Около 26 млн.лет назад астеносферный поток мигрирующий в северо-восточном направлении приводит к формированию спредингового центра Западный Скоша и началу аккреции океанической литосферы западной части моря Скоша. Около 20 млн.лет назад астеносферный поток меняет направление на восточное, столкнувшись с мощным блоком континентальной литосферы Фолклендского плато, в результате оставшийся после разрушения моста крупный блок континентальной литосферы испытывает интенсивный прогрев, растяжение (рифтинг) вплоть до разрыва сплошности с локальным образованием океанической коры и, как следствие этого, погружение. Однако рифтинг не переходит в спрединг в центральной части т.к. астеносферный поток мигрирует дальше в восточном направлении, что приводит к началу субдукции и последующему задуговому спредингу с формированием хребта Восточный Скоша и литосферы восточной части моря Скоша.

Таким образом, предполагается, что центральная часть моря Скоша представляет собой крупный блок континентального моста, соединявшего Антарктиду и Южную Америку, погрузившийся в результате прогрева и растяжения континентальной литосферы.

Литература:

1. Barker P., Dalziel I., Storey B. Tectonic development of the Scotia arc region // *The Geology of Antarctica*, Oxford, Clarendon Press, 1991, P. 215-248.
2. Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Куренцова Н.А. и др. Пролив Дрейка и море Скоша – океанские ворота Западной Антарктики// *Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Том.4. М.: Paulsen. 2010. С.66-90.*
3. Eagles G., Livermore R., Morris P. Small basins in the Scotia Sea: The Eocene Drake Passage gateway // *Earth and Planet. Sc. Let.*. V. 206. 2006. p. 343-353.
4. Maldonado A. , Balanyá J., Barnolas A. et al., Tectonics of an extinct ridge-transform intersection, Drake Passage (Antarctica) // *Mar. Geophys. Res.*. v. 21. №1. 2000. p. 43–68.
5. Maldonado A., Barnolas A., Bohoyo F. et al. Contourite deposits in the central Scotia Sea: the importance of the Antarctic Circumpolar Current and the Weddell Gyre flows // *Palaeog. Palaeocli. Palaeoec.*. v. 198. 2003. p.187–221.
6. Eagles G. The age and origin of the central Scotia Sea // *Geophysical Journal International*. V.183 №2. 2010. p. 587-600.
7. Kimbell G.S., Richards P.C. The three-dimensional lithospheric structure of the Falkland Plateau region based on gravity modeling // *Journal of the Geological Society*. v. 165. no. 4. 2008. p. 795-806.

КОРРЕЛЯЦИЯ ТРАППОВЫХ РАЗРЕЗОВ НОРИЛЬСКОГО И МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОГО РАЙОНОВ С УЧЕТОМ ПОСЛЕДНИХ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Фетисова А.М.

Московский Государственный Университет имени М.В.Ломоносова

Несмотря на многочисленные исследования, вопрос о корреляции эффузивных толщ Норильского и Маймеча-Котуйского районов Сибирской трапповой провинции остаётся открытым. Его решение имеет большое значение не только для региональной геологии, но и для оценки продолжительности формирования мощных трапповых разрезов этих районов, что необходимо для проверки гипотезы [1] о связи крупнейшего в истории Земли массового вымирания в конце пермского периода с извержением пермо-триасовых траппов Сибирской платформы.

Существующая схема корреляции эффузивных траппов Норильского и Маймеча-Котуйского районов базируется на комплексе геохимических, геохронологических, палеонтологических и палеомагнитных данных [2]. Качество и надёжность имеющихся палеомагнитных данных существенно различается. Так, по траппам Норильского района недавно были выполнены магнитостратиграфические исследования, результаты которых в полной мере отвечают современным требованиям надёжности и качества [3,4]. В то же время, основу магнитостратиграфической схемы эффузивных траппов Маймеча-Котуйского района составляют данные, полученные более четверти века назад [5,6], требующие подтверждения путём проведения палеомагнитных исследований на современном методическом и аппаратном уровне.

Объектом исследования служили три свиты, лежащие в основании Маймеча-Котуйского траппового разреза: хардахская, арыджангская и онкучакская (нижняя часть коготокской серии). Хардахская свита представлена потоками щелочных базальтоидов и пачойтуфолов щелочно-ультраосновного состава. Арыджангская свита залегает гипсометрически выше пород хардахской свиты, но контакт этих свит обнаружен не был. Арыджангская свита представлена потоками пикритов, мелилитовых меланефелинитов и меланефелинитов [7], мощностью 3-8 м. Онкучакская свита бассейна р.Котуй представляет нижнюю часть коготокской серии и сложена, почти исключительно, потоками толеитовых базальтов с редкими прослоями туфов основного состава.

Общий объём палеомагнитных коллекций траппов долины р.Котуй составил чуть более чем 1200 ориентированных образцов. Из каждого потока отбиралось от 8 до 20 образцов (штуфов). Все образцы были подвергнуты детальной температурной чистке, которая в большинстве случаев выполнялась до 560-580°C. Число шагов чистки составляло не менее 10-12.

В составе естественной остаточной намагниченности (ЕОН) пород хардахской свиты выделяется несколько компонент намагниченности. Самая низкотемпературная из них присутствует практически во всех образцах и разрушается в интервале температур 125-230°C. Её среднее направление близко к направлению современного поля в районе исследований, что позволяет предполагать современный возраст и вязкую природу этой компоненты.

По результатам компонентного анализа почти все образцы из лавовых потоков могут быть разделены на 3 группы. К первой из них относятся те образцы, где помимо низкотемпературной современной компоненты присутствует также высокотемпературная компонента намагниченности, разрушающаяся в диапазоне температур 280-550°C (иногда до 600°C) и имеющая обратную полярность. Ко второй группе относятся образцы, содержащие помимо низкотемпературной современной компоненты только среднетемпературную

компоненту, выделяющуюся в температурном интервале 280-420°C и имеющую прямую полярность. И, наконец, третья группа представлена лишь несколькими образцами, которые содержат 3 компонента намагниченности: низкотемпературную современную (125-230°C), среднетемпературную (280-450°C) прямой полярности и высокотемпературную (470-550°C) обратной полярности.

Во всех образцах из туфолововой пачки, помимо современной низкотемпературной (20-250°C) компоненты, выделяется высокотемпературная компонента намагниченности, имеющая обратную полярность. Судя по температурам разблокирования (300-620°C) её минералом-носителем является низкотитанистый титаномагнетит и, возможно, окисленный магнетит.

В составе ЕОН образцов дайки, прорывающей лавовые потоки и туфолововую пачку, выделяется низкотемпературная (125-230°C) современная компонента намагниченности, а также высокотемпературная (280-530°C) характеристическая компонента прямой полярности.

Поскольку входящая в состав ЕОН образцов из лавовых потоков компонента прямой полярности выделяется в более низкотемпературном диапазоне блокирующих температур, чем компонента обратной полярности (т.е. является менее стабильной), то предполагается её вторичная природа.

Таким образом, имеются основания предполагать, что вся (или почти вся) толща изученных вулканогенных пород хардахской свиты образовалась в эпоху обратной полярности. При этом лавовые потоки были полностью или частично перемагничены более поздними магматическими событиями, возможно совпадающими во времени с формированием лавовых толщ арыджангской свиты.

В 27 исследованных потоках щелочных и ультраосновных лав арыджангской свиты качество палеомагнитной записи можно оценить как посредственное. Все потоки арыджангской свиты намагничены в прямой полярности. В большинстве изученных образцов в составе вектора ЕОН присутствуют две компоненты намагниченности: низкотемпературная (20-240°C), направление которой близко к направлению современного магнитного поля, и высокотемпературная, разрушающаяся при температурах 550-600°C. В средней части арыджангской свиты, из линзы конгломератов были отобраны гальки магматических пород. Направления векторов характеристической компоненты, выделенных в изученных гальках (N=19), распределены практически хаотично с кучностью (K) равной 1.2, что составляет положительный тест конгломератов и указывает на первичный возраст наиболее стабильной компоненты намагниченности образцов арыджангской свиты.

Большинство образцов онкучакской свиты несёт отличный палеомагнитный сигнал. ЕОН образцов из трёхнижних потоков является суммой двух или трёх компонент намагниченности. Низкотемпературная (20-180°C) современная компонента намагниченности имеет, вероятно, вязкую природу. В значительном количестве образцов уверенно выделяется среднетемпературная (125-400°C) компонента намагниченности обратной полярности, а высокотемпературная компонента намагниченности прямой полярности, присутствующая практически во всех образцах, разрушается в интервале 350-545°C.

Выше по разрезу залегает пачка туфов мощностью около 30 м, характеризующихся очень шумным, неинтерпретируемым палеомагнитным сигналом. В составе ЕОН образцов потока базальтов, перекрывающего туфовую пачку, уверенно выделяются низкотемпературная (20-125°C) и высокотемпературная (180-570°C) компоненты намагниченности; последняя – обратной полярности.

В следующих вверх по разрезу пяти потоках палеомагнитный сигнал шумный и проведение компонентного анализа не представляется возможным. ЕОН образцов из оставшихся 35 верхних потоков является, в подавляющем большинстве случаев, суммой двух

компонент намагниченности: низкотемпературной (20-240°C) современной и высокотемпературной (300-600°C) характеристической обратной полярности.

Аргументами в пользу первичности выделенных характеристических компонент намагниченности в изученных свитах являются:

1. Рассчитанные (исходя из средних направлений выделенных компонент намагниченности) виртуальные геомагнитные полюсы (VGP) каждой свиты лежат в непосредственной близости от среднего пермо-триасового (траппового) палеомагнитного полюса Сибирской платформы отличаются от более молодых полюсов.

2. Наличие в разрезах стабильных компонент прямой и обратной полярности с почти антиподальными средними направлениями. Отрицательный результат теста обращения ($\gamma/\gamma_c = 8.5^\circ/3.5^\circ$) мы связываем с недостаточным осреднением вековых вариаций геомагнитного поля в разрезе [8].

3. Положительный результат теста конгломератов, выполненного для слоя туфоконгломератов в центральной части разреза арыджангской свиты.

4. Существование в разрезе дирекционных групп, статистически значимо отличающихся друг от друга [8].

Таким образом, имеются серьёзные основания полагать, что намагниченность изученных пород первична и отражает геомагнитное поле времени их формирования.

Магнитостратиграфическая схема района долины р. Котуй состоит из трех зон магнитной полярности. Зона обратной полярности, включающая в себя породы хардахской свиты, сменяется зоной прямой полярности – арыджангская и низы онкучакской свиты, и венчает разрез зона обратной полярности – верхи онкучакской свиты. Магнитостратиграфическая схема норильского разреза состоит из двух зон магнитной полярности – зона обратной полярности, включающая в себя ивакинскую свиту, сменяется зоной прямой полярности, куда входят все оставшиеся свиты.

