

ĐÀÇÄÄË II

Ì Î ÄÄËË ÑÒĐÎ ÄÍ ÈΒ ÈÈÒÎ ÑÔÄÛ

А.В. Викулин

О ПРИРОДЕ МОХО КАК ФАЗОВОЙ ГРАНИЦЕ

ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Владивосток

Поверхность Земли находится в постоянном движении: блоки и плиты, как цельные, перемещаются со скоростями 1–10 см/год, что и определяет основные свойства земной коры и верхней мантии как моментные, корпускулярно-волновые, нелинейные, энергонасыщенные. Вертикальный размер (толщина) магматических очагов вулканов является величиной постоянной, независимой от вулканического процесса и отражающей, по сути, состояние земной коры. Все эти данные позволяют с принципиально новых позиций подойти к изучению свойств вещества, заключенного в тонких прослойках, разделяющих слои земной коры и верхней мантии друг от друга.

Концепция блоковой геосреды и ее геодинамические следствия

Блоковое строение [12, 14] определяет моментный характер упругих напряжений геосреды [1, 2] и ее энергонасыщенность [12, 13]. Геодинамическая активность нашей планеты в рамках таких представлений может рассматриваться как волновое движение, включая и реидное течение [7], которое представляет собой “суперпозицию” сейсмического, вулканического и тектонического процессов и их взаимодействий, как между собой, так и с геофизическими полями Земли и Солнечной системы. Разработанные физические и математические модели блоковой геосреды позволили сформулировать следующие положения, имеющие для геодинамики фундаментальное значение [3].

1. Механизм “зацепления” блоков и плит друг за друга и “выделения” тепла за счет трения их границ широко распространенный в настоящее время в геодинамике, становится “не нужным” (маловероятным). Достаточно быстрое уменьшение ротационных напряжений с удалением от границ блоков и экспоненциальная зависимость скорости деформации от напряжения и температуры создают условия для формирования в земной коре “твердотельных” перегретых (нагретых выше точки плавления) областей. В пределах таких областей при снятии давления могут реализоваться фазовые переходы: твердое тело–жидкость с выделением газовой фазы (флюида) в свободное состояние.

2. При ротационном блоковом подходе к задачам геодинамики не требуется привлекать широко распространенные в настоящее время модели подъема магмы с глубин мантии и ядра.

3. К проблемам термики земли и “горячих точек” [9] возможен подход с принципиально новых позиций. Во-первых, такие “тепловые” объекты можно моделировать с помощью достаточно универсального механизма, в безразмерном виде не содержащего никаких параметров рассматриваемой задачи [15], во-вторых, “горячие” точки могут быть не результатом выхода на поверхность земной коры глубинного тепла, как принято считать, а зонами повышенной геодинамической активности земной коры и мантии. В пределах таких зон кинетическая энергия вращения отдельных блоков и плит земной коры и всей Земли в целом выделяется не только при землетрясениях, извержениях вулканов и движениях тектонических плит. Такая энергия выделяется и при генерации тепла, перераспределяемого внутри Земли и выносимого на ее поверхность, в том числе и с помощью механизма медленных ротационных геодинамических волн с характерной скоростью (1–10) см/с [1, 2].

Вертикальные размеры (толщины) магматических очагов вулканов

В широком диапазоне значений исследовались распределения чисел N курило-камчатских современных (в течение последних 200 тыс. лет) вулканических извержений ($N_s \approx 300$) по величинам индекса эсплозивности W или объему выброшенного материала $10^{-3} \leq V [\text{км}^3] \leq 10^2$ ($2 \leq W \leq 7$) и площадям образовавшихся кальдер и вершин конусов $10^{-2} \leq S [\text{км}^2] \leq 10^3$. Данные об извержениях и соответствующих им образовавшихся вулканических формах собраны И.В. Мелекесцевым [6]. Оказалось, что оба распределения имеют практически одинаковые “углы наклона”:

$$\text{Lg } N \approx (0/49 \pm 0/06) \cdot \text{Lg } V, [V] = \text{км}^3; \text{Lg } N \approx (0.47 \pm 0.14) \cdot \text{Lg } S, [S] = \text{км}^2,$$

что позволяет предположить: вертикальные размеры (толщины) магматических очагов никак не зависят от вулканического процесса и являются постоянной величиной: $V/S = Dh \approx \text{const}$.

Для проверки этого предположения исследовались толщины магматических очагов, которые определялись для разных совокупностей вулканических извержений: кальдерообразующих извержений всей Земли последних 27 млн лет с $W = 4-8$ [17], курильских и камчатских современных извержений с $W = 5-7$ [6, 8], для каждого из которых известны и площадь образовавшейся кальдеры и объем извергнутого материала. Объемы изверженного материала ($0.3-3000 \text{ км}^3$) и площади образовавшихся при извержениях кальдер ($5-4600 \text{ км}^2$) в используемых совокупностях изменялись в пределах многих порядков величины. Для каждой из рассмотренных совокупностей извержений толщины магматических очагов оказались близкими и не выходящими за пределы достаточно узкого интервала значений $Dh = (1.5 \pm 0.5) \text{ км}$.

При исследовании были рассмотрены извержения вулканов разных типов. Вулканы располагались в разных регионах Земли, находились в разных геодинамических обстановках и извергались в течение достаточно продолжительного в геологическом смысле отрезка времени. Ясно, что при таких условиях постоянное значение толщины магматического очага никак не может быть связано с самим вулканическим процессом и является характеристикой состояния земной коры, в пределах которой такие магматические очаги расположены.

Это основной результат работы. Рассмотрим его некоторые следствия [5].

Модель магматического очага

Для геосреды (блоковой вращающейся среды) с малым коэффициентом теплопроводности была показана возможность движения, при котором вдоль границ блоков может реализоваться режим пластической деформации, приводящий “твердое” вещество на границах блоков в “перегретое” (нагретом выше точки плавления) состоянии [1-5].

Была предложена модель магматического очага [4, 16], который представляет собой такой перегретый твердотельный объем. В результате теплового расширения при локальных плавлениях в очаге, вокруг него создается поле напряжений и появляется дополнительное давление. За счет этого давления вещество твердой части очага оказывается в перегретом состоянии. Созданная дополнительным давлением энергия упругого поля вокруг такого очага порядка 10^{17} Дж на 1 км^3 перегретой породы. Как видим, по упругой энергии перегретые магматические очаги близки очагам наиболее сильных землетрясений с магнитудами $M \approx 8$ и более, что, в принципе, позволяет в рамках модели блоковой геосреды объяснить и взаимодействие вулканов между собой (миграцию в пространстве и во времени вулканической активности) и, в целом – взаимодействие вулканизма и сейсмичности [1-3, 18].

О строении земной коры под вулканами

Предложенная модель магматического очага вулкана в виде тонкого перегретого слоя толщиной Dh для вулканических центров, состоящих из 5–10 и более отдельно взятых вулканов [8], по сути, соответствует единому магматическому очагу для всего вулканического центра, протяженности которых вдоль цепи вулканов достигают 300–350 км. Более того, такая модель тонкого перегретого очага с диаметром, достигающим 30–50 км и более, при среднем расстоянии между курило-камчатскими вулканами около 20 км равносильна сплошному такому слою, простирающемуся под цепью всех курило-камчатских вулканов на протяжении более 2200 км.

Вращение всей тихоокеанской плиты в течение последних 40 млн лет сопровождалось пятью перестройками регионального поля напряжений, которые характеризовались большими изменениями его величины и ориентации: плита совершала знакопеременные вращения с амплитудой до 10 градусов и величиной перемещения вдоль границы до нескольких сот километров [10]. Проведенные нами оценки [4, 5, 16] показали, что такое интенсивное движение в окрестности тихоокеанской плиты могло привести к образованию достаточно протяженных областей разогретого в результате пластической деформации вещества литосферы, по сути – “зародышей” вулканических островных дуг. Эти данные позволяют модель тонкого перегретого слоя – очага под цепочкой курило-камчатских вулканов распространить на всю западную и северо-западную окраину Тихого океана, протяженность которой составляет около 30 тыс. км, а, возможно, и на всю окраину протяженностью около 50 тыс. км, включая побережья Северной, Центральной и Южной Америк.

О слоистом строении мантии

Вывод о том, что толщина магматического очага вулкана является характеристикой земной коры, является фундаментальным выводом геологии. Возможность построения такой модели магматического очага вулкана, с помощью которой удастся объяснить закономерности и пространственно-временного распределения вулканической активности и взаимодействие сейсмичности и вулканизма, как планетарных процессов [1–3, 18], позволяет по новому пойти к проблеме сейсмических границ в пределах земной коры и мантии [5].

Из всех слоев в пределах (верхней) мантии только граница Мохо достаточно уверенно выделяется для всех регионов Земли. Остальные границы – Конрада в коре, Голицына в верхней мантии, а также подошвы литосферы и астеносферы и другие, уверенно для всех регионов Земли не выделяются. Магматические очаги вулканов по данным геофизики распределены в пределах земной коры и верхней мантии в диапазоне глубин $H = 0–40$ км, чаще всего на границе между кристаллическим фундаментом и осадочным слоем: $H = 5–7$ км. На этих же глубинах должна быть расположена и граница Мохо (М) переходного от океана ($H_{M,o} = 5–10$ км) к материкам ($H_{M,m} = 30–40$ км) слоя. Поэтому вывод о тонкослойной перегретой и постоянной по своей толщине природе переходного слоя, в первую очередь, может быть распространен именно на границу Мохо.

Имеет ли верхняя мантия, расположенная ниже подошвы земной коры, блоковое строение, не известно. Вполне определенно можно судить лишь о блоковом строении земной коры. При тех $P-T$ условиях, которые реализуются на границе Мохо, можно ожидать, что ниже границы земной коры геосреда может не являться блоко-

вой. В том числе и потому, что вещество ниже границы Мохо в значительной степени должно обладать свойством объемного течения [1, 7]. Поэтому в свете ротационной механики блоковой вращающейся геосреды [1–5, 16, 18] можно сделать вполне определенный вывод о том, что подошва земной коры представляет собой фазовую поверхность, ниже которой геосреда не является блоковой или является таковой, но в значительно меньшей степени, чем земная кора. Равенство тепловых потоков сквозь материковую и океаническую коры, имеющих разные толщины, позволяет предположить, что состояние вещества на границе Мохо определяется только температурой и фазовым переходом типа перехода II рода, определяющим переход – блоковое–неблоковое строение геосреды [5]. Такая модель границы Мохо оказалась близкой модели, предложенной в работе [11].

Автор признателен Н.И. Павленковой, И.В. Мелекесцеву и В.Л. Леонову за обсуждение ряда проблем, затронутых в настоящей работе.

Литература

1. Викулин А.В. Сейсмичность. Вулканизм. Геодинамика // Сборник трудов. Петропавловск-Камчатский: КакГУ, 2011. 407 с.
2. Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика // Учебное пособие. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2009. 463 с.
3. Викулин А.В. и др. Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. № 3. С. 34–54.
4. Викулин А.В., Иванчин А.Г. Фазовый переход твердое тело–жидкость в блоковой геосреде как механизм извержения // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога, 2012 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013.
5. Викулин А.В., Иванчин А.Г. О природе Мохо как фазовой границе раздела между блоковой земной корой и неблоковой верхней мантией // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой: Материалы 45 Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2013. С. 38–42.
6. Лаверов Н.П. (Ред.). Новейший и современный вулканизм на территории России. М.: Наука, 2005. 604 с.
7. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 457 с.
8. Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.
9. Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 280 с.
10. Маслов Л.А. Геодинамика литосферы тихоокеанского подвижного пояса. Хабаровск-Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.
11. Павленкова Н.И. Природа границы М по геофизическим данным // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой: Материалы 45 Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2013. С. 138–141.
12. Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Серия геол. 1961. № 3. С. 36–54.
13. Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 379 с.
14. Садовский М.А. Избранные труды. Геофизика и физика взрыва. М.: Наука, 2004. 440 с.
15. Франк-Каменецкий Д.А. Диффузия и теплопередача в химической кинетике. М.: Наука, 1987. 491 с.
16. Ivanchin A., Vikulin A. Solid-liquid phase transition as a mechanism of volcano eruption // Cornell University. Library Physics. <http://arxiv.org/ftp/arxiv/papers/1206.5992.pdf>
17. Spera F.J., Crisp J.A. Eruption volume, periodicity, and caldera area: relationships and inferences on development of compositional zonation in silicic magma chambers // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1981. V. 11. P. 169–187.
18. Vikulin A.V. et. al. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics&Tectonophysics. 2012. V. 3. P. 1–18.

П.Ю. Горнов**ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ-ОКЕАН СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРАЗИИ**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Известно, что существует прямая связь между необратимыми изменениями рассеянного органического вещества (РОВ) и максимальными за геологическую историю бассейнов температурами. Захороненное в толще осадков РОВ уже в процессе протокатагенеза (в буроугольную стадию) выделяет биогенные газовые флюиды (метан и его низшие гомологи), и лишь в процессе мезокатагенеза РОВ начинается генерация газообразных и жидких углеводородов при определенных температурах. Так образование жидких углеводородов протекает наиболее интенсивно в интервале от 60°C до 130°C, а газообразных углеводородов в интервале 130°–200°C при скорости нагрева (1–10)°C/млн лет [1, 5].

В рассматриваемом регионе расположен ряд впадин мезозойского и кайнозойского времени заложения. По всей вероятности, главными причинами образования впадин на континентальной окраине были вертикальные термические воздействия астеносферных и мантийных диапиров, обусловленных субдукцией Тихоокеанской литосферной плиты под восточную окраину Евразийского континента. Большинство впадин являются гибридными, то есть состоящими из последовательности осадочных комплексов, соответствующим разным геодинамическим обстановкам. Ведущими бассейнообразующими факторами были тектонические процессы, создавшие пространство для накопления осадков и областей сноса, а также эвстатические колебания Мирового океана [4]. Интенсивность развития процесса рифтогенеза и новейшая геотермальная активность региона совпадает с вариациями теплового потока и согласуется с геологической эволюцией и глубинным строением основных структур.

Формирование впадин и наполнение в них осадочных толщ оказывает существенное влияние на тепловое состояние верхней части земной коры. Требуется определенное время, чтобы вновь накопленные слои пород прогрелись глубинным теплом. С другой стороны осадочные отложения высокой пористостью и низкой теплопроводностью вызывают нарушение нормального стационарного режима. Они приводят к экранизации тепла и его накоплению в верхах земной коры, к этому добавляется повышенный приток тепла в результате его конвективного переноса по зонам глубинных разломов. Все это обуславливает возникновение нестационарного режима верхнекорового разогрева в большинстве впадин региона [2].

В данной работе обобщен существующий геотермический материал, построена карта теплового потока (ТП) (рис.) и на ее основе проведен расчет мощности литосферы, распределение температур в осадочном слое, определена мантийная и радиогенная составляющая ТП, для ряда осадочных бассейнов, наиболее полно обеспеченных геотермическими данными, воссоздана тепловая история характера изменения во времени ТП и температуры в процессе геологической эволюции (табл.).

Распределение температур в осадочных толщах находилось путем решения двумерного как стационарного, так и не стационарного уравнения теплопроводности для неоднородной среды прямоугольной формы со следующими граничными

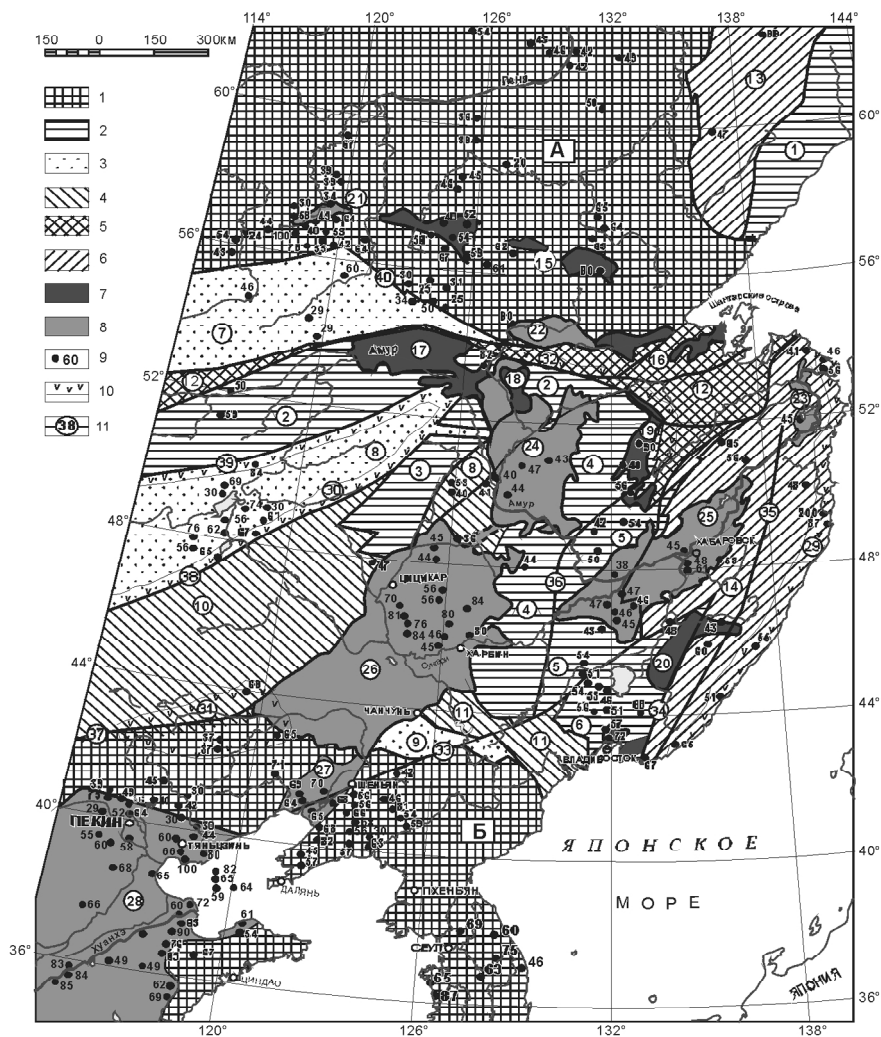


Рис. Карта использованного фактического материала. Тектоническое районирование, по Л.П. Карсакову, 2005, Ren Jishun, 1999, с упрощением. Данные по значениям теплового потока взяты [Глобал...2006; Атлас 2013].

1 – древние платформы (буквы в прямоугольнике); Сибирская (А), СевероКитайская (Б); 2 – массивы (микроконтиненты), здесь и дальше арабские цифры в кружках: 1 – Охотский, 2 – Керулено-Мамынский, 3 – Дягдачи, 4 – Турано-Чжангуанцай-линский, 5 – Цзямусы-Малохинганский, 6 – Ханкайский; 3 – ранне-палеозойские орогенные пояса: 7 – Селенга-Становой, 8 – Северо-Хинганский; 4 – поздне-позднепалеозойские орогенные пояса: 9 – Ондоро-Сумский, 10 – Луныцзян-Селемджинский, 11 – Силамулунь-Иэнбэньский; 5 – поздне-палеозойские-мезозойские орогенные пояса: 12 – Монголо-Охотский; 6 – мезозойские орогенные пояса: 13 – Верхояно-Колымский, 14 – Сихотэ-Алинский; 7 – мезозойские осадочные бассейны: 15 – Южно-Якутский, 16 – Удский, 17 – Верхнеамурский прогиб, 18 – Деспский, 19 – Верхнебуреинский, 20 – Приморский; 8 – мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны: 21 – Байкальская группа впадин (Чарская, Токкинская), 22 – Верхнезейский, 23 – Нижнеамурский, 24 – Амуро-Зейский, 25 – Среднеамурский, 26 – Суляю, 27 – Ляохе, 28 – Северо-Китайский; 9 – тепловой поток ($\text{мВт}/\text{м}^2$); 10 – вулканогенные пояса: 29 – Сихотэ-Алинский, 30 – Дахинганский, 31 – Иньшаньский, 32 – Умлекано-Огоджинский; 11 – основные разломы: 33 – Дунми, 34 – Арсеньевский, 35 – центрально-Сихотэ-Алинский, 36 – Илань-Итунский, 37 – Чифен-Тейпинский, 38 – Гулишанский, 39 – Дербутский, 40 – Становой.

Таблица. Геотермические параметры осадочных бассейнов северо-востока Евразии.

1	2	3	4	5	
Структурный элемент	ТП (мВт/м ²)	Мощность литосферы (км)	Мощность земной коры (км)	Температура на поверхн. Мохо С°	Темпер. на подошве осад. слоя
Южно-Якутская группа впадин	61/20	105	42–44	700–800	60–80
Северо-Байкальская группа впадин	48/17	130	44	400–500	40–60
Верхнее-Зейская впадина	90/2	70–80	42–44	800–900	140–160
Буреинская впадина	90/3	70–80	34–36	800–900	160–180
Амуро-Зейская впадина	45/9	130	38–40	400–500	60–80
Средне-Амурская впадина	(40–60)/10	120	32–34	500–600	80–90
Впадина Сунляо	75/>100	90	30–32	700–800	180–200
Впадина Ляохе	70/55	90	32	700–800	140–160
Северо-Китайская группа впадин	70/>100	90	32	700–800	160–180

Примечание. В столбце 2: в числителе – среднее арифметическое значение ТП бассейна, в знаменателе – число пунктов определений.

условиями: температура на дневной поверхности 5°, ТП на боковых границах равен 0, на подошве земной коры равен мантийному. Оценка теплогенерации и теплопроводности горных пород проводилась по фактическому содержанию этих параметров в горных породах, выходящих на дневную поверхность [3].

В исследуемом регионе наилучшей геотермической изученностью обладают осадочные впадины, большинство из которых принадлежат к мезозойско-кайнозойским рифтогенным бассейнам континентальных окраин. Все они обладают высокими значениями теплового потока и геотермического градиента, особенно впадины Северо-Китайская, Ляохе, Сунляо. Высокая тектоническая активность Северо-Востока Китая и формирование рифтовых структур на его территории в мезозое, кайнозое обусловлены преимущественно интенсивным выносом глубинного тепла из разогретых мантийных и астеносферных диопиров по деструктивным зонам, образовавшимся в результате растрескивания и растяжения земной коры и верхней мантии. Высокие значения теплового потока в Верхнебуреинской и Токо впадинах связано, возможно, с наличием нестационарного теплового режима верхнекорового разогрева, связанного с экранизацией тепла мощным слоем слаболиффицированных терригенных осадков и повышенной радиоактивностью пород чехла. Высокие значения теплового потока в Верхнезейской и Среднезейской впадинах (80–90 мВт/м²), в первую очередь, связаны с высоким значением мантийной составляющей теплового потока, возможно, вызванного мантийным и астеносферным диапиризмом.

Построенные модели земной коры преимущественно слоистые, местами блоковые, нарушенными куполовидными и иной формы структурами. Из аномального распределения геотермических параметров наиболее ярко проявлены купольные структуры. В ядре купола повышенные температуры – на крыльях пониженные.

Наблюдается смещение купольной структуры геоизотерм относительно поднятия кровли астеносферы во впадине Сунляо на восток в сторону кайнозойских грабенов. В эпицентре купола геоизотерм на поверхности Мохо температура достигает 900–1100°C, а на крыльях – 600–800°C. В ряде случаев положение крыльев купольных структур геоизотерм подчеркивается параллельным смещением отрезков пластов земной коры с глубиной, характеризующихся одинаковыми значениями геотермических параметров, отличными от параметров вмещающих их пластов. Такие погружения блоков часто связаны с подъемом кровли астеносферы или глубинными разломами, контролирующими надвиги на стыке платформ и блоков с орогенными поясами [6]. Рассмотренные купольные структуры литосферы фиксируются высокими значениями плотности теплового потока (60–90 мВт/м²) с преобладанием мантийного теплового потока (30–65 мВт/м²) над коровым (20–30 мВт/м²). Мантийный тепловой поток превышает радиогенный в Верхнезейской, Среднезейской, Токинской, Чульманской, Верхнебуреинской, Ляохе, Сунляо, Северо-Китайском бассейнах. Преобладание мантийного теплового потока над коровым в этих структурах может быть связано с поступлением глубинного тепла по магматическим каналам.

Итогом проведенных исследований является построение тепловых моделей основных осадочных бассейнов зоны перехода континент–океан северо-востока Евразии. На фоне слоистой модели выделены купольные и иной формы геотермические структуры, отражающие особенности строения и геодинамики литосферы региона. Аномальные особенности геотермических разрезов земной коры коррелируются с поведением кровли астеносферы. Купольные геотемпературные структуры сопровождаются высокими значениями температур в подошве земной коры. Большинство осадочных бассейнов с высокими значениями геотермических характеристик отвечают нефтегазоносным и перспективным на нефть и газ впадинам (Сунляо, Верхнебуреинская, Верхнезейская, Токинская, Чульманская).

Главная зона нефтеобразования по геотермическим данным расположена на глубинах от 1500–2000 м до 3500–4000 м. Кайнозойские образования только в наиболее погруженных частях попадают в верхнюю зону газообразования, основными нефтегазопроизводящими (по степени катагенеза) могут быть меловые отложения.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН №12-III-A-08-044.

Литература

1. Вассоевич Н.Б. Происхождение нефти // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1975. № 5. С. 3–23.
2. Горнов П.Ю. Геотермические характеристики Средне-Амурской впадины // Геология и разведка. 2009. № 3. С. 56–61.
3. Горнов П.Ю. Геотермия Востока Евразии (характеристика и подробный анализ) LAP LAMBERT, Deutschland, Saarbrücken 2011. 129 с.
4. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С. 62–81.
5. Корчагин Ю.И., Четверикова О.П. Методы оценки генерации углеводородов в нефтепродуцирующих породах. М.: Недра, 1983. 220 с.
6. Ю.Ф. Малышев, П.Ю. Горнов, Л.П. Карсаков и др. Литосфера области сочленения тихоокеанского и центрально-азиатского складчатых поясов // Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. Т. 1. С. 325–328.

Е.Ю. Гошко¹, А.С. Сальников¹, А.С. Ефимов¹

ПРОЯВЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ БЛОКОВ В ЧАСТОТНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ 3-ДВ

¹ФГУП Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск

Система базовых частотно-энергетических атрибутов глубинного сейсмического разреза земной коры опосредованно отражает структурные и физические свойства блоков геологической среды и, следовательно, позволяет делать выводы об их тектоническом взаимодействии.

Однородная структура горного массива или, напротив, его расслоенность влияет на уменьшение или увеличение энергии отраженных волн. Средний размер геологических неоднородностей определяет основную частоту сейсмического отклика, сдвигая его в сторону более высоких или, наоборот, более низких частот. Поглощающие свойства среды проявляются в количестве энергии, сосредоточенной на высоких частотах. Перемещения блоков земной коры относительно друг друга, сдвиги, надвиги и другие формы тектонической активности оставляют за собой след в виде расслоенных, макроструктурированных протяженных зон, которые могут быть обнаружены по аномальному изменению энергии высоких частот в сейсмическом разрезе.

Анализ частотно-энергетических изображений земной коры, полученных в результате динамической трансформации глубинного сейсмического разреза МОБ-ОГТ опорного профиля 3-ДВ в программном комплексе “StreamSDS” [1], позволяет предполагать современную тектоническую обстановку в земной коре Северо-Азиатского кратона и историю перемещения блоков во времени (рис.). Отправной точкой для тектонической и геодинамической интерпретации послужили взгляды Смелова А.П. и Розена О.М.

Смеловым показано [2], что континентальная кора Земли была сформирована в три главных тектонических этапа: 1 – в позднем архее (3.0–2.6 млрд лет) – образование ранних кратонов, 2 – палеопротерозое (2.1–1.9 млрд лет) – образование орогенных поясов в результате коллизии архейских континентов и микроконтинентов (этап формирования собственно Северо-Азиатского кратона как части суперконтинента Пангея) и 3 – мезопротерозое (<1.4 млрд лет) – образование подвижных поясов по его окраинам. Им отмечено, что после каждой стадии орогенеза происходило формирование разных по масштабам окаймляющих рифтогенных структур.

По мнению Розена [3], разломные зоны, разделяющие тектонические блоки земной коры, обычно имеют надвиговую природу и датируются возрастом гранитоидов, которые выплавлялись из сиалической коры 1.9 и 1.8 млрд лет назад. Структурные и петрологические признаки позволяют относить эти разломные зоны к категории коллизионных зон. Сталкивавшиеся микроконтиненты в ходе коллизионного сжатия и надвигания были превращены в “современные террейны”. Одновременность коллизионных процессов указывает на то, что Сибирский кратон возник как единое целое в результате слипания (амальгамации, аккреции) архейских микроконтинентов в конце палеопротерозоя.

В части А рисунка представлена модель деления земной коры на тектонические блоки (террейны) и разделяющие их коллизионные зоны. В линейке, расположенной выше над моделью, приведено сопоставление границ основных блоков земной коры, установленных в свое время для Северо-Азиатского кратона Розеном и Смеловым, а также новое деление на блоки и главные разломы с учетом сейсмических данных опорного профиля 3-ДВ. Анализ частотно-энергетических разрезов земной коры позволил выделить Становой блок в новом объеме, включающем часть Могочинского террейна Розена, Тындинский и Сугамский террейны. Таким образом, в нашей схеме он занимает положение между Северо-Тукурингским и Каларским разломами. Краевые его части, заключенные между Северо-Тукурингским и Желтулакским разломами на юге и между Становым и Каларским разломами на севере, отнесены к обрамляющим коллизионным зонам. Алданский блок во всех трех вариантах тектонических схем занимает единое положение между Каларским и Тыркандинским разломами. Южная часть Алданского блока, включающая Чульманскую впадину, Унгринский грабен в верхней части коры и заметный (с амплитудой до 10 км) подъем нижней коры, отнесена к коллизионной зоне. Северная часть Алданского блока, расположенная между Тимптонским и Тыркандинским разломами, Розеном считалась коллизионной Иджекской зоной. Сейсмические данные это подтверждают. Граница, разделяющая Учурский и Батомгский блоки, устанавливалась ранее (со значительными вариациями у Смелова) по Ноторскому разлому. Однако, частотно-энергетические характеристики земной коры дают основание перенести ее значительно западнее и приурочить к Суольскому разлому. Глубинную геометрию восточной границы Батомгского блока и переход к Верхоянскому складчатому поясу впервые можно было увидеть на полученных вдоль опорного профиля 3-ДВ сейсмических и частотно-энергетических изображениях земной коры. Начиная с Крайнего надвига, происходит резкое погружение Сибирской платформы в мантию. Проекция передового края платформы с глубины 40 км на дневную поверхность приходится на пиковые вершины хребта Сунтар-Хаята. Косая, падающая на восток, зона сочленения Сибирской платформы и Верхоянья аномально проявляется в сейсмо-динамических характеристиках, а геологически выражается в богатейшей металлогенической Аллах-Юньской зоне.

В части Б рисунка приведен разрез энергии высоких частот локальных пакетов отраженных волн. Этот показатель динамики сейсмического отклика позволил увидеть и проследить по максимальным значениям высокочастотной энергии зоны тектонически расслоенные, вероятно сформированные фазами активных движений блоков земной коры относительно друг друга. В начале разреза, от Желтулакского разлома (100 км профиля) до Каларского разлома (340 км), четко проявлено надвижение толщ Станового блока с юга на север в виде воздымающихся к поверхности высокоэнергетических линий тектонической расслоенности. В Алданском блоке и далее на северо-восток вдоль линии профиля происходит смена направления глобальных надвигов на противоположное. В пределах Алданского, Учурского и Батомгского блоков фиксируется три явных следа аккреционных надвигов и один, самый восточный, редуцированный. Возможно, его полный след переработан под воздействием глубинного мантийного источника, проявившегося в нижней коре и верхней мантии.