Полученные нами палеомагнитные данные позволяют рассмотреть возможные корреляции трапповых разрезов Норильского и Маймеча-Котуйского районов с учётом всех имеющихся данных. Возможные варианты корреляции показаны на рис. 1.

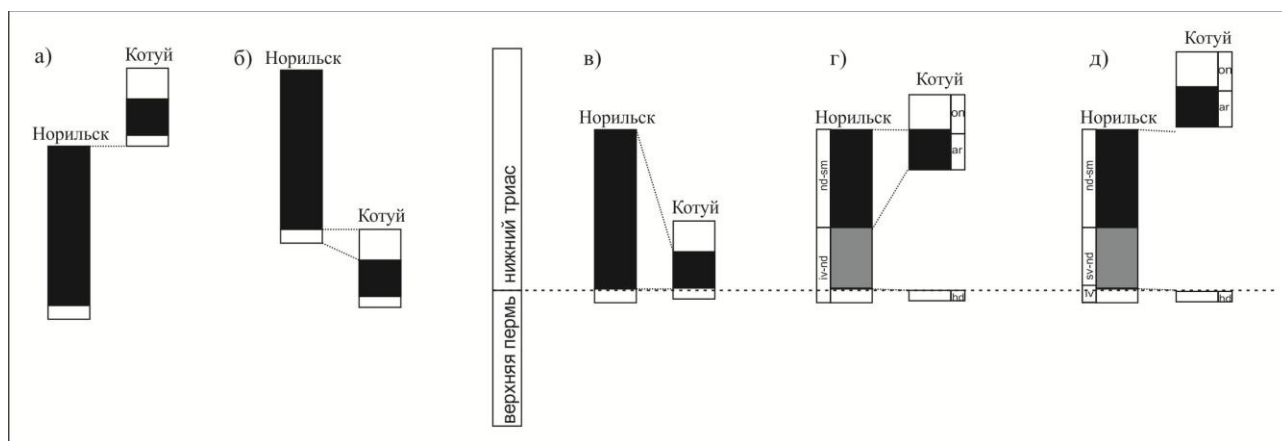


Рис. 1. Корреляция трапповых разрезов Норильского и Маймеча-Котуйского районов.

Вариант 1 предполагает, что зона прямой полярности норильского разреза, соответствующая всему разрезу, исключая ивакинскую свиту, древнее зоны обратной полярности хардахской свиты котуйского разреза (рис. 1, а). Имеющиеся геохронологические данные [2] не противоречат этому: варьируя датировки изотопного возраста в пределах соответствующих доверительных интервалов, можно принять возраст моронговской свиты норильского района в 251.5 млн. лет, а возраст арыджангской свиты котуйского района в 251.3 млн. лет. При этом продолжительность интервала обратной полярности, отвечающего хардахской свите, будет составлять максимум 200 тыс. лет (если

нормально намагниченные верхи норильского разреза образовались практически сразу же за моронговской свитой).

Однако этот вариант имеет ряд противоречий с палеонтологическими данными. Возраст потокойской (хардахской) свиты котуйского разреза по спорово-пыльцевому комплексу относится к верхней перми [9]. Тогда, если весь норильский разрез древнее маймеча-котуйского, он полностью должен быть отнесён к верхней перми. Но это предположение противоречит сведениям о находках синапсид (зверообразные), согласно которым хараелахская свита норильского разреза относится к нижней трети раннего триаса [10], а также современным датировкам возраста Р-Т границы (252.6 ± 0.2 млн. лет [11]).

Вариант 2 предполагает, что весь котуйский разрез древнее норильского (рис 1, б). В этом случае верхняя зона обратной полярности котуйского разреза должна быть древнее или одновозрастна зоне обратной полярности ивакинской свиты норильского района. Согласно геохронологическим данным такое надстраивание разрезов возможно; в этом случае между формированием маймеча-котуйского и норильского разрезов могло пройти не более 500 тыс. лет, если принять (опять же в рамках доверительного интервала определения) возраст моронговской свиты 250.9 млн. лет, а возраст дельканской свиты, соответствующей зоне обратной полярности маймеча-котуйского разреза, 251.4 млн. лет [2]. Но ивакинская свита норильского разреза, по определениям флоры и наличию пелеципод (двустворчатые моллюски), относится к верхней перми [12]. Следовательно, весь котуйский разрез должен быть не моложе верхней перми, что, однако, противоречит находкам раннетриасовых филлопод (листоногие ракообразные) в арыджангской свите [9], а также приведенной выше датировке пермо-триасовой границы.

Такой вариант корреляции был ранее рассмотрен Е.Л.Гуревичем с соавторами [4], использовавшими в его поддержку датировки изотопного возраста, полученные Ar/Ar методом в работе [13], а также, возможно, более “древнее” положение маймеча-котуйского палеомагнитного полюса по сравнению с норильским. Однако, современные U-Pb определения изотопного возраста [2] снимают аргументацию, основанную на Ar/Ar датировках [13]. Что же касается использования положения маймеча-котуйского палеомагнитного полюса для определения его возраста относительно норильского разреза, то об этом не приходится говорить хотя бы в силу того, что позднемезозойский и раннемезозойский сегменты кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса Сибирской платформы до настоящего времени остаются недостаточно разработанными.

Вариант 3: периоды формирования норильского и маймеча-котуйского разрезов частично перекрываются. Близкий по смыслу вариант корреляции рассматривался В.Федоренко с соавторами [10], Е.Гуревичем с соавторами [4], С.Камо с соавторами [2].

Прежде всего, отметим, что имеющиеся магнитостратиграфические данные не допускают полного временного перекрытия этих разрезов. Это следует, в первую очередь, из того, что в норильском разрезе записаны две, а в маймеча-котуйском – по крайней мере, три зоны магнитной полярности (рис. 1, в). Более того, авторы работы [3] выделили в трапповых разрезах Талнах, Листвянка и Абагалах Норильского района достаточно мощный инверсионно-экскурсионный интервал между устойчивыми зонами обратной (большая часть ивакинской свиты) и прямой полярности (разрез выше средних уровней надеждинской свиты), отвечающий инверсии и последовавшему вслед за ней экскурсу геомагнитного поля (рис. 1, г).

Результаты проведённых нами исследований не обнаруживают наличие такого переходного интервала в котуйском разрезе. Это определённо указывает на то, что полные временные аналоги верхов ивакинской, сыверминской, гудчихинской, хаканчанской, туклонской и значительной части надеждинской свит в котуйском разрезе отсутствуют, либо редуцированы до маломощного интервала, отвечающего плохо обнажённому и, поэтому, неизученному переходу между хардахской и арыджангской свитами. Это означает, что в то

время как в Норильском районе происходили интенсивные извержения, приведшие к формированию большей части нижних свит трапповой толщи, в Маймеча-Котуйском районе не было сколько-нибудь существенных проявлений вулканической активности.

На настоящий момент нет никаких данных, которые противоречили бы одновозрастности хардахской и ивакинской свит – обе они намагничены в обратной полярности и содержат позднепермскую фауну. Поэтому, в качестве рабочего варианта, мы предлагаем прямое возрастное сопоставление этих стратиграфических подразделений (рис. 1, в-д). При этом следует обратить внимание на то, что отсутствие переходного интервала в нижней части прямонамагниченной толщи котуйского разреза свидетельствует в пользу существования в её основании перерыва неизвестной длительности. Если так, то ничто не запрещает хардахской свите, оставаясь в пределах верхней перми, быть древнее ивакинской свиты Норильского района. В этом случае не исключено, что вся толща траппов Маймеча-Котуйского района (за исключением хардахской свиты) может быть моложе траппов Норильского района (рис. 1, д).

Литература.

1. Courtillot V.E., Renne P.R. On the ages of flood basalt events// C. R.Geoscience. 2003. V. 335. P. 113-140.
2. Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 214. P. 75-91.
3. Heunemann C., Krasa D., Soffel H., Gurevitch E., Bachtadse V. Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 218. P. 197-213.
4. Gurevitch E.L., Heunemann C., Rad'ko V., Westphal M., Bachtadse V., Pozzi J.P., Feinberg H. Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the Permian-Triassic northwest central Siberian Trap Basalts // Tectonophysics. 2004. V. 379. P. 211-226.
5. Сидорас С.Д. Магнетизм вулканогенных образований Тунгусской синеклизы и его значение при геологических исследованиях. Диссертация ... канд. геол.-мин. Наук. Ленинград, 1984. 206 с.
6. Гусев Б.В., Металлова В.В., Файнберг Ф.С. Магнетизм пород трапповой формации западной части Сибирской платформы. Л.: Недра, 1967. 129 с.
7. Fedorenko V., Czamanske G., Zen'ko T., Budahn J., Siems D. Field and geochemical studies of the melilite-bearing Arydzhangsky Suite, and an overall perspective on the Siberian alkaline-ultramafic flood-volcanic rocks // Int. Geol. Rev. 2000. V. 42 (9). P. 769-804.
8. Павлов В.Э., Флуто Ф., Веселовский Р.В., Фетисова А.М., Латышев А.В. Вековые вариации геомагнитного поля и вулканические пульсы в пермо-триасовых траппах Норильской и Маймеча-Котуйской провинций // Физика Земли. 2011. №5. С. 35-50.
9. Иванов А.И., Пирожников Л.П. Возраст щелочно-ультраосновных вулканогенных образований севера Сибирской платформы. Докл. АН СССР, 1959, т.127, № 5, с.1078-1080
10. Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., Naldrett A.J. et al. Petrogenesis of the flood-basalt sequence at Noril'sk, North Central Siberia // Inter.Geol.Rev. 1996. V. 38. P. 99-135.
11. Metcalfe I., Isozaki Y., Current perspectives on the Permian-Triassic boundary and end-Permian mass extinction: Preface // Journal of Asian Earth Sciences. 2009. V. 36. P. 407-412.
12. Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:1000000 (новая серия). Лист R-(45)-47-Норильск. Спб., Изд-во: ВСЕГЕИ, 2000. 479 с.
13. Basu, A.R., Poreda, R.J., Renne, P.R., Teichmann, F., Vasiliev, Y.R., Sobolev, N.V., Turrin, B.D., 1995. High-³He plume origin and temporal spatial evolution of the Siberian flood basalts. Science 269, 822– 825.

МЕЛКОФОКУСНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ В ТЫЛУ ЯПОНО-САХАЛИНСКОЙ ДУГИ И ЕЕ ВЕРОЯТНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА

Тихонов И.Н., Ломтев В.Л.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

Японо-Сахалинская островная дуга – часть Тихоокеанского сейсмического пояса, в котором происходит более 80% землетрясений Земли, в том числе катастрофические события [1]. Она отделяет впадину Японского моря от Тихого океана. На тихоокеанской

окраине входящей в нее дуги Хонсю (Тохоку или СВ Японии) сейсмичность достигает максимального для Земли уровня, что связано со встречными фокальными зонами Бенъофа (точнее Вадати-Заварицкого-Бенъофа) и Тараканова и мелкофокусными, в основном, коровыми землетрясениями [2–4 и наст. работа]. Уровень мелкофокусной сейсмичности в Японском море несколько ниже, однако, вблизи его восточного побережья регулярно происходят сильные землетрясения: Ниигатское 1964 г. ($M=7.5$), Монеронское 1971 г. ($M=7.5$), Япономорское 1983 ($M=7.7$), Окусирское 1993 г. ($M=7.8$) и Невельское 2007 г. ($M=6.2$). Их связывают с границей Амурской и Охотской литосферных плит, маркируемой очагами сильных землетрясений от Ниигаты (о. Хонсю) до Северного Сахалина [5, 6].

В данном докладе представлены результаты сбора наиболее полных данных о мелкофокусной ($h < 60$ км) сейсмичности Японского моря в 1975–2010 гг. с магнитудами ($M \geq 3.0$), подготовки авторского каталога из 9513 землетрясений и выявления взаимосвязей сейсмичности с тектоникой. Сбор материалов проводился на основе анализа отечественных и зарубежных сводок. Сейсмичность Японского моря контролируется сейсмологическими службами Японии, России, КНДР и

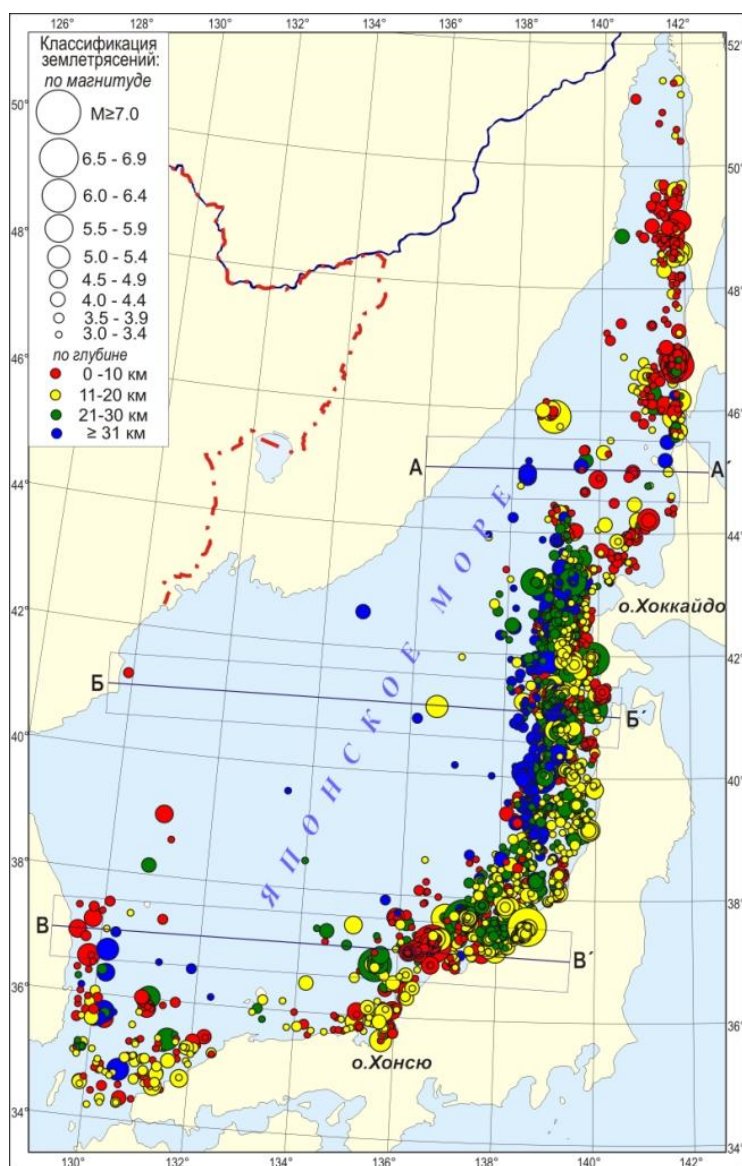


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений с магнитудой $M \geq 3.0$ на глубинах 0–10, 11–20, 21–30 и ≥ 31 км в Японском море за 1975–2010 гг. по данным авторского каталога. Отрезки прямых А–А', Б–Б', В–В' – осевые линии вертикальных субширотных разрезов сейсмоактивных объемов шириной $\pm 0.5^\circ$ относительно осевых линий (см. рис. 2).

Республики Корея, а также обобщается мировыми агентствами NEIC/USGS и ISC (International Seismological Centre). Основным (~92.3%) источником стал каталог Японского метеорологического агентства [1]. Точность оценки положения очагов мелкофокусных землетрясений, начиная с 1998 г., составляет в среднем 0.7 км по широте, 1.5 км по долготе и 1.5 км по глубине.

За анализируемый период в Японском окраинном море было зарегистрировано несколько сильных и сильнейших землетрясений с большим количеством афтершоков, которые обусловили значительный объем сводного каталога. Вторым по объему использованных данных (4.7%) источником сведений оказался каталог землетрясений юга Сахалина по данным локальной сети цифровых сейсмостанций [7]. Он содержит наиболее полные и точные оценки параметров афтершоков Невельского шельфового землетрясения 02.08.2007 г. ($M=6.2$).

Третье место (2.3%) принадлежит региональному каталогу для всего Сахалина [8]. Данные о сейсмичности западного шельфа Среднего и Северного Сахалина с конца сентября 2005 г. брались из Оперативного каталога Сахалинского филиала ГС РАН. Этот и остальные каталоги дали незначительный объем информации (около 0.7%). Для западной части Японского моря также привлекались данные мирового каталога USGS/NEIC, российских сводок по Приморью и Приамурью и корейских источников. Выборка данных унифицирована по времени, моменты возникновения событий приведены к стандартному японскому времени (JST). На рис. 1 приведены карта эпицентров землетрясений по данным авторского каталога для 4 интервалов глубин, а на рис. 2 - вертикальные субширотные разрезy сейсмоактивных объемов для северной, центральной и южной частей Японского моря. Осевые линии разрезов располагаются вдоль 37, 41 и 45° с.ш. при ширине полос 1°.

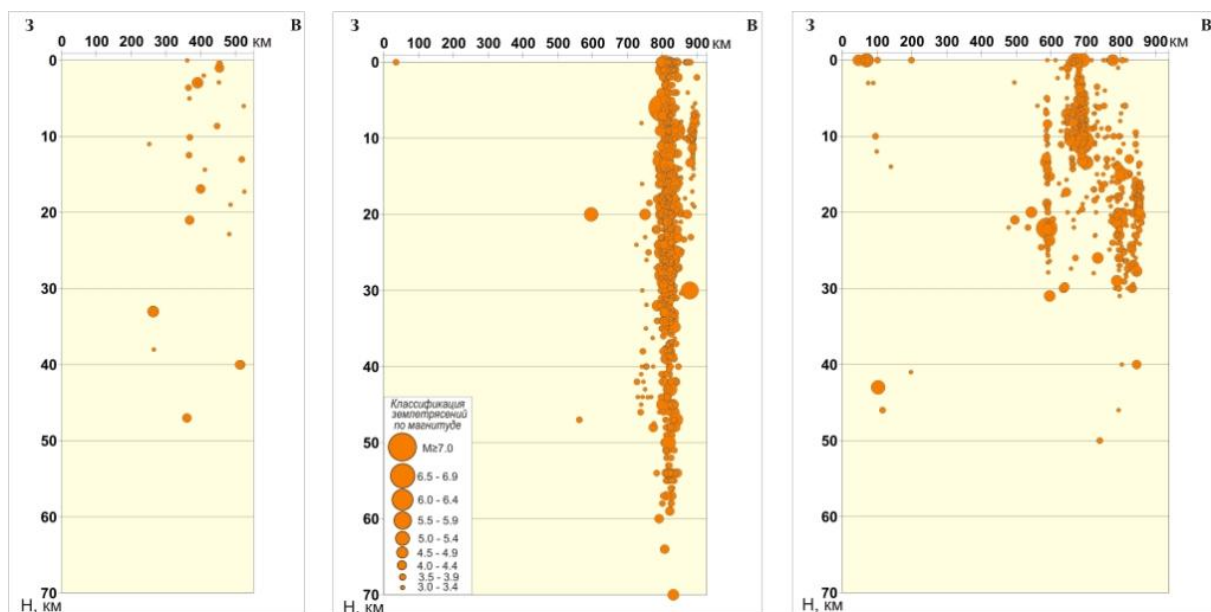


Рис. 2. Вертикальные субширотные разрезy сейсмоактивных объемов по линиям А-А', Б-Б', В-В' в пределах $\pm 0.5^\circ$ относительно этих линий. Координаты концевых точек линий: А(45.0° с.ш.; 135.0° в.д.), А'(45.0° с.ш.; 142.5° в.д.), Б(41.0° с.ш.; 129.5° в.д.), Б'(41.0° с.ш.; 140.5° в.д.), В(37.0° с.ш.; 129.0° в.д.), В'(37.0° с.ш.; 139.5° в.д.).