Развиваемая в программном комплексе “StreamSDS” технология вычисления динамических характеристик сейсмических данных, в том числе базовых частотно-энергетических, открывает возможность “увидеть” земную кору и верхнюю мантию с точки зрения различных физических и структурных характеристик. Система разноплановых цифровых разрезов позволяет проводить сопоставление свойств неоднородных геологических объектов. Это обогащает создаваемую модель земной коры, позволяет сделать её более точной и достоверной. Вместе с увеличением объема наших знаний, открывается более объективная возможность проникновения в сферу интерпретации тектонических положений блоков земной коры и геодинамических реконструкций истории их взаимодействия.

Литература

1. Гошко Е.Ю., Марков В.М., Стражникова И.Н., Сагайдачная О.М., Сальников А.С. Способ обработки сейсмических данных // Патент №2324205 (RU) на изобретение по заявке 2006134404, приоритет от 27.09.2006, опубликовано: 10.05.2008 г. Бюл. № 13. Зарегистрировано в Государственном реестре изобретений Российской Федерации 10 мая 2008 г.
2. Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 42–54.
3. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.

В.Г. Гурович, Н.П. Романовский**ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД БУХТЯНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РАЙОНА**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Бухтянское золоторудное месторождение и ряд сопровождающих его рудопоявлений принадлежат Николаевской металлогенической зоне, которая, в свою очередь, входит в состав Нижне-Амурской РМС. Николаевская металлогеническая зона, в структурном отношении являющаяся северным фрагментом Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, характеризуется некоторыми специфическими особенностями. Район выделяется высокими значениями гравитационного поля, пониженной мощностью земной коры и незрелым ее составом: в ее составе - базальты – 40 %, андезибазальты – 20 % и риодациты – 10 %. Зона наложена непосредственно на триас-юрское океаническое основание [3]. Магматические породы характеризуются повышенной щелочностью, мафичностью и металлогенической специализацией на золото [2]. По району изучены физические свойства 2000 образцов, отобранных во время геолого-съёмочных работ масштаба 1: 50 000 Бойко И.П., Тертеряном А.Т., Поликановым В.Г. При описании физических свойств пород, и их привязке использовано литолого-стратиграфическое расчленение, представленное геологической картой Хабаровского края м-ба 1: 1000 000, где учтены результаты работ последних десятилетий [1].

В разрезе рассматриваемой зоны выделяются следующие комплексы: татаркинский (дацитриолитовый) – $K_2\text{tt}$; сусанинский (андезитовый) – $K_2\text{ss}$; пихтачский (дацитовый) – $P_2\text{rh}$; сизиманский (базальтовый) – $P_{2-3}\text{sz}$; кизинский (базальтовый) – $N_1\text{kz}$.

В юго-восточной части исследуемой площади распространены позднемеловые вулканогенные образования татаркинского и сусанинского комплексов, которые занимают 1/3 площади. Татаркинский эффузивно-экструзивный дацит-риолитовый комплекс прослеживается по периферии вулcano-тектонических структур палеогенового и неогенового возраста [2]. Эффузивные образования представлены дацитами, трахидацитами, риолитами, риодацитами, их туфами, игнимбритами со средневзвешенной плотностью – 2.43 кг/м^3 , магнитная восприимчивость \varkappa – $4.43 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ. Наименьшие значения по параметрам имеют туфы, игнимбриты – σ их $2.31\text{--}2.34\text{ кг/м}^3$ и \varkappa от 2.6 до $4.09 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ; более высокие значения отмечаются для дацитов, трахидацитов, риодацитов, андезидацитов: плотность их от 2.39 до 2.47 кг/м^3 при \varkappa от 4.6 до $8.5 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ для андезидацитов.

В фундаменте риодацитовых покровов наблюдается большое количество питающих каналов, залеченных экструзиями риолитов, дацитов; также отмечаются довольно крупные купольно-экструзивные тела. Среди пород прослеживается тенденция роста плотности и магнитной восприимчивости с повышением основности: для риолитов σ – 2.33 кг/м^3 , \varkappa – $0.6 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ; для дацитов и андезито-дацитов σ – 2.45 кг/м^3 и 2.48 кг/м^3 при \varkappa – $5.46\text{--}9.47 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ соответственно. Характерной особенностью пород этого комплекса является исключительная выдержанность по простиранию и постоянство состава [4].

Сусанинский эффузивно-экструзивный комплекс характеризуется резкой фациальной изменчивостью слагающих его вулканитов – от андезитов, андезибазаль-

тов, их туфов до туфопесчаников, туфоалевролитов, но при резком преобладании в объемном отношении андезитов. Ранее в процессе геологосъемочных работ их относили к больбинскому или андезитовому комплексам. Средневзвешенная плотность эффузивных образований комплекса – 2.5 кг/м^3 , магнитная восприимчивость – $6.66 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ. Экструзивные образования сусанинского комплекса имеют высокую магнитную восприимчивость – для андезитов – $16.7 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ и для андезибазальтов – $27.6 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ.

В эоцене в пределах Нижне-Амурской вулканической зоны площадной вулканизм сменяется развитием очаговых структур с мощным излиянием контрастных по составу пород [2, 4]. В эту эпоху формируются базальтоиды, покровы которых тяготеют к восточной окраинной части зоны. По продолжительности формирования и составу эоцен-миоценовые образования представляют три эффузивно-экструзивных комплекса: пихтачский (дацитовый) – $P_2 \text{ph}$, сизиманский (базальтовый) – $P_{2-3} \text{sz}$ и кизинский (базальтовый) – $N_1 \text{kz}$. (В прежних работах пихтачский комплекс картировался как колчанский, а сизиманский как кузнецовский). В пределах исследуемой площади они выполняют Амуро-Акчинскую полигенную структуру [2].

Эффузивные образования сизиманского комплекса – $P_{2-3} \text{sz}$ представлены базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами, их туфами. Эти породы выходят на поверхность главным образом по периферии структуры. Средневзвешенная плотность пород по комплексу – 2.53 кг/м^3 , магнитная восприимчивость – $10.4 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ. Экструзивное тело андезибазальтов имеет $\sigma = 2.58 \text{ кг/м}^3$ и очень близкую магнитную восприимчивость к покровным $\approx 10.7 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ.

Базальтоиды кизинского (базальтового) комплекса – $N_1 \text{kz}$ прослеживаются на исследуемой площади в западной части. В разрезе покровов – базальты, трахибазальты, долериты, андезибазальты, их туфы. Средневзвешенная плотность эффузивных пород по комплексу – 2.55 кг/м^3 , магнитная восприимчивость – $10.8 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ. Экструзивные базальты комплекса имеют более высокую плотность и магнитную восприимчивость относительно эффузивных. Плотность их 2.63 кг/м^3 , магнитная восприимчивость – $12.06 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ.

В базальтоидах сизиманского и кизинского комплексов прослеживается близость их не только основных петрологических характеристик, но и петрофизических – близкие значения плотности и магнитной восприимчивости.

Формирование кислых и средних вулканитов в пределах Амуро-Акчинской структуры связано с площадными излияниями игнимбритов дацитов, риолитов, риодацитов, а также другими вулканитами, выполняющими Бухтянскую депрессию, входящей в состав Амуро-Акчинской структуры. Эти породы представляют пихтачский (дацитовый) комплекс – $P_2 \text{ph}$. Покровные образования комплекса выделены как пихтачская толща [1]. Средневзвешенная для плотность толщи составляет 2.36 кг/м^3 , магнитная восприимчивость – $4.65 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ.

Бухтянская депрессия находится в центральной части Амуро-Акчинской структуры. Формирование ее произошло в узле пересечения субширотной Николаевской и северо-восточной Срединной региональных систем разломов. Площадь депрессии около 70 км^2 [2]. К наиболее древним породам покровной фации в пределах депрессии относятся игнимбриты риодацитов, риодациты, имеющие низкие плотности от $2.17\text{--}2.24 \text{ кг/м}^3$ и пониженную магнитную восприимчивость от $2.59\text{--}4.40 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ. В пределах центральных частей депрессии дациты, трахидациты имеют повышен-

ные петрофизические характеристики, плотности их $2.33\text{--}2.37\text{ кг/м}^3$, а магнитная восприимчивость $3.64\text{--}5.12 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ. Наиболее плотные и магнитные в составе пород являются андезито-базальты, плотность которых 2.46 кг/м^3 , а магнитная восприимчивость – $10.5 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ. Их прорывают экструзивные тела с близкими значениями плотности и магнитной восприимчивости: $2.43\text{ кг/м}^3 - 10.93 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ.

В пределах собственно Бухтянского рудного поля обращает на себя внимание преимущественно экструзивная форма проявления вулканизма с незначительным развитием покровных фаций [4]. Наблюдается значительное развитие в составе продуктов ранних стадий субвулканических эксплозивно-брекчиевых образований, которые обладают высокой магнитной восприимчивостью до $18.34 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ. Формирование субщелочных пород Бухтянского вулcano-тектонического сооружения завершилось гидротермально-метасоматическими процессами, в результате которых породы были подвергнуты интенсивным преобразованиям. Измененные породы относятся к пропилитовой рудной формации. Такие породы, как правило, имеют низкие плотностные характеристики.

Таким образом, результаты систематизации петрофизических данных по Бухтянской части Николаевской металлогенической зоны не только подтверждают, но и детализируют выводы о преимущественной приуроченности золоторудных объектов к вулcano-тектоническим структурам Нижне-Амурской металлогенической системы с их специфическими геолого-геофизическими и металлогеническими особенностями.

Литература

1. Геологическая карта Хабаровского края масштаба 1: 1 000 000 / Ред. А.Ф. Васькин, Г.В. Роганов. Хабаровск: ФГУГГП "Хабаровскгеология". 2004.
2. Мартынов Ю.А. Петрология эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья. Владивосток. 1983. 143 с.
3. Металлогения Дальнего Востока России / Сухов В.И., Бакулин Ю.И., Лошак Н.П. и др. Хабаровск. 2000. 217 с.
4. Эоцен-миоценовый вулканический комплекс Нижнего Приамурья. Путеводитель Бухтянской экскурсии VIII Всесоюзного палеовулканологического симпозиума. В.И.Сухов. Хабаровск. 1989.

Ю. А. Давыденко

**ЭФФЕКТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ
ТЕХНОЛОГИЙ В РУДНОЙ ГЕОФИЗИКЕ**

Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск, ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Вычислительные мощности современных персональных компьютеров сделали возможным построение единых физико-геологических моделей среды, максимально соответствующих полевым данным, полученных различными методами. Эффективное использование различных алгоритмов решения обратной задачи для нестационарных электромагнитных полей делает доступным геофизику-интерпретатору не только одномерно построение геоэлектрических разрезов, но и формирование трехмерных геоэлектрических моделей. Важнейшим фактором в адекватной интерпретации электромагнитных зондирований является качество и плотность съемки. Современные аэроэлектроразведочные технологии позволяют проводить высококачественную съемку с высокой детальностью. Глубинность таких электромагнитных зондирований составляет первые стони метров [2]. Существенный объем первичной информации необходимо сначала обработать с целью повышения соотношения сигнал/помеха, затем оценить информативность путем пересчета с использованием различных трансформант. Применение современных робастных процедур радикально повышает устойчивость этих преобразований при наличии в данных резко выделяющихся наблюдений и позволяет проводить массовую обработку первичных данных в автоматическом режиме.

На примере обработки массовых данных частотных зондирований аэро-ДИП можно утверждать, что применение современных методов многомерного статистического анализ [1,2] позволяет использовать скин-эффект с целью локализации трехмерных геоэлектрических неоднородностей. Контуры этих объектов и значения кажущегося удельного сопротивления рассматривается как первое приближения для решения задачи трехмерной инверсии данных электромагнитных зондирований.

Обработка велась с использованием программы GelioSMI, функционал которой позволяет проводить обработку данных площадных съемок классическими и робастными методами статистического анализа для реализации широкого спектра задач. Существенный эффект достигается последовательным исключением эффектов более высоких частот (скин-эффекты). В этом случае структура поля на низких частотах изменяется весьма значительно за счет подавления локальных аномалий, связанных, вероятно, с близповерхностными геоэлектрическими неоднородностями (рис. 1). Полученный результат представляется нам внутренне непротиворечивым, поскольку без дополнительной фильтрации можно выделить на низких частотах более гладкую поверхность поля УЭС.

В современных измерительных системах регистрации, применяемых в методах постоянного тока (ВЭЗ, ВЭЗ-ВП, ДЭП, электротомография и т.д.), для литолого-стратиграфической и тектоно-структурной реконструкции геологического разреза, на самом деле применяется последовательность разнополярных импульсов. Как правило, для измерения вызванной поляризации (ВП) используют последова-

тельность с токовой паузой, а для кажущегося удельного электрического сопротивления (ск) используют режим без паузы.

На приемных электродах регистрируется вся последовательность импульсов, однако используется минимальное количество информации, соответствующие стационарному приближению, – усредняется амплитуда перед выключением токового импульса и, спустя несколько десятков или сотен миллисекунд, берется несколько отсчетов во временных окнах для вычисления кажущейся поляризуемости (η_k).

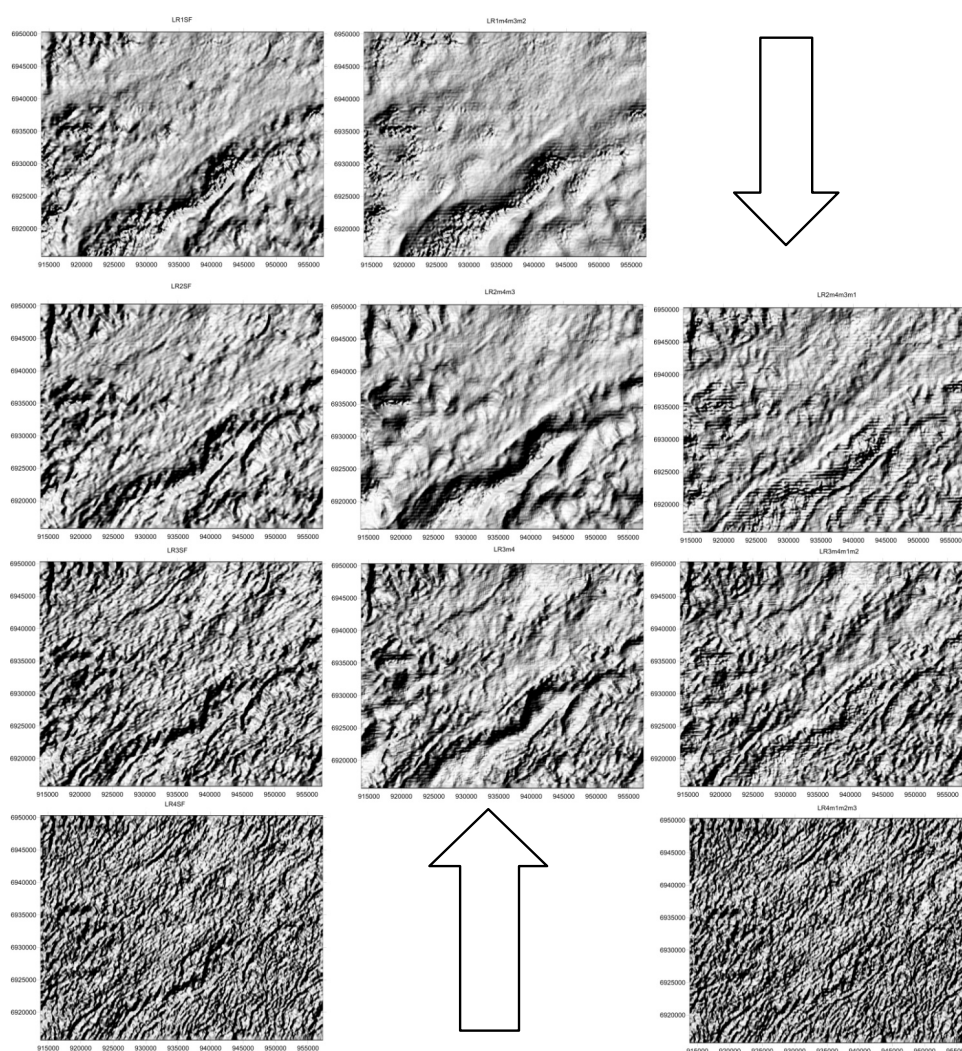


Рис. 1. Подавление скин-эффекта и исключение составляющих низких частот из более высоких: первая колонка – логарифмы эффективных сопротивлений для соответствующих частот (130, 520, 2080, 8320 Гц); вторая – эти же поля после подавления скин-эффекта; третья – после последовательного исключения эффектов более низких частот.

Высокочастотная составляющая сигнала, после выключения (или включения) тока, попросту вырезается из данных, поскольку преобладают индукционные процессы, которые не подлежат интерпретации в классической методике. Однако, именно в этих первых миллисекундах становления поля, содержится ценнейшая информация о геоэлектрическом строении разреза, распределении УЭС и поляризационных параметров. Регистрация полной формы переходного процесса позволяет, вместо использования кажущихся параметров ρ_k и η_k , перейти к полноценному решению задач 1D-3D инверсии, с учетом частотной дисперсии электропроводности для становления поля горизонтального электрического диполя. Данный подход существенно повышает информативность традиционных методов постоянного тока и дает возможность более детально дифференцировать разрез, с учетом индикации локальных объектов в негоризонтально-слоистых средах. Кроме того, для индукционных токов прозрачны высокоомные экраны (при решении ряда задач в пределах развития многолетнемерзлых пород, на территориях развития пород трапповой формации, не исключая и рудные районы средних широт, и т.д. и т.п.), которые существенно ограничивают область применения методов постоянного тока. Актуальность разработки и внедрения новой технологии электромагнитных зондирований и вызванной поляризации (ЭМЗВП) [3] не вызывает сомнения при решении широкого круга задач инженерной, рудной геофизики, или при поисках кимберлитовых тел и конвергентных им образованиям, перекрытых терригенно-трапповой толщей повышенной мощности.

На основании анализа массовых полевых данных с применением робастного регрессионного анализа [1], а так же по результатам инверсии в рамках одномерной модели, было выделено 2 объекта. Эти объекты заверены бурением; при этом о наличии 2-го объекта нам не было известно до тех пор, пока по результатам переобработки не был сделан уверенный прогноз о наличии известной диаграммы (тело субщелочных безпироксеновых пикритов и др. включений, которые определяются

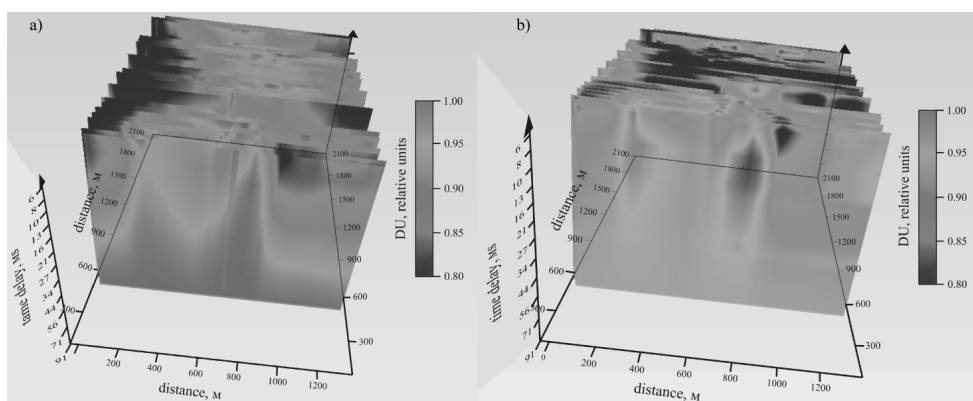


Рис. 2. Трехмерная визуализация переходных процессов, рассчитанных по методике ЭМЗВП от первичных данных ИНФАЗ-ВП (срединный градиент) до (а), и после минимизации (б) геометрического положения источник-приемник процедурой робастного регрессионного анализа. Рядом с эталонным объектом, который расположен правее, – выходящей на поверхность трубкой взрыва, четко выделяется вторая трубка, перекрытая высокоомными многолетнемерзлыми озерными отложениями.

в лабораторных условиях). Особенно хорошо эти объекты выделяются на поздних временных задержках. Объекты совпадают с контурами аномалий, выделенных в магнитном поле, после исключения интенсивных аномалий и эффекта рельефа в программе GelioSMI. Следует отметить, что небольшая по размерам трубка взрыва (объект 2), перекрытая терригенными отложениями, с повышенной степенью льдистости не выделялась по карте кажущегося удельного сопротивления из-за наличия над ней высокоомного экрана.

Выводы, сделанные для объектов типа «трубка взрыва» распространяются и на другие объекты поиска в рудной геофизике. Как правило, частотная дисперсия электропроводности в районе рудных тел существенно отличается от вмещающих пород, что позволяет их обнаруживать предлагаемой технологией ЭМЗВП.

Применение технологии ЭМЗВП для инженерно-геологических изысканий существенно повысит информативность традиционно применимых в малоглубинной геофизике методов постоянного тока, и позволит делать выводы о вещественном горных пород. Использование информации об индукционной составляющей электромагнитного поля делает эти высокоомные экраны прозрачными для методики ЭМЗВП, что говорит о перспективности ее применения в комплексе геофизических методов для инженерно-геофизических изысканий в условиях Сибири и Дальнего Востока.

Литература

1. Грайвер А.В., Давыденко А.Ю., Давыденко Ю.А., Иванов С.А., Легейдо П.Ю. Статистический подход к обработке и анализу высокоррелированных данных морской электроразведки // Материалы 37-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, ИФЗ РАН, 2010. С. 111–115.
2. Давыденко А.Ю., Давыденко Ю.А., Трусов А.А., Новопашина А.В. Эффект применения робастных методов многомерной статистики при обработке данных аэроэлектроразведки // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 40-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 28 января – 1 февраля 2013 г. М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 128–133.
3. Давыденко Ю.А. Перспективы применения метода электромагнитных зондирований и вызванной поляризации (ЭМЗВП) при решении задач рудной геофизики / Минерагенция Северо-Восточной Азии. Третья Всероссийская научно-практическая конференция, посвященная 20-летию кафедры геологии Бурятского госуниверситета. Улан-Удэ, 13-17 ноября 2012 г. С. 47–51.

Г.М. Дрогицкая

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КИРОВОГРАДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА
(УКРАИНСКИЙ ЩИТ) ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

Институт геофизики НАН Украины, г. Киев

Кировоградский рудный район представляет собой уникальный на древних щитах объект для разработки объемной сейсмогеологической модели на всю мощность коры, включая раздел кора-мантия. Его площадь исследована методами глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), обменных волн землетрясений (МОВЗ) и общей глубинной точки (ОГТ) по плотной сети профилей широтного и субмеридионального направлений. И те, и другие пересекают Новоукраинско-Кировоградский гранитоидный массив, Корсунь-Новомиргородский рапакиви-анортозитовый массив, Кировоградскую и Звенигородско-Анновскую зоны разломов, а также стратифицированные породы ингуло-ингулецкой серии. Некоторые профили проходят в непосредственной близости от метасоматических урановых месторождений и месторождений лития и золота [1].

Одним из важных результатов исследований методом ГСЗ является обнаружение в пределах относительно небольшой территории Кировоградского рудного района сложного и контрастного рельефа поверхности раздела Мохо. При расстояниях между профилями всего 20–40 км отмечено, что глубина и элементы залегания поверхности раздела Мохо существенно изменяются от профиля к профилю.

В районе г. Кировограда в рельефе раздела Мохо была выявлена достаточно контрастная аномалия. На структурной схеме раздела Мохо, которую составил В.Б.Соллогуб [1], она изображена в виде комбинации широтных и меридиональных изоглубин этого раздела и является широтным прогибом в рельефе поверхности раздела М, который позднее был условно назван “мантийным рвом” [2]. Вначале аномалия в рельефе раздела Мохо не привлекла особого внимания. И только в 2006 г. в результате переинтерпретации профилей ГСЗ с помощью современных технологий было установлено, что аномальная комбинация широтных и меридиональных изоглубин совпадает с общим планом поверхностных структур Кировоградского рудного района [2]. Одновременно была обнаружена пространственная связь месторождений урана, золота, лития с “мантийным рвом”. Ранее предполагалось, что эта полоса опущена по широтным разломам, что и сохранило месторождения от последующей эрозии [3].

Чтобы подтвердить существование “мантийного рва” и сопоставить его с внутренней поверхностью K_2 , в 2010 и 2011 году данные ГСЗ и МОВЗ были обработаны с использованием программных пакетов Surfer 8 и КОСКАД 3D [4]. Для этой работы были использованы данные о глубинах залегания поверхностей Мохо (239 определений) и K_2 (229 определений). Интерполяция проведена по сети 5×5 км методом Крайгинга (линейная модель) с последующим сгущением сети двумерным сплайном до 2×2 км. Функция линейного коэффициента корреляции между глубинами поверхностей Мохо и K_2 вычислена в скользящем окне размером 7×7 точек (12×12 км).

Результаты работы представлены в виде карт рельефа поверхностей Мохо и K_2 и их площадной корреляции, на которые спроектированы месторождения урана, золота и лития. В рельефе поверхности Мохо широтный «мантийный ров» четко обособлен от смежных поднятий и прогибов. В рельефе поверхности K_2 , он проявлен в менее контрастной форме. Этот факт, возможно, свидетельствует о тектонической переработке коры в направлении снизу вверх. Наконец, в поле корреляции поверхностей Мохо и K_2 «мантийный ров» имеет вид узкой положительной линейной аномалии широтного простирания.

Отметим еще одно важное обстоятельство: и в том, и в другом случае вертикальные проекции месторождений урана, золота, лития приходятся на «мантийный ров» и его бортовые склоны.

Дополнительный анализ данных обменных волн землетрясений позволил осветить гораздо более широкий круг вопросов о глубинном строении Кировоградского рудного района, о поведении на глубину Новоукраинско-Кировоградского и Корсунь-Новомиргородского массивов, и установить каким именно образом мантийный ров соединяется с полосой концентрации рудных месторождений на поверхности. В 2009–2010 гг. данные МОВЗ были заново обработаны с использованием программного пакета «КОСКАД-3D» [4].

Основные отличия от предыдущих работ заключаются в следующем. Заново были оцифрованы и обработаны исходные данные по всем 8 профилям МОВЗ; при обработке было использовано изометрическое окно; оптимальный размер окна выбирался на основании статистического анализа всего исходного материала; автоматизация процесса обеспечила минимальный сдвиг окна и более высокую точность результатов; использовался не один, а три параметра (признака): плотность распределения точек обмена по профилю, отношение амплитуды обменной волны к амплитуде породившей ее продольной волны Aps/Ap и кратность обмена в одной и той же точке. В конечном счете, обработка каждого профиля заключалась в переходе от исходного поля обменов к распределению параметра Aps/Ap и построению итогового разреза в изолиниях [5].

Увязка профилей позволила построить серию каркасных блок-диаграмм поля обменных волн землетрясений [5]. Они опираются на два меридиональных (IM, VIM) и два широтных (IIM, IVM) профиля МОВЗ. Указанные профили были отработаны в разное время и отображают распределение обменных волн от различных землетрясений с разными эпицентрными расстояниями. В 2009–2010 гг. профили также обрабатывались по отдельности. И, тем не менее, в местах пересечения профилей аномалии Aps/Ap совпадают друг с другом. Наиболее убедительный пример – узел пересечения профилей IM и IIM, в котором между собой согласуются не только аномальные, но и все изолинии параметра Aps/Ap . Эти факты свидетельствуют о высокой надежности изложенного выше способа анализа поля обменных волн землетрясений.

Корсунь-Новомиргородскому массиву в интервале глубин 0–20 км присуща крупная аномалия Aps/Ap . Она протягивается в меридиональном направлении на 60–70 км и в широтном направлении на 40–50 км, выходя за пределы обнаженной части массива. В узле пересечения профилей IM и IIM она достигает максимальной интенсивности более 80 %. Вторая аномалия столь же высокой интенсивности зафиксирована на глубине около 40 км. Ее эпицентр находится вблизи раздела Мохо.

Вторая аномалия либо отражает положение питающего канала для расположенной выше плитообразной интрузии анортозитов и гранитов рапакиви, либо указывает на положение промежуточной магматической камеры.

Под Новоукраинско-Кировоградским гранитоидным массивом аномалии *Aps/Ar* протягиваются на меньшую глубину, имеют меньшую интенсивность и разделены почти вертикальными зонами фоновых значений этого параметра. Одна из них соединяет мантийный ров с широтной полосой концентрации месторождений урана, лития, золота на поверхности [5].

В наиболее общей форме результаты проведенных исследований представлены в виде объемной сейсмогеологической модели Кировоградского рудного района. Она отражает его современное глубинное строение.

Полученные данные характеризуют развитие мантийно-коровой рудообразующей системы во времени и вместе с тем позволяют описать ее в трехмерном геологическом пространстве, включая раздел кора–мантия. Следует, однако, подчеркнуть, что на этом разделе сейсмическими методами фиксируются не отдельные рудные поля и месторождения, даже самых крупные, а вся совокупность месторождений урана, лития и золота. Отсюда следует предположение о реликтовой природе раздела Мохо. Оно согласуется с выводом В.Б. Соллогуба о том, что морфология раздела Мохо на Украинском щите отражает общий план его раннепротерозойских тектонических структур.

Кировоградский рудный район – второй после Печенгского рудного района, где установлена пространственная связь палеопротерозойских рудных месторождений с локальными неоднородностями раздела кора–мантия. Если в Печенгском районе она выявлена для магматических медно-никелевых месторождений и мантийных габбро-верлитовых интрузий, то в Кировоградском рудном районе для месторождений другого генезиса: гранитных пегматитов, гидротермальных месторождений урана и золота.

Приобретенный опыт может быть использован при анализе глубинного строения других рудных районов, расположенных на древних щитах, в частности Центрально-Алданского золото-уранового рудного района.

Литература

1. Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.
2. Дрогичкая Г.М., Трипольский А.А., Попов Н.И. и др. Сейсмогеологическая позиция Кировоградского рудного района (Украинский щит) в связи с локальными неоднородностями поверхности Мохо. Геофизика XXI столетия 2006 год. // Сб. трудов Восьмых геофизических чтений им В.В. Федынского (2–4 марта 2006 г., Москва). 2007. С. 21–27.
3. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль. Отв. ред. Киев: Наук. думка, 1995. 396 с.
4. Никитин А.А. Комплекс спектрально корреляционного анализа данных “КОСКАД 3D” / Никитин А.А., Петров А.В., Алексахин А.С. М., 2004. Московский Государственный геологоразведочный университет. 158 с.
5. Старостенко В.И., Казанский В.И., Попов Н.И. и др. От поверхностных структур к интегральной глубинной модели Кировоградского рудного района (Украинский щит) II // Геофизический журн. 2011. Т. 33, № 5. С. 3–16.

А.Д. Дучков¹, Л.С. Соколова¹, П.Ю. Горнов², В.В. Веселов³

**ЭЛЕКТРОННЫЙ ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ АТЛАС СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА
(РЕАЛИЗАЦИЯ И ДАЛЬНЕЙШЕЕ РАЗВИТИЕ)**

¹ФГБУН Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск

²ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

³ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Сведения о тепловом режиме литосферы (тепловой поток, температура пород) представляют значительный интерес для широкого круга специалистов, занимающихся проблемами наук о Земле. В этой связи несомненный интерес представляют периодические обобщения геотермических материалов в виде каталогов и карт. Первое масштабное обобщение геотермических данных было выполнено в конце прошлого столетия большим коллективом исследователей в виде Geothermal Atlas of Europe [1], включающего серию геотермических карт. Примерно в это же время началось обобщение геотермических данных по территории Сибири и Дальнего Востока. В итоге были опубликованы каталоги данных о тепловом потоке [2, 3] и карты теплового потока (ТП) территории СССР и всей Северной Евразии [4, 5].