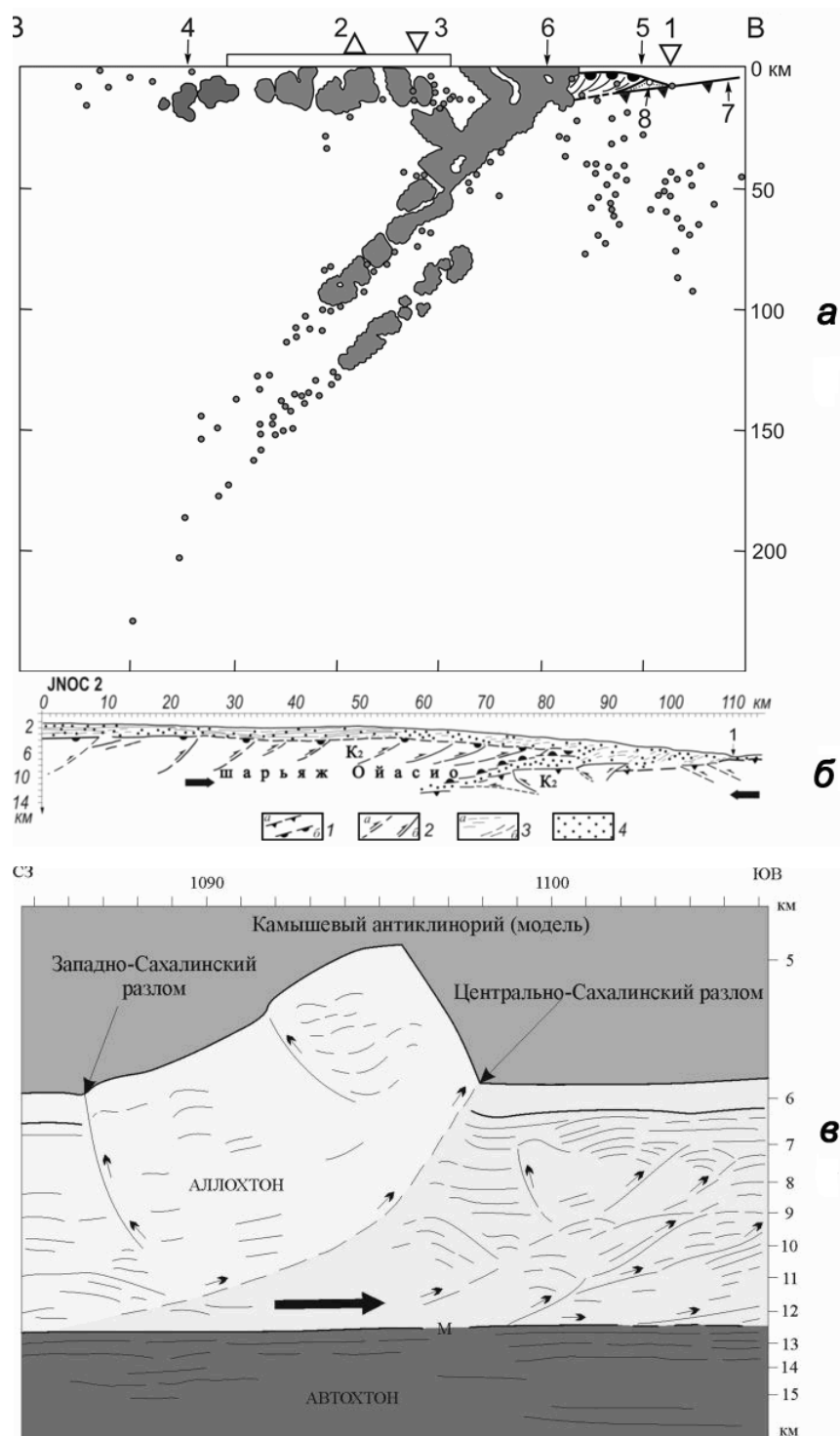


Рис. 3 а – совмещенный широтный разрез встречных фокальных зон и профиля МОГТ JNOC2 (б) на севере дуги Тохоку близ 39° с.ш. [2, 4]: 1 – тальвег Японского желоба; 2, 3 – вулканический и асейсмичный фронты, соответственно; 4 – основание япономорской окраины дуги; 5, 6 – фронт и корень шарьяжа Ойасио, соответственно, выделенный также черными полукружками и наклонными линиями (надвиги); 7 – кровля подвижного автохтона (слой 2 СЗ плиты); 8 – аккреционная призма. б – глубинный разрез JNOC2: 1 – кровля позднемелового акустического фундамента в аллохтоне (а) и автохтоне (б); 2 – разломы сжатия предполагаемые (а) и установленные (б); 3 – отражающие границы, связанные с линзами турбидитов (а) и надвигами в аккреционной призме (б); 4 – кайнозойский чехол и аккреционная призма (сгущение точек); цифрой 1 на разрезе обозначен фронт аккреции в подошве тихоокеанского склона островной дуги [2, 13]. в – фрагмент глубинного разреза МОГТ1 с надвиговой моноклиальной грядой из зоны дивергентного срыва на ложе СЗ Пацифики как модель Камышового моноклинория Сахалина [16] и Японской дуги.

Судя по рис. 1 основная поверхностная сейсмичность сосредоточена на подводной окраине Японо-Сахалинской дуги примерно от 34 до 520 с.ш., т.е. на расстоянии ~2000 км. На подводных окраинах КНДР, Приморского и Хабаровского краев РФ и в центральной части моря землетрясений почти нет. Единственным исключением из этого является событие 13.11.1990 г. с $M=6.3$ [9]. Оно аномально по местоположению и силе. Исходя из данных наблюдений за прошедшее столетие, подобных землетрясений в этом районе не наблюдалось. Очаг данного события приурочен к границе, отделяющей позднемезозойское (меловое) складчато-орогенное сооружение Сихотэ-Алиня от молодого позднекайнозойского (неогенового) Татарского синклинория [10].

Если характер распределения поля эпицентров землетрясений в Японском море получился вполне ожидаемым, то их близвертикальное распределение по глубине (рис. 2) оказалось неожиданным в свете современных представлений о наклонной зоне субдукции в тылу Японо-Сахалинской дуги [11, 12]. Ее наличие предполагают вдоль окраин о-вов Хоккайдо и севера Хонсю и связывают с раскрытием Байкальского рифта. Скорость субдукции достигает 2 см/год, а глубина погружения плиты и связанных с ней землетрясений – 50 км. Эта идея учитывает неглубокое (20-30 км) залегание очагов мелкофокусных событий под островами (рис. 3) и их стабильное положение последние 2 млн. лет.

В контексте работы отметим, что дуга Тохоку вместе с Японским желобом и неглубокими (100-200 км) встречными фокальными зонами Беньофа и Тараканова (рис. 3а) занимает входящий структурный угол с вершиной близ Владивостока. Он образован фронтальными глубинными надвигами зон Беньофа смежных Идзу-Марианской и Курило-Камчатской систем дуга-желоб, что заверяют карты их сейсмоизобат в [3].

Другой аспект касается данных МОГТ и баланса осадков аккреционной призмы Японского желоба (рис. 3б), согласно которым дуга Тохоку надвинута на ложе Пацифики по зоне Беньофа примерно на 90 км за последние 0.5-1.0 млн. лет [2]. Ее фронт образует коровый шарьяж Ойасио мощностью 10-20 км в корне, с которым связаны мега-землетрясение Тохоку и цунами 11.03.2011 г. [13]. Поскольку в Японском море нет параллельного островной дуге субмеридионального компенсационного рифта (раздвига) той же ширины [11, 14, 15], следовательно, земная кора под ним находится в аллохтонном залегании, т. е. сорвана с основания и представляет собой тектонический покров.

Основная зона мелкофокусной сейсмичности шириной 100-200 км локализована в тылу Японо-Сахалинской дуги (подводная континентальная окраина). Она имеет близвертикальное падение, расширяется и углубляется от флангов к центру от 30 до 60 км (рис. 1, 2). Ее можно связывать с молодым расколом, продольным сдвигом, зоной субдукции [11, 12] или региональным перегибом слоев земной коры и подкоровой мантии при переходе от их субгоризонтального залегания в Японском море к наклонному на подводной окраине дуги (корневая зона фронтального глубинного надвига). Тектоника последней рассматривается на рис. 3в с моделью дивергентного, покровно-складчатого орогена, ограниченного встречными краевыми разломами сжатия [16]. Она недавно предложена для Камышового антиклинория Сахалина, а теперь и для Японо-Сахалинской островной дуги. Выбор тектонической модели поддерживают материалы по Монеронскому 1971 г., Углегорскому 2000 г., Ното 2007 г., и, вероятно, Невельскому 2007 г. землетрясениям [17–20], которые свидетельствуют о падении главных сейсморазрывов на восток под дугу. С тем уточнением, что последний является цилиндрическим взбросом в дуплексе Западно-Сахалинского регионального разлома [16].

Судя по рис. 3в формирование сейсмоактивной зоны, тылового взброса (точнее их мегадуплекса) и дивергентной структуры Японо-Сахалинской дуги связано с гравитационным сползанием земной коры в тылу фронтальных глубинных надвигов. На Сахалине его называют Центрально-Сахалинским, в Японии – шарьяжем Ойасио [2, 16]. С учетом предложения Г.Д. Ажгирея, Л.П. Зоненшайна и др. учитывать изменение площади коры при определении типа разломов понятно, что близвертикальный тыловой взброс с

глубиной приобретает наклон в сторону приподнятого и активного островодужного блока аналогично рис. 3в. На подводной окраине о-ва Хоккайдо, благодаря существенному различию в масштабах сползания коры в тылу глубинного надвига зоны Бенъофа и Центрального-Сахалинского взбросо-надвига, тыловые взбросы эшелонированы: первый выдвинут дальше к западу по сравнению со вторым (рис. 1). В этой связи заметное событие 13.11.1990 г. с $M=6.3$ на рис. 2, зарегистрированное близ пересечения 46-й параллели с.ш. со 139-м меридианом в.д., можно считать продолжением взброса в тылу глубинного надвига зоны Бенъофа. В таком случае оно перестает быть аномальным по местоположению и силе.

Итак, впервые в сейсмологической практике создан наиболее полный каталог мелкофокусных землетрясений региона Японского моря с магнитудой $M \geq 3.0$ и глубиной $h \leq 60$ км за 1975-2010 годы. Он позволил получить более полную картину распределения сейсмичности и связать ее с тектоникой земной коры. На всем протяжении Японо-Сахалинской островной дуги предполагается единая тектоническая природа тыловой сейсмоактивной зоны, связанной с региональным перегибом слоев земной коры и подкорковой мантии в корневой зоне фронтального глубинного надвига и гравитационным сползанием коры на подводной окраине с формированием тылового взброса (точнее их мегадуплекса) и дивергентной структуры исследуемой дуги.

Работа выполнена в рамках госконтракта по подпрограмме «Исследование природы Мирового океана» ФЦП «Мировой океан» (2 очередь), Лот 12 «Комплексные исследования дальневосточных морей России и северной части Тихого океана для повышения эффективности морской деятельности и рационального природопользования».

Авторы благодарны О.А. Жердевой и М.Г. Гуринову (ИМГиГ ДВО РАН) за компьютерную подготовку графики доклада.