Вся собранная при этом информация была в дальнейшем использована геотермическими коллективами институтов СО РАН для создания электронного “Геотермического атласа Сибири”, состоящего из многоцветных карт, на которых изолиниями и цветом показаны изменения и теплового потока, и температуры (Т) на глубинах 0,5, 1,0, 2,0, 3,0 и 5,0 км. Атлас выполнен в компьютерной форме в среде геоинформационной системы ARC/INFO, которая позволяет визуализировать информацию на дисплее и осуществлять печатание многоцветных карт. Он был в основном завершен к 2000 г. [7] и распространялся на дисках. “Геотермический атлас Сибири” подобен “Geothermal Atlas of Europe” и фактически был задуман как его продолжение на восток. В него не вошли геотермические данные по Дальнему Востоку и окраинным морям. В настоящее время “Геотермический атлас Сибири (1995-2000)” размещен на сайте ИНГГ СО РАН: <http://www.ipgg.nsc.ru/INSTITUTE/pages/default.aspx> (Отделение геофизики, Лаборатория естественных геофизических полей).

В 2009–2012 гг. было предпринято новое обобщение геотермических материалов уже по всей Азиатской части Российской Федерации, включая окраинные моря. В работе приняли участие специалисты из СО РАН (ИНГГ, ИМЗ, ИЗК, ИГМ) и ДВО РАН (ИТиГ, ИМГиГ). В итоге был пересмотрен и существенно дополнен электронный каталог геотермических данных. Сейчас электронный каталог геотермических данных включает значения теплового потока в 2300 пунктах в “сухопутной” части региона (обычно в каждом пункте температура измерялась в 2–3 скважинах), а также 1950 малоглубинных измерений ТП в донных осадках окраинных морей и оз. Байкал.

Наиболее полно изучена в геотермическом отношении Западно-Сибирская плита. Здесь температура измерена в нескольких тысячах скважин глубиной до 3–4 км, что позволило определить величину теплового потока в 1400 пунктах. В пределах Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой зоны геотемпературное поле изучено значительно слабее. На этой огромной территории измерения

температуры выполнены всего в 500–600 скважинах глубиной в основном 1–3 км, а тепловой поток определен лишь в 310 пунктах. В южном горном обрамлении Сибири (Алтае-Саянская складчатая область, Байкальская рифтовая зона и Забайкалье) тепловой поток определен в 250 пунктах по измерениям в 400–500 скважинах, средняя глубина которых составляет 300–500 м. В пределах сухопутной части Дальнего Востока (территория от Чукотки до Приморья, о-в Сахалин, Курильские острова) ТП измерен в 320 пунктах по измерениям температуры в 600–700 скважинах глубиной в среднем не более 1 км.

Помимо данных о тепловом потоке в каталог включено порядка 2270 измерений и оценок температуры на глубинах от 0.5 до 5 км. Количество измеренных значений T существенно уменьшается с глубиной. Поэтому в большинстве пунктов значения температуры на глубинах 3–5 км различными способами прогнозировались. Применялись экстраполяция термограмм, математическое моделирование на основе решения уравнения теплопроводности, корреляционные соотношения, связывающие значения ТП и T на определенных глубинах. В каталог вошли также сведения о глубине залегания нижней границы криолитозоны (нулевая изотерма).

Информационно-технологическая основа атласа отработана сотрудниками Лаборатории геоинформационных технологий и дистанционного зондирования ИГМ СО РАН [8]. В качестве системы, обеспечивающей решение задач накопления данных, их первичной обработки и обмена, была выбрана технология картографических web-сервисов (Web Map Service, Web Feature Service, Web Coverage Service), разрабатываемая и декларируемая международной некоммерческой организацией Open GIS Consortium (OGC). Разработанная геоинформационная система базируется на картографическом сервисе, запущенном в эксплуатацию в ИГМ СО РАН. Система поддерживает проекцию Google Mercator, которая позволяет отображать атлас на всю территорию без дополнительных средств, решавших ранее проблему деформации линейных и полигональных картографических объектов при переходе через 180 меридиан. Она допускает регулярное обновление программной платформы и базы данных. Структура базы данных обеспечивает доступ к табличному представлению для авторов и заполнителей данных, а также позволяет добавлять в него новую информацию инструментальными средствами. Для отображения информации созданы соответствующие стили оформления картографического представления, каждому параметру (географическим, тепловому потоку, температуре на пяти глубинах и глубине расположения нижней границы мерзлоты) соответствует слой. Каждый геотермический слой характеризует количество и расположение фактического материала, а также отражает (цветом) изменения в значениях параметра [9].

В преамбуле к атласу помимо авторов указаны исследователи, измерившие или представившие геотермическую информацию, а также институты. “Геотермический атлас Сибири и Дальнего Востока (2009-2012)” в настоящее время выставлен в интернете по адресу: <http://maps.nrcgit.ru/geoterm/> на русском и английском языках. На рис. 1 и 2 показаны фрагменты карт теплового потока и температуры на глубине 3 км из этого Атласа.

Принцип управления электронными картами полностью идентичен управлению системой Google Earth. Есть возможность масштабирования карт (панель слева), включения-выключения слоев (панель справа) и получения атрибутивной информации по пунктам измерений (щелчок мышью по объекту). В атрибутивной

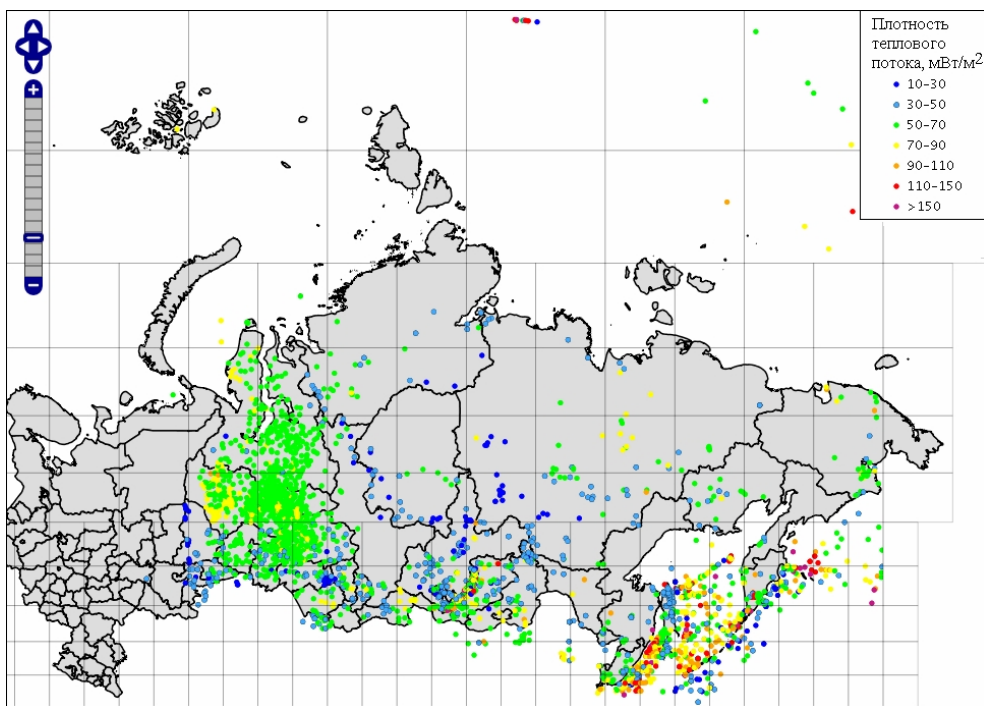


Рис. 1. Фрагмент публикации электронной карты теплового потока Сибири и Дальнего Востока (WEB публикация).

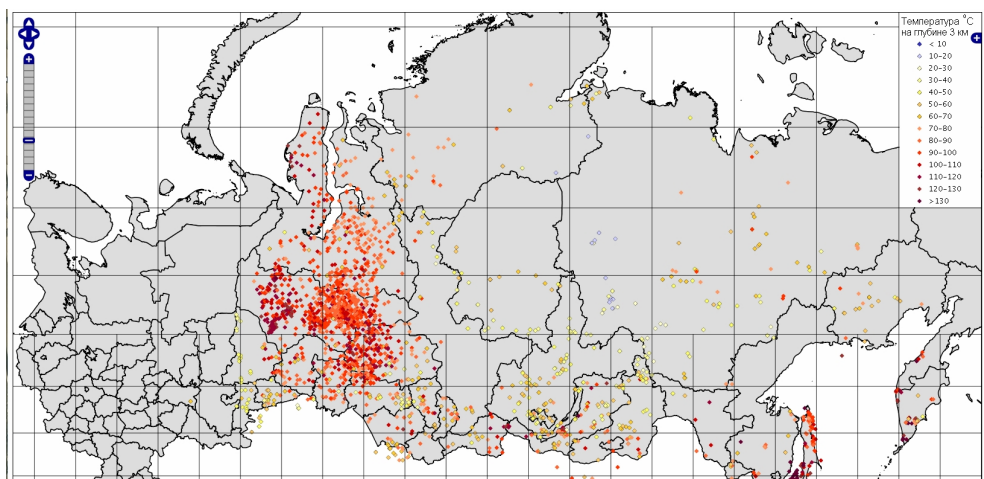


Рис. 2. Фрагмент публикации электронной карты распределения температуры на глубине 3 км в Сибири и на Дальнем Востоке (WEB публикации).

информации к точкам пунктов содержатся данные о геотермических параметрах из основного каталога: значения теплового потока, измеренные и рассчитанные значения температуры на глубинах 0,5, 1, 2, 3 и 5 км, глубина нижней границы криолизотозоны.

Работа с Атласом продолжается. На очереди создание инструментов визуального добавления архивных данных к картографическим объектам геотермического атласа. На основе анализа существующих программных продуктов в предметной области и составленных описаний измерений в свободной форме, планируется создать профиль описания архивных данных, а на базе профиля инструменты для заполнения данных. Авторы при помощи этих инструментов смогут описать информацию: о себе и своих соавторах, публикациях, непосредственных исследованиях. Интерактивная форма ввода информации будет содержать, как именованные поля: авторы, год, публикации и т.д., так и поля свободного ввода текста – для неформализованной информации, а также позволит загрузить файлы с дополнительными материалами. Для обеспечения работы инструментов добавления архивных данных к объектам атласа, планируется разработать новую структуру базы данных. Она позволит связывать авторские материалы (архивные данные) с картографическими объектами. В дальнейшем на основе авторской информации станут возможными фильтрация и поиск объектов конечными пользователями атласа через графический web-интерфейс.

На повестке дня стоит также вопрос о включении в атлас массивов геотермической информации по другим территориям (по Уралу, Казахстану, Китаю и др.).

Исследования выполнялись в 2009-2012 гг. при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН №7 “Физические поля и внутреннее строение Земли” (проект 7-1). Авторы благодарят Аюнова Д.Е. (ИНГГ СО РАН), М.Н. Железняк (ИМЗ СО РАН), а также сотрудников Лаборатории геоинформационных технологий и дистанционного зондирования ИГМ СО РАН за активную многолетнюю помощь при подготовке и публикации “Геотермического атласа Сибири и Дальнего Востока”.

Литература

1. Geothermal Atlas of Europe / E. Hurlig, V. Cermak, R. Naenel, V. Zuy (Eds.). Potsdam: Geoforschungs Zentrum. Publication 1. 1992.
2. Веселов О.В., Липина Е.Н. Каталог данных о тепловом потоке Востока Азии, Австралии и Запада Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. 122 с.
3. Каталог данных по тепловому потоку Сибири. Ред. Дучков А.Д. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. 82 с.
4. Карта теплового потока территории СССР и сопредельных районов. М-б 1:10 000 000 / Гл. ред. Я.Б. Смирнов. М.: ГУГК, 1980
5. Геотермическая карта Северной Евразии. М-б 1:5 000 000 / Ред. Я.Б. Смирнов, Р.И. Кутас, Ю.К. Щукин. М.: ГИН АН СССР, 1986.
6. Карта теплового потока территории СССР. Масштаб 1:5 000 000 / Ред. В.В. Гордиенко, У.И. Моисеенко. Киев: Ин-т геофизики АН Украины, 1991.
7. Дучков А.Д., Л.С. Соколова. Геотермический атлас Сибири // Закономерности строения и эволюции геосфер. Хабаровск: ДВО РАН, 2004. С. 45–56.
8. Добрецов Н.Н., Болдырев И.И., Юсупов Р.Д. Гибридные информационные системы для поддержки междисциплинарных исследований // Вычислительные технологии. 2007. Т. 12. Вып. 3. С. 29–41.
9. Дучков А.Д., Добрецов Н.Н., Аюнов Д.Е., Соколова Л.С. Мерзлотно-геотермический атлас Сибири и Дальнего Востока // Динамика физических полей Земли. М.: Светоч Плюс, 2011. С. 207–221.

Ю. Ю. Иванов, Е.В. Колесов, С.Д. Пеньевский, Н.И. Третьякова
ПЕТРОМАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ ОМОЛОНСКОГО
МАССИВА (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

*ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
им. Н.А.Шило ДВО РАН, г. Магадан*

Исследования магнитных свойств железистых кварцитов имеет важное поисково-прикладное значение. Тела железистых кварцитов являются источниками магнитных аномалий, картируемых наземной и аэромагнитной съемками, что используется как поисковый критерий. Для правильной интерпретации магнитных аномалий необходимы сведения о магнитных характеристиках пород и руд [10]. Объектами нашего исследования явились руды с Омолонского массива (159.1 в.д., 63.5 с.ш.). На юге массива известны залежи железистых кварцитов, что послужило основанием для выделения Омолонской железорудной провинции [3]. Железистые кварциты представлены линзовидными и пластообразными телами среди мигматитов, амфиболовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов, амфиболитов и основных кристаллических сланцев протерозойского возраста. Большинство исследователей считает их метасоматическими [2, 4, 6].

Исследованы 54 ориентированных штуфов железистых кварцитов, из которых выпиливались образцы-кубики с ребром 20 мм, по 2–3 кубика из каждого штуфа.

Естественная остаточная намагниченность (J_n , ЕОН) измерена на спин-магнетометре JR-5A (AGICO Ltd.). Измерения магнитной восприимчивости (МВ, k) и исследование ее при высоких температурах проведены на многофункциональном каппаметре MFK1-FA с термоприставкой CS-3 (AGICO Ltd.). Анализ намагниченности насыщения от температуры $J_s(T)$ выполнен на магнитных весах в поле индукции 500 мТл [1]. Измерения плотности пород проводились на денситометре ИМТ-3. Полуколичественный силикатный анализ руд выполнен на рентгеновском спектрометре S4-Pioneer. Параметры магнитного гистерезиса, включающие остаточную намагниченность насыщения (J_{rs}), намагниченность насыщения (J_s), индуктивную намагниченность (J_i), коэрцитивную силу (B_c), остаточную коэрцитивную силу (B_{cr}), измерены на автоматическом коэрцитиметре J-meter [1].

Кривые зависимости магнитной восприимчивости от температуры указывают, что основным магнитным минералом кварцитов является магнетит с точкой Кюри около 580°C. Однако все кривые отличаются в деталях. На кривых нагрева некоторых образцов отмечаются перегибы в области температур 400–450°C, обусловленные катиондефицитным магнетитом (маггемитом). Этот минерал неустойчив к нагреву, в процессе которого переходит в гематит [1, 8]. После нагрева магнитная восприимчивость уменьшается, так как МВ гематита в сотни раз ниже магнетита и маггемита, при этом кривые остывания лежат ниже кривых нагрева. Кривые зависимости намагниченности насыщения от температуры также указывают на присутствие магнетита, маггемит на кривых выражен не отчетливо. Кривые второго нагрева многих образцов лежат ниже кривых первого нагрева, что обусловлено окислением магнетита в процессе нагрева, а также переходом маггемита в гематит.

Гистерезисные характеристики руд показывают, что парамагнитная составляющая индуктивной намагниченности, как правило, невелика и не превышает 10 %.

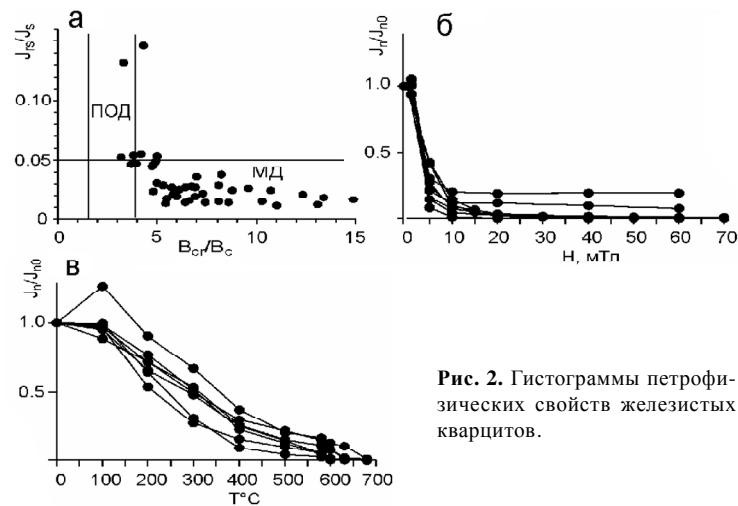


Рис. 2. Гистограммы петрофизических свойств железистых кварцитов.

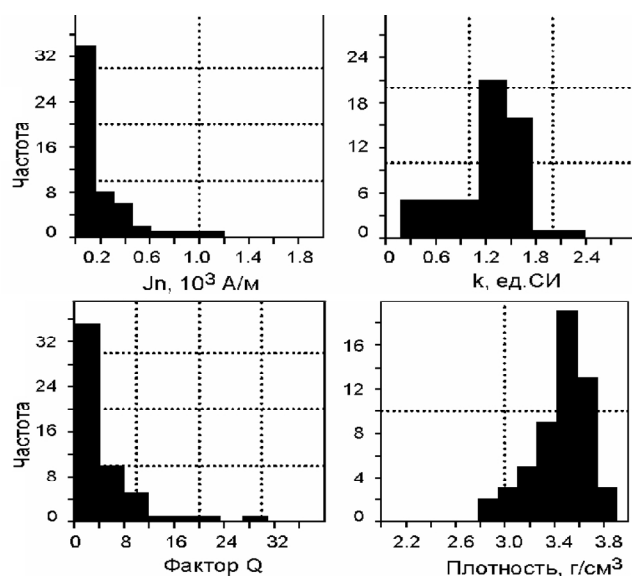


Рис. 1. Диаграмма Дея (а) и кривые размагничивания образцов переменным магнитным полем (б) и температурой (в). ПОД – область псевдо-однодоменных частиц, МД – область многодоменных частиц.

Коэрцитивная сила составляет 0.1–19.9 мТл (среднее 2.9), остаточная коэрцитивная сила 0.2–58.4 мТл (среднее 16.4). Судя по распределению отношений J_{rs}/J_s , B_{cr}/B_c на диаграмме Дея [7], магнитные минералы представлены преимущественно многодоменными частицами (рис. 1а).

Отметим, что многодоменные частицы относятся к магнитомягким и легко перемагничиваются современным магнитным полем. Стабильная естественная намагниченность связана, как правило, с однодоменными и псевдо-однодоменными частицами. Однако установлено, что в лабораторном магнитном поле, после выдержки в положениях “по полю” и “против поля”, намагниченность образцов руд практически не претерпела изменений. Тем не менее, намагниченность в большинстве случаев состоит из магнитомягкой компоненты. При размагничивании образ-

Таблица. Результаты полуколичественного анализа образцов руд (%).

Анализ	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	P ₂ O ₅	k, 10 ⁻³ СИ
1	41	0.1	1.2	57	0.1	0.6	0.2	0.2	785
2	48	0.1	0.2	50		1.0	0.7	0.2	1230
3	35	0.5	1.0	55	0.1	3.5	4.4	0.4	1055
4	47		0.2	49	0.1	2.2	1.6	0.2	1624
5	37	0.2	0.9	60	0.1	0.2	1.8	0.2	1478
6	39	0.1	0.5	58		0.6	1.2	0.2	1450
7	66		0.1	32	0.2	0.7	2.0	0.1	446
8	36		2.3	56	0.1	1.7	2.7	0.3	997
9	47		0.3	51		0.6	0.6	0.2	1415
10	41	0.1	0.2	56		1.0	1.4	0.2	1534

цов переменным магнитным полем отмечается резкий спад величины намагниченности в малых полях. Медианное деструктивное поле составляет менее 5 мТл (рис. 1б). Кривые терморазмагничивания однотипные и характеризуются постепенным уменьшением намагниченности в процессе нагрева (рис. 1в). Для большинства образцов после нагрева до 600°С остается менее 1 % от первоначальной величины намагниченности. В этих образцах намагниченность связана с магнетитом. Для некоторых образцов намагниченность после нагрева до этих температур составляет 10–25 % первоначальной величины, которая разрушается выше точки юри гематита.

Естественная остаточная намагниченность железистых кварцитов варьирует в пределах 11519–1196362 × 10⁻³ А/м (среднее 204195), магнитная восприимчивость 182 2388 × 10⁻³ СИ (среднее 1227), фактор Q – 0.3–30.9 (среднее 4.6), плотность – 2.79–3.90 г/см³ (среднее 3.46) (рис. 2).

Распределение магнитных минералов в рудах крайне неравномерное. Образцы, выпиленные из одного штуфа, могут в несколько раз отличаться по величинам магнитных параметров и плотности. Сильные вариации фактора Q указывают на сложное соотношение естественной остаточной и индуктивной намагниченности.

Для выяснения связи магнитных величин с содержанием железа проведен геохимический анализ образцов с известными магнитными характеристиками (табл.)

Установлено, что содержание железа в рудах (данные полуколичественного анализа) не превышает 60 %. Для всей коллекции образцов значимой корреляции между ЕОН и МВ (r = 0.14), между ЕОН и плотностью (r = 0.19) не наблюдается. Однако коэффициент корреляции (r) между магнитной восприимчивостью и плотностью, магнитной восприимчивостью и содержанием общего железа составляет 0.48 и 0.56, соответственно. Слабая корреляция между магнитными величинами объясняется сложным составом магнитных минералов, включающим магнетит, маггемит и гематит, многокомпонентностью намагниченности, а также низкотемпературным окислением магнетита. Вклад гематита в ЕОН и МВ весьма незначительный. Магнитные характеристики (ЕОН, МВ) гематита ниже магнетитовых [11]. Специальные исследования смеси в различных соотношениях гематита и магнетита, показали, что гематит проявляется в магнитных параметрах, если его будет более 95 % [9].

Первичные измерения и анализ векторов естественной остаточной намагниченности выявили сложное распределение направлений на сфере. В целом, боль-

шинство образцов имеют прямую полярность. Для обратномагнитных образцов характерны, как правило, пологие значения магнитного наклона. Результаты размагничивания переменным магнитным полем указывают на многокомпонентность намагниченности. Многие образцы меняют знак полярности в процессе размагничивания. Прямополярная компонента намагниченности обусловлена, по-видимому, вязкой намагниченностью.

Железистые кварциты относятся к сильномагнитным породам, тела которых способны создавать магнитные аномалии. Суперпозиция индуктивной и естественной остаточной намагниченностей определяет величину и знак наблюдаемого аномального магнитного поля [5]. Фактор Q выражает отношение остаточной намагниченности к индуктивной. Для 25 % изученных образцов фактор Q составляет менее 1. Эти образцы характеризуются высокой индуктивной намагниченностью, которая будет доминировать в образовании аномального поля. В оставшейся группе образцов фактор $Q > 1$ и в некоторых образцах достигает десятки единиц. Однако, как указывалось выше, намагниченность этих образцов связана с многодоменными, магнитомягкими частицами, несущими вязкую намагниченность переменное магнитное поле амплитудой менее 5 мТл разрушает до 90% первоначальной величины намагниченности. Поэтому и в этом случае, основной вклад в суммарное магнитное поле будет вносить индуктивная намагниченность.

Выводы

1. Железистые кварциты Омолонского массива характеризуются высокими значениями естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости;
2. Магнитные минералы кварцитов представлены многодоменными магнетитом, маггемитом и гематитом;
3. Основной вклад в наблюдаемое магнитное поле над кварцитами вносит индуктивная намагниченность.

Исследования частично поддержаны грантом ДВО РАН № 12-III-A-08-191.

Литература

1. Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ / Под ред. В.П. Боронина. Казань: Изд-во КГУ, 1986. 167 с.
2. Гагиева А.М. Интрузивный базитовый магматизм в позднекембрийской истории Омолонского массива (геологические и геохронометрические данные) // Вестн. СВНЦ ДВО РАН. 2011. № 3. С. 18–29.
3. Гельман М.Л., Титов В.А., Фадеев А.П. Омолонская железорудная провинция // Докл. АН СССР. 1974. Т. 218, № 2. С. 419–422.
4. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
5. Магниторазведка. Справочник геофизика / Под ред. В. Е. Никитского, Ю. С. Глебовского. М.: Недра, 1980. 367 с.
6. Фадеев А. П. Железорудные проявления Южно-Омолонского района. Колыма. 1975. № 6. С. 41–43.
7. Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V. 13. P. 260–267.
8. Dunlop D.J., Cizdemir C. Rock magnetism: fundamental and frontiers // Cambridge University Press. 1997. 573 p.
9. Frank U., Nowaczyk N. R. Mineral magnetic properties of artificial samples systematically mixed from haematite and magnetite // Geophys. J. Int. 2008. V. 175. P. 449–461.
10. Pechersky D.M., Genshaft Yu.S. Petromagnetism of the continental lithosphere and the origin of regional magnetic anomalies: A review // Russian Journal of Earth Sciences. 2001. V. 3. N 2. P. 97–124.
11. Peters C., Dekkers M.J. Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size // Physics and Chemistry of the Earth. 2003. V. 28. P. 659–667.

Е.Г. Иволга, Н.П. Романовский, В.Г. Гурович

**ОСОБЕННОСТЬ ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ
СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ И СЕВЕРНОГО САХАЛИНА
(на основе геофизических и петрофизических данных)**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Особенности положения, глубинного строения области сочленения Северо-Сихотэ-Алинской (Нижнее-Амурской) и Северо-Сахалинской структур зоны перехода континент – океан обеспечивали многолетний интерес геологов и геофизиков, но нередко приводили последних к разноплановым построениям. В пределах Нижне-Амурской структуры Ю.А.Косыгиным и его соавторами под мезозойско-кайнозойским чехлом Сихотэ-Алинской орогенной области выделялся Тахтинский докембрийский массив [2]; по результатам плотностного моделирования здесь предполагалось наличие структуры плюмового типа [3], по результатам профильных работ МТЗ выделялась Нижне-Амурская структура с высокоомным блоком, свидетельствующим о наличии мощной континентальной коры [1] и т.д.

Цель настоящих исследований – изучение глубинного строения области сочленения Северо-Сихотэ-Алинской и Северо-Сахалинской структур зоны перехода континент – океан на основе совместного анализа результатов петрофизических и геофизических исследований.

Для изучения структуры выполнена интерпретация гравитационного поля с помощью пакета “КОСКАД-3D” [4] и созданы петроплотностная и петромагнитная карты.

В результате петрофизических исследований установлено, что наиболее древние, юрские песчано-сланцевые, кремнисто-глинистые, яшмовидные с редкими прослоями базальтоидов отложения Ульбанской СФЗ отличаются средней плотностью (σ) 2.59–2.64 г/см³ и магнитной восприимчивостью (κ) 10–24 ($1.3 \cdot 10^{-5}$ СИ) (единицы измерения здесь и далее). Юрско-меловые осадочные песчано-алевроглинистые образования Сихотэ-Алинской складчатой системы имеют $\sigma = (2.56–2.61)$ и κ менее 10. Вулканогенные толщи позднего мела-палеогена представлены чередованием лавовых и туфовых пород средне-основного и кислого состава в направлении повышения основности характеризуется $\sigma = 2.45–2.54$ 2.60–2.64, а $\kappa =$ соответственно 450–200 815–850. Вышележащий мало-михайловский палеогеновый комплекс риолит-дацитового состава, характеризуется $\sigma = 2.31$ и $\kappa = 240$, подстилает отложения олигоценового колчанского ($\sigma = 2.45$, $\kappa = 285$) и миоценового казинского ($\sigma = 2.59$ и $\kappa = 760$) комплексов. Венчают разрез четвертичные покровы совгаванских базальтоидов ($\sigma=2.54$, $\kappa = 805$). Интрузивные образования позднемелового нижне-амурского, палеоценового верхнеудоминского и эоценового прибрежного комплексов гранитоидного состава представлены породными ассоциациями трех фаз развития. Первая фаза (габбро-диоритовая) отличается средними значениями $\sigma = 2.82–2.89$ и $\kappa = 1500–3080$ для габброидов и $\sigma = 2.69–2.74$ и $\kappa = 720–1520$ для диоритов, вторая фаза (гранодиоритовая) – $\sigma = 2.66$ и $\kappa = 715–1145$, третья фаза (гранит-лейкогранитовая) – $\sigma = 2.56–2/58$ и $\kappa = 290–530$.

Для Сахалинской части площади, севернее 51° с.ш. значениями σ менее 2.2 характеризуются малоплотные образования кайнозойского чехла: для палеоцена

$\sigma = 1.80\text{--}2.06$, для миоцена 2.05–2.30. Южнее на уровень эрозионного среза выводятся не только палеоценовые отложения чехла ($\sigma = 2.31\text{--}2.46$), но и палеозойско-мезозойские, сложно дислоцированные породы фундамента ($\sigma = 2.40\text{--}2.63$ г/см³). Северная часть Северо-Сахалинского региона характеризуется $\alpha < 50 \cdot 1.3 \cdot 10^{-5}$ СИ, а южная – $\alpha = 50 \cdot 700 \cdot 1.3 \cdot 10^{-5}$ СИ.

Петроплотностная карта показывает, что в распределении петрофизических неоднородностей на площади наблюдается тенденция увеличения плотности пород как с востока на запад от Северного Сахалина вглубь континента, так и с севера на юг. В морфологии карты выделяется несколько блоков: Северо-Сахалинский пониженной плотности; Средне-Сахалинский (ниже 51°) дифференцированный по плотности меридионального направления, Нижне-Амурский (севернее Амурского разлома) – повышенной дифференциации северо-восточного направления, Тумнинский северо-восточного направления плотностных неоднородностей. По петромагнитной карте территория континента Амурским разломом также делится на два блока: северный с меньшей интенсивностью и большей структурированностью и южный с большей интенсивностью и меньшей структурированностью петромагнитного поля, что в целом отражает степень насыщенности блоков магматическими продуктами.

В результате комплексной интерпретации геофизических и петрофизических данных построена схема дизъюнктивной тектоники региона. Согласно схемы рассматриваемая территория размещается в области сочленения северо-восточных (сихотэалинских), северо-западных (северо-сахалинских), субширотных (буреинских) систем разломов. С севера на юг выделяется три северо-восточных системы нарушений: Шантарская северо-восточная, Амурская север-северо-восточная, Уктур-Центрально-Сахалинская восток - северо-восточная. Намечается как минимум две северо-западных систем: север - северо-западная Шантарско-Анивская, северо-западная Усалгин-Амурско-Сахалинская. Меридиональная система нарушений для докайнозойского фундамента на Сахалине характерна только для южной части рассматриваемой территории, в пределах северной она срезается системой северо-западных разломов. В пределах северо-восточной Амурской структуры выделяются три наиболее тектонически напряженные участки на пересечении с северо-западными и широтными структурами, к которым приурочены локальные гравитационные максимумы: Шмидтовский, Николаевский, Лимурийский. Для них характерно сокращение мощности земной коры и подъем верхней мантии, а их металлогеническим индикатором является золотое оруденение на континенте и нефтегазность на море.

В целом отличие построенной схемы разрывной тектоники от существующих в том, что если ранее подчеркивалось определяющее значение северо-восточных и меридиональных систем [5], то нами большое значение придается северо-западным системам, наиболее представительные структуры которых протягиваются от залива Анива на Сахалине до Шантарских островов и от Ульбанского залива до м.Мосия на Сахалине. Второе отличие – выделение крупной региональной широтной системы, характерной для структур Восточно-Азиатского тектонического пояса транзитом протягивающихся от западных континентальных структур (Буреинского массива) возможно даже за пределы острова Сахалин.

Таким образом, рассматриваемая территория находится в области сочленения северо-восточных, северо-западных и широтных дизъюнктивных систем. Общий

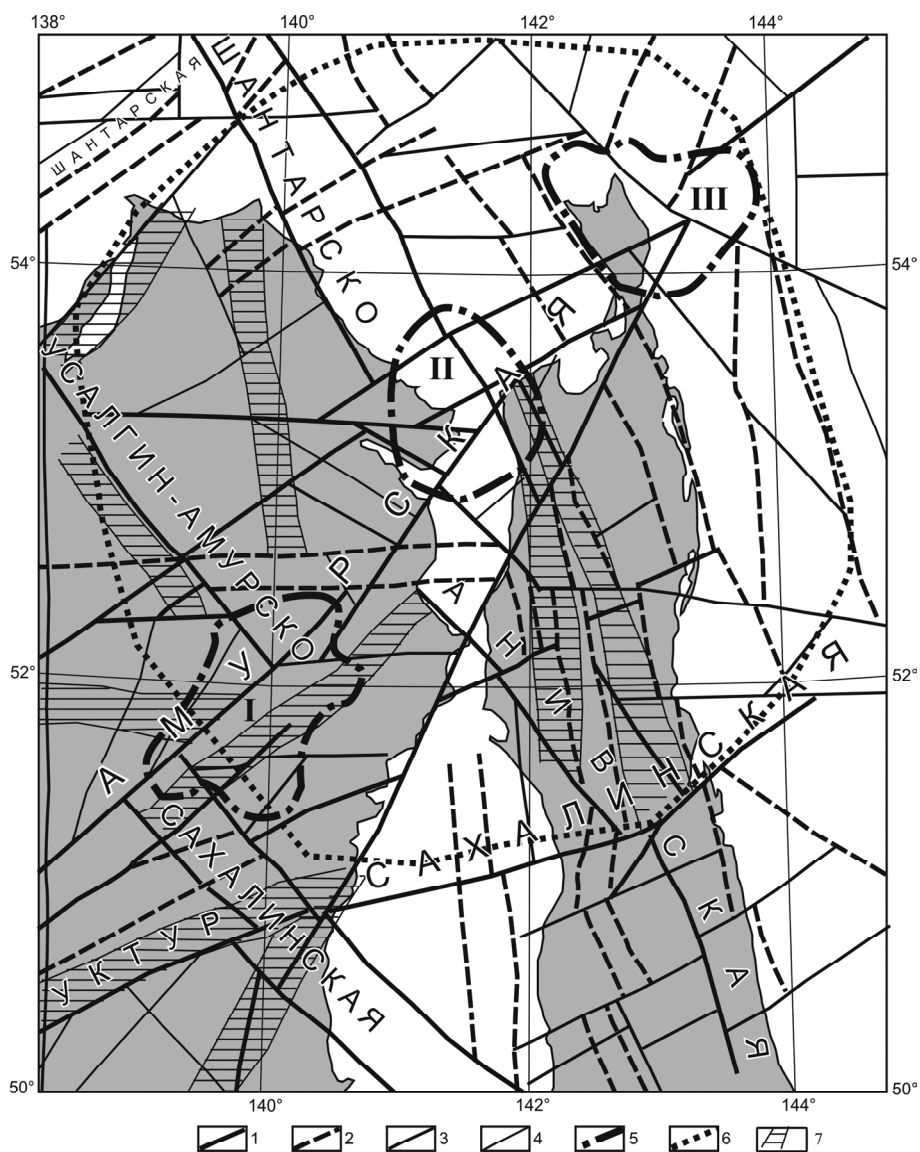


Рис. 1. Схема разломной тектоники Северо-Сихотэ-Алинской и Северо-Сахалинской структур. 1 – литосферные межблоковые разломы; 2 – коровые разломы, выраженные локальными гравитационными и петроплотностными минимумами; 3 – крупные коровые разломы, выраженные градиентами и морфологией гравитационного поля и петроплотностными неоднородностями; 4 – прочие коровые разломы; 5 – локальные кольцевые коровые плотностные структуры: I – Лимурчанская; II – Николаевская; III – Шмидтовская; 6 – региональная кольцевая плотностная литосферная структура; 7 – разломные системы, выделенные на основе петроплотностной карты.

характер рисунка разрывных структур, а также радиальный характер распределения локальных отрицательных гравитационных аномалий позволяет выделить кольцевую структуру с центром в месте сочленения разнонаправленных структур в районе Татарского пролива – Северо-Сахалинского залива, вблизи Николаевской зоны.

Кольцевая структура на петроплотностных разрезах, рассчитанных с помощью технологии “КОСКАД-3D” имеет четко выраженное петроплотностное заполнение. Она отличается наличием большого количества локальных петроплотностных неоднородностей как повышенной, так и пониженной плотности в верхней части литосферы, имеющих синклинальную геометрию и максимальную глубину около 70 км. Вероятнее всего структура насыщена магматическими продуктами разного состава. Центр его приходится на Северо-Сахалинский залив Татарский пролив, где зафиксирована тепловая аномалия. На восточной и западной периферии кольцевой структуры развиты процессы кайнозойского линейного рифтогенеза. В континентальной части это субмеридиональные наложенные кайнозойские впадины, на востоке это западный крутой борт Дерюгинской впадины, где наблюдается геотемпературный градиент и проявлен базальтоидный магматизм. Это в целом согласуется с работами А.М. Петрищевского и Т.К. Злобина [6], которые выделяли здесь более обширную плюмовую структуру, с двумя центрами, один – в районе Центрально-Охотского поднятия, а другой – в северной части Северного Сахалина. Ее центральная часть отчетливо выражена интенсивной кольцевой магнитной аномалией, типичной для жерловых структур вулканических построек центрального типа. Положение локальных положительных гравитационных аномалий выстроившихся в единую линию северо-восточного простирания вдоль Амурского разлома, указанных выше, можно интерпретировать либо как положение отдельных флюидомагматических струй, либо как траекторию движения “горячей точки” в кайнозой. Согласно представлений [7], плюмовая тектоника создает флюидпроницаемую среду и поэтому она может проявляться как в виде рудно-магматических очагов, так и формированием рифтовых структур, благоприятных и для нефти и газа накоплений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. Глубинное строение уникальной Нижне-Амурской структуры // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири. Хабаровск: ДВО РАН, 2010. С. 32–34.
2. Косыгин Ю.А., Воеводин В.Н., Жидков Н.Г., Мاستюлин Л.А., Малышев Ю.Ф., Рейнлиб Э.Л., Соловьев В.А. Тахтинский массив – новый структурный элемент Сихотэ-Алинской складчатой системы // Докл. АН СССР. 1975. Т. 211, №1. С. 164–167.
3. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 3–17.
4. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации: Учебное пособие. 2-е изд. М.: ООО “Центр информационных технологий в природопользовании”, 2010. 114 с.
5. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 / Отв. ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей, 2000. 193 с.
6. Петрищевский А. М., Злобин Т. К. Плотностная неоднородность тектоносферы Охотоморского региона. Ученые записки Сахалинского государственного университета // Сборник научных статей. Вып. 4 / Под ред. Злобина Т.К. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2004. С. 10–20.
7. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.

П. А. Каменев, Л.М. Богомолов

**ИССЛЕДОВАНИЕ “IN SITU” НАПРЯЖЕНИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ
БУРЕНИЯ И КАРОТАЖА НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРА И ЮГА
САХАЛИНА**

ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Введение

Текущая ситуация в нефтегазовой отрасли при высоких ценах на нефть делает рентабельным освоение месторождений со сложными геологическими и климатическими условиями. Примером таких месторождений может являться о. Сахалин. На сегодняшний день накоплен уникальный опыт разработки месторождений со сложными геологическими и климатическими условиями. Бурение горизонтальных сверхпротяженных скважин в условиях высокой тектонической активности сопряжено со значительными трудностями, связанными со стабильностью стенок скважины. Практически на всех месторождениях Сахалина существуют проблемы со стабильностью стенок скважин, даже в вертикальных скважинах. На месторождениях, находящихся в зоне высокой тектонической активности, до начала бурения необходимо четкое представление о распределении локальных напряжений, разломов, необходимо рассчитать удельный вес бурового раствора, который будет компенсировать воздействие внешних факторов. В настоящей работе предпринята попытка оценки локальных напряжений на основе данных комплексного каротажа. Анализ морфологии обвальных пород дополняет данные расчетов основанных на геофизических исследованиях скважин.

Методика и результаты

При выборе района исследования предпочтение отдавалось глубоким разведочным скважинам с наибольшим комплексом и плотностью каротажных данных. В полной мере этим требованиям удовлетворяют материалы исследования скважин на Полярнинском месторождении (Лунская впадина) расположенном на севере о. Сахалина, и на Анивском газовом месторождении, находящемся в южной части Сахалина (рис. 1).

Для оценок параметров напряженно-деформированного состояния среды на основе каротажных данных с использованием эмпирических соотношений из [4, 5], нами были рассчитаны основные геомеханические параметры горных пород: угол внутреннего трения, сцепление, пластовое и геостатическое давление [2, 3]. На основе этих данных можно рассчитать предельное горизонтальное напряжение, используя критерий Мора-Кулона в форме:

$$\tau = f \sigma_n + C_0, \quad (1)$$

где τ – максимальное напряжение сдвига вдоль плоскости разрыва, σ_n – эффективное напряжение (напряжение в скелете породы) действующее нормально к плоскости разрыва, C_0 – сцепление, f – коэффициент внутреннего трения.

Будем считать, что геостатическое давление соответствует наименьшему из главных напряжений, определяющих нормальную и сдвиговую компоненты в (1). Такое предположение основано на геодинамических условиях, определяющих пре-

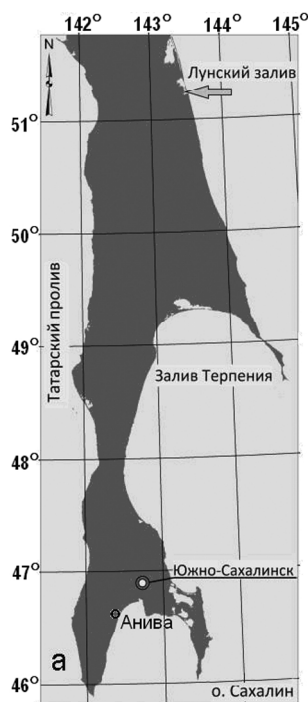


Рис. 1. Схема расположения Полярнинского нефтяного месторождения (Лунская впадина) и Анивского газового месторождения на о. Сахалин.

обладание субширотного сжатия в результате взаимодействия Охотоморской и Амурской плит [7]. Для оценки предельно возможного горизонтального напряжения, которое можно сопоставить с тектонической добавкой, выражение Мора-Кулона (1) удобно преобразовать к следующему виду:

$$(\sigma_1)_{\max} = \sigma_3 \frac{(1+f^2)^{1/2} + f}{(1+f^2)^{1/2} - f} + \frac{2C_0}{(1+f^2)^{1/2} - f} \quad (2)$$

где $(\sigma_1)_{\max}$ – предельное горизонтальное напряжение, действующее вдоль направления максимума, σ_3 – геостатическое давление, приравненное к минимальному из главных напряжений σ_3 ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). Графики полученных зависимостей предельного горизонтального напряжения представлены на (рис. 2) вместе с графиком вертикального (геостатического) напряжения. Графики на (рис. 2) позволяют заключить, что в диапазоне глубин 1000–2800 м Полярнинского месторождения предельное горизонтальное напряжение больше вертикального

примерно в 1.5 раза, что соответствует региональному характеру напряжений. На глубинах около 3 км график демонстрирует большее отношение напряжений (т.е. значительное возрастание предельных горизонтальных напряжений до уровня в 3.5–4 раза больше вертикальных). На Анивском месторождении также наблюдается подобная картина. Значения горизонтальных напряжений превышают вертикальные в среднем в 2–3 раза, аналогично тому же интервалу глубин Полярнинского месторождения.

К сожалению, геофизические методы исследования скважин не гарантируют успех при оценке стабильности скважины, поскольку при бурении скважин зачастую осложнения стабильности стенок возникают в зонах разломов с естественной трещиноватостью. Именно трещиноватость, степень ее развития и будет определять в конечном итоге механические свойства горных пород в этом интервале, а, следовательно, и стабильность стенок скважины. В этом случае может быть полезно исследование морфологии обвальная породы. Среди обвальная породы в основном выделяют три морфологических типа: угловатый; пластинчатый или блочный; осколочный.

Угловатый тип обвальная породы формирует сдвиговый тип обрушения. Главные характеристики этого типа обвальная породы: а) грани недавно созданы поверхностями разрыва; б) грани не параллельные; в) грани могут быть плоскоизогнутыми; г) обрушения происходят в двух областях скважины, угол между которыми 180°.

Пластинчатый тип обвальная породы представлен в виде фрагментов ранее существовавших зон трещиноватости. К главным характеристикам этого типа об-

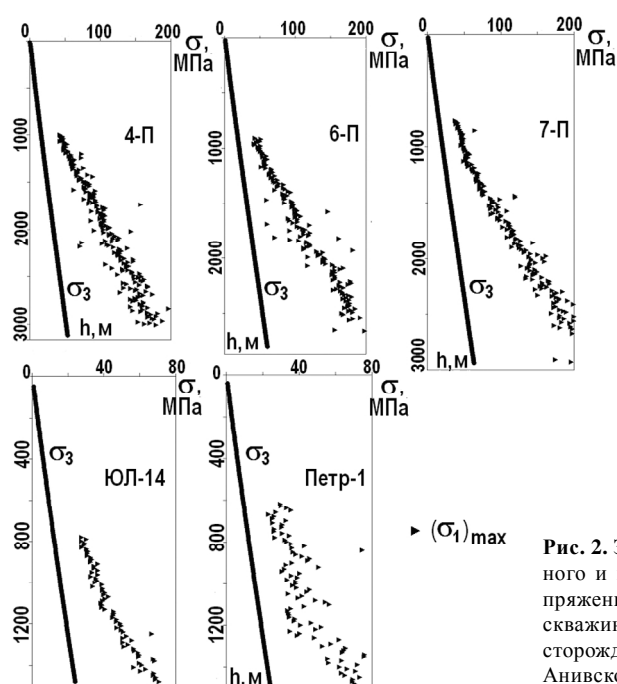


Рис. 2. Зависимость и глубины вертикального и предельного горизонтального напряжений в коре по месту расположения скважин 4-П, 6-П, 7-П Полярнинского месторождения и скважин ЮЛ-14 и Петр-1 Анивского месторождения.

вальной породы относятся: а) одна или более параллельных плоскостей; б) поверхности относительно гладкие и плоские; г) обрушение инициируется на верхней части скважины, когда скважина практически параллельна направлению трещиноватости или напластованию пород.

Блочный тип обвальной породы схож с пластинчатым. Он также проявлен фрагментами ранее существовавших зон трещиноватости. Степень разрушения пород этого морфотипа меняется со временем при длительной экспозиции буровым раствором зон трещиноватости вдоль разломов или соляных куполов.

Осколочный тип обвальной породы образуется в результате воздействия растягивающих напряжений. Главные характеристики этого типа обвальной породы: а) поверхности имеют перьевую структуру, указывающую на растягивающий тип обрушения; б) типичная литология: плохо проницаемые глинистые сланцы; в) обрушение может произойти по всей окружности скважины; в) часто возникает при чрезмерной скорости бурения через плохо проницаемые глинистые сланцы.

Часто бывает, что присутствуют сразу несколько морфологических типов обвальной породы. В этом случае необходимо определить, какой морфологический тип является доминирующим, и провести соответствующие меры по предотвращению дальнейшего ухудшения стабильности стенок скважины.

Для месторождений севера Сахалина наиболее характерны угловатый, пластинчатый и блочный типы обвальной породы. Угловатый тип образуется под воздействием доминирующего горизонтального напряжения, что подтверждается данными четырехрычажного каверномера в работе [1]. Пластинчатый и блочный тип пород встречаются в областях разломов и интервалах естественной трещиноватости [6].

Выводы

Совместное использование данных каротажа, морфологии обвальных пород, а также сейсмологических данных, позволяет вырабатывать комплекс мер, направленных на предотвращение нестабильности скважины. Такая комплексная интерпретация данных геофизических методов исследования скважин, геомеханики и геологии позволяет существенно снизить риски при бурении месторождений со сложными геологическими условиями. Данные каротажа и морфологии обвальных пород также могут быть полезны для понимания локальной геодинамики. Описанные морфологические типы обвальной породы могут использоваться для оперативного предотвращения аварийных ситуаций, связанных с нестабильностью стенок скважин.

Литература

1. Али А. Х., Марти Ш., Еса Р. и др. Передовой метод гидравлического разрыва пласта с использованием геомеханического моделирования и механики пород - технически интегрированный подход // Нефтегазовое обозрение. Осень 2002. С. 75–83.
2. Каменев П.А., Богомолов Л.М., Валетов С.А Об оценках геомеханических параметров осадочных породных массивов по данным комплексного каротажа скважин (на примере Сахалина) // Труды Всероссийской конф. "Геодинамика и напряженное состояние недр Земли". Новосибирск. 2011. С. 133–139.
3. Каменев П.А., Валетов С.А. Оценка пластовых давлений по данным электрического каротажа на примере Полярнинского месторождения о. Сахалин // НТВ Каротажник. Тверь: Изд. АИС. 2011. Вып. 207. С. 17–28.
4. Horsrud P. Estimating mechanical properties of shale from empirical correlations // SPE Drilling & Completion. SPE 56017. 2001. V. 16, N 2. P. 68–73.
5. Lal M. Shale stability: Drilling fluid interaction and shale strength // paper SPE 54356 presented at the SPE Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference held in Caracas, Venezuela, 21–23 April 1999.
6. Mohammed N., Chernov M., Macalac-Тгшан Е., Kaydalov Y. Focussed Risk-Management Brings a Step-Change Improvement in Drilling Performance at Sakhalin's Odoptu ERD Development // paper SPE 102818 presented at the SPE Russian Oil and Gas Technical Conference and Exhibition, Moscow, Russia, 3–6 October 2006.
7. Zoback M.L. First and second order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 11703–11728.

В.Б. Каплун

**ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕЕ-БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА
ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Зее-Буреинский бассейн мезозойско-кайнозойского возраста расположен в Центрально-Азиатском тектоническом поясе и наложен на структуры Луньцзян-Селемджинского орогенного пояса, Цзямусы-Буреинского, Аргуно-Мамынского и Дягдачи массивов [7] является наиболее крупным на территории юга Дальнего Востока России. Интерес к изучению бассейна вызван перспективами его нефтегазоносности.

Активное изучение бассейна геофизическими методами началось в 60-е годы прошлого столетия, и было направлено на поиски нефти [1]. К настоящему времени почти вся территория изучена государственной гравиметрической съемкой масштаба 1:200 000, аэромагнитными съемками масштаба 1:25 000–1:200 000, на отдельных площадях выполнены электроразведочные работы (методы ТТ, ВЭЗ, ДЭЗ) и сейсморазведочные профили (КМПВ, МОВ). По результатам работ были построены карты мощности осадочного чехла, структурно-тектонические схемы поверхности фундамента [5, 1, 8, 6].

Целью данных исследований было детальное изучение строения и электрических параметров литосферы южной части бассейна. Задачами работ было построение геоэлектрических разрезов осадочного чехла и фундамента бассейна, земной коры и литосферы в целом, выявление разломных зон и аномальных областей проводимости в земной коре и верхней мантии.

В период с 2010 по 2012 гг. выполнено три профиля МТЗ: г. Благовещенск–п. Биракан (2010 г.) [3], с. Корфово–с. Поярково–с. Асташиха–с. Новосергеевка (2011г.) [4], г. Благовещенск–с. Новоильиновка (2012 г.).

По результатам интерпретации профиля г. Благовещенск–п. Биракан, выполненного с шагом между пунктами зондирования около 30–35 км и измерениями электромагнитного поля в диапазоне частот $10^4 \Sigma 4 \cdot 10^{-4}$ Гц, определены возможности метода МТЗ при изучении строения осадочного чехла бассейна и литосферы в пределах профиля до глубины 150 км, а также отработана методика проведения полевых работ для этих целей. Профиль пересек бассейн вкрест его простираения и показал, что литосфера бассейна, по сравнению с ограничивающими его структурами, имеет пониженную мощность, а верхняя мантия – пониженное электрическое сопротивление.

Для более детального изучения строения бассейна был выполнен профиль с. Корфово–с. Поярково–с. Асташиха–с. Новосергеевка длиной 200 км, который расположен в самой южной его части. Профиль простирается с запада на восток в субширотном направлении примерно вкрест простираения бассейна. Зондирования выполнялись с шагом 1 км на участке профиля с. Корфово–с. Поярково–с. Асташиха и регистрацией электромагнитного поля в высокочастотном диапазоне $10^4 \Sigma 1$ Гц, для изучения осадочного чехла, и с шагом 5–7 км в широком частотном диапазоне $10^4 \Sigma 4 \cdot 10^{-4}$ Гц на протяжении всего профиля, для изучения земной коры и верхней мантии до глубины 150 км. В результате интерпретации были получены следующие результаты. Мак-

симальная мощность осадочного чехла в грабенах в пределах профиля достигает 1.5–1.7 км. В фундаменте выделены блоки различного сопротивления, которые соответствуют установленным структурам бассейна. Полученные данные согласуются с результатами бурения.

Земная кора бассейна в пределах профиля имеет высокое удельное электрическое сопротивление свыше 1000 Ом·м. В основании земной коры расположен слой низкого удельного электрического сопротивления 20–30 Ом·м мощностью 5–10 км. По контрастной смене электрических сопротивлений определена мощность земной коры, которая составляет 38–40 км. Ее величина согласуется с мощностью земной коры установленной по сейсмическим данным [2].

Геoeлектрический разрез верхней мантии бассейна имеет относительно простое горизонтально-слоистое строение. На фоне ее низких электрических сопротивлений 20–30 Ом·м в диапазоне глубин 50–80 км выделен слой повышенного сопротивления от первых сотен до тысячи Ом·м. Этот слой не является сплошным, а разделен на блоки зонами пониженного сопротивления, проникающими в среднюю часть земной коры. Эти зоны соответствуют разломам различной природы.

В 2012 г. изучение геoeлектрического строения Зейско-Буреинского бассейна было продолжено на профиле г. Благовещенск–с. Новоильинковка, проходящему примерно параллельно профилю, расположенному в южной части бассейна, на расстоянии около 80 км к северу. Зондирования проводились по ранее опробованной методике, за исключением того, что регистрация электромагнитного поля в высокочастотном диапазоне $10^4 \Sigma 1$ Гц с шагом 1 км и в широком частотном диапазоне $10^4 \Sigma 4 \cdot 10^{-4}$ Гц с шагом 5–6 км была выполнена в центральной части профиля на участке с. Корфово–с. Екатеринославка, а далее к краям профиля с шагом 10 км и регистрацией поля в широком частотном диапазоне $10^4 \Sigma 4 \cdot 10^{-4}$ Гц. Общая длина профиля составила около 170 км.

Анализ кривых МТЗ, полученных как на южном, так и на северном профилях, показал их подобие. Тем не менее, средняя кривая южного профиля расположена ниже, примерно на половину порядка по оси сопротивлений, по сравнению со средней кривой северного профиля. В результате интерпретации кривых северного профиля были построены геoeлектрические разрезы до глубины 5 км и 150 км. Верхняя часть разреза хорошо согласуется со схемой мощности осадочного чехла бассейна. На геoeлектрическом разрезе фундамент бассейна отчетливо выделяется высокими электрическими сопротивлениями более 1000 Ом·м. Осадочный чехол в грабенах имеет низкое электрическое сопротивление от единиц Ом·м до первых десятков Ом·м.

Глубинная часть геoeлектрических обоих разрезов имеет как сходство, так и различия. Сходство – в слоистой структуре обоих разрезов и наличии зон низкого сопротивления под основными грабенами бассейна. Различие состоит в том, что на северном профиле в средней части земной коры на глубине около 20 км отчетливо выделяется слой пониженного сопротивления менее 100 Ом·м, который слабо проявлен на южном профиле. Мощность этого слоя составляет около 5 км. Земная кора имеет высокое сопротивление свыше 1000 Ом·м. Подошва этого высокоомного слоя на северном профиле располагается на глубине примерно 45 км, что превышает на 5–10 км мощность такого же слоя на южном профиле. Верхняя мантия под бассейном имеет пониженное сопротивление до первых десятков Ом·м. Ее кровля возды-

мается под бассейном до глубины 90 км и погружается под окружающие его структуры. Под наиболее глубокими грабенами и разломами отмечается подъем изолиний пониженного сопротивления к подошве земной коры и в среднюю ее часть.

Наиболее перспективными нефтегазоносными структурами бассейна являются грабены с мощностью осадочного чехла 1.5–2 км сопровождающиеся аномалиями пониженного электрического сопротивления в земной коре и верхней мантии. Такими структурами на юге Зее-Буреинского бассейна являются Лермонтовский, Дмитриевский, Архаринский, Михайловский, Екатеринославский, Романовский.

Литература

1. Бернштейн Г.Л., Волхонин В.С., Горбачев И.Ф., Крупская Г.В., Мальденбаум М.М., Щербакова Б.Е. Геологическая структура Зее-Буреинской впадины по результатам региональных геолого-геофизических работ / Сб. "Геофизические исследования при решении геологических задач в Восточной Сибири". вып. 4. Изд-во Недр, 1970. С. 271–300.
2. Золотов Е.Е., Ракитов В.А. Структура литосферы Приамурья по данным МОВЗ-ГСЗ // Региональная геология и металлогения. 2000. № 2. С. 236–240.
3. Каплун В.Б. Геоэлектрический разрез литосферы Амуро-Зейского осадочного бассейна по профилю МТЗ г. Благовещенск–п. Биракан // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 2. С. 41–53.
4. Каплун В.Б. Геоэлектрический разрез литосферы Амуро-Зейского ОБ по результатам МТЗ // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 3. С. 3–20.
5. Лишнецкий Э.Н., Степанов П.П. Основные черты тектоники центральной и южной частей Зее-Буреинской депрессии // Геология и геофизика. 1963. № 5. С. 117–122.
6. Сорокин А.П., Готов В.Д. Золотоносные структурно-вещественные ассоциации Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1997. 304 с.
7. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центральноазиатского и Тихоокеанского поясов: Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1500000. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
8. Шатков Г.А., Бабаев А.О., Максимовский В.А., Пуриг В.В. Тафрогенный комплекс Амуро-Зейской депрессии и перспективы его рудоносности // Тихоокеан. геология. 1984. № 3. С. 54–67.

В.Б. Каплун

**ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ ЛИТОСФЕРЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
СРЕДНЕАМУРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА ПО ДАННЫМ
МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Среднеамурский осадочный бассейн (САОБ) располагается в зоне сочленения Цзямусы-Малохинганского массива и Сихотэ-Алинского орогенного пояса [7] и представляет собой систему грабенов и горстов [1]. Строение осадочного чехла бассейна изучено достаточно широко различными геолого-геофизическими методами, хотя и недостаточно полно. Глубинное строение бассейна изучено слабо и представлено результатами нескольких сейсмических и магнитотеллурических зондирований (МТЗ). Имеющиеся результаты геолого-геофизических исследований обобщены и систематизированы в недавно опубликованной монографии [5].

Целью наших исследований было детальное изучение строения осадочного чехла, земной коры и верхней мантии северо-западной части САОБ методом магнитотеллурического зондирования. Для этого в этой части бассейна были выполнены измерения электромагнитного поля по нескольким профилям вкост его протяжения. Зондирования проводились с использованием цифровой 24-разрядной станции MTU-5A производства фирмы Phoenix (Канада). Во всех пунктах регистрация естественного электромагнитного поля Земли проводилась в режиме АМТ, а каждое пятое или шестое – в режиме АМТ+МТЗ. В результате построены геоэлектрические разрезы до глубин 5 и 150 км. В данной работе обсуждаются результаты МТЗ по профилю ст. Трек–г. Биробиджан–с. Головино длиной 85 км до глубины 150 км и его части на участке г. Биробиджан–с. Головино длиной 60 км до глубины 5 км. Результаты, полученные на данном профиле, имеют большой интерес в связи с тем, что он пересекает ряд границ, в том числе и предполагаемую границу между Цзямусы-Малохинганским массивом и Сихотэ-Алинским орогенным поясом, проходящую по Уликинскому разлому [2].

Геоэлектрический разрез до глубины 5 км отражает строение и мощность осадочного чехла бассейна вдоль профиля МТЗ, а также строение фундамента. На разрезе отчетливо выделились Шуки-Поктойское и Ульдуро-Чуркинское поднятия высокими электрическими сопротивлениями от нескольких сотен и до тысяч Ом·м. Надеждинский и Мориловецкий грабены отмечаются низкими электрическими сопротивлениями величиной первые десятки Ом·м. Грабены различаются по своему строению. Надеждинский грабен имеет крутые борта, мощность хорошо проводящих осадков составляет не менее 2 км. Здесь проходит предполагаемая граница между Цзямусы-Малохинганским массивом и Сихотэ-Алинским орогенным поясом. Мориловецкий грабен не имеет четко выраженной границе, отделяющей его от Надеждинского грабена, а выделяется по воздыманию кровли фундамента в месте предполагаемой границы между ними. В Мориловецком грабене мощность хорошо проводящих осадков составляет около 1 км, его основание выровненное, юго-западный борт профилем не пересечен. Между Шуки-Поктойским и Ульдуро-Чуркинским поднятиями расположен Ишу-Харпийскому разлом, который на геоэлектрическом разрезе выражен зоной пониженного электрического сопротивления ве-

личной первые сотни Ом·м. Этот район имеет характерные особенности, которые отражены понижением электрического сопротивления под Ульдуро-Чуркинским поднятием на глубинах более 2 км, а сама структура Ульдуро-Чуркинского поднятия имеет форму надвига. Структуры надвига были также отмечены в Бирофельдском грабене в результате анализа поведения преломляющих границ по данным МОГТ [3].

Геоэлектрический разрез до глубины 150 км имеет контрастное строение, как по простиранию, так и в глубину. Основными границами по простиранию профиля являются основные разломы: Куканский, Ишу-Харпийский и Уликинский. Разломы выделяются пониженными сопротивлениями относительно сопредельных структур. Данными разломами геоэлектрический разрез делится на три части с различным средним уровнем электрического сопротивления верхней мантии. Между Куканским и Ишу-Харпийским разломами располагается наиболее высокоомная часть с электрическими сопротивлениями от сотен до тысяч Ом·м. Между Ишу-Харпийским и Уликинским разломами расположена область пониженных электрических сопротивлений до 100 Ом·м, а юго-восточнее Уликинского разлома располагается область низких электрических сопротивлений до 30 Ом·м. Верхняя часть геоэлектрического разреза в основном имеет высокое электрическое сопротивление свыше 1000 Ом·м, что характерно для пород земной коры. Мощность высокоомного верхнего слоя неодинакова для разных частей геоэлектрического разреза. Между Куканским и Ишу-Харпийским разломами мощность этого слоя максимальная и достигает 60–80 км. Он подстилается зоной пониженных сопротивлений мощностью около 10 км, глубже которой располагается область повышенных сопротивлений величиной несколько сотен Ом·м. Юго-восточнее Ишу-Харпийского разлома до Уликинского, мощность верхнего высокоомного слоя составляет около 20 км, а далее уменьшается до 15 км. Электрическое сопротивление нижележащих частей разреза в основном слабо дифференцировано. Между Ишу-Харпийским и Уликинским разломами оно находится в диапазоне 30–100 Ом·м, а юго-восточнее Уликинского разлома – менее 30 Ом·м. Кроме этого в верхней мантии можно выделить наклонную границу, погружающуюся с юго-востока на северо-запад с глубины 15 км до 80–90 км.