Литература:

1. JMA Earthquake Catalog (Japan Meteorological Agency; 1926.1.1 - 2011.1.1).
2. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.
3. Тараканов Р.З., Ким Ч.У., Сухомлинова Р.И. Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило-Камчатского и Японского регионов // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 67–77.
4. Hasegawa A., Umino T., Takagi A., Suzuki Z. Double-planned seismic zone and anomalous structure in the upper mantle beneath northeastern Honshu (Japan) // Tectonophysics. 1979. Vol. 57. P. 1–6.
5. Тихонов И.Н. Сильные землетрясения в Сахалинской области: исследования и прогнозы // Вестник ДВО РАН. 2006. № 1. С. 67–80.
6. Wei D., Seno T. Determination of the Amurian plate motion, in mantle dynamics and plate interactions in East Asia // Geodyn. Ser. AGU: Washington, 1998. Vol. 27. 419 p.
7. Ким Ч.У., Семенова Е.П., Жердева О.А. и др. Каталог землетрясений юга Сахалина за период с 2000 по 2010 г. (по данным автономных цифровых сейсмических станций). Владивосток: Дальнаука, 2011. 357 с.
8. Поплавская Л.Н., Иващенко А.И., Оскорбин Л.И. и др. Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905-2005 гг. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2006. 103 с.
9. Поплавская Л.Н., Шолохова А.А., Урбан Н.А. и др. Приморское землетрясение 13 ноября 1990 года (препринт). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 1991. 35 с.
10. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.
11. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б. и др. Глубинное строение континентальных окраин региона Японского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 1. Вып. № 15. С. 33–44.
12. Uyeda S. The Japanese Island Arc and the subduction process // Episodes. 1991. Vol. 14, № 3. P. 190–198.
13. Tikhonov I.N., Lomtev V.L. Tectonic and seismological aspects of the Great Japan earthquake of March 11, 2011 // Geodynamics & Tectonophysics. 2011. Vol. 2, № 2. P. 145–160.
14. Сигова К.И. Соотношение приповерхностных и глубинных структур земной коры впадины Японского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 112 с.
15. Geological investigations in the northern margin of the Okinawa Trough and western margin of Japan Sea. Tokyo: Geol. Survey of Japan, 1978. № 10. 80 p.
16. Ломтев В.Л. Деформации Невельского (02.08.2007 г., $M \sim 6.1$) шельфового землетрясения (ЮЗ Сахалин) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2010. № 2. С. 35–46.

17. Воробьева Е.А. Механизм очага Монеронского землетрясения по инструментальным данным // Сейсмическое районирование Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1977. С. 68–76.
18. Ким Ч.У., Михайлов В.И., Сен Р.С., Семенова Е.П. Невельское землетрясение 02.08.2007: анализ инструментальных данных // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 4–15.
19. Прытков А.С., Василенко Н.Ф. Дислокационная модель очага Углегорского землетрясения 4(05).08.2000 г. // Там же, 2006. Т. 25, № 6. С. 115–122.
20. Sato H., Iwasaki T., Kanazawa T. et al. Characterization of the 2007 Noto earthquake, Central Japan: insights from seismic profiling, aftershock observations, and co-seismic crustal deformation // Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, 2007. Vol. 82, № 4. P. 369–379.

В.М. ГОРДИН – АВТОР УНИКАЛЬНОГО ТРУДА «ОЧЕРКИ ПО ИСТОРИИ ГЕОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ» И СОАВТОР ОПИСАНИЙ ТЕРМИНОВ ПО ГРАВИМЕТРИИ И ГРАВИРАЗВЕДКЕ ДЛЯ 3-ГО ИЗДАНИЯ «ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СЛОВАРЯ»

Цирель В.С.

ФГУНПП «Геологоразведка»

1. Имя Валерия Михайловича Гордина стоит особняком среди большого количества имен геофизиков нашей страны, работавших в последней трети прошлого столетия и на рубеже XX и XXI веков. Эта обособленность связана с тем, что будучи научным работником компьютерной эпохи, занимаясь такими сугубо современными темами, как разделение геофизических полей на составляющие с использованием критерия Колмогорова-Винера, статистическое моделирование источников аномалий геопотенциальных полей и т. п., В.М. Гордин был знатоком истории геофизики, в частности геомагнитометрии, – не просто собирателем фактов, а исследователем, умеющим на основе исторических материалов предвидеть будущее – прогнозировать дальнейшее развитие. Думаю, что формулировка Н.А. Чернышевского: «Без истории предмета нет теории предмета» была В.М. Гордину внутренне близка. Эти особенности научного творчества в полной мере проявились в его замечательной книге «Очерки по истории геомагнитных измерений» [1], а также в работе над разделом «Гравиметрия и гравиразведка» для 3-го издания «Геологического словаря» [2].

2. Книга по истории геомагнитных измерений, вышедшая в 2004 году, была подарена автору этих строк с надписью «Дорогому Вадиму Соломоновичу с искренним уважением и в надежде на критику по «гамбургскому счету»». Позволительно напомнить, что термин «гамбургский счет» была введен в обиход писателем и литературоведом Виктором Шкловским в 1928 году. Имеется в виду соревнование борцов в гамбургском трактире, где они без зрителей честно борются друг с другом, тогда как на официальных соревнованиях не исключены жульничество и взаимная договоренность. Именно по «гамбургскому счету» мною в соавторстве с коллегой-сослуживцем Э.Э. Микельсоном в 2005 г. в «Российском геофизическом журнале» была опубликована информация о книге В.М. Гордина [3]. Наряду с общей очень высокой оценкой изданного труда было сделано едва ли не единственно возможное замечание – об относительно неполном описании аппаратной базы и, в частности, разработок ленинградских – петербургских организаций. Объективности ради следует упомянуть, что при этом имеются ссылки на 11 моих публикаций и даже цитата из одной из них.

3. Книга В.М. Гордина без привлечения может быть названа уникальной при оценках с самых разных точек зрения. Прежде всего, мне неизвестна ни одна другая книга по истории какой-либо из геофизических дисциплин, сравнимая с «Очерками» В.М. Гордина по широте

исторического охвата, глубине проникновения в суть предмета и, наконец, смелости сделанных прогнозов. Далее, нельзя не обратить внимания на надпись на титульном листе: Рекомендовано Ученым советом Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова в качестве учебного пособия по курсам «магниторазведка» и «история и методология геологических наук» для студентов, обучающихся по специальности «геофизика». Книга, написанная сотрудником академического института, изданная издательством этого института, уже при выходе в свет рекомендуется в качестве учебного пособия! Безусловно уникальным является аппарат книги; речь идет не только о четкости построения и полноте оглавления, но и о сопутствующих казалось бы мелких деталях, таких как: Приложения, Литература, Именной указатель. В списке литературы более 1000(!) наименований – библиография, не имеющая себе равной ни в одной из книг по магнитометрии. В именном указателе я насчитал полторы тысячи имен. По совершенству книжного аппарата книгу В.М. Гордина можно сравнить только с книгами ленинградского геолога С.С. Шульца-мл., знатока нашего города – «Храмы Санкт-Петербурга», 1994 г. и «Невский проспект», 2004 г.

4. Не пытаюсь пересказывать книгу объемом более 160 страниц формата А4, напому лишь название глав – они достаточно значимы.

- 1) Компас и измерения магнитного склонения.
- 2) Измерения наклона и силовых элементов геомагнитного поля.
- 3) Революция в магнитометрии.
- 4) Некоторые индуктивные закономерности и конкретные примеры.

Для оценки глубины исторического анализа приведу название параграфов четвертой главы:

- 4.1. История магнитометрии в контексте истории естествознания
- 4.2. Периодизация истории магнитометрии
- 4.3. О научных революциях и эффекте заметания следов
- 4.4. Прогресс науки. Влияние социально-политических факторов
- 4.5. Прогресс науки. Человеческий фактор
- 4.6. Прогресс науки. Фактор случайности
- 4.7. Эпохи дивергенции и конвергенции знаний
- 4.8. О модельном подходе
- 4.9. Попытка прогноза

Необходимо упомянуть и о вкладе самого В.М. Гордина в отечественную геомагнитометрию. Он является (вместе с Е.Н. Розе и Б.Д. Угловым) автором большой монографии по морской магнитометрии [4], вышедшей в свет более четверти века назад, но не потерявшей своего значения и в настоящее время. Он – автор (соавтор) работ по методике гидромагнитной съемке [5, 6]. Им проведены серьезные исследования по анализу магнитного поля океанов [7], и по обоснованию гипотезы Вайна–Меттьюса [8]. Я здесь не касаюсь работ В.М. Гордина по гравиметрии.

Завершая рассказ об «Очерках по истории геомагнитных измерений» можно лишь еще раз пожалеть о слишком раннем уходе из жизни Валерия Михайловича и вспомнить слова Н.А. Жуковского: «...не говори с тоской: их нет, но с благодарностью: были»

5. Однако, в самые последние годы жизни В.И. Гордина судьба предоставила мне честь и удовольствие поработать с Валерием Михайловичем непосредственно. В этом сотрудничестве был и третий участник – Сергей Андреевич Тихоцкий, которому я тоже очень признателен. На завершающем этапе работы, о которой хочу рассказать, именно Сергей Андреевич «поднял знамя», выпадавшее из рук тяжело больного В.М. Гордина.

6. Моему обращению к Валерию Михайловичу и Сергею Андреевичу предшествовала долгая история, о которой хочу коротенько рассказать. Осенью 2001 г. в коридоре ВСЕГЕИ меня остановил Алексей Сергеевич Егоров, тогда начальник Отдела геофизики этого института и сказал примерно такие слова: «А ведь это работа для Вас». Оказывается речь шла о подготовке 3-го издания «Геологического словаря». Конечно, я знал о существовании

2-го («зеленого») издания этого словаря, выпущенного в 70-ые гг., которое имело широкое распространение. (Знал я и о первом («коричневом») издании этого словаря, выпущенном в 50-ые гг.; знал потому, что членом редколлегии первого издания была моя мама Мария Львовна Лурье, геолог-петрограф, в те годы начальник Отдела Восточной Сибири во ВСЕГЕИ. Именно это последнее обстоятельство и сыграло решающую роль – я дал согласие принять на себя обязанности редактора – составителя раздела «Геофизика».

7. Итак, согласившись быть редактором – составителем раздела «Геофизика» и понимая явную недостаточность своих знаний, я начал думать о делении раздела «Геофизика» на подразделы и о кандидатурах редакторов-составителей этих подразделов. Очевидно, что подразделы «Гравиметрия» и «Гравиразведка», позже объединившиеся, были изначально. Естественно, что прежде всего обратил к гравиметристам, тогда работавшим в ВИРГе (не буду называть из имени, одно из них я все же оставил в списке участвующих). Увы, подготовленные описания были, что называется, ни в наши ворота. Других гравиметристов в Санкт-Петербурге мне, увы, найти не удалось. Следующее обращение было уже в Москву – в московские вузы, и октябрь я получил за малым исключением нечто неудоваримое. И вот третий и последний надеждой стал Институт физики Земли (тогда еще называвшийся Объединенным) в лице сначала В.М. Гордина, а потом и С.А. Тихоцкого.