Полученные результаты о глубинном строении Среднеамурского осадочного бассейна хорошо согласуются с ранее полученными магнитотеллурическими и сейсмическими данными. В работах [4, 7] было показано поднятие низкоомного мантийного вещества к поверхности под осадочным бассейном. В работе [4], по результатам двумерного моделирования выделены основные глубинные разломы, как субвертикальные области пониженного сопротивления, и наклон верхнемантийных слоев в северо-западном направлении, который подтверждается результатами интерпретации сейсмических данных МОВЗ [5, 7]. Хорошее соответствие полученных геоэлектрических разрезов с результатами МТЗ, выполненных на территории КНР, примыкающей к району наших исследований [8, 9]. В этих работах отчетливо выделился Уликинский разлом, как граница между областью пониженного сопротивления в восточной части и повышенного сопротивления – в западной. На геоэлектрических разрезах также отмечается погружение слоев под Цзямусы-Малохинганский массив.

Таким образом, исходя из полученных результатов, можно сделать предположение, что с наиболее перспективными участками для поисков нефтегазовых месторождений может быть в первую очередь район Ульдуро-Чуркинского поднятия.

Под зоной надвига, являющейся покрывкой, могут располагаться нефтематеринские породы. Кроме этого, наличие разлома может давать дополнительный приток, как флюидов, так и тепла. Уликинский разлом является границей раздела между высокоомной и низкоомной частями верхней мантии, которые в свою очередь сопоставляются с Цзямусы-Малохинганским массивом и Сихотэ-Алинским орогенным поясом, соответственно. САОБ характеризуется низкими значениями электрического сопротивления вещества верхней мантии, кровля которого воздымается к подошве земной коры. Мощность высокоомного слоя под САОБ, сопоставляемого с земной корой, минимальна в пределах профиля и составляет 15–20 км.

Литература

1. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
2. Государственная геологическая карта РФ. 1 : 1 000 000. Лист М-53 / М-во природы РФ, ФГУП ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, ФГУП "Дальгеофизика". 2008 г.
3. Калашникова А.С., Лазарев А.П., Трондин В.И. Сейсморазведочные работы МОГТ на территории Еврейской автономной области // Геофизика. 1999. Специальный выпуск к 50-летию "Иркутск-геофизика". С. 29–32.
4. Каплун В.Б. Геоэлектрический разрез литосферы центральной части Среднеамурского осадочного бассейна по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 2. С. 86–98.
5. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / Отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с. (Серия "Осадочные бассейны Востока России" / Гл. ред. А.И. Ханчук; Т. 3).
6. Структуры и нефтегазоносность западной части Среднеамурской впадины. Владивосток: ИКАРП ДВО РАН, 1999. 86 с.
7. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центральноазиатского и Тихоокеанского поясов: Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1500000. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
8. Liu Cai, Zhang Xing-Zhou, Liu Yang, Yang Bao-Jun, Feng Xuan, Wang Dian, Liu Dian-Mi. Geoelectrical evidence for characteristics of lithospheric structure beneath the Yuejinshan collage zone and its vicinity in Northeast Asia // Chinese Journal of Geophysics. V.52, N 2. 2009. P. 403–412. (на англ.).
9. Liu Guo-Xing, Zhang Xing-Zhou, Yang Bao-Jun, Weng Ai-Hua, Tang Jun-Hui, Li Xue-Sen. Electrical structures of the lithosphere along the Jiamusi massif and its eastern edge // Chinese Journal of Geophysics. 2006. V.49, N 2. P. 598–603. (на кит.)

М.И. Копылов, И.В. Пустовойтова

**ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ БАРЬЕРНЫХ ЯВЛЕНИЙ НА
ГРАНИЦЕ ЛИТОСФЕРНЫХ СЛОЕВ**

Открытое акционерное общество “Дальгеофизика”, г. Хабаровск

Земная кора и мантия в многочисленных работах рассматриваются как горизонтально-слоистое пространство, на поверхности границ которых происходит изменение температур, давления, скорости прохождения сейсмических волн, плотности, геотермического градиента и теплового потока. Физические характеристики пород предполагаются постоянными для каждого слоя, но отличающимися от слоя к слою. При общей тенденции повышения с глубиной по разрезу плотности, скорости и температуры отмечаются слои с инверсной скоростью, плотностью и температурой. Структура литосферы и верхней мантии Дальневосточного региона по данным ГСЗ, МОВЗ, МТЗ представляет собой анизотропную среду. В связи с этим свободная конвекция на глубине сменяется в верхней мантии на вынужденную. Литосфера препятствует релаксации свободного энергопереноса конвекции к поверхности коры. Это приводит к более высокой концентрации и избыточному давлению относительно более легких нагретых и флюидонасыщенных компонентов мантийного вещества в подошве литосферы, и аккумуляции их в более проницаемой части литосферы – глубинным тектоническим разломам. Выходы вещества к дневной поверхности Земли осуществляются в виде диапиров, плюмов

Рассмотрим существующие модели земной коры (плотностная, скоростная, геоэлектрическая, тепловая) на примере Дальневосточного региона и возникающие на их смешанных барьеров.

Плотностная модель литосферы Дальневосточного региона формируется на основе измерений силы тяжести, различных способов интерпретации, а также по данным определений плотности по известной зависимости ее от скорости с привлечением лабораторных измерений плотности [5]. Гравитационные аномалии в редукции Буге в региональном плане отражают изменение объемов земной коры, при этом наиболее существенный вклад в величину поля вносит фундамент кристаллических пород, нижняя кора с поверхностью Мохо и надастеносферный слой. Анализ гравитационных данных позволил выявить плотностные неоднородности в литосфере региона юга Дальневосточного региона. Аномальные зоны и региональные экстремумы фиксируют соответственно в литосфере и в земной коре неоднородности, представляющие собой тектонические блоки и крупные структурные элементы (прогибы и поднятия) в регионе. Аномалии более высоких порядков соответствуют менее крупным неоднородностям в отдельных слоях земной коры. Любая, плотностная модель земной литосферы создается на основе представлений о закономерном либо стохастическом распределении плотности в земной коре. На границе литосферных слоев существуют плотностные (петрофизические), структурные барьеры. Возникшие на глубине магматические очаги за счет высоких температур и давлений начинают воздействие на выше лежащие литосферные слои, образуя фронты метасоматоза и метаморфизма. При движении очагов в верхние слои литосферы на границе слоев возникают различные типы барьеров: структурный, плотностной, геодинамический, барьер летучих. За счет наиболее динамичес-

кого барьера летучих (CO_2 , Cl , F , и паров H_2O) происходит глубинный метасоматоз в пределах оловорудных, золоторудных районов.

Для примера произведем расчет подъемной силы поднимающегося очага на границе астеносферного слоя и выше лежащего базальтового слоя земной коры в пределах Комсомольской оловорудной системы, возникшей в связи с образованием сложного смешенного барьера. Вычисление выполним по формуле [1]:

$$R = \Delta \rho g H^3 / a \cdot \eta,$$

где числитель $\Delta \rho$ – определяет архимедову силу разуплотнение, g – ускорение силы тяжести, H – мощность слоев, а знаменатель препятствующий всплыванию это динамическая вязкость – η и коэффициент релаксации – a , отвечающий температуропроводности горных пород. Для упрощения расчета обычно величину $\Delta \rho$ принимают равную единицы, размеров тогда при равенстве чисел Рэлея коэффициенты подобия размеров и вязкости, размеры мощности H увеличивается на один порядок, а вязкость η возрастает на три порядка. Так согласно приведенных при адвекции астеносферного слоя при ее вязкости 10^{20} – 10^{21} предполагаемая вязкость перекрывающего слоя литосферы составляет 10^{22} пауз, размер диаметра составит около 1000 км, а мощность поднимающего слоя около 120 км. Адвекция разогретой земной коры при ее вязкости 10^{14} – 10^{15} пауз и предполагаемой вязкости перекрывающего слоя 10^{16} – 10^{17} пауз диаметр равен 30 км, а мощность поднимающего слоя составит 5–10 км.

На этих границах литосферных слоев различающихся по физико-механическим свойствам пород и палеотектоническим полям напряжений образуются многочисленные петрофизические, геодинамические барьеры, которые влияют на масштабы и форму магматических и гидротермальных растворов.

Скоростная модель построена по данным ГСЗ по профилю г. Свободный–Комсомольск–Татарский пролив [4]. В регионе Дальнего Востока по данным ГСЗ не установлено протяженных границ внутри слоя консолидированной коры. Инверсная сейсмическая зона между границами K_1 и K_2 может быть связана с вещественным (гранитизация, серпентизация) составом, уменьшением или увеличением основности пород с глубиной, хрупкой деструкцией пород в условиях повышенных температур и аномальных градиентов в тектонических напряженных зонах. Так на инверсных сейсмических границах происходит резкая потеря геодинамических напряжений, с образованием петрофизического и геодинамического барьеров, с изменением формой магматических образований. На границе Мохо отмечается барьер, выраженный в резком скачке скорости, вероятно обусловленный разным физическим состоянием пород, выше границы они находятся в состоянии хрупко-дилатансионном, ниже – в пластичном состоянии. По мнению В.Н. Николаевского [5], волноводы это псевдопластичные слои, которые чередуются с хрупкими слоями, образуя слоистую реологическую структуру, обусловленную дилатансионным механизмом разрушения горных пород. При этом процесс образования слоистости, наиболее мобильный при наличии жидких и газовых включений, формируются новые текстурные и структурные формы вещества, отличные от наблюдаемых на поверхности. С выделяемыми на границе барьерами, связанные скачки скорости сейсмических волн и им часто соответствуют скачки плотности.

Геоэлектрическая модель, построенная по данным метода МТЗ [4]. Согласно диаграммам, электропроводность пород весьма существенно зависит от температуры и давления внутри Земли. Еще сильнее электрическая проводимость реагирует на из-

менение фазового состояния вещества, в частности, на переход твердой породы в расплав. На границе твердой и жидкой фаз происходит формирования двойного электрического слоя и образования электрохимического барьера. Кроме того за счет высокого потока паров и газов здесь возникает и термический барьер, с преобразованием вмещающей среды [3]. В связи с этим глубинная электрическая модель тесно связана с геологическим строением и глубинными метасоматическими процессами, происходящими в литосфере.

Измерение синхронных наблюдений вариаций электрического и магнитного полей в широком диапазоне частот (МТЗ), при получении пространственно-временной картины распределения электромагнитного поля на поверхности Земли, позволяет максимально использовать возможности геоэлектрики для изучения электропроводности, как в вертикальном, так и латеральном направлениях. Пониженными значениями удельных сопротивлений выделяются в верхней части земной коры зоны разломов, деструкций, в нижней – зоны частичного плавления и астеносфера. На границе консолидированной коры и астеносферы возникают температурный, геодинамических и электрохимические барьеры, обусловленные резкими перепадами изменений физических свойств вещественных комплексов пород.

Тепловая модель земной коры и верхней мантии, его взаимосвязи с геофизическими полями и составом литосферы является важной фундаментальной проблемой в геологии, которая позволяет понять механизм формирования тектонических, сейсмических, метаморфических и барьерных процессов происходящих на границах литосферных слоев. Изучением температурного поля занимались О.В. Веселов, Н.А. Волкова, А.Д. Дучков, Л.С. Соколова, С. Ехара, С.В. Лысак, Ю.А. Зорин, У.Н. Моисеенко, А.А. Смыслов, Я.Б. Смирнов, И.К. Туезов, В.Д. Епанешников, В.М. Сугробов, В.В. Соинов, В.Т. Соловьев и др.

Исследуемый регион включает разнообразные как по возрасту так и тектоническим преобразованиям, геодинамическому режиму геологические структуры. По данным П.Ю. Горнова [2], для молодых осадочных бассейнов (Средне-Амурская, Удиль-Кизинская, Партизанская и др.) характерны пониженные значения теплового потока (25–50 мВт/м²) и относительно высокие значения геотермического градиента (25–40° С/км). На северо-западе региона по субмеридиональному профилю п. Тыгда–п. Горный–оз. Токо выявлены аномально высокие значения теплового потока (80–90 мВт/м²), возможно связанного с формированием рифта на сочленении Сибирской и Амурской плиты. Такие зоны служат температурным и термодинамическим барьером. В целом юг Дальневосточного региона характеризуется невысоким ТП, за исключением зоны Татарского пролива, Тумнинской геотермальной зоны, Верхнебуреинского прогиба и наиболее погруженной части Амуро-Зейской впадины, обусловленной резко нестационарным тепловым режимом литосферы. С активными сейсмическими процессами тесно связаны многочисленные аномалии геотермического поля и проявлений температурных барьеров. В Байкальской рифтовой области тепловой поток составляет 2–3·10⁶ кал. Превосходящий в 2–3 раза средних значений близ лежащих территорий. Повышенный вынос тепла глубинным тектоническим нарушениям из земных недр является причиной появления термальных источников.

Среднее значение ТП для континентов, по С. Мареку составляет 50–70 мВт/м², для океанов 54–75 мВт/м² для Земли в целом 60 мВт/м². Для Востока Азии значение ТП варьируют в достаточно широких пределах от 8 до 150 мВт/м². Самые низкие зна-

чения ТП 8–15 мВт/м² установлены на Сибирском плоскогории [6]. Максимальные значения ТП до 150 мВт/м² в южной части Татарского пролива, высокие до 100 мВт/м² отмечены вдоль Яно-Колымского плоскогория. В Забайкалье и в Монголии отмечается чередование пониженных и повышенных значений ТП: от 28 до 94 мВт/м². В Северо-Восточном Китае интенсивность ПТ несколько повышена и составляет 50–100 мВт/м².

Значение температур в земной коре на глубине до 10 км изменяется от 150 до 200°С по поверхности фундамента от 57–80°С до 200°С. величина температурного градиента варьирует от 30–40°С, что влечет формирования температурных барьеров.

Вместе с тем, в пределах литосферы широкое развитие имеют региональные и локальные электрические и электромагнитные поля, влияющие на процесс рудоотложения. Под действием электрических токов на катоде и аноде рудных тел, залежей, областей вкрапленной минерализации происходят электрохимические процессы с перераспределением металлов на барьерах. В пределах Комсомольского, Кавалеровского, Ям-Алинского оловорудных, Кировского, Березитового, Курун-Уряхского, Дурминского золоторудных районов Приамурья, кроме локальных аномалий естественного поля (“ВЕП), связанных с рудными зонами, выделяются площадные (десятки кв.км) слабо интенсивные отрицательные аномалии. Расчетная глубина центров площадных аномальных объектов варьирует от 500 м до 5.0 км и более. Пространственно площадные аномалии “ВЕП нередко совпадают с отрицательными аномалиями гравитационного и низкими сопротивлениями электрического поля (данные ВЭЗ, ДОЗ, МТЗ), что подтверждает природу их глубинного происхождения. Подобные региональные аномалии отмечаются на Кавказе, Рудном Алтае [3, 4]. Аномальные источники региональных “ВЕП часто отождествляет с электропроводящими зонами, уходящими корнями на большие глубины, в область преобразования вещества под действием флюидов.

Барьерные явления в структуре Земли имеют широкое распространение, как в глубинных слоях литосферы, так и на ее поверхности, в связи с этим, они располагаются на стыке многих научных направлений геохимии, электрохимии, геофизики, ядерной физики, петрофизики, гидрогеологии, минералогии, петрографии, структурной и рудной геологии. Несмотря на широкое использование барьерных явлений не только в геологии, но во многих других сферах, химии, электроники, металлургии, машиностроении, медицине и других отраслях освещение их в научной литературе весьма скромное.

Литература

1. Барышев А.Н. Суперрайоны как высокопродуктивные области минерагенических поясов и зон с месторождениями цветных металлов, золота и алмазов: тектонофизическая и геологические основы их позиции // Руды и металлы № 1. 2011. С.47–62.
2. Горнов П.Ю. Тепловой режим земной коры Дальнего Востока России // Закономерности строения и эволюции геосфер. Хабаровск. 1998. С. 86–89.
3. Копылов М.И. Роль электрохимических барьеров в локализации оруденения и их значение для поисков месторождений полезных ископаемых (на примере месторождений Приамурья) // Тихоокеан. геология. 2010. № 2. С. 70–81.
4. Копылов М.И. Эндогенные барьеры как катализатор локализации рудных месторождений // Проблемы геологии, минеральных ресурсов и геоэкологии Западного Забайкалья. Улан-Удэ. 2007. С. 45–47.
5. Николаевский В.П., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Физ. Земли. 1985. № 1. С. 16–25.
6. Туезов И.К., Епанишников В.Д., Хаякава М. Геотермия. Региональные проблемы. Моделирование. Практическое приложение. Дальнаука. 1995. С. 25–50.

К.Н. Мазуркевич**ИНФОРМАЦИОННО-АНАЛИТИЧЕСКАЯ, ГЕОЛОГО-КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ
СИСТЕМА ГИС-АТЛАС РОССИИ И ЕЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ НА СОВРЕМЕННОМ
ЭТАПЕ**

*ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.
Карпинского, г. Санкт-Петербург*

ФГУП «ВСЕГЕИ» начал работы по созданию ГИС-Атласов в 2001 году. В период 2001–2004 г.г. под руководством ФГУП «ВСЕГЕИ» были созданы ГИС-Атласы по Северо-Западному, Центральному, Южному, Приволжскому, Уральскому, Сибирскому и Дальневосточному федеральным округам и субъектам Федерации в их составе. Итогом работ явилось создание ГИС-Атласов 7-ми федеральных округов и субъектов федерации в их составе на единой топографической основе. При этом была проведена ревизия имеющихся материалов геологического содержания, выявлены и устранены многочисленные погрешности в координатной привязке объектов, заложены основы мониторинга материалов. С 2004 г. по 2007 г. работы по созданию ГИС-Атласов были продолжены. Опыт создания ГИС-Атласов геологического содержания первого поколения позволил составить технологические требования как составлению цифровых моделей, баз данных, так и к оформлению материалов в аналоговом формате (ГИС-Пакетов). Составленные ранее и в процессе работы над вторым поколением ГИС-Атласов материалы были модифицированы в соответствии с этими требованиями. В этот же период была сформирована система мониторинга геологической информации. На базе ГИС-Атласа Урало-Европейского региона отработана методика составления Сводного ГИС-Атласа России.

К настоящему времени по территории России и ее континентальному шельфу накоплен значительный объем разнородной геологической информации – картографические материалы, Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых, Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации, схемы и каталоги различных видов геологической изученности. «ГИС-Атлас России» является уникальной информационной системой обеспечивающей комплексное представление о геологическом строении и минерально-сырьевой базе России на трех информационных уровнях: Российская Федерация - Федеральный округ – Субъект Федерации.

В работе по созданию «ГИС-Атласа России» принимал участие большой коллектив геологов, как ФГУП «ВСЕГЕИ», так и организаций соисполнителей работ - 24 предприятия по всей территории РФ, а так же сотрудники Федерального агентства по недропользованию.

Основной продукцией «ГИС-Атласа России» на протяжении многих лет являлись ежегодные «Гис-Пакеты оперативной геологической информации» по федеральным округам и Субъектам Федерации России.

Административная и геологическая информация, представляемая «ГИС-Атласом России», служит постоянной основой для планирования и анализа эффективности геологоразведочных работ за счет средств федерального бюджета по территории России, ее федеральных округов и Субъектов Федерации. Базовая геологическая информация обеспечивает потребности не только государственного аппа-

рата, но и специалистов геологов. Она служит базисной основой для подготовки материалов ГК-1000/3 и ГК-200/2, а так же целого ряда тематических проектов.

Работы по программно-технологическому обеспечению «ГИС-Атласа России» позволили создать ряд универсальных технологических решений и приложений, которые были использованы в работах по созданию других информационно – аналитических систем.

При формировании ГИС-Атласа России решались следующие задачи:

1. Предоставление специалистам и заинтересованным лицам информации о геологическом строении территории России на основе актуализированных и апробированных материалов;

а. Обзорные карты геологического содержания масштаба 1:2 500 000;

б. Комплекты государственных геологических карт масштабов 1:1 000 000–1:200 000;

с. Данные о положении и состоянии объектов МПИ на основе Государственного баланса и Государственного кадастра;

д. Данные о размещении лицензионных площадей;

2. Обеспечение доступа к единому для всех источнику базовых геологических данных;

3. Анализ состояния геологических знаний для принятия решений в системе управления геологическим изучением недр территории России.

Решение этих задач основывалось на двух базовых принципах, закладываемых в основу любой информационной системы:

1. Принцип «*Ситуационной осведомленности*» (*Situational Awareness*) – обозначающий и характеризующий особое качество систем управления – «чувственное восприятие элементов обстановки в [едином] пространственно-временном континууме, осознанное восприятие их значения, а также проецирование их в ближайшее будущее» (портал «Неогеография» <http://www.neogeography.ru>), реализуемое с использованием новых подходов к организации управления.

2. Принцип «*Сетецентричности*» (*Net-Centric*) (портал «Неогеография» <http://www.neogeography.ru>) – позволяющий реализовать режим ситуационной осведомленности благодаря формированию и поддержанию единой для всех ярусов управления, целостной, контекстной информационной среды и включения в процесс её непрерывной актуализации возможно большего числа источников первичной информации.

Логическая схема организации предметной области ГИС-Атласа и состав картографических материалов приведены на рис. 1.

Формирование материалов ГИС-Атласа проводилось на основе иерархической схемы административного деления Российской Федерации (рис. 2). Логическая схема была однотипна как для Субъекта Федерации, так и для федеральных округов и Российской Федерации.

Основной ячейкой хранения данных являлся Субъект Федерации. На основе локальных данных по конкретному Субъекту Федерации формировались материалы по федеральным округам России, а затем и по территории России в целом. Таким образом, удалось обеспечить телескопирование материалов различных масштабов и избежать дублирования хранения данных.

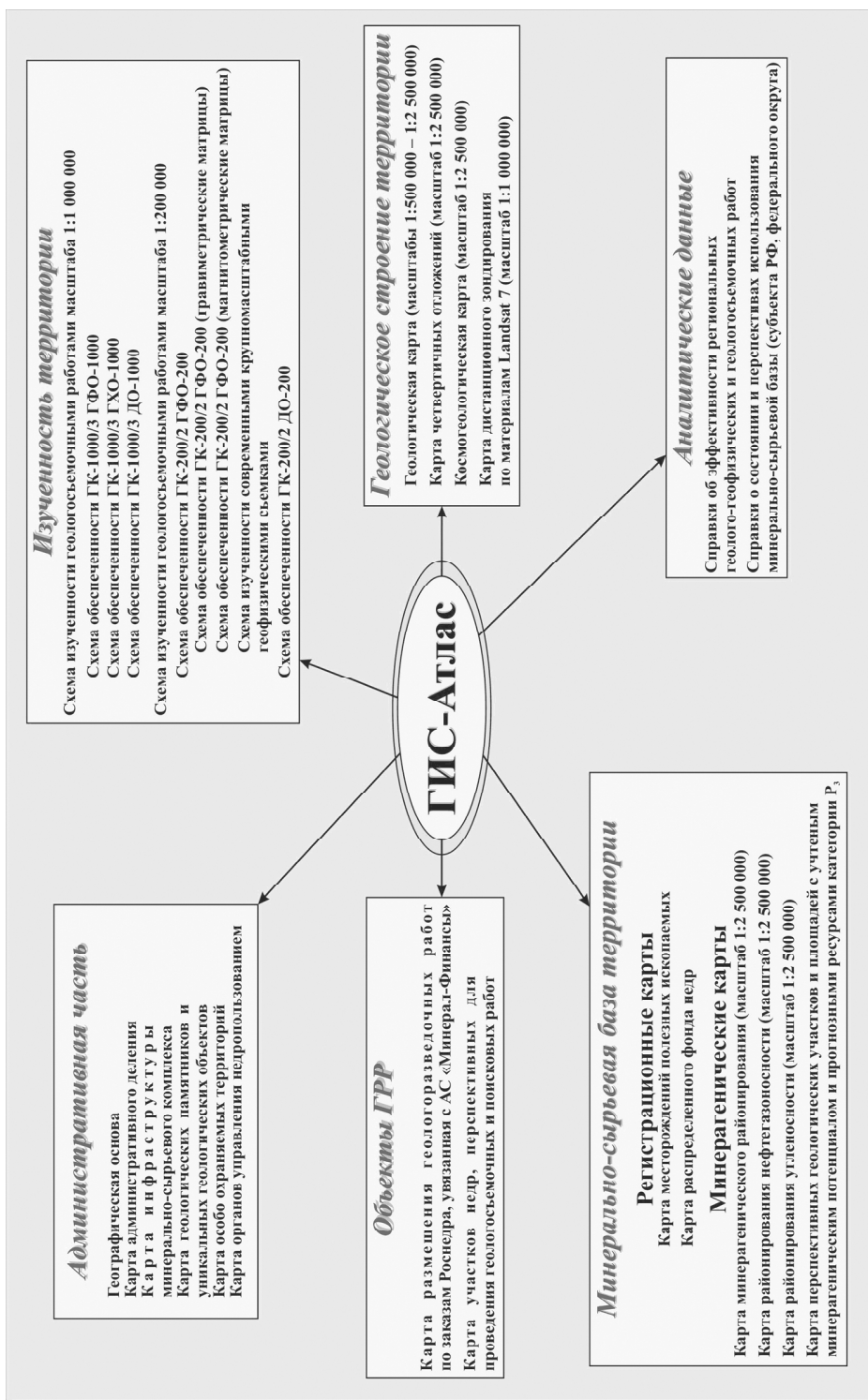


Рис. 1. Логическая схема организации предметной области ГИС-Атласа и состав картографических материалов.



Рис. 2. Иерархическая схема организации материалов ГИС-Атласа на основе административно-территориального деления Российской Федерации.

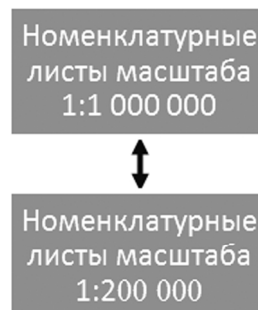


Рис. 3. Иерархическая схема организации материалов ГИС-Атласа на основе номенклатурных листов.

Высокая востребованность материалов ГИС-Атласа не только органами управления недропользованием, но и геологическими предприятиями показала необходимость возможности поиска внутри ГИС-Атласа по более привычному для специалистов принципу – на основании номенклатурных листов масштаба 1:1 000 000 и 1:200 000. Поэтому помимо изначально заложенной иерархической схемы была введена вторая иерархическая схема – номенклатурных листов (рис. 3).

Пространственное пересечение этих двух иерархических схем (рис. 4) обеспечило построение системы позволяющей вести поиск информации внутри ГИС-Атласа по двум взаимно независимым направлениям и возможность формирования, в зависимости от необходимости, выходных данных, как по административной принадлежности, так и в рамках номенклатурных листов. Введение данной иерархической схемы автоматически обеспечивает увязку с базами данных по серийным легендам ГК-1000 и ГК-200 на основании номенклатурных листов.

Данная схема может являться универсальным инструментом для взаимной увязки различных информационных систем с разными схемами и структурами сопровождающих баз данных. Для обеспечения работы необходим только единый источник входных данных.

На текущий момент, в рамках объекта **«Мониторинг и дополнение сводной цифровой геолого-картографической основы России для решения проблем воспроизводства минерально-сырьевой базы федерального уровня»** (Государственный контракт от 16.05.2011 г. №АМ-02-34/23), совместно с ФГУНПП «Аэрогеология» на базе «ГИС-Атласа России» подготовлен картографический интернет ресурс «Интерактивная электронная карта недропользования Российской Федерации» (<https://map.mineral.ru>). В рамках текущего объекта ведется постоянный мониторинг и актуализация материалов входящих в состав данного картографического ресурса.

Ю.Ф. Малышев, Ю.Ф. Манилов

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ЗАПАДА ОХОТОМОРСКОЙ ОКРАИНЫ
КОНТИНЕНТА**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Территория исследований охватывает юго-восточную часть Северо-Азиатского кратона [4]. Основное внимание уделено строению фундамента платформы, включающего как образование земной коры, так и верхней мантии. Наибольший интерес представляют региональные гравитационные и магнитные аномалии: крупные максимумы и минимумы, достигающие 200–300 км в поперечнике. Они могут иметь продолжение в прилегающей акватории Охотского моря.

На мелкомасштабных гравиметрических картах 1:2 500 000 на Сибирской платформе выделяется два гигантских минимума силы тяжести, охватывающих, соответственно, большую часть Алдано-Станового и Анабарского щитов. Геологическая природа этих аномалий связана с метаморфическими (гранито-гнейсы) и ультраметаморфическими (анортозиты, чарнокиты) гранитоидами раннего докембрия [7, 1, 2, 6]. Из наложенных структур отмечается высокая роль мезозойского магматизма и мезозойских впадин, часто имеющих коромантийную природу.

Усилиями якутских геологов, выполнивших площадные гравиметрические съемки среднего масштаба на платформе и интерпретацию их результатов [3], выделены крупные гравиметрические максимумы. Источником аномалий являются породы фундамента, сложенные расслоенными базит-гипербазитовыми интрузиями. Они располагаются в поднятиях фундамента более древнего возраста по сравнению с окружающими их докембрийскими комплексами. Крупному из них Центральноякутскому гравитационному максимуму под осадочным чехлом соответствует предположительно размещение расслоенных рудоносных базит-гипербазитовых абиссолитов.

Методика

Проведена количественная и качественная обработка аномалий гравитационного и магнитного полей для юго-западной континентальной окраины Охотского моря.

Основным инструментом обработки информации геопотенциальных полей являлась компьютерная технология “КОСКАД 3D”, предназначенная для обработки трехмерной цифровой геоинформации методами вероятностно-статистического анализа [4]. Функциональное наполнение комплекса “КОСКАД 3D” дало возможность на современном уровне провести полный спектрально-корреляционный и статистический анализ геолого-геофизических данных, выполнить 3D-моделирование гравитационного и магнитного полей.

Широко представленные в комплексе линейные оптимальные фильтры позволяют представить исходное гравитационное поле набором составляющих с последовательным уменьшением доли низких частот. В настоящей работе для разделения поля на составляющие использовалось “осреднение в окне”. Радиус осреднения подбирался, исходя из латеральных размеров гравитирующих источников поля.

В процессе изучения рассмотрены плотностные неоднородности на разных уровнях земной коры и литосферной мантии, изучены структурные особенности поверхностей раздела различных уровней.

Рассчитаны 3 типа объемных моделей гравитационного поля до глубины 90 км.

- 1) 3D распределение низкочастотных характеристик;
- 2) 3D распределение высокочастотных характеристик;
- 3) плотностные 3D модели.

В результате дальнейшей обработки полученной плотностной модели были рассчитаны разрезы и срезы литосферы и составляющих поля силы тяжести до глубины 90 км. Информация о распределении поля на разных уровнях литосферы позволяет выявить особенности строения и развития изучаемой территории. Срезы литосферы разных уровней при сравнении друг с другом имеют как различия, так и сходства. При этом обнаруживается частичная унаследованность и прослеживаемость свойств разных уровней.

Обсуждение результатов

Региональная составляющая гравитационного поля (рис.) – результат осреднения ($R_{\text{оср.}} = 24$ км) аномального поля силы тяжести, в редукции Буге ($\sigma = 2.67$ г/см³). В региональном поле силы тяжести выделяется крупный максимум, соответствующий фундаменту платформы, перекрытому осадочным чехлом. Геологическую природу максимума подтверждает и рассчитанная плотностная модель, показывающая, что корни фундамента уходят в литосферную мантию. На полученных из рассчитанной модели разрезах повышенной плотностью уверенно фиксируются расслоенные базит-гипербазитовые массивы [3]. На них четко выделяются поднятия фундамента в вершинах которых отмечаются плотностные максимумы. Локальным минимумам в пределах массивов соответствуют наложенные гранитные интрузии мезозойского возраста.

Подобная картина для регионального гравитационного поля и соответствующей ей структуре плотностной модели прослеживается на юго-восток почти до берега Охотского моря, где она фиксирует фундамент наложенных мезозойских структур, аналогичный по интенсивности фундаменту Сибирской платформы. Это является основанием для предположения, что Охотский массив не является микроконтинентом и входит в состав Сибирской платформы.

Кроме региональных гравитационных максимумов на рассматриваемом уровне выделяются региональные минимумы. Один из них отвечает Алдано-Становому щиту и связан главным образом с гранито-гнейсами и в меньшей степени с ультраметаморфическими гранитоидами (анортозитами и чарнокитами). Другой региональный минимум приходится на погруженный край Северо-Азиатского кратона и представлен на поверхности складчато-надвиговым Верхоянским поясом [5]. На разрезах этим структурам соответствуют преимущественно области разуплотнения.

Магнитное поле рассматриваемого региона характеризуется присутствием крупных аномалий, отвечающих Великой дайке Якутии и Хандыгскому расслоенному нефелин-сиенитовому массиву. В зоне структурного влияния Великой дайки Якутии (гомолога Великой дайки Родезии) выделено около 2 десятков малых кольцевых щелочно-ультраосновных тел, щелочных и щелочноземельных руд, иногда с месторождениями урана (Арбарастах). Хандыгский и Толонский массивы перспективны на выявление месторождений тантал-ниобиевых руд и руд редкоземельных металлов [3]. Хандыгский магнитный максимум расположен на пересечении двух разломных зон: субмеридиональной Сеттадабанской и северо-западной Предверхоанской.

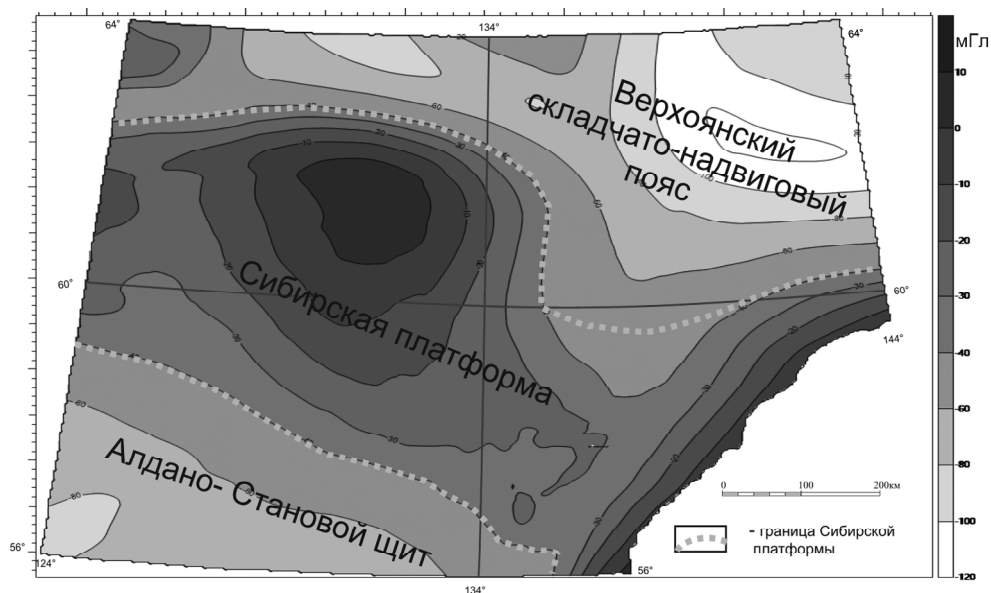


Рис.1. Карта низкочастотной составляющей поля силы тяжести, $R_{\text{оср.}} = 24$ км.

Литература

1. Вишневский А.Н. Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита. Л.: Недра, 1978. 211 с.
2. Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф. Типы докембрийских блоков. Алдано-Становой блок // Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. С. 110–112.
3. Мишин В.М., Истомин И.Н., Гриненко В.С. Новая рудоносная провинция на востоке Сибирской платформы // Вестник Госкомгеологии РС (Я). 2002. № 1. С. 6–14.
4. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации. М.: ООО "Центр информационных технологий в природопользовании", 2010. 114 с.
5. Парфенов Л.М. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
6. Розен О.М., Манаков Л.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазонасность. М.: Научный мир, 2006. 210 с.
7. Хорева Б.Я. Критерии расчленения и генезис метаморфических и гранитоидных ультраметаморфических комплексов. Л.: Недра, 1978. 214 с.

Т.В. Меркулова, Л.Ф. Мишин

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА РЕГИОНАЛЬНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ И
МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Региональные аномалии гравитационного и магнитного полей служат важным источником информации о глубинном строении, составе, тепловом режиме земной коры и верхней мантии, в связи с этим вопросы выяснения геологической природы региональных аномалий гравитационного и магнитного полей имеют большое значение, как для выявления источников тектонических движений, так и для прогноза полезных ископаемых. В данной работе исследована связь гравитационных и магнитных аномалий с местоположением зон магматических комплексов мезозойско-кайнозойского возраста сопровождавшим последнюю значительную перестройку земной коры региона.

Мезозойско-кайнозойский вулканизм континентальной окраины Восточной Азии относится к известково-щелочному типу. По возрасту выделяется три обширных разновозрастные вулканоплутонические системы: Удско-Большехинганская позднеюрско-раннемеловая, Охотско-Сунгарийская альб (баррем)–сеноманская (маастрихт) и Сихотэ-Алинская сеноман (турон)–лигоценовая [3]. В пределах этих систем была выявлена продольная зональность – выделены “внутренние” и “внешние зоны”. Во внутренних (по отношению к океану) зонах распространены окисленные породы магнетитовой серии, а во внешних зонах – ильменитовой [3]. На юге Дальнего Востока наблюдается приуроченность четырех региональных отрицательных аномалий силы тяжести к “внешним” зонам вулканоплутонической систем (рис.). Области максимальных значений поля силы тяжести в плане совпадают с “внутренними” зонами вулканоплутонических систем. Некоторая нечеткость совпадения границы “внешней” зоны Охотско-Сунгарийской системы с минимумом силы тяжести в северной части, вероятно, обусловлена неточностью оконтуривания границы “внешней” зоны. Магматические комплексы, выходящие на дневную поверхность севернее границы “внешней” зоны, имеют переходные характеристики между магнетитовой и ильменитовой сериями. Возможно, на глубине принадлежность этих пород к ильменитовой серии проявлена лучше, чем на поверхности, и этот магматический комплекс правильнее включать в состав “внешней” зоны. Кроме этого, на исследуемой территории наблюдается связь мощности земной коры с «внешними» и «внутренними» зонами окраинно-континентальных поясов. К “внешним” зонам приурочены области повышенной мощности земной коры (до 40 км). “Внутренним” зонам соответствуют участки с пониженной мощностью земной коры (рис.).

Выделение крупных магнитных региональных аномалий в районе исследования производилось с использованием карты аномального магнитного поля масштаба 1:5 000 000 [2]. В пределах “внешних” зон вулканоплутонических систем наблюдаются магнитные аномалии небольшой интенсивности как отрицательного так положительного знаков, что указывает на низкие магнитные свойства большинства магматических образований в пределах этих зон. Во “внутренних” зонах вулканоплутонических систем магнитное поле имеет сложный характер – отмечаются как магнитные аномалии высокой интенсивности, так и слабоинтенсивные аномалии

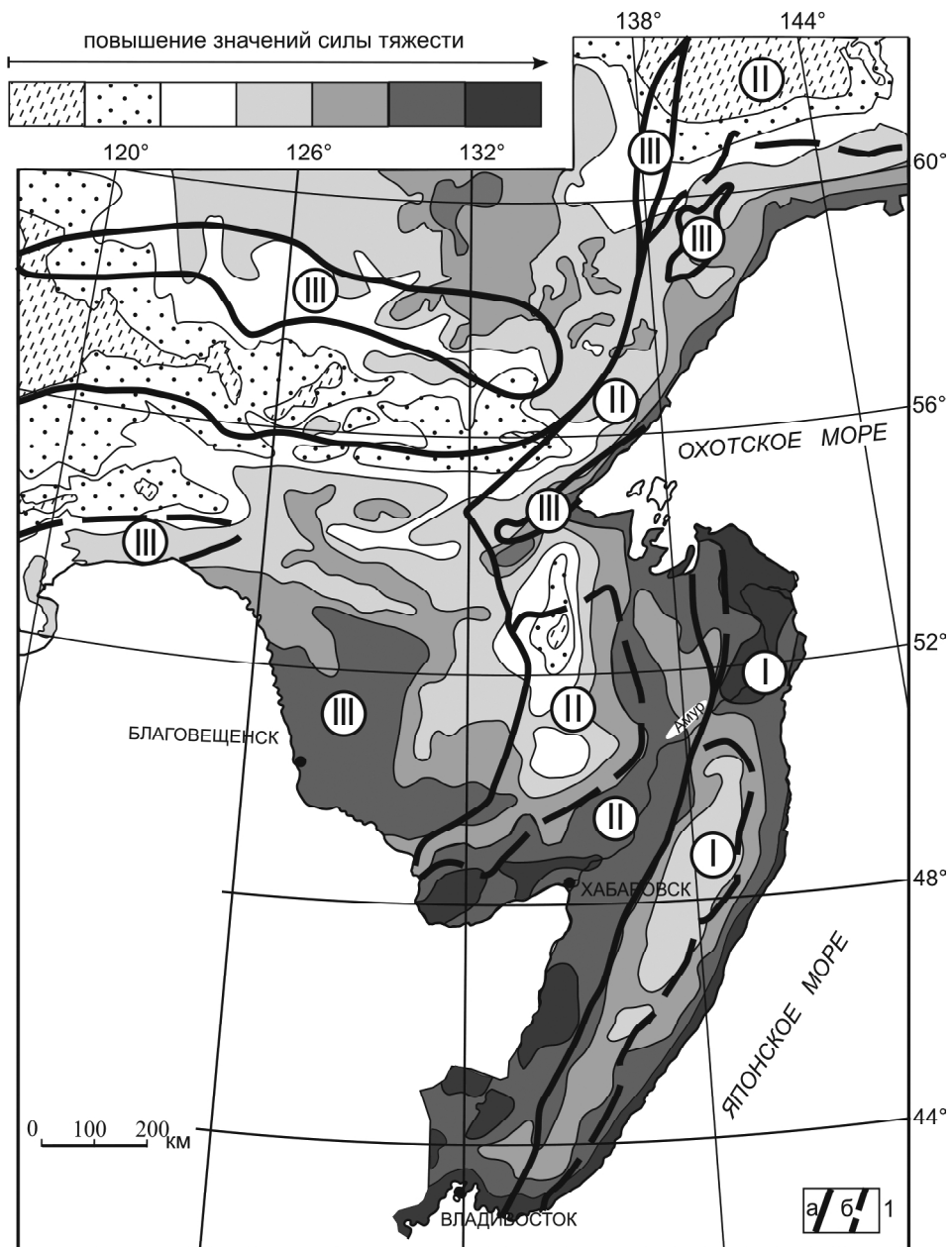


Рис. 1. Карта аномального гравитационного поля в редукции Буге юга Дальнего Востока.
 I – зоны вулканоплутонических систем: а – “внутренние”, б – “внешние”. Цифры в кружках вулканоплутонические системы: I – Сихотэ-Алинская; II – Охотско-Сунгарийская; III – Удско-Большехинганская.

обоих знаков. В пределах большей части “внутренней” зоны Сихотэ-Алинской системы (северная и центральная части) преобладают интенсивные аномалии положительного знака, большинство которых контролируется выходами пород мезозойского возраста – гранитов, гранодиоритов. Измерение магнитной восприимчивости показывает, что практически все магматические породы этой зоны магнитны, в том числе и кислого состава [4]. Появление отрицательных аномалий в южной части зоны можно объяснить широким распространением вулканогенных пород с обратной намагниченностью.

Во “внутренней” зоне Охотско-Сунгарийской системы интенсивные аномалии как положительного, так и отрицательного знаков наблюдаются в южной и северной части. В южной части пояса интенсивные аномалии отрицательного и положительного знака наблюдаются только над областями распространения магматических образований мезозойского возраста. В северной части системы (Охотско-Чукотский пояс) большинство интенсивных аномалий магнитного поля приурочено к выходам магматических пород мезозойского возраста. В единичных случаях в южной части Охотско-Чукотского пояса в пределах Удского прогиба и его западного борта аномалии магнитного поля положительного знака наблюдаются над габброидами архейского возраста.

Для всех сегментов “внутренней” зоны Удско-Большехинганской системы характерно наличие интенсивных аномалий магнитного поля за исключением района Амуро-Зейской впадины. Интенсивные аномалии магнитного поля отмечаются только над магматическими породами мезозойского и кайнозойского возраста на западном борту Амуро-Зейской впадины, в пределах Преддзугджурского и Ульинского прогибов, в Умлекано-Огоджинском пояса. В пределах Южно-Алданского блока аномалии высокой интенсивности магнитного поля наблюдаются, в основном, на выходах на дневную поверхность магматических образований юрско-мелового возраста. Только в западной части блока подобные аномалии приурочены к метаморфическим и магматическим породами архейского и протерозойского возраста.

Таким образом, на юге Дальнего Востока наблюдается приуроченность региональных аномалий гравитационного и магнитного полей к “внешним” и “внутренним” зонам окраинно-вулканических систем мезозойско-кайнозойского возраста, сформированным в разных окислительно-восстановительных условиях. К “внешним” зонам приурочены зоны минимумов гравитационного поля, повышенной мощности коры и слабоинтенсивные аномалии магнитного поля. К “внутренним” зонам, напротив, приурочены максимумы гравитационного поля и области пониженной мощности коры. В магнитном поле отмечаются в основном интенсивные аномалии положительного знака, которые свидетельствуют о высоких магнитных свойствах магматических пород в пределах зон. Отсутствие интенсивных магнитных аномалий на некоторых участках “внутренних зон” Охотско-Сунгарийской и Удско-Большехинганской систем, обусловлено тем, что на современном этапе развития эти участки представляет собой системы грабенов Среднеамурского, Нижнеамурского и Амуро-Зейского осадочных бассейнов, заполненные рыхлыми отложениями более молодого возраста, чем возраст магматических пород вулканоплутонических систем. Осадочные отложения перекрывают магматические породы и тем самым снижают эффект от магнитных тел.

Связь положительных региональных гравитационных аномалий «внутренних» зон с магнитными аномалиями высокой интенсивности и отрицательных гравитационных региональных аномалий «внешних» зон со слабоинтенсивными аномалиями магнитного поля, указывает на связь магматических комплексов, выходящих на дневную поверхность с глубинными процессами.

Вероятнее всего, неоднородности верхней мантии обуславливают насыщение земной коры магматическими образованиями с разными в отношении окислительно-восстановительных условий и соответственно с разными физическими свойствами. Над неоднородностями с пониженной плотностью формируются магматические породы в восстановительной обстановке и, наоборот, над неоднородностями с повышенной плотностью образуются магматические породы в окислительной обстановке. Исходя из строения «внешних» и «внутренних» зон и состава магматических пород в пределах этих зон можно предполагать, что образование региональных отрицательных гравитационных аномалий вызвано как аномалией пониженной плотности в верхней мантии, так и преимущественным насыщением верхней части земной коры кислыми образованиями. В настоящее время не существует достаточно аргументированных моделей эволюции окислительно-восстановительного и флюидного режимов пород верхней мантии. Предполагается, что окисление может быть вызвано снижением давления, диссипацией водорода, взаимодействием магмы с флюидами вмещающих пород и процессами кристаллизации магм при их становлении [1].

Большую роль при формировании зон окисленных пород может играть повышенная проницаемость среды. Окисленные породы «внутренних», вероятно, сформировались в зонах глубинных разломов, что подтверждается преобладанием среди них вулканических пород в противовес плутоническим в системах с восстановительным режимом и более контрастный характер вулканизма – наряду с породами кислого состава широко распространены породы основного и среднего состава. Некоторые исследователи считают, что причиной локального окисления пород верхней мантии может быть погружение в нее океанической коры и литосферных плит, вещество которых находилось под активным воздействием гидросферы и атмосферы [1].

Литература

1. Борисов А.А., Жаркова Е.В., Кадик А.А. Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. М.: Наука, 1991. 256 с.
2. Карта аномального магнитного поля ("Та) России. 1:5000 000. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2000 г.
3. Мишин Л.Ф., Чжао Чунцзин, Солдатов А.И. Мезозойско-кайнозойские вулкано-плутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии и их зональность // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 28–47.
4. Сокарев А.Н., Кулинич Р.Г., Прошкина З.Н. Петрофизика Япономорского сектора зоны перехода от континента к Тихому океану: справочник физических свойств горных пород. Владивосток: Дальнаука, 2010. 216 с.

Ю.Ф. Мороз, Т. А. Мороз, В.А. Логинов, Г.А. Карпов,
А. Г. Николаева

ГЛУБИННАЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ КАЛЬДЕРЫ УЗОН НА КАМЧАТКЕ

ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск- Камчатский

Кальдера Узон представляет собой кольцевую структуру, возникшую при обрушении кровли магматического очага вулкана после извержения больших объёмов пемзы и ингимбритов. Она характеризуется мощным проявлением геотермальной активности. По разнообразию видов термопроявлений Узонское термальное поле является уникальным и не имеет себе равных на Камчатке. Изучение глубинного строения этого района представляет большой научный и практический интерес. Здесь в 2012 г. выполнены магнитотеллурические зондирования с целью изучения глубинного строения кальдеры (рис. 1).

Геоэлектрический разрез изучен по двум ортогональным профилям, пересекающим кальдеру в субширотном и субмеридиональном направлениях.

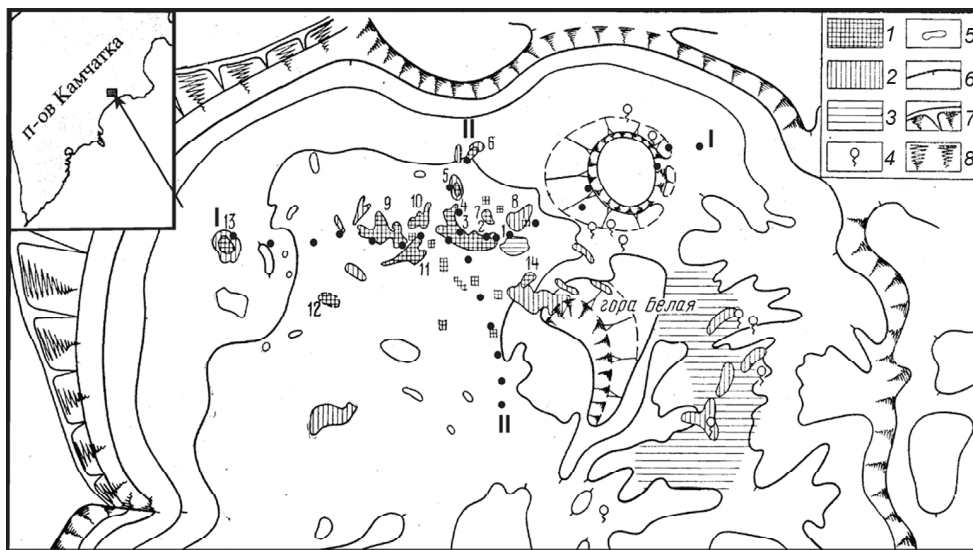


Рис. 1. Схема термопроявлений кальдеры Узон [Пилипенко Г.Ф. Современная гидротермальная деятельность в кальдере Узон // Вулканизм гидротермальных процессов и рудообразование. М.: Изд-во Недр, 1974. С. 72–83]

1 – участки проявления современной гидротермальной деятельности; 2–3 – участки гидротермального изменения пород; 4 – холодные грунтовые источники; 5 – пресные озера; 6 – горизонталы (условные) через 100 м; 7 – скальные обрывы сопки Узон; 8 – обрывы внутреннего борта кальдеры и мелких вулканических аппаратов. Цифры на рисунке (названия термальных участков): 1, 2, 3 – I, II, III участки Восточного поля; 4, 5, 6 – площадки Цепочка, Оранжевая, Северная; 7, 8 – площадки восьмерка и Крайняя; 9 – участок оз. Фумарольного; 10, 11 – участки Теплых болот и Южный; 12 – участок Береговой; 13 – Западное поле; 14 – участок горы Белой. Черными кружками изображены пункты АМТЗ.

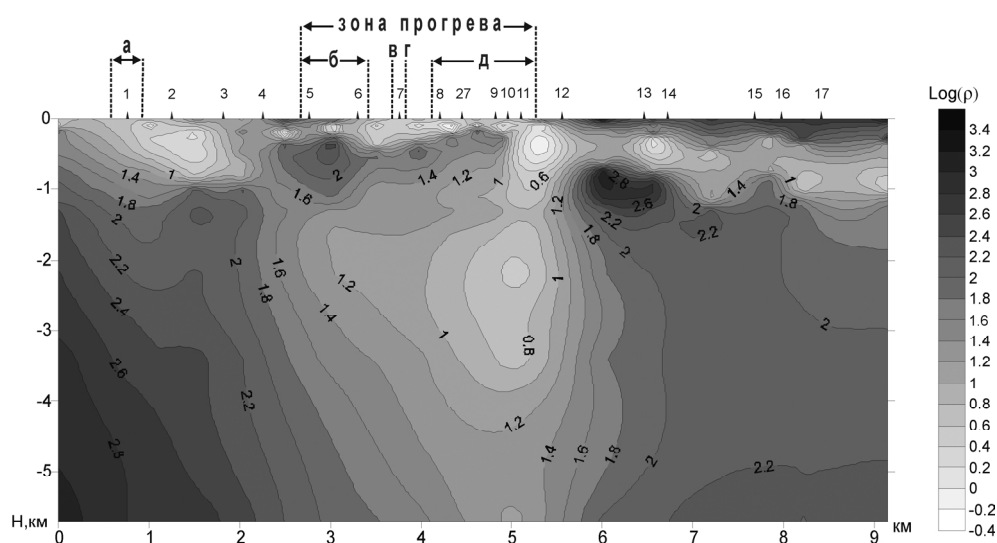


Рис. 2. Геоэлектрический разрез по профилю I-I
 Поля: а – Западное термальное поле, б – термальное поле оз. Фумарольное, в – источник Строматолитовый, г – источник углекислый, д – Восточное термальное поле

Наблюдения магнитотеллурического поля выполнены с помощью аппаратуры MTU-5A Канадской фирмы “Phoenix Geophysics Ltd”. Регистрация магнитотеллурического поля осуществлялась в диапазоне звуковых частот от 10 000 Гц до десятых долей Гц. Шаг наблюдений 200–500 м. Азимут направлений горизонтальных составляющих поля 30 и 120°. Длина электрических диполей 100 м.

Инверсия кривых АМТЗ и МВЗ выполнена с использованием программы REBOCC. В результате интерпретации получены геоэлектрические разрезы по профилям I-I и II-II. На рис. 2 представлен геоэлектрический разрез по профилю I-I. Удельное электрическое сопротивление пород меняется от первых сотен до десятых долей Ом·м. Низкие значения сопротивлений отмечаются в районе термальных полей активной гидротермальной деятельности. Характерно, что в этих районах аномалии повышенной электропроводности приближены к дневной поверхности. Важно отметить, что в районе Восточного термального поля отмечается уменьшение мощности проводящего осадочного чехла до первых сотен метров, при этом удельное электрическое сопротивление уменьшается до десятых долей Ом·м. Здесь отмечается большое количество “бурлящих” и “кипящих” гидротермальных источников, выходящих на дневную поверхность. Минерализация гидротерм достигает 4–5 г/л. Повышенную электропроводность посткальдерных образований, сложенных преимущественно озёрными и пирокластическими рыхлыми отложениями, можно объяснить высокой проницаемостью и насыщенностью их высокоминерализованными растворами. За пределами термальных полей отмечается погружение слоя повышенной электропроводности в осадочной толще и увеличение его удельного электрического сопротивления.

Наличие высокоминерализованных растворов в осадочном слое, по-видимому, определяет его повышенную электропроводность. Попытаемся оценить в какой

мере высокоминерализованные растворы оказывают влияние на удельное электрическое сопротивление осадочного чехла. Минерализация вод в гидротермальных источниках в области разгрузки составляет 1.5–4.5 г / л. При удалении от очагов разгрузки минерализация вод уменьшается до десятых долей г/л. Воды с минерализацией в первые единицы г/л характеризуются удельным электрическим сопротивлением в первые единицы Ом·м. При повышении температуры раствора до 100° С его удельное электрическое сопротивление возрастает почти в 2 раза. Наличие в породах минерализованного раствора в связанном состоянии приводит к уменьшению их удельного электрического сопротивления в десятки и сотни раз. Попытаемся оценить пористость осадочного слоя. Для этого воспользуемся зависимостью Арчи для двухфазной системы:

$$\rho = 3 \rho_{\phi} / 2K,$$

где ρ – удельное электрическое сопротивление осадочного слоя, ρ_{ϕ} – удельное электрическое сопротивление порового флюида, K – пористость. В этой формуле предусмотрена связанность каналов. Гидротермы при выходе на дневную поверхность имеют температуры 60–90° С. При этих температурах удельное электрическое сопротивление электролита уменьшается примерно в два раза по сравнению с сопротивлением электролита при температуре 18° С.

Рассмотрим вариант со средней минерализацией гидротермальных источников равным 3 г/л. При такой минерализации и температуре 60–90° удельное электрическое сопротивление раствора будет около 10 Ом·м. Средние значения удельного электрического сопротивления осадочного слоя составляют первые единицы Ом·м. Из приведённой формулы следует, что пористость пород осадочной толщи в районе выхода термальных источников может быть до 60 %. За пределами выхода термальных источников удельное электрическое сопротивление осадков чехла возрастает до 10–20 Ом·м. Следовательно, пористость пород уменьшается примерно до 15–30 %.

Рассмотрим электропроводность пород подстилающих осадочную толщу. Как мы уже отмечали, фундамент сложен основными и кислыми породами, представленными преимущественно лавами с ограниченным содержанием пирокластики. Удельное электрическое сопротивление данных пород составляет первые сотни Ом·м. Наиболее низкие сопротивления в фундаменте отмечаются в средней части кальдеры под Восточным термальным полем (рис. 2). Характерно, что в этой зоне с увеличением глубины удельное электрическое сопротивление пород возрастает. Повышенную электропроводность пород в подстилающем комплексе можно связать с глубинным разломом, в котором породы насыщены высокоминерализованными растворами. Проникновение растворов в разлом может быть обусловлено увеличенной пористостью пород. По приближенным оценкам пористость пород по формуле Арчи составляет десятые доли – первые проценты.

Геоэлектрические разрезы с привлечением других геолого-геофизических данных дают представление о глубинном строении кальдеры. Образование кальдеры связывается с существованием корового магматического очага. Предполагается, что коровый магматический очаг существовал с дочетвертичного времени. На это указывают находки в районе кальдеры кислых пород плиоценового возраста. Электромагнитные данные свидетельствуют, что коровый очаг, содержащий породы в частично расплавленном состоянии находится глубже 5 км. По структурным данным в

период мощной эксклюзивной деятельности, когда сформировалась толща узонских ингимбритов, верхняя кромка магматического очага возможно находилась на глубине 7–8 км, а диаметр его составлял 10 км. К сожалению, по данным МТЗ в звуковом диапазоне частот глубинность исследований не превышает 5 км. Однако в фундаменте, подстилающим осадочный чехол, выявлена зона повышенной электропроводности, связываемая с наличием гидротермальных растворов. Ширина зоны около 2 км. По-видимому, она предстает собой гидротермальный резервуар, имеющий связь с осадочным чехлом. Не исключено, что данная зона повышенной электропроводности отражает бывший магматический канал, питавший вулкан Узон. Она характеризуется повышенной пористостью пород и является каналом, по которому гидротермальные растворы из области остывающего корового магматического очага и более глубинных зон поступают в осадочный чехол, выполненный озерными и пирокластическими отложениями с пористостью 15–30 %. Гидротермальные растворы, поступившие из глубинных частей разреза, распространяются в осадочном чехле и местами выходит на поверхность в виде бурлящих и кипящих источников. Здесь отмечается высокая минерализация растворов (до 4.5 г/л) и повышенная температура (до 100° С) растворов. Наряду с этим гидротермальные растворы перемешиваются в осадочном чехле с вадозными водами, которыми насыщены рыхлые породы посткальдерного комплекса. Поэтому в других местах выходы гидротермальных источников имеют меньшую минерализацию и пониженную температуру. Важно подчеркнуть, что процессы смешивания глубинных и метеорных вод, по-видимому, протекают в основном в осадочном чехле с повышенной пористостью пород. Проникновение метеорных вод в породы основания скорее всего имеет подчинённый характер.

Важную роль в геотермальной активности кальдеры играют глубинные флюиды, выносящие тепло и минеральные соли. О поступлении глубинных флюидов свидетельствует присутствие в их составе спонтанных газов He, H₂, CO₂, а в водных растворах повышенные содержания химических элементов Cl, B, As, Sb, Hg и др. Следует отметить, что в области проводящего канала фиксируются проявления углеводородов. Это может указывать на вероятность неорганического происхождения углеводородов.

С.П. Плетнев, В.К. Аннин

**ПАЛЕОБАТИМЕТРИЯ КАК ОДИН ИЗ ЭЛЕМЕНТОВ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО
АНАЛИЗА ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА**

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

В Охотоморском регионе установлено множество прогибов разных размеров и простираний. Осадочные толщи, выполняющие эти прогибы, опробованы бурением и драгированием, как правило, лишь в бортовых частях. Полный же стратиграфический объем и литология осадков в депоцентрах пока не известны в виду отсутствия глубоководного бурения. Анализ рельефа акустического фундамента [1] показал, что он намного контрастнее современной топографии морского дна. Так, в пределах современного шельфа в рельефе фундамента выделяется обширная впадина (Северо-Охотский прогиб), дно которой осложнено многочисленными рвами с глубиной до 8 км. Они почти полностью заполнены осадками и на современном шельфе проявляются лишь в рисунке изобат с заложением в первые десятки метров. В Хоккайдо-Сахалинской провинции имеются подобные впадины (Лаперуза, Байкал, Пегас, Лунская и др.), выполненные осадками с мощностью до 3–4 км. Часть из этих структур неотектоническими движениями была выведена на поверхность и их осадочные толщи обнажены на Сахалине и Западной Камчатке.

Одной из проблем Охотоморского бассейна является выяснение природы циклического строения осадочного чехла, выраженного сменой трансгрессивных и регрессивных серий осадков. Впервые они были выделены в наземных морских разрезах овов Сахалина, Хонсю, и амплитуда изменений уровня моря при их формировании оценивалась от минус 110 м до плюс 10–15 м по аналогии с плейстоценом. Ряд авторов допускал формирование морских отложений в более глубоководных условиях [1, 4, 6].

Палеобатиметрические построения Охотоморского региона были нами выполнены на основе сравнительного анализа экоструктур современных и кайнозойских сообществ бентосных фораминифер в ряде опорных разрезах, расположенных по периферии исследуемого региона. Для сравнительного анализа привлечены материалы по глубоководному бурению в Японском море [9]. В результате были построены батиметрические кривые, отражающие изменение глубин дна отдельных седиментационных бассейнов Охотоморского региона.

Анализ батиметрической кривой по Центральной котловине Японского моря (795 ODP) показывает унаследованное прогибание дна с конца раннего миоцена. На охотоморских кривых видно, что во второй половине эоцена на месте Колпаковского прогиба, Лунской впадины и Северо-Охотского прогиба (см. рис.) существовали морские бассейны с разной глубиной. Если в Северо-Охотском бассейне в позднем эоцене отмечена тенденция к его обмелению до перерыва седиментации в олигоцене, то в это же время устойчиво идет формирование Колпаковского и Лунского бассейнов. По-видимому, тектоническая нестабильность в бассейне в это время приводила к дифференцированному подъему и опусканию его отдельных участков дна, что и нашло свое отражение в разном режиме осадконакопления. Наиболее глубоководные условия в бассейнах Северного Сахалина и Северо-Охотского прогиба фиксируются в позднем олигоцене и в начале среднего миоцена.