8. Трудно перечислить, сколько у нее было этапов: сокращения словника, расширения словника, сокращения и переделок описаний, объединения описаний терминов и т. д. и т. п. Так или иначе, эта работа позади, и термины подраздела «Гравиметрия и гравиразведка», расставленные по алфавиту, вошли в общий алфавитный порядок терминов вышедшего в свет трехтомного 3-го издания «Геологического словаря» [9].

9. В том наборе, который летом 2010 года был передан в Главную редакцию по подразделу «Гравиметрия и гравиразведка», были описания 60 терминов (при окончательном редактировании это число немного сократилось). При этом описания основных терминов, а именно: Гравиметр, Гравиметрия, Гравиразведка, Интерпретация аномалий силы тяжести, Гравиметрическая съемка – были подготовлены Валерием Михайловичем (некоторые из них в соавторстве). В 3-е издание «Геологического словаря» вошли, с подачи В.М. Гордина, все основные виды гравиметрических аномалий: Аномалия Буге, Аномалия Гленни, общий термин – Аномалия силы тяжести, Аномалия силы тяжести в геологической редукции, Аномалия силы тяжести в свободном воздухе, Аномалии силы тяжести в топографической редукции, Аномалия силы тяжести изостатическая, Аномалия Фая.

10. Хочется закончить выступление на трогательно приятной исторической подробности, вошедшей во 2-ой том «Геологического словаря», – цитирую описание термина «Крутильные весы»: «...устройство, изобретенное английским геофизиком и астрономом Дж. Мичеллом в 1750 г. (и независимо Ш. Кулоном в 1784 г.) для экспериментальных исследований гравитационного, магнитного и электростатического полей». Будем и мы столь же уважительны и внимательны к памяти о делах и достижениях наших современников.

Литература

1. Гордин В.М. Очерки по истории геомагнитных измерений. – М.: ИФЗ РАН, 2004. – 161 с.
2. Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп./ Гл. ред. О.В. Петров Т. 1. А–Й, 2010. – 430 с., Т. 2. К–П, 2011. – 476 с., Т. 3. Р–Я, 2012. – 440 с.
3. Микельсон Э.Э., Цирель В.С. Вклад в историю геомагнетизма и магниторазведки // Российский геофизический журнал. – № 37–38, 2005. – С. 162.
4. Гордин В.М., Розе Е.Н., Углов Б.Д. Морская магнитометрия. – М.: Недра, 1986. – 231 с.
5. Гордин В.М., Любимов В.В., Попов А.Г. Оптимизация режима измерений при работе с квантовым компонентным буксируемым магнитометром в условиях морской магнитной съемки // Экспресс-информ. ВИЭМС. Сер. Морская геол. и геофиз. – М.: ВИЭМС, 1980а. – № 3. – С. 14–26.
6. Гордин В.М., Любимов В.В., Попов А.Г. Системы гидромагнитных наблюдений с квантовыми магнитометрами: Обзор ВИЭМС. Сер. Морская геология и геофизика – М., 1980б. – 72 с.
7. Гордин В.М. Об определении возраста второго слоя океанической литосферы по магнитным аномалиям // Бюлл. МОИП. – Отд. геол., 1983. – Т. 58. – Вып. 2. – С. 3–15.

8. Гордин В.М. Магнитное поле океанов и гипотеза Вайна–Меттьюса // Геодинамические исследования. – М.: Наука, 1986б. – Вып. 13. – С. 129–158.
9. Цирель В.С. Геофизическая терминология в справочных изданиях 2009–2011 гг. // Российский геофизический журнал, № 49–50, 2011. – С. 112–122.

МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

Шевченко Б.Ф.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск

К настоящему времени не существуют единого алгоритма к комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Из истории вопроса следуют, что в самом общем виде существуют два подхода к решению рассматриваемой проблемы: от метода (физики) – к объекту (геологии) и наоборот, от объекта (геологии) – к методу (физике, точнее математической физике) [1]. Удачным решением для первого подхода, при решении задач геологического картирования, поисков крупномасштабных металлогенических объектов (рудные узлы, месторождения и т.д.), являются разработки К.Ф. Тяпкина [2]. Второе направление – «объектное» применяется при региональных геолого-геофизических исследованиях, когда требуется построение моделей крупных тектонических элементов (вулканических поясов, складчатых систем, земной коры в целом). Для этого направления существуют теоретические и методологические разработки и соответствующий понятийный аппарат.

В проведенном исследовании реализованы оба подхода. Основой объединения послужили представления Ю.А. Косыгина и соответствующий понятийный аппарат о Малом геологическом континууме и его вероятной связи (соотношении) с Большим геологическим континуумом [3]. При проведении исследований в качестве понятий для однометодных геофизических моделей были использованы формулировки работы [4].

Объектами изучения является литосфера в целом и земная кора в частности. В этой связи, в силу особенности выделения из геологического пространства объекта исследований, сейсмические и сейсмологические модели являются базовыми для всех последующих построений. Комплексная структурно-геофизическая модель является результатом сочетания всех иных геофизических моделей. Далее на основании геологических и петрофизических данных, устанавливаемых в пределах Малого геологического континуума, конструируется его комплексная геолого-геофизическая модель (статическая). Геологические гипотезы и структурное единство комплексной геофизической модели обеспечивают формирование варианта комплексной геолого-геофизической модели в пределах Большого геологического континуума.

Исследуемая площадь находится на границе между Центрально-Азиатским складчатым поясом и структурами Алдано-Станового щита Сибирской платформы и расположена в пределах восточного фрагмента позднегерцинского-индосинийского Монголо-Охотского орогенного пояса ($122^0 \div 127^0$ в.д.). С севера территория исследований через Северо-Тукурингрский глубинный разлом мантийного заложения граничит с каледонским Селенга-Становым орогенным поясом. Далее на север, расположена Становая гранит-зеленокаменная область (ГЗО) Алдано-Станового щита. К югу через Южно-Тукурингрский разлом корового заложения, расположены разновозрастные комплексы докембрийского Аргуно-Мамынского микроконтинента. [5, 6, 7].

В современной тектонической делимости литосферы Селенга-Становой, Монголо-Охотский орогены и Аргуно-Мамынский микроконтинент входят в состав Амурской тектонической плиты сформировавшейся в средней-верхней юре. Последующие тектономагматические события, происходившие вплоть до неогена, окончательно сформировали современную структуру Амурской плиты и металлогенический облик изучаемой области [8].

Металлогенический облик территории обусловлен Кировским месторождением золота, золото-сульфидно-кварцевыми, золото-ртутными рудопроявлениями (Глебовское и Нагиминское). Здесь установлена медно-колчеданная минерализация (Янканская площадь) и ряд других проявлений Cu, Hg, Sb, Bi.

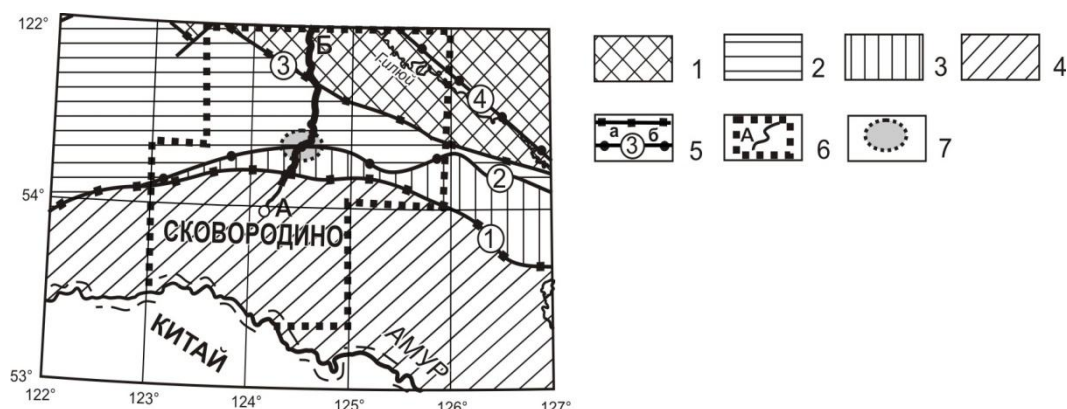


Рис. 1. Схема тектонического районирования. Сибирская платформа: Становая гранит - зеленокаменная область (1); Центральнo-Азиатский складчатый пояс: каледонский Селенга-Становой орогенный пояс (2), позднегерцинско-индосинийский Монголо-Охотский орогенный пояс (3), докембрийский Аргуно-Мамынский микроконтинент; разломы и разломные системы: а) – коровые, б) – мантийные, номера – наименование разломов – Южно-Тукурингский (1), Северо-Тукурингский (2) Джелтулакский (3), Гилойский (4); 6 - полоса исследований профиля 3-ДВ, А-Б линия построения глубинных моделей; 7 – Соловьевский рудный район.

Новые геолого-геофизические данные, полученные в последние годы (геологические карты третьего поколения, среднемасштабные сводные карты геофизических полей, палеомагнитные исследования, выполнение комплексного опорного геолого-геофизического профиля 3-ДВ) позволили сформировать 2D и 3D мерные модели земной коры и ее отдельных тектонических элементов. Для интерпретации расчетных структурных плотностной и магнитной моделей были использованы карты распределения петрофизических характеристик горных пород приповерхностного слоя земной коры (рис. 2).