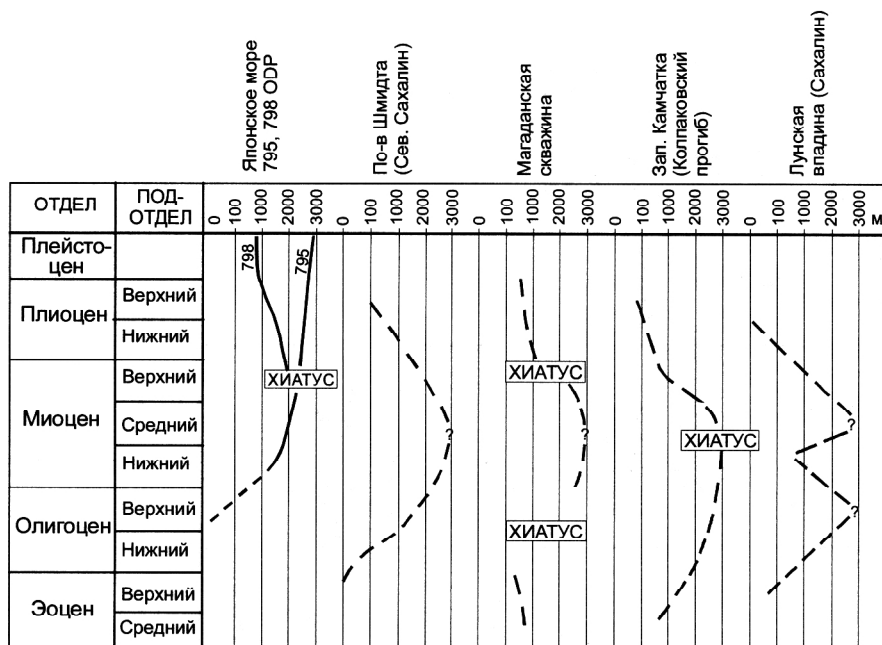


Рис. Палеобатиметрические кривые по отдельным бассейнам Охотского [3] и Японского морей [9].

Более сложно выглядит динамика изменения глубины в Лунской депрессии острова Сахалин, где трансгрессивные пики позднего олигоцена и начала среднего миоцена разделены регрессией в конце раннего миоцена (дагинская свита). На мелководные условия указывают многочисленные прослой углей, находки мелководной фауны бентосных фораминифер в отложениях верхнедуйской свиты и ее возрастных аналогов на Южном Сахалине. Время этой регрессии на Сахалине совпадает с этапом кульминации глобального климатического оптимума и высоким стоянием уровня Мирового океана. Поэтому формирование мелководной серии (верхнедуйской, дагинской свит) осадков с включением термофильных элементов фауны и флоры не может быть связано с эвстатическим понижением уровня моря в это время. Обмеление Лунского бассейна, по нашему мнению, могло быть следствием дифференцированных тектонических движений на Сахалине (алеутская фаза), которые привели к погружению его северной, северо-восточной частей и подъему южной окраины [2]. Занимая промежуточное положение между этими районами, Лунская впадина оказалась в зоне тектонического перегиба и близко к зоне интенсивной денудации Южного Сахалина, что и привело к быстрому ее заполнению осадками и обмелению.

На всех батиметрических кривых, за исключением 795 ODP в Японской глубоководной котловине, отражается регрессивная фаза локальных бассейнов седиментации, начиная с плиоцена. Этот этап по времени совпадает с началом сахалинской фазой складчатости и воздыманием Японо-Курильской Кордильеры и острова Сахалин. Вероятно, в открытой части Охотского моря, зоны депоцентров продолжали погружаться, как и в Японском море.

Таким образом, анализ батиметрических кривых суббассейнов Охотоморского района показал, что изменение глубин в палеогене и миоцене в них происходило не синхронно, а с плиоцена они все приобретают регрессионный тренд. Сравнение охотоморских кривых с ходом глобальных изменений уровня океана также показало отличия. Если в олигоцене в Охотском регионе повсеместно развивается трансгрессия до глубин 2000 м, то в океане фиксируется регрессия. Синхронно развивались трансгрессии в начале среднего миоцена на фоне планетарного термического максимума, но в Охотоморском бассейне с большей амплитудой глубин. Такая несогласованность определялась тем, что палеоглубины Охотоморского бассейна на раннем этапе были обусловлены, главным образом, изменением топографии дна водоема, а не эвстатическими изменениями уровня океана. Большое сходство охотоморских кривых обнаруживается с палеобатиметрическими построениями по бассейнам в активных геодинамических обстановках. В Японском море отмечен ряд рифтогенных бассейнов на шельфе Цусимской котловины, Ниигата на о-ве Хонсю и п-ове Кореи [7], которые по мощности и строению осадочного чехла очень сходны с охотоморскими разрезами. В бассейне Ниигата по бентосным фораминиферам отмечено, что в начале среднего миоцена произошло резкое углубление бассейна от шельфовых глубин до среднебатиальных глубин.

Еще больше доказательств амплитудных колебаний уровня моря в палеогене и неогене фиксируется по фораминиферам на западной окраине Северной Америки. В кайнозойской летописи бассейна Тофино (возле о-ва Ванкувер, Канада) выделено 10 эпох смены фораминиферовых сообществ, отражающих региональные биособытия и тектонику дна этого водоема [8]. Общность в развитии Охотоморского бассейна и Тофино отражена в сходстве фораминиферного сообщества (биозона *Cassidulina galvanensis*) в базальных слоях осадочного разреза двух районов; синхронности “трансгрессивной” фазы в олигоцене и “регрессивной” – в позднем плиоцене; совпадении перерывов осадконакопления в раннем миоцене и раннем плиоцене. Все эти факты свидетельствуют о синхронности развития этих удаленных бассейнов по обе стороны Тихого океана, которые во времени контролировались едиными тектономагматическими процессами.

Литература

1. Волошинова Н.А., Кузнецова В.Н., Леоненко Л.С. Фораминиферы неогеновых отложений Сахалина. Л.: Недра, 1970. 302 с.
2. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 94 с.
3. Плетнев С.П. Палеоглубины Охотоморского седиментационного бассейна в кайнозое // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 2. С. 17–26.
4. Серова М.Я. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего палеогена Северной Пацифики. М.: Наука, 2001. 215 с.
5. Сваричевский А.С. Рельеф кровли акустического фундамента в Охотском море // Вопросы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 77–87.
6. Тузов В.П., Митрофанова Л.И., Данченко Р.В., Высочина О.В. Стратиграфия палеогеновых отложений Колпаковского прогиба Западной Камчатки // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5, № 3. С. 66–82.
7. Development of Tertiary sedimentary basins around Japan Sea (East Sea) / Eds. Tateishi V and. Kurita H. Niigata Univ. 2002. 245 p.
8. Narayan Y.R., Barnes C.R., Johns M.J. Taxonomy and biostratigraphy of Cenozoic foraminifers from Shell Canada, Wells. Toffino Basin, offshore Vancouver Island // Micropaleontology. 2005. N 5. P. 101–167.
9. Proc. ODP, Init. Repts. W. 1992. V. 127/128 (Site 794–798).

В.Г. Прокудин

**СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЭВОЛЮЦИЯ КУРИЛЬСКОЙ
КОТЛОВИНЫ ОХОТСКОГО МОРЯ**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева (ТОИ) ДВО РАН,
г. Владивосток*

Курильская глубоководная котловина, расположена в южной части Охотского моря. Мощность отложений чехла котловины оценивается величиной 4–6 км [1, 3, 4], а ее заложение датируют поздним мезозоем [4], поздним мелом [1, 7], олигоценом [14], ранним миоценом [2], поздним миоценом [11]. Такая неоднозначность обусловлена отсутствием здесь скважин глубоководного бурения, низкой точностью определения скоростных параметров слоев чехла и использованием при расчетах произвольных значений скоростей накопления осадков.

Автором выполнен анализ сейсмических материалов, полученных в Курильской котловине в экспедициях ТОИ ДВО РАН в 1996–2007 годах, а также опубликованных геолого-геофизических данных. Кроме того, в рамках договора о сотрудничестве между ФГУНПП “Севморгео” и ТОИ ДВО РАН, проинтерпретирована часть первичных сейсмических материалов, полученных на профиле 2-ДВ-М [8, 9]. На основе экспериментальных данных построена скоростная модель коры, определены скорости осадконакопления и время образования Курильской котловины. Для воссоздания истории развития Курильской котловины рассмотрим особенности структуры верхней части земной коры.

Верхняя часть разреза, включающая чехол и акустический фундамент (АФ), содержит опорные сейсмические *границы-реперы*. Наиболее выразительным репером является поверхность **АФ**. Рельеф фундамента сформировался в результате тектонических дислокаций и вулканических процессов. Многочисленные вулканические сооружения расположены преимущественно в прикурильской части котловины. Перепады глубин поверхности АФ в абиссальной части котловины достигают 1.5 км, однако имеющиеся материалы не позволяют говорить о преобладающей ориентировке каких-либо элементов ее рельефа. Материалы драгирования выходов АФ на поверхность дна свидетельствуют о мел-плейстоценовом возрасте и гетерогенном составе слагающих его пород [5, 13, 15].

Чехол на склоне возвышенности Академии Наук реперами **R3** и **R2** разделяется на три толщи: стратифицированную (верхнюю), контрастную (среднюю) и прозрачную (нижнюю). В абиссальной части котловины, на участках с временной мощностью осадочных отложений большей 1.5 сек, в основании чехла (между АФ и репером **R1**) фиксируется еще одна толща, которая выклинивается у подножия склона возвышенности Академии Наук.

Разрез чехла содержит четыре скоростных горизонта, нижний из которых присутствует только в абиссальной части котловины. *Пластовые скорости*, определенные для них по годографам ОГТ, равны (сверху вниз): **1.6–1.7** км/с, **2.1** км/с, **2.4–2.7** км/с и **3.2–3.5** км/с. Эти значения соответствуют рыхлым отложениям и породам разной степени литификации. Максимальная мощность чехла в котловине около 3.0 км. На склоне возвышенности Академии Наук мощность чехла варьирует от нуля, в местах выхода фундамента на дно, до 1.4–1.5 км. АФ содержит два ско-

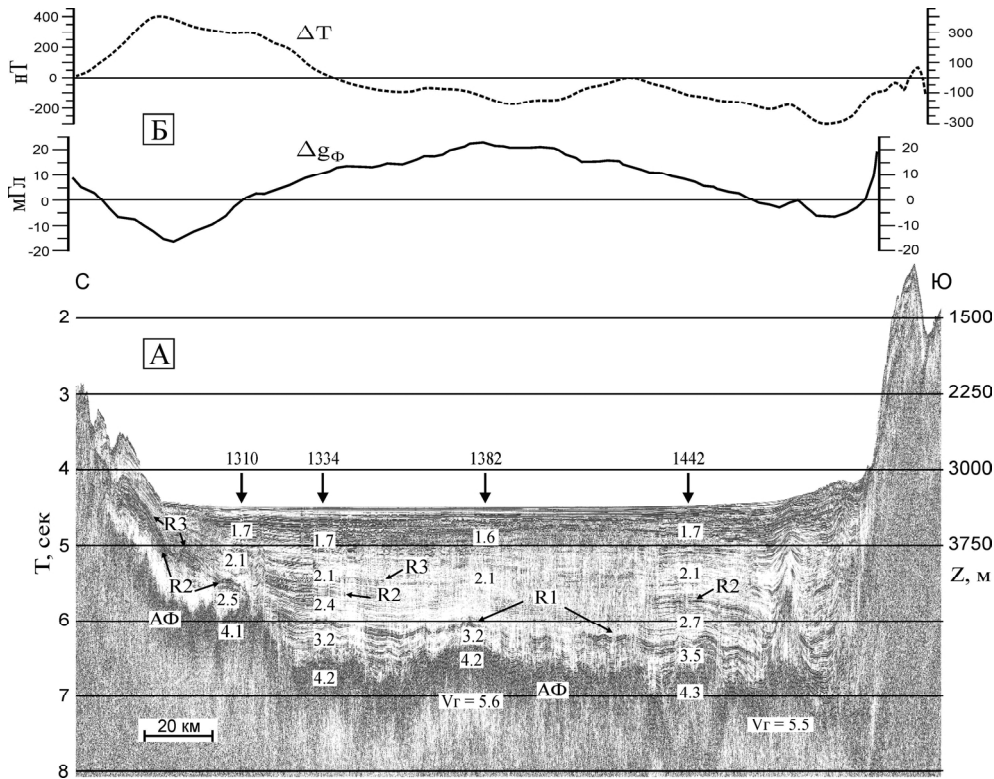


Рис. А – фрагмент временного разреза ОГТ вдоль опорного профиля 2-ДВ-М (по Т.С. Сакулиной и др.[10] с дополнениями). Вертикальными стрелками отмечены пикеты профиля, к которым относятся скоростные колонки. Цифры на разрезе значения пластовых скоростей продольных волн. $V_{г}$ – граничные скорости продольных волн по данным ГСЗ. Шкала глубин (Z , м) относится к водному слою с принятой скоростью распространения волн 1500 м/с.

Б – аномалии магнитного и гравитационного, в редукции Фая, полей (по данным А.Ю. Жуковина и Т.Н. Колпашиковой, ТОИ ДВО РАН).

ростных горизонта: верхний, с пластовой скоростью **4.1–4.3** км/с, и нижний, в котором определена только граничная скорость **5.5–5.6** км/с (рис.).

Скорости осадконакопления определены с учетом данных драгирования крутых уступов дна на склоне возвышенности Академии Наук [12, 15]. Максимальные величины (80–100 м/млн лет) получены для верхнего скоростного горизонта. Граница R3 маркирует позднемиоценовые породы с возрастом около 8 млн лет. По данным диатомового анализа [12] установлен позднеолигоценовый (24 млн лет) возраст туфоалевролитов и слаболитифицированных диатомитов в основании контрастной толщи (граница R2). Возраст подстилающей толщи, содержащей порцеланиты, не установлен. Для его определения выполнена экстраполяция данных: максимальная мощность отложений чехла выше границы R2 в котловине равна 1200 м, следовательно средняя скорость осадконакопления этой части разреза не превышает 50 м/млн лет. Принимая для подстилающей прозрачной толщи скорость

осадконакопления 40–50 м/млн лет, получаем среднеэоценовый возраст (40–44 млн лет) пород в подошве третьего слоя чехла. И, наконец, время формирования нижнего, высокоскоростного слоя чехла в котловине можно оценить в 27 млн лет (с учетом его максимальной мощности 1100 м и скорости осадконакопления 40 м/млн лет). Суммируя вычисленные значения, получаем верхнемеловой возраст (67–71 млн лет) пород в подошве чехла Курильской котловины.

Основные параметры верхней части земной коры Курильской котловины приведены в таблице.

Структурное подразделение	Слой	Vп, км/с	Мощность, км	Возраст	Реперные границы
Чехол	1	1.6–1.7	0.4–0.6	$N_1^3 - Q$	BSR
	2	2.1	0.2–0.6	$P_3^2 - N_1^3$	R2, R3
	3	2.4–2.7	0.5–0.8	$P_2^2 - P_3^2$	R1, R2
	4	3.2–3.5	0.7–1.1	$K_2m - P_2^2$	кровля АФ, R1
Акустический фундамент	5	4.1–4.3	0.9–1.1	K_2	кровля АФ
	6	$V_{Г} = 5.5–5.6$	-	?	-

В качестве тектонического элемента Курильская котловина отчетливо проявляется в потенциальных полях: с ней связаны региональная знакопеременная аномалия магнитного поля и положительная аномалия гравитационного поля. По параметрам [8] кора Курильской котловины соответствует субокеанической; скорости в АФ типичны для вулканитов слоя 2. Особенности вулканизма [5] свидетельствуют о заложении котловины на континентальной коре. Уже в позднем мезозое здесь сформировалась обширная впадина, в которой накапливались отложения нижнего слоя чехла. Граница R1 маркирует перерыв осадконакопления, связанный со среднеэоценовым тектоно-магматическим этапом развития Охотского моря, который фиксируется малоамплитудными (десятки–первые сотни метров) дислокациями осадочного слоя. Поздний эоцен-олигоцен характеризовались спокойной тектонической обстановкой при общем погружении котловины, в результате которого сформировалась акустически прозрачная толща слоя 3, которая может быть сопоставлена с нижней частью кремнистого комплекса Магаданской параметрической скважины [6]. Граница R2 маркирует перерыв осадконакопления, выше которого на склоне возвышенности Академии наук фиксируется контрастная толща (2-й слой чехла), содержащая повышенное количество пирокластики. Граница R3 маркирует кровлю контрастной толщи. В послезоценовое время отложения чехла накапливались в обстановке конседиментационного погружения впадины, захоронив ее первичный рельеф. Структуры, характерные для турбидитов и отложений транспорта масс, фиксируются во всех слоях чехла на склоне возвышенности Академии наук, указывая на нее как на основной источник поступления осадочного материала, начиная со среднего эоцена. Погружение впадины (при синхронном воздымании блоков Курильской гряды) ускорилось в плиоцене и, особенно, в плейстоцене [15], что проявилось в активизации вулканизма [5], формировании на склонах котловины олистолитов и преобладающем поступлении осадочного материала с Курильской гряды. В составе 1-го слоя чехла присутствуют конформные рельефу дна границы (BSR) – “силикатная” BSR в подошве этого слоя, обусловленная переходом опал А-СТ, и “га-

зогидратная” BSR в верхней части слоя, выявленная на некоторых профилях в абиссальной части котловины.

Таким образом, имеющиеся геолого-геофизические данные указывают на существование осадочного бассейна в пределах Курильской котловины уже в позднем мезозое. Этот бассейн заложился на континентальной окраине и претерпел существенные перестройки в среднем эоцене, позднем олигоцене, позднем миоцене и плейстоцене. Отложения чехла накапливались в обстановке конседиментационного погружения впадины. Наиболее существенные перерывы осадконакопления фиксируются в среднем эоцене и позднем олигоцене. Длительность эволюции Курильской котловины находит подтверждение и в строении акустического фундамента, в составе которого участвуют магматические породы от мелового до плейстоценового возраста.

Литература

1. Безверхний В.Л., Горовая М.Т., Маркевич В.С. и др. О возрасте Курильской глубоководной котловины (Охотское море) // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 5. С. 655–659.
2. Биккенина С.К., Аносов Г.И., Аргентов В.В., Сергеев К.Ф. Строение земной коры южной части Охотского моря по сейсмическим данным. М.: Наука, 1987. 87 с.
3. Веселов О.В., Грецкая Е.В., Ильев А.Я. и др. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря: к 60-летию основания Института морской геологии и геофизики ДВО РАН. М.: Наука, 2006. 130 с.
4. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 162 с.
5. Емельянова Т.А., Леликов Е.П., Съедин В.Т., Нарыжный В.И. Геология и особенности вулканизма дна Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 3–18.
6. Куликов Н.В., Деревскова Н.А., Мавринский Ю.С. Литология кайнозойских отложений североохотского осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1988. № 5. С. 59–66.
7. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона м-ба 1:2500000 М.: ИЛО-ВАН, 2000. 193 с.
8. Прокудин В.Г., Медведев С.Н. Новая скоростная модель земной коры Курильской котловины (Охотское море) // Физика геосфер. Седьмой Всероссийский симпозиум 5–9 сентября 2011 года: Материалы докл. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 368–374.
9. Прокудин В.Г. Скоростная модель земной коры и возраст Курильской котловины Охотского моря // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой. Mat. XLV Тектонич. совещ. М: ГЕОС, 2013. С. 172–176.
10. Сакулина Т.С., Каленич А.П., Атаков А.И. и др. Геологическая модель Охотоморского региона по данным опорных профилей 1-ОМ и 2-ДВ-М // Разведка и охрана недр. 2011. № 10. С. 11–17.
11. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы М.: Наука, 1976. 239 с.
12. Терехов Е.П., Цой И.Б., Вашенкова Н.Г. и др. Условия осадконакопления и история развития Курильской котловины (Охотское море) в кайнозое // Океанология. 2008. Т. 48, № 4. С. 615–623.
13. Туезов И.К., Снеговской С.С., Красный М.Л. Рельеф и природа сейсмоакустического фундамента южной части Охотского моря // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243, № 6. С. 1526–1529.
14. Харахинов В.В., Туезов И.К., Бабошина В.А. и др. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона М.: РАН, 1996. 333 с.
15. Boris V. Baranov, Reinhard Werner, Kaj A. Hoernle et al. Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // Tectonophysics. 2002. v. 350. P. 63–97.

О.В. Рыбас, Г.З. Гильманова

**ПРИМЕНЕНИЕ МУЛЬТИМАСШТАБНЫХ ЦВЕТНЫХ СИНТЕЗИРОВАННЫХ
ИЗОБРАЖЕНИЙ РЕЛЬЕФА ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Разработаны технология применения теории масштабного пространства для обработки цифровых моделей рельефа (ЦМР) и принципы построения синтезированных цветных изображений, состоящих из различных компонентов масштабных представлений. Применение теории масштабного пространства для выделения и анализа структур рельефа рассмотрено в связи с решением геологических задач.

Определимся с термином “масштабное пространство”. При исследовании сложных сигнальных последовательностей часто возникает задача, связанная с выделением их структур, т.е. частотных характеристик, инвариантов, связей между ними [6–9]. При этом структуры, выделенные из исходных данных, представленные в разном масштабе, с одной стороны, могут существенно отличаться друг от друга, а с другой – могут быть использованы как взаимодополняющие конструкции, позволяющие строить максимально полную картину характера исследуемого сигнала. Термин “масштаб” следует понимать в контексте точности представленной информации. Ниже рассматривается методика применения теории для выделения структуры рельефа по данным ЦМР.

Не вдаваясь в математические подробности (они описаны в статье [5]), рассмотрим основные положения этой теории, где объектом исследования послужили две ЦМР – SRTM03 (~90 м/пикс) и Aster_DEM (30 м/пикс).

Принятое обозначение для масштабного представления $L(x,y;t)$ означает результат свертки исходной 2-мерной поверхности $f(x,y)$ (т.е. ЦМР, в нашем случае) с ядром Гаусса $g(x,y;t)$ с масштабным параметром t . Таким образом, геометрический смысл этой операции – это сглаживание поверхности с определенным параметром масштаба t . При этом величина t связана с результатом операции $L(x,y;t)$ таким образом, что из исходного изображения $f(x,y) = L(x,y;0)$ удаляются все детали, чьи линейные размеры не превышают величин \sqrt{t} . Это позволяет, с одной стороны, избавиться от шумов исходного материала (или хотя бы существенно их ослабить), и с другой - произвести его генерализацию, т.е. оставить элементы рельефа такой линейной размерности, которая необходима на текущем этапе обработки.

Производная, по своему определению, является скоростью изменения функции. Частная производная по каждой из пространственных переменных для поверхности рельефа - это характеристика изменения высот по соответствующим направлениям. Для краткости запишем их L_x и L_y , тогда вектор $(L_x, L_y)^T$ – это градиент функции $L(x,y;t)$, который указывает направление наискорейшего роста функции в каждой точке (x,y) и чей модуль равен скорости ее изменения в этом направлении. Таким образом, градиент характеризует состояние поверхности, как по крутизне, так и по направлению склона (азимуту). Модуль градиента вычисляется по формуле

$$|\text{grad } L| = |\nabla L| = \sqrt{L_x^2 + L_y^2}.$$

Частные производные второго порядка обозначим L_{xx} , L_{yy} и L_{xy} . Существует достаточно большой набор основанных на них методов для анализа структуры сиг-

нала, но для анализа структуры рельефа интересен в первую очередь оператор Лапласа ($\nabla^2 L = L_{xx} + L_{yy}$). Следует отдельно отметить, что кроме масштабных представлений L и их производных различных порядков существуют более сложные объекты - это различные функции, где аргументом являются масштабные представления (назовем их операторы масштабного представления, или просто масштабные операторы). В эту категорию попадают модуль градиента $|\nabla L|$ и оператор Лапласа $\nabla^2 L$.

Необходимость использования мультимасштабного представления определяется тем, что для объектов реального мира не существует такого универсального масштаба, когда можно было бы выделить все элементы структуры в течение единственной серии преобразований. Чаще всего тонкие и точные особенности лучше проявляются при малых значениях сглаживающего параметра масштаба t , при этом теряются грубые формы. При увеличении t происходит генерализация обрабатываемой поверхности $f(x,y)$ с потерей детальности, но появляется возможность проявить более обобщенные структурные составляющие. Таким образом, произведя серию обработок поверхности $f(x,y)$ (это может быть модуль градиента, оператор Лапласа на поверхности Гаусса, любое другое преобразование) с различной степенью генерализации, получим серию результатов, которая может быть в свою очередь использована для дальнейшей обработки в аналитических системах (линеаменты, текстуры и др.).

Один из вариантов представления результатов – формирование синтезированных цветных изображений. Эти изображения уже не являются ЦМР, в них отсутствует высотная составляющая. В частности, для RGB-изображений каждым из цветовых каналов является масштабное представление исходного рельефа или его производные, каждый со своим масштабным параметром t . В конечном итоге требуется построить изображение, которое максимально наглядно выделяет и разделяет геологические или тектонические структуры. Опыт показал, что из множества видов масштабных представлений, их производных и операторов наиболее подходящими для этого оказались сглаженное исходное изображение $L(x,y;t)$ и два оператора: модуль градиента и оператор Лапласа.

Масштабы выбираются с линейно-убывающей детализировкой с учетом затрат ресурсов компьютера. В нашем случае использовались операторы – исходный рельеф, первая (модуль градиента) и вторая (оператор Лапласа) производные, и масштабные параметры t 1, 16 и 81. В зависимости от конкретных целей исследований, эмпирическим путем выбирается та или иная комбинация параметров (масштабы, операторы и цвета), позволяющая наилучшим образом дешифровать геологические объекты.

Ниже рассматриваются примеры геологического дешифрирования элементов различного облика – линеаментов и кольцевых структур.

Прекрасно выраженный линеамент – Ланский глубинный разлом в хр. Джагды. Этот хребет представляет собой сложно построенное покровно-складчатое геологическое сооружение (часть восточного сегмента Монголо-Охотской складчатой системы), сложенное средне- и верхнепалеозойскими и мезозойскими вулканогенно-осадочными формациями. На севере Ланским глубинным разломом он отделен от Верхнезейской и Удской впадин, выполненных кайнозойскими осадочными образованиями, и от палеозойско-мезозойских складчатых образований Ланского хребта. Ланский разлом сравнительно хорошо (для Д. Востока) изучен еще в 60-е гг. прошлого века, в

процессе государственной геологической съемки масштаба 1: 200 000 первого поколения [2; 3]. Докайнозойские движения по Ланскому разлому были взбросо-надвиговыми с большой левосдвиговой компонентой (хр. Джагды смещался к востоку).

Ланский разлом сейсмически активен в настоящее время, по нему хр. Джагды надвигается на расположенные севернее впадины; вдоль восточной части разлома заложена узкая тектоническая долина, по которой протекают р. Лан, ее правый приток и левый приток р. Шевли. Поэтому Ланский разлом прекрасно выражен на любых материалах аэро- и космических съемок. Поскольку разлом относится к категории глубинных, он представлен широкой зоной преобразованных пород, в пределах которой распространено большое количество разрывов разной протяженности и направления. Наиболее крупные из них имеют то же простирание, что и зона Ланского разлома в целом. По этой причине при составлении геологических карт всегда возникало сомнение – где именно проводить линию, обозначающую Ланский разлом, т.е. какой конкретно из картируемых дизъюнктивов считать магистральным разрывом.

Подобранные синтезированные изображения четко показывают, что в восточной части современные движения обрезают предгорный шлейф и, видимо, хорошо выраженный линеамент совпадает именно с магистральным разрывом. В западной части разлома магистральные разрывы перекрыты рыхлыми образованиями предгорного шлейфа и современного аллювия; здесь хорошо видны линеаменты – долины небольших водных потоков и водоразделы между ними. По-видимому, большей частью они определяются поверхностями сместителей сбросо-обвалов, по которым обрываются козырьки нависающей над впадинами части хребта при его воздымании, а обвалившиеся породы перекрывают поверхность сместителя Ланского разлома. Характерно, что в лежачем (северном) крыле разлома не просматриваются никакие структурные особенности рельефа. Это – явное свидетельство, что движется именно хр. Джагды, а Верхнезейская и Удская впадины в настоящее время не испытывают опускания.

На обработанных изображениях прекрасно выражены кольцевые хребты, оконтуривающие как интрузивные массивы (нередко жерловины вулканов), так и кальдеры различного типа. В качестве наглядного примера приведен кольцевой хребет на правом берегу р. Самарги [3]. Он оконтуривает практически идеально круговой (на уровне эрозионного среза) выход гранитов, окруженных полем верхнемеловых андезитов. Несомненно, хребет связан с кольцевым разломом – центральный интрузив и кольцо эффузивов имеют разный возраст и разный петрографический состав. Однако точное положение кольцевого разлома определить довольно трудно – нужно исследовать различные варианты синтезированных изображений, в том числе и трехмерные. На обработанных снимках очень эффектно выглядят поля четвертичных базальтов, а в их пределах – отпрепарированные вулканические конусы, причем последних выявляется существенно больше, чем в процессе полевых работ или дешифрирования аналоговых снимков.

Разработанная методика успешно применялась также для геолого-структурного районирования крупных блоков земной коры, изучения особенностей строения района взаимодействия Евразийской и Амурской плит, а также Южно-Синегорской впадины Ханкайского массива [1].

Применение теории масштабного пространства для обработки ЦМР дает хорошие результаты при решении задач геолого-структурного районирования. Интерпретация синтезированных изображений, полученных в результате обработки ЦМР, позволяет значительно более точно устанавливать размеры и взаимоотношения различных геологических объектов, а повышенная обзорность – увязывать разрозненные природные элементы в единое целое и распознавать большое количество однородных и разнородных геологических объектов.

Большой выбор комбинаций при создании синтезированного изображения дает возможность подбирать наиболее характерные варианты для решения конкретных задач не только тектоники и геоморфологии, но и других разделов геологии.

Литература

1. Горошко М.В., Гильманова Г.З. Использование анализа цифровых моделей рельефа при изучении металлогении Южно-Синегорской впадины Ханкайского массива // Вестник ДВО. 2012. № 6. С. 50–57.
2. Забродин В.Ю. Трещиноватость и кливаж в зоне Ланского разлома (хр. Джагды, Д. Восток) // Геотектоника. 1967. № 1. С. 107–111.
3. Забродин В.Ю., Турбин М.Т. Крупнейшие разломы западной части хр. Джагды (Д. Восток) // Геотектоника. 1970. №3. С. 104-114.
4. Назаренко Л.Ф. Геологическая карта Приморского края. Масштаб 1:1 000 000. Владивосток: СВПО. 1988.
5. Рыбас О.В., Гильманова Г.З.. Применение теории масштабируемого пространства для выделения и анализа структур рельефа по радиолокационным данным // Исследование земли из космоса. 2011. № 6. С. 45–52.
6. Koenderink J. J. The structure of images // *Biol. Cyb.* 1984. V. 50. P. 363–370.
7. Koenderink J.J., van Doorn A.J. Representation of Local Geometry in the Visual System // *Biol. Cyb.* 1987. V. 55. P. 367–375.
8. Romeny B. t. H. *Front-End Vision and Multi-Scale Image Analysis*. Kluwer. Springer. 2003. P. 484.
9. Witkin A. P. Scale-space filtering // *Proc. 8th Int. Joint Conf. Art. Intell.*, 1983. P. 1019–1022.