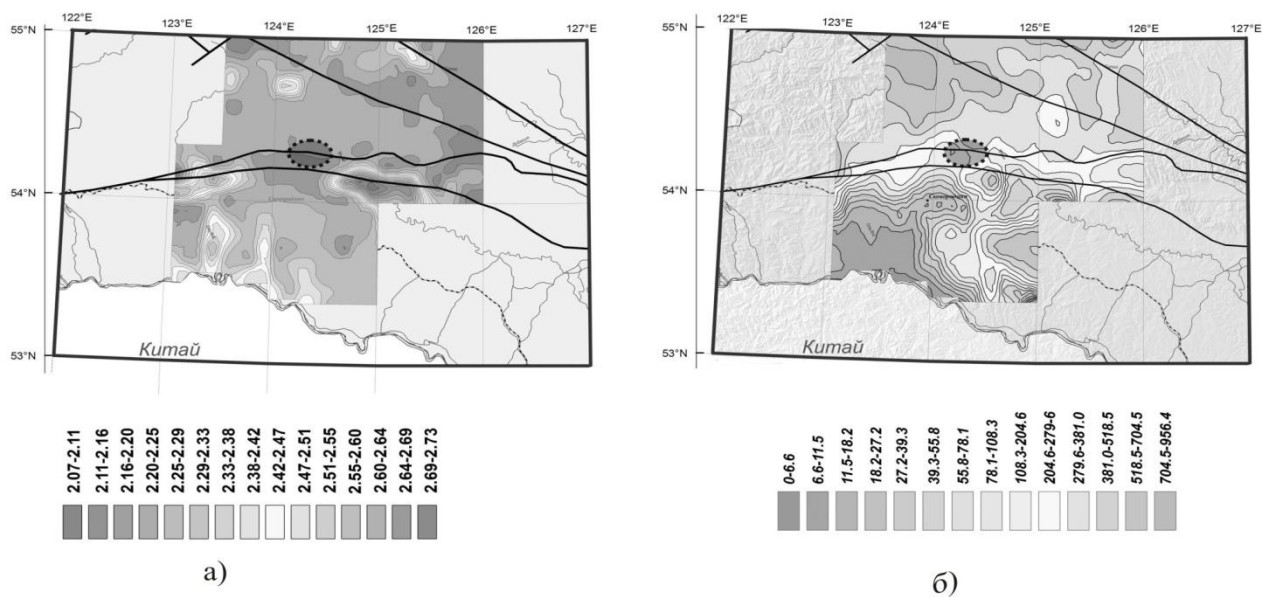


Рис. 2. Схемы распределения осредненных петрофизических характеристик горных пород. а) плотности в г/см^3 , б) магнитной восприимчивости в ед. СИ (остальные условные – рис.1).

Структурно-геофизические, петрофизические и окончательные геолого-геофизические модели позволили установить тектонические особенности строения земной коры и верхней мантии (рис.2, 3). На основании полученных моделей были установлены особенности размещения Соловьевского рудного района (прикладной аспект исследований) [9].

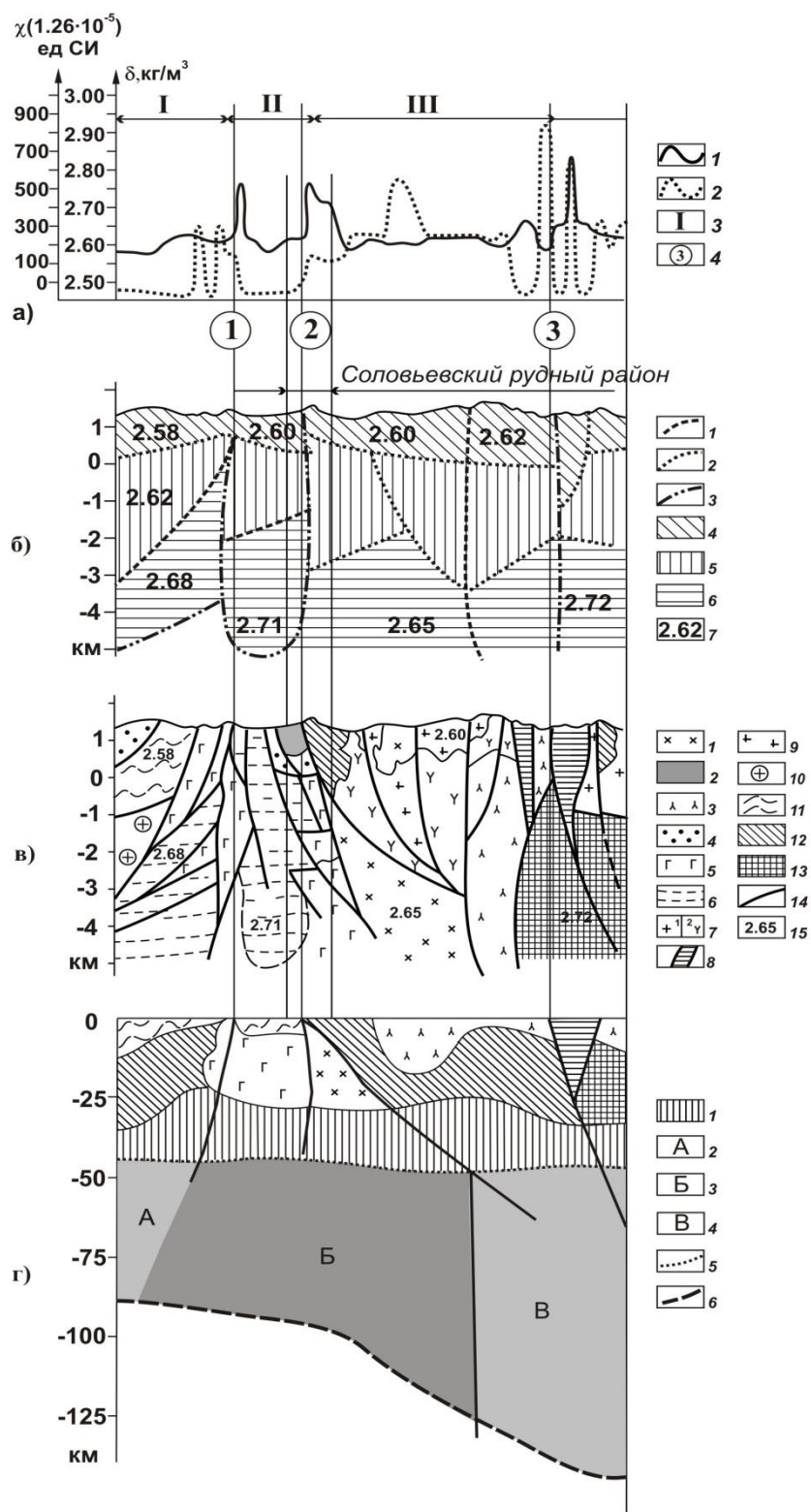


Рис. 3. Комплексная геолого-геофизическая модель верхней части земной коры Соловьевского рудного района: а) графики распределения петрофизических характеристик горных пород: плотности (1), магнитной восприимчивости (2); тектонические элементы земной коры: Аргуно-Мамынский микроконтинент (I), Монголо-Охотский(II) и Селенга-Становой орогенные пояса (III); разломы (см. условные к рис.1); б) структурно-геофизический разрез: геофизические границы делимости по сейсмическим (10), магнитометрическим (2), гравиметрическим(3) данным; скоростные слои V_p в км/с со значениями до 4.0 – (4), до 5.6 - (5), до 6.4 - (6); 7 - плотность горных пород в г/см^3 ; в) 1 - тындинско-бакаранский комплекс (J_3-K_1): гранодиориты; 2 - стрелкинская свита (J_3-K_1): конгломераты, песчаники, алевролиты; 3 - амуджиканский

комплекс (J₃): граносиениты и гранодиориты; 4 – юрские отложения Верхнеамурского прогиба; 5 – пиканский комплекс (PZ₃): габбро, пироксениты, перидотиты, дуниты; 6 – омутнинская свита (S): песчаники, кварциты, сланцы; 7 – тукурингский комплекс (PR₁¹): граниты и гранодиориты (1), позднестановой комплекс (PR₁¹): субщелочные граниты и гранодиориты (2); 8 – желтулакская серия (PR₁¹): метапесчаники, сланцы, мраморы, metabазальты; 9 – каменковский комплекс (PR₁¹): граниты, гранитогнейсы; 10 – гонжинский комплекс (PR₁¹): граниты гнейсовидные; 11 – гонжинская серия (PR₁): гнейсы и кристаллосланцы; 12 – верхний архей (AR₂¹): гнейсы и кристаллосланцы; 13 – нижний архей (AR₁¹): гнейсы и кристаллосланцы; 14 – разрывные нарушения; 15 – плотность горных пород в $\rho \times 10^3$ кг/м³; г) комплексы пород нижней коры неясной структурно-формационной принадлежности (1), литосферная мантия (2, 3, 4): А – Аргуно-Мамынского микроконтинента (поспиротерозойская), Монголо-Охотского орогена (фанерозойская), Алдано-Станового щита (постархейская); граница подошвы земной коры (5), литосферной мантии (6); (остальные условные рис. в);

Построенные на двух уровнях 2D модели земной коры, с учетом 3D расчетов по потенциальным геофизическим полям, относятся к полосе профиля 3-ДВ, который проходит восточнее от расположенного в пределах Джалиндинского гранитоидного массива с Кировским месторождением золота. Месторождение определяет ведущую специализацию Соловьевского рудного района. Тем не менее, модель в её петрофизической (рис. 2, 3а, б), структурно-геофизической и комплексной геолого-геофизической составляющих (рис. 3в, г) отражает особенности Джалиндинского массива и всего рудного района. Это наличие «корневых» частей массива, связь его посредством Северо-Тукурингского разлома с пространством нижней коры и верхней мантии, активное взаимодействие разлома и массива с осадочными образованиями (конгломераты, песчаники, гравелиты) средне-поздне юрской Стрелкинской впадины и останцами гнейсов и кристаллосланцев позднего архея (усть-гиллюйская серия). В геолого-геофизическом образе земной коры (рис. 3) присутствуют все признаки феноменологической модели рудного объекта: источник рудного вещества, канал (-ы) поступления рудного флюида, область локализации (источник – транспорт – разгрузка).

Дальнейшее направление исследований это создание палеогеодинамических моделей, основанных на палеомагнитных реконструкциях [10].

Литература:

1. Козленко В.Г., Шэн Э.Л. Системная интерпретация геофизических данных //Глубинное моделирование геологических структур по гравитационным и магнитным данным. Сб. научных трудов, АН СССР, ДВНЦ, Институт тектоники и геофизики, Владивосток 1985, С.3- 11
2. Анциферов А.В., Довбнич М.М., Калашник А.А., Майборода А.А., Мендий Я.В., Солдатенко В.П., Тиркель М.Г., Тяпкин К.Ф. Комплексирование геофизических методов. Донецк, «Вебер», , 2008, 336 с.
3. Косыгин Ю.А. Тектоника, М., «Недра», 1983, 536 с.
4. Тяпкин К.Ф. Физика Земли, Киев, «Вища школа», 1998, 312 с.
5. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта масштаба 1:1 000 000, III поколение, серия Дальневосточная, лист N-51 (Сковородино), авторы: Петрук Н.Н. и др. 2006, С.-Петербург.
6. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1 500 000. – Владивосток, Хабаровск, ДВО РАН, 2005,-264 с.
7. Tectonic Map of the Central Asian – Pacific Belts junction area, 1:1 500 000. Khabarovsk – Shenyang, 2001.
8. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии //Тихоокеанская геология, 2003, Т. 22, № 6, С.7-41
9. Карта полезных ископаемых масштаба 1:1 000 000 III поколение, серия Дальневосточная, ФГУП, «Амургеология», ФГУП «Читагеолсъемка», лист N-51 (Сковородино), авторы: Шилова М.Н., Новченко С.А., 2010, С.-Петербург лист N-51 (Сковородино), (третье поколение) Дальневосточная серия.
10. Диденко А.Н., Каплун И.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика восточной части Центрально-Азиатского пояса //Геология и геофизика, 2010, Т. 51, №5, С. 629-647.

АКТУАЛИЗАЦИЯ МАТЕМАТИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ – ПРЕДПОСЫЛКА ЛЮБОГО РЕАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ

А.Б.Шур

г. Алчевск, Луганская обл., Украина.

Как и в других хотя бы частично математизированных науках, важная предпосылка успешного геофизического образования – математический стиль мышления и владение соответствующим аппаратом. Общеизвестно, что студенты в массе ею не обладают, и уместно уделить специальное внимание качеству математической подготовки и проблеме выживаемости математических знаний (включая в это понятие также умения и навыки).

На самом деле трудности изучения математики во многом искусственны и обусловлены, во-первых, неправильными целевыми установками курса Высшей Математики в технических вузах (впрочем, и в средней школе тоже), и, во-вторых, левополушарными перекосами в методиках изложения [1].

Принципы, которыми руководствуются (не всегда осознанно) законодатели мод в этой области, вскрыл и в популярной форме представил В.Босс [2]:

« ... От науки требуется не эффективность, а незатухающее тление. Главная проблема – чем-то занять ученых. Не так важно чем, но – по специальности. Пусть доказывают ненужные теоремы, публикуются и спорят. Это поддерживает квалификацию и не дает увлечься коммерцией. В противном случае ученые выведутся, и станет ясно, что “были нужны” , а новых негде более взять. Поскольку мир устроен достаточно мудро, математики постоянно заняты. В результате каждая дисциплина содержит кое-что “лишнее”. С другой стороны, присмотришься к человеку – тоже... необязательные детали. Но убери их – и человека нет».

Эта идеология, оправданная при воспроизводстве собственно математиков, порочна при массовом обучении прикладных пользователей, а также тех математиков, которые должны учить их, а не друг друга. Перефразируя известный афоризм о войне и военных, можно сказать, что массовое математическое образование – слишком серьезное дело, чтобы доверять его математикам. Сам В.Босс (в отличие от большинства своих коллег) это прекрасно понимает, и его книги рассчитаны как раз на страждущее большинство, а отнюдь не на снобов.

Противоборство двух стилей в математике имеет давнюю историю.

По свидетельству коллег, П.Эренфест, в бытность вузовским преподавателем в Петербурге, со слезами на глазах говорил о засилье схоластики, загромождающей аспирантские курсы ненужным материалом, отвлекающим молодых ученых от реальных исследований, но обязательным для сдачи экзаменов.

Математик и кораблестроитель А.Н.Крылов призывал не считать недостаточным для гимназиста тот уровень строгости, на котором Ньютон обосновал целую систему мира.

Я.Б.Зельдович [3] писал, что учебники математики рассчитаны на читателя – скептика и крючкотвора, изобретающего возражения и исключения, от которых отбиваются системой доказательств, (за которыми, как за деревьями, леса не видно – А.Ш.), и советовал начинающему: “Сначала пойми смысл таких вещей, как производная и интеграл и научись с ними обращаться, а к строгости доказательств вернись позже, став старше и образованнее”.

В.И.Арнольд активно боролся с бурбакизацией математического образования. О том же, в других терминах, писал В.С.Доценко [4].

Нередко бывает, что прояснить суть проблемы, продвинуться в ее разрешении помогает удачное название – обобщающее или конкретизирующее. Мольеровский Журден 40 лет говорил прозой, и не знал об этом. Я ощутил себя в журденовской ситуации, узнав от В.Д.Паронджанова, что традиционной учебной литературе, математической в особенности,

недостает когнитивной эргономичности. Мне кажется, этот термин помог бы объединить усилия фактических единомышленников, так же, как и его СИИ – Стратегическая Интеллектуальная Инициатива [5]. В конечном счете, речь идет об умении думать и эффективности умственного труда.

После того, как главное сказано, вспомним, что дьявол прячется в деталях, а потому полезен обмен опытом, в том числе и междисциплинарный. Я могу поделиться таким опытом, полученным в области металлургического образования. При наблюдаемой массовости явления было бы неверно считать виновными только студентов, либо персонально тех, кто их учит. Здесь виновата вся система обучения.

Многие связывают весь негатив с изменениями последнего времени, но эти изменения на самом деле лишь добились изначально низкий уровень, резко сократив процент счастливых исключений (до того создававший иллюзию благополучия). Еще во времена, кажущиеся многим чуть ли не эталоном для подражания, я сталкивался с этой проблемой в полной мере. Подобно многим, вынужденно латал дыры в математическом образовании студентов, отрывая часы от собственных курсов.

Разумеется, более продуктивным было бы бороться не со следствиями, а с причинами, найдя общий язык с кафедрой математики. Но для этого, во-первых, требовалось правильное понимание со стороны администрации (чего не было), а, во-вторых, таким влиянием нужно охватить также и среднюю школу, то есть, выйти на государственный уровень. На это меня не хватило. Но сейчас хочу положить свой опыт на чашу весов для формирования определенного общественного мнения.

Пользуясь появившимися техническими возможностями, я разместил в сети электронное учебное пособие [6], рассчитанное на скорую помощь пострадавшим от школьной и вузовской математики и комментарии к нему для преподавателей.

Отличительные особенности пособия.

1. Выделена в отдельный раздел теория линейных функций, и введены первоначально в нем понятия производной и интеграла. Но введены одновременно и во взаимной связи. По сути, это повторение раздела о прямых линиях аналитической геометрии, но на языке анализа.

2. Сведены к минимуму элементы теории пределов. Включены лишь два замечательных предела, причем лишь после освоения понятий производной и интеграла для линейных функций.

3. Понятие интеграла изначально вводится как определенный интеграл, и лишь после этого – неопределенный, как вспомогательное служебное средство. Взаимная обратность дифференцирования и интегрирования не постулируется, а доказывается на простейшем примере.

4. Включены минимальные и адаптированные сведения о методе структурных схем (МСС) [7], и с его помощью обосновывается техника дифференцирования, включая и вывод большинства правил.

Все они ориентированы на устранение упомянутых левополушарных перекосов, тем самым повышение эргономичности изложения и облегчение его усвоения мало подготовленными читателями.

Но пункт 4, кроме того, ориентирован на облегчение междисциплинарных связей, и ту же самую эргономичность, но теперь применительно к техническим и технологическим дисциплинам. В особенности там, где речь идет о функционировании сложных систем, притом безразлично, искусственных или естественных.

Пособию многого недостает до полноты и совершенства, но даже и в таком виде оно оказалось полезным, судя по письмам пользователей и статистике посещений. Оно может служить и заготовкой, рассчитанной на дальнейшее развитие. Это позволяет обратиться с предложением к участникам настоящих чтений провести эксперимент – рекомендовать студентам всех курсов изучить указанный набор с целью актуализации математических

знаний и умений перед началом изучения специальных дисциплин. По прошествии определенного времени – обсудить полученные результаты и выявить пожелания по дальнейшему совершенствованию пособия. При этом автор не возражает против участия желающих в таком развитии и готов к сотрудничеству.

Литература.

1. А.Б.Шур. "Уйти от экстенсивности", "Экология и Жизнь", 2012, №2.
2. Валерий Босс. Лекции по математике.
3. http://mgvie.ru/index.php?option=com_remository&Itemid=30&func=select&id=7&orderby=2&page=2
4. Я.Б.Зельдович, И.М.Яглом. Высшая математика для начинающих физиков и техников. М., Наука, 1982. 512 с.
5. В.И.Арнольд. О преподавании математики. В.С.Доценко. Пятое правило арифметики. <http://www.ega-math.narod.ru/Arnold2.htm/>
6. В.Д.Паронджанов. Почему мудрец похож на обезьяну, или Парадоксальная энциклопедия современной мудрости. http://www.koob.ru/parondjanov_v_d/monkey_p
7. Как улучшить работу ума. <http://arbinada.com/main/node/56>
8. Учебник 21 века: он может быть эффективнее в 8000 раз <http://upr.1september.ru/1999/upr36.htm>
9. А.Б.Шур. Авторская библиотека: <http://deming.ru/Statyi/ShurBiblioteka.htm>
10. А.Б.Шур. Метод структурных схем – средство усиления способности воспринимать и перерабатывать информацию. Там же, 1.3.
11. Пребывание математического метода вне математики - затянувшийся противоестественный анахронизм. Там же, 3.1.
12. Размышления по поводу метода структурных схем и ответы возможным оппонентам. Там же, 3.3

ИНВЕРСИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ КАК РЕЗУЛЬТАТ ПРОЦЕССА СЛУЧАЙНОГО БЛУЖДЕНИЯ

Щербаков Валерий Прохорович

Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН

Шкала геомагнитной полярности или магнитохронологическая шкала отражает распределение геомагнитных инверсий во времени. Статистический анализ показывает, что гистограмма длительности интервалов постоянной полярности состоит как будто из двух разнородных частей: экспоненциального спада, характерного для относительно коротких периодов длительностью до 500 тысяч лет и «тяжёлого» степенного хвоста, включающего суперхроны. Распространённая интерпретация такого наблюдения заключается в том, что существуют два режима генерации магнитного поля: режим частых хаотически распределённых достаточно частых инверсий и режим устойчивого геодинамо, когда формируются очень длинные хроны и суперхроны. В докладе показано, что распределение длительности интервалов постоянной полярности на всём его протяжении, от очень коротких длительностей до суперхрон, хорошо аппроксимируется функцией распределения времени первого прохождения через границу в процессе случайного блуждания точки на некоем многообразии. Эта функция описывается всего двумя подгоночными параметрами - характерным временем диффузии, описывающей процесс случайного блуждания и размерностью (геометрией многообразия). Параметры распределения медленно меняются во времени с характерным временем изменения в десятки миллионов лет. Существенно, что наличие суперхрон является органическим элементом в модели случайного блуждания и не требует предположения о существовании двух различных режимов генерации геомагнитного поля. Выполнена количественная оценка вероятности наступления следующей инверсии в будущем. Вероятность того, что инверсия случится в ближайшие 30 тысяч лет, составляет менее 5 %, при этом с 30 % вероятностью мы живём в хроне, длина которого превышает 2 миллиона лет.