В.Н. Сеначин, О.В. Веселов, В.П. Семакин, Е.В. Кочергин

ЦИФРОВАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА

ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Охотское море является частью активного Азиатско-Тихоокеанского пояса, характеризующегося высокой сейсмичностью и активной вулканической деятельностью, что приводит к катастрофам глобального масштаба. По этой причине, на изучение активных окраин, включая Охотоморский сектор, уделяется много сил и средств как в России, так и за рубежом.

Использование современных компьютерных технологий в обработке геофизических данных, полученных в тот период, позволяют более глубоко изучить свойства геологических объектов, выявить их связи и взаимоотношения, и рассчитать модель глубинного строения. Однако, все эти данные представлены, как правило в аналоговом виде – в виде графиков на бумажном носителе, что значительно ограничивает возможности их количественной обработки и интерпретации. Поэтому, прежде чем использовать эти данные в компьютерной обработке в комплексе с другими данными, их нужно привести к единому цифровому виду.

В Институте морской геологии и геофизики в 2004–2006 гг. была проведена большая работа по проекту “Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря” [1], в результате выполнения которого был собран и обработан весь геолого-геофизический материал по строению данного региона. В настоящее время ведется работа по созданию на основе этого материала цифровой геолого-геофизической модели земной коры Охотоморского региона, которая должна включать данные по строению земной коры, геофизических полей (гравитационное, магнитное, тепловой поток) с элементами геологического строения и нефтегазоносности.

Методика оцифровки

Для этой цели весь геолого-геофизический материал, представленный главным образом на географических картах и разрезах, необходимо вывести на единую картографическую основу. Решение этой задачи проводится в несколько этапов

- 1) оцифровка изолиний на карте в масштабе планшета карты;
- 2) перевод координат планшета карты в относительные прямоугольные координаты Земли, соответствующие исходной проекции (Меркатора), умножая их на масштаб карты;
- 3) пересчет относительных прямоугольных координат Земли в географические координаты, используя соответствующие формулы преобразования;
- 4) пересчет географических координат в прямоугольные координаты выбранного планшета, если строится карта в другой картографической проекции.

В расчетах пространственного расположения глубин границ земной коры Охотоморского региона определяющий вклад был сделан В.А. Бабошиной с соавторами [2]. В исходных данных мы всегда имеем редкую сеть сейсмических профилей, недостаточную для определения глубины границ в заданном 3-мерном пространстве по стандартным алгоритмам. Однако располагаются они, как правило, в наиболее информативных областях. Авторы [2] сопоставили данные сейсмике с аномалиями гравитационного поля, по характеристикам аномалий поля провели районирование поля с выде-

лением отдельных провинций, в каждой из которых определили характер зависимости положения границ земной коры с гравитационными аномалиями. В результате была получена качественная и довольно подробная модель глубин границ земной коры.

Оцифровка изолиний проводилась с использованием свободно распространяемой программы Graf Digitizer, позволяющей выполнять эту работу на карте в ручном и полуавтоматическом режимах. Все оцифрованные данные сохранялись в отдельном файле программы Microsoft Excel. Дальнейшая их обработка и пересчет в географические координаты проводились средствами этой же программы с использованием формул и специально составленных макросов. Программа Microsoft Excel позволяет также контролировать правильность оцифровки данных, т.к. располагает средствами их графической визуализации.

После получения географических координат данные пересчитывались на равномерную сетку значений с использованием интерполяционных методов. Затем данные переводились в программу Surfer, позволяющей визуально контролировать всю выполненную работу.

Значения плотности в цифровых моделях определяются, как правило, по скоростям сейсмических волн. Известно много зависимостей пересчета скорости в плотности, и все они дают значения, существенно различающиеся между собой. Кроме того, из опыта гравитационного моделирования, выполненного одним из авторов, известно, что аномальные изменения плотностей, рассчитанных из сейсмических скоростей по известным зависимостям скорость-плотность, оказываются непомерно завышенными. Поэтому плотности в слоях земной коры (кроме осадочного) задавались постоянными значениями: “гранитный” слой 2.7 г/см^3 ; “базальтовый” – 2.95 г/см^3 . Плотность в осадочном слое задавалась зависимой от мощности в пределах от 2.0 г/см^3 до 2.45 г/см^3 .

Структура данных цифровой модели

Проведенный метод оцифровки позволил создать численную геолого-геофизическую модель земной коры Охотоморского региона на равномерной сетке географических координат в пределах от 43° до 63° северной широты и от 135° до 163° восточной долготы, с шагом 0.2° .

Все параметры, которые содержит данная модель, можно условно разделить на 3 группы: 1 – основные, 2 – дополнительные и 3 – данные, которые рассчитываются на основе основных и дополнительных данных. К основной группе относятся параметры, составляющие собственно саму земную кору: глубины границ, мощности и плотности слагающих кору слоев. В группу дополнительных отнесены геофизические поля. Эти параметры не относятся напрямую к строению земной коры, но, в комплексе с основными параметрами, позволяют извлекать дополнительную информацию как о земной коре, так и о нижележащих слоях. К рассчитываемым данным относятся параметры, которые получаются на основе обработки комплекса основных и дополнительных данных.

Таким образом, на современном этапе цифровая модель Охотоморского региона содержит следующие параметры

1. **Глубины границ земной коры:** (1) рельеф твердой поверхности; (2) кристаллический фундамент; кровля «базальтового» слоя; граница Мохо.

2. **Геофизические поля:** тепловой поток; аномалии гравитационного поля (в свободном воздухе; изостатические; мантийные), и аномалии свободной поверхности мантии.

Глубинное строение земной коры по сейсмическим данным

Верхний, “гранитно-метаморфический” слой консолидированной земной коры Охотоморского региона характеризуется пластовыми скоростями в диапазоне 5.0–6.6 км/с. Вещественный состав его гетерогенен, сформирован метаморфическими, магматическими и вулканогенно-осадочными породами. Мощности его максимальны в районах поднятий (до 12 км), а в прогибах существенно сокращаются или полностью редуцируются; как это имеет место в депоцентрах Южно-Охотского, Дерюгинского, Тинровского прогибов. В прогибах наблюдается монотонный переход осадочного слоя в “гранитно-метаморфический” без резкого изменения физических свойств пород.

Нижний, “гранулитно-базитовый” слой земной коры, на своей кровле характеризуется граничными скоростями от 6.8 до 7.2 км/с. Скорости в слое находятся в интервале 6.5–6.7 км/с, плотность пород – 2.9–3.1 г/см³. Подстиляется нижняя кора поверхностью Мохоровичича (М) с граничными скоростями от 7.6 до 8.1 км/с. Мощность “гранулитно-базитового” слоя достигает наибольших значений (15–20 км) в “континентальных” блоках о-вов Хоккайдо, Сахалин, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, п-ова Камчатка и в Центрально-Охотском поднятии, и существенно сокращается в пределах Дерюгинского, Тинровского и Южно-Охотского прогибов, причем в последнем мощность этого слоя минимальна (6–7 км).

Глубина положения поверхности Мохоровичича существенно изменяется в границах региона. Максимальные мощности коры (до 32 км) были отмечены в приматериковых частях моря, в частности, севернее о-ва Сахалин. Понижение мощности коры (до 22–24 км) происходит в центральных частях моря – юго-восточнее Шантарских островов, северо-западнее поднятия Академии Наук СССР, в районе Центрально-Охотского поднятия и т. д. Минимальными мощностями характеризуется кора Южно-Охотских прогибов, где она, по оценкам ряда исследователей, выделена в интервале глубин 13–6 км [3 и др.]. Глубина кровли консолидированной коры, имеющей сложный рельеф, изменяется от 1–2 до 5–7 км.

В пределах поднятия Курильской островной дуги на пересечении профилем 1-М о-ва Итуруп земная кора, как и в присахалинской части профиля 1-М, соответствует в целом континентальному типу. Она имеет мощность около 30 км, характеризуется наличием в верхней части слоя с $V_p = 2.0–2.3$ км мощностью 1.0–2.0 км и слоя с $V_p = 4.0–5.1$ км/с мощностью 4.0–4.5 км, составляющих осадочно-вулканогенный комплекс острова. “Гранитно-метаморфический” слой со скоростями пробега сейсмических волн 6.0–6.3 км/с имеет мощность 8–10 км и представляет верхнюю часть консолидированной коры. Нижняя часть – “базальтовый” слой – имеет мощность 12–16 км и характеризуется скоростями 7.0–7.1 км/с.

Комплексные сейсмические исследования методами ГСЗ, КМПВ, МОВЗ и МОВ, проведенные в районе Средних Курил [4], также позволили ревизовать прежде существовавшую модель строения земной коры этого региона. Согласно новым данным под о-вом Симушир модель коры представлена практически теми же слоями, что и под о-вом Итуруп, но они характеризуются более высокими V_p , что обусловлено, скорее всего, изменениями вещественного состава пород, вызванными внедрениями более основных пород. Мощность коры под средней частью Курильской островной дуги также находится в пределах 30 км.

Мощность земной коры в прилегающих к морю структурах характеризуется кон-тинентальным типом строения, достигая 35 км, а на отдельных участках до 40 км, что подтверждается новейшими сейсмическими исследованиями, в частности, по профилю 2-ДВ [5].

Резюмируя вышеизложенное, отметим, что прогибам в рельефе дна и в гипсометрии поверхности фундамента соответствует подъем границы М, утонение коры или резко градиентные зоны, тогда как поднятиям погружение границы М и увеличение мощности земной коры.

Аномалии геофизических полей

Аномалии в свободном воздухе. Аномальное гравитационное поле Охотского моря в редукции Фая в целом характеризуется слабopоложительным региональным уровнем около +20 мГал. При этом, в районах крупных подводных поднятий дна наблюдаются увеличение поля до +40 мГал; а в районах впадин, напротив, уменьшение до -20 мГал. Глубоководный желоб и островная дуга в аномалиях гравитационного поля проявляются интенсивными аномалиями разного знака, изменяющиеся от -300 до +200 мГал. В отличие от акватории Охотского моря Курильская островная дуга в гравитационном поле отражается полосой интенсивных положительных гравитационных аномалий, что показывает ее явную изостатическую нескомпенсированность.

Изостатические аномалии. В изостатических аномалиях гравитационного поля, как и в аномалиях в свободном воздухе, также наблюдается общее повышение поля на уровне около 20 мГал. С юго-востока Охотское море обрамляет зона 2-х смежных интенсивных аномалий: повышенного поля над Курильской островной дугой с максимумом выше +100 мГал, и пониженного до -200 мГал и более над Курильским глубоководным желобом. Максимум положительной аномалии смещен в сторону океана относительно Большой Курильской дуги; в южной части дуги он попадает на зону Малой Курильской дуги и ее подводное продолжение – хребет Витязя. Система островная дуга – глубоководный желоб явно нескомпенсирована изостатически и поддерживается в равновесии негидростатическими силами.

Тепловой поток (ТП). Тепловой поток Охотского моря в целом повышен. Особенно это проявляется в районах впадин, где он достигает 90–96 мВт/м². Несколько меньшее повышение значений теплового потока отмечается также в районах поднятий морского дна. Наибольшим повышением теплового потока характеризуется островная дуга, что связано с активными проявлениями островного вулканизма. Понижение поля до 30 мВт/м² наблюдается в районе Курило-Камчатского глубоководного желоба.

Литература

1. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука, 4006. 130 с.
2. Бабошина В.А., Терещенков А.А., Харахинов В.В. Глубинное строение Охотоморского региона по геофизическим данным М.: ВНИИЭГазпром, 1984. 44 с.
3. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 306 с.
4. Новые сейсмические данные о строении земной коры Центрального звена Курило-Камчатской островной дуги / Г.И. Аносов, В.В. Аргентов, А.В. Петров и др. // Тихоокеан. геология. 1988. №1. С.10–18.
5. Новые данные о глубинном строении земной коры Северо-Востока России по опорному профилю 2-ДВ / А.П.Симонов, Р.Г.Берзин, А.К.Сулейманов и др. // Разведка и охрана недр. 2003. № 5. с. 27–31.

А. В. Таранюк

**МАССОВАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ
ИССЛЕДОВАНИЙ ЗСБ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

*ОАО “Иркутскгеофизика”, Национальный исследовательский Иркутский государственный
технический университет, г. Иркутск,*

В данном материале мы постарались отразить результаты применения процедуры автоматической инверсии с целью осуществления интерпретации полевых геофизических данных, полученных при проведении электромагнитных разведывательно-поисковых исследований методом ЗСБ на территории Восточной Сибири. В качестве алгоритма обратной задачи используется инверсия Оккама [1], реализованная нами в виде динамически подключаемой библиотеки (DLL), также в данной библиотеке содержится процедура решения прямой задачи на основе алгоритма Кристенсена [2]. Предложенный Кристенсеном способ приближенного решения прямой задачи позволяет существенно увеличить скорость выполнения процедуры инверсии, во время выполнения которой требуется многократный вызов прямой задачи. Увеличенная скорость работы прямой задачи Кристенсена является следствием аппроксимации горизонтально-слоистой изотропной среды однородным эквивалентным полупространством и расчетом кривой становления поля от него. Подробности программной реализации данных алгоритмов опустим, поскольку детали неоднократно докладывались на различных конференциях, например, [3, 4]. Обратим внимание только на общую теоретическую информацию и конечные результаты.

Широко известно, что алгоритмы решения обратных задач не идеальны и способны выдавать результаты слабо соответствующие действительности. Причиной этого являются не идеальность данных, содержащиеся в них помехи, а также погрешности вычислений и использование неудачной стартовой модели и т. д. Все это способствует тому, что в конечном итоге результат применения процедуры инверсии будет неточным, либо эквивалентным, а в некоторых случаях полностью противоположным в сравнении с имеющимся представлением о строении искомой модели, основанном на данных каротажа и результатах комплексирования. Вместе с этим, введение априорной информации, геологической или математической, способно сузить область искомых решений. Первый из упомянутых типов априорной информации подразумевает использование данных о глубинах залегания и мощностях отдельных слоев, а также о допустимых диапазонах изменения электрического сопротивления, характерных для тех или иных пород. Математическая априорная информация может отражать тип искомой модели, присутствие эффектов вызванной поляризации в отдельных слоях. Детальность модели, другими словами количество присутствующих в ней слоев, также является математической априорной информацией и влияет на результаты работы процедуры решения обратной задачи, что достигается за счет выделения и учета при моделировании слабых, но контрастных структур в осадочном чехле. Основными преимуществами использования инверсии Оккама являются свойственные данному методу поиск решений в области “гладких” моделей и повышенная скорость работы, позволяющая интерпретировать эталонные кривые становления детальными тонкослойными моделями.

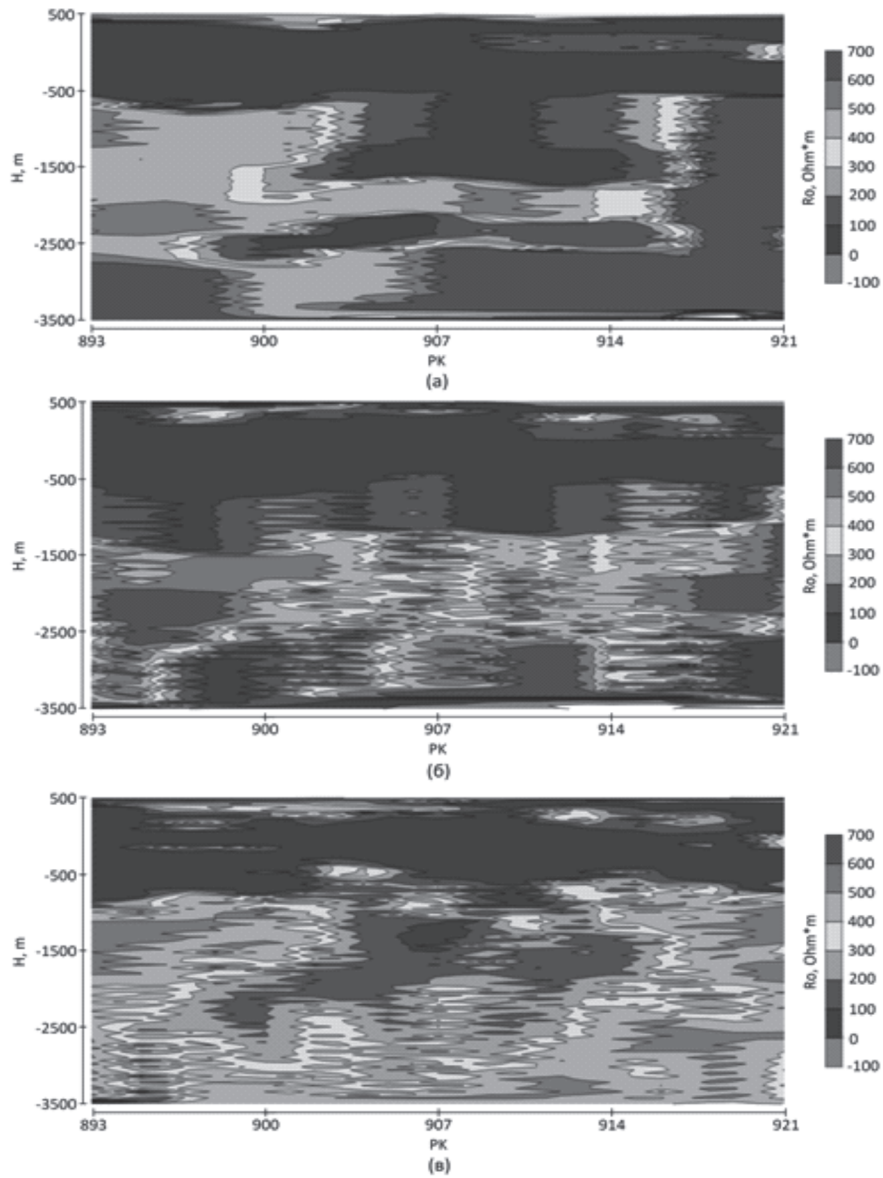


Рис. 1. Ручная интерпретация профиля ЗСБ (а), автоматическая интерпретация с привлечением геологической априорной информации об уровнях залегания отдельных горизонтов (б), автоматическая интерпретация полевого материала 40-слойными моделями без привлечения геологической априорной информации (в).

Ни рис. 1 представлены результаты, полученные в ходе выполнения ручной интерпретации небольшого профиля ЗСБ, а также путем применения процедуры автоматической инверсии для соответствующей группы отработанных пикетов.

Однако за счет такой ограниченности конечный результат автоматической интерпретации имеет значительные неточности в сравнении с известной каротажной информацией (рис. 1а). Этого нельзя сказать о полученных 40-слойных моделях (рис. 1в). Относительно фундамента, имеющегося на подобранных вручную моделях, следует сказать, что его присутствие никак не проявляется при выполнении процедуры прямого моделирования, ввиду, по всей видимости, недостаточной продолжительности регистрируемых изменений электромагнитного поля в среде. Этим объясняется его отсутствие при рассмотрении результатов автоматической инверсии по профилю.

Отдельно стоит остановиться на времени, требующемся для решения обратной задачи электроразведки с применением инверсии Оккама и прямого моделирования приближенным методом Кристенсена на компьютере средней мощности. Автоматическая интерпретация одного отработанного пикета с учетом априорной информации об уровнях залегания 10–12 отдельных горизонтов выполняется в среднем за 1,5–2 секунды, интерпретация наблюдаемого сигнала посредством 40-слойной модели составляет около 10–11 секунд. Таким образом, представленный на рис. 1в разрез, состоящий из 29 пикетов, был получен примерно за 5 минут. С учетом этой информации трудно недооценить преимущества использования программно-реализованных алгоритмов решения прямой и обратной задач, учитывая необходимость значительно большего времени для ручной интерпретации этого набора данных.

Литература

1. Steven C. Constable, Robert L. Parker, Catherine G. Constable. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*. Vol. 52, No. 3 (March 1987). P. 289–300.
2. Niels B. Christensen. A generic 1-D imaging method for transient electromagnetic data. *Geophysics*. Vol. 67, No. 2 (March-April 2002). P. 438–447.
3. Таранюк А.В. Автоматическая инверсия Оккама с использованием алгоритма Кристенсена в задачах рудной геофизики. Четырнадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник науч. Материалов, Пермь, 18–22 марта 2013 г. Пермь: ГИ УрО РАН. 2013. С. 243–247.
4. Таранюк А.В. Исследование зависимости глубины проникновения электромагнитного поля от параметров модели среды при решении прямой задачи МПП с использованием приближенного алгоритма Кристенсена. XII международная конференция "Геоинформатика: теоретические и прикладные аспекты", Киев, 13–16 мая 2013 г. Тезисы опубликованы в электронном виде. С. 1–6.

**А.В. Черемных, А.А. Бобров, А.С. Черемных, Р.М. Зарипов,
А.К. Семинский**

**ДЖИДИНО-УДИНСКАЯ РАЗЛОМНАЯ ЗОНА (БАЙКАЛЬСКИЙ РЕГИОН):
ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА И ГАЗОВЫЕ ЭМАНАЦИИ**

Институт земной коры СО РАН, г.Иркутск

Введение

Джидино-Удинская разломная зона расположена в Западном Забайкалье и является элементом трансрегионального Джидино-Витимского глубинного разлома. Последний, протяженностью около 1000 км, проходит вдоль юго-восточных склонов хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы до среднего течения р. Витим [1]. Разлом прослежен геофизическими методами, в частности, по наличию гравитационной ступени и резкого изменения значений магнитного поля [1–3 и др.]. Геофизические исследования показали, что он пересекает земную кору на всю мощность, разделяя тектонические блоки отличающиеся историей геологического развития [3]. Кроме того, в зоне влияния Джидино-Витимского глубинного разлома наблюдаются выходы радоновых вод (Халютинский аршан и др.) указывающие на значительную глубину проникновения дизъюнктива в земную кору. Джидино-Удинская разломная зона как элемент глубинного разлома весьма интересна для исследования тектоники, внутренней структуры и газовых эманаций в её пределах.

Методы исследования

При проведении исследования применены геолого-структурные, геофизические и геоморфологические подходы. На региональном уровне подобное комплексирование методов, позволяющих оценить характер нарушенности земной коры разрывами, апробировано при изучении межблоковых разломов северо-западного плеча Байкальского рифта [5].

Геоморфологические методы применялись в дистанционном варианте (линеamentный анализ и вычисление градиента рельефа на базе цифровых моделей Aster GDEM2 [4] с построением соответствующих карт) и в экспедиционном (топографическая съемка на двух участках юго-восточного склона хребта Улан-Бургасы с последующей обработкой количественной информации).

Геолого-структурные исследования проведены в серии точек наблюдения, расположенных вдоль простираения Джидино-Удинского разлома на отрезке от с. Каленово на юго-западе до с. Унэгэтэй на северо-востоке. Стандартное описание геологической структуры в каждой точке сопровождалось массовым замером разрывов и трещиноватости горных пород, а также документацией специфических структурных форм (штрихи скольжения, смещения маркеров и т.п.), что позволило применить тектонофизические методы при обработке материала [6, 7].

Эманационные исследования проведены с помощью двух приборов: радиометр радона РРА-01М-03 и комплекс измерительный для мониторинга радона «КАМЕРА-01». Кроме измерения объемной активности радона в почвенном воздухе было проведено опробование выходов на дневную поверхность подземных вод на содержание в них радона и гелия.

Геофизические исследования в зоне Джидино-Удинского разлома проведены на двух участках юго-восточного склона хребта Улан-Бургасы вблизи населенных пунктов Онохой-Шибирь и Хара-Шибирь. На участках, по профилям поперек разломного уступа, проведена томография с помощью многоэлектродной электроразведочной станции «Скала-48». Используемая нами установка позволила изучить строение разреза до глубины 40 метров.

Наши исследования выявили некоторые особенности внутренней структуры, напряженно-деформированного состояния и дегазации зоны Джидино-Удинского дизъюнктива.

Результаты работ

Первые особенности внутренней структуры дизъюнктива выявлены еще на основе линеаментного анализа. Отмечено преобладание линеаментов северо-восточного и северо-западного простирания. Менее проявлены субмеридиональные линейные формы рельефа. В целом зона выделяется в рельефе резким градиентом высотных отметок. Наиболее высокий градиент, как и следовало ожидать, отмечается у юго-восточных склонов хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы. Обработка топографических профилей в пределах детальных участков показала, что градиент рельефа в пределах тектонического склона хребта распределен неравномерно и кроме основного перегиба рельефа фиксируются его локальные вариации, вероятно связанные с сопутствующими разрывами зоны главного разлома.

Структурно-парагенетический анализ разрывов и трещиноватости горных пород позволил выявить в Джидино-Удинской зоне четыре ранга дизъюнктивных дислокаций и установить наиболее характерное сочетание последних. Изучено 23 зоны скалывания четвертого (локального) уровня, систематизация которых по ориентировке установила наличие пяти направлений разрывов третьего уровня (рис. 1 А). Структурно-парагенетический анализ, проведенный для этих разрывов третьего уровня показал, что наиболее проявлен парагенезис (ПГ) номер VII (10 решений), соответствующий сбросу второго уровня с простиранием 50° (рис. 1 Б, В). Другим распространенным парагенезисом третьего уровня является левый сдвиг с простиранием 290° (ПГ-IV), который также обеспечен 10 решениями, но с меньшим количеством реконструкций, отвечающих сместителю разлома (2 решения № 13 и № 19). В связи с чем, в дальнейшем анализе, рассматривается левосторонний сдвиг второго уровня запад-северо-западного простирания. Разломные зоны третьего уровня, представленные ПГ-III и ПГ-V (9 и 8 решений соответственно) являются дизъюнктивами, образующими внутреннюю структуру уже установленных зон сброса и сдвига второго уровня (рис. 1). Наиболее проявленные зоны второго порядка охватывают 16 из 23 решений. Дальнейший парагенетический анализ выявил еще четыре вероятных разломов второго уровня. Это сброс с ориентировкой 70° , субширотный сброс, взброс – 70° и левосторонний сдвиг с простиранием 50° . Результаты анализа показали что, в зоне Джидино-Удинского разлома широко развиты сбросы с простиранием 50 , 70 и 90° , отражающие сегментное строение дизъюнктива. Парагенезисам выявленных сбросов удовлетворяет $>50\%$ решений о зонах скалывания четвертого уровня. Вероятно, разлом был подновлен в кайнозойе, при рифтогенезе, т.к. сбросы зафиксированы и в слабосцементированных породах Иволгинской и Удинской впадин. Кроме того, на разных этапах, разлом развивался как взброс и сдвиг с левосторонней компонентой смещения. Таким образом, Джидино-Удинский дизъюнктив характеризуется сложной иерархической внутренней

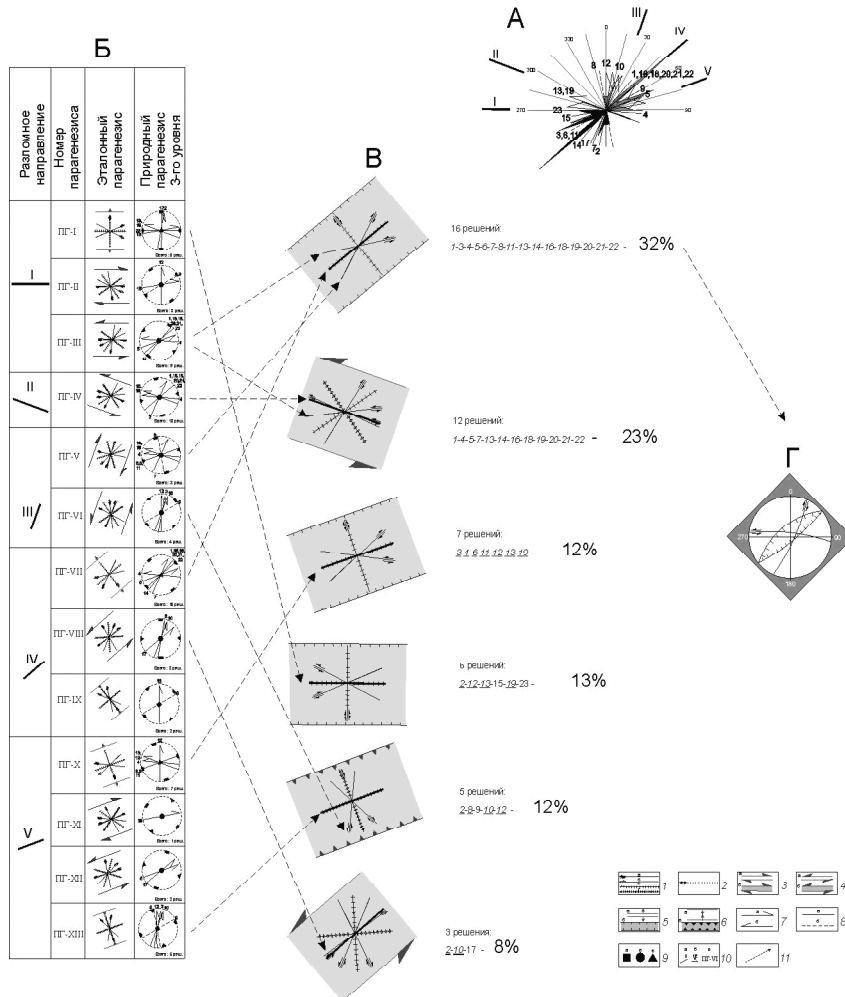


Рис. 1. Структурно-парагенетический анализ разрывов Джидино-Удинской зоны. I – система разрывных структур с левосдвиговым (а), правосдвиговым (б), сбросовым (в) и взбросовым (г) перемещением крыльев; 2 – системы разрывов одинаковой ориентировки, но с разным характером перемещения крыльев; 3–6 – зоны 3-го (а) или 2-го (б) региональных уровней иерархии: правый сдвиг (3), левый сдвиг (4), растяжения (5) или сжатия (6) земной коры; 7–8 – ориентировка и тип зоны скалывания 4-го уровня: 7 – право- (а) или лево- (б) сдвиговая; 8 – сбросовая (а) или взбросовая (б); 9 – выходы на верхнюю полусферу осей главных напряжений $\sigma_{расг.}$ (а), σ_2 (б) и $\sigma_{сж.}$ (в); 10 – нумерация разломных направлений (а), решений о зоне скалывания на локальном уровне (б) и парагенезиса разрывных структур 3-го регионального уровня (в); 11 – шаги анализа (пояснения в тексте).

структурой и разнонаправленными перемещениями крыльев магистрального шва на разных этапах формирования дислокации.

Электротомография подтвердила сложное внутреннее строение зоны у магистрального шва Джидино-Удинского разлома. Основной сместитель наблюдается у подножья склона и характеризуется резким изменением проводимости горных пород на геоэлектрическом разрезе, что, вероятно, связано со значительной мощностью об-

ломочных образований под склоном и интенсивным разрушением пород висячего крыла разлома. Однако и в пределах лежащего крыла разлома, на тектоническом склоне, в кристаллических горных породах наблюдаются частные сместители, выраженные на разрезе областями пониженных сопротивлений. Кроме того, результаты томографии отражают фундаментальную особенность разломных зон - увеличение плотности сопутствующих разрывов вблизи магистрального сместителя.

Исследования концентраций радона в подпочвенном воздухе показали, что объемная активность этого газа варьирует в широких пределах от достаточно невысоких содержаний (~200 Бк/м³) до значительных концентраций (~148 000 Бк/м³). В выходах подземных вод наибольшее зафиксированное нами значение объемной активности радона составило ~350 Бк/л. Повышенные и высокие концентрации радона в подпочвенном воздухе зафиксированы в основном вблизи юго-восточных склонов хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы. Здесь же выявлена высокая концентрация гелия в одном из выходов подземных вод у подножья склона хребта, что косвенно указывает на местоположение магистрального сместителя Джидино-Удинского разлома и подтверждает значительную глубину его заложения. Однако выходы на поверхность радоновых вод наблюдались на некотором удалении (несколько километров) от уступа вглубь хребта. Кроме того, исследования на детальных участках показали, что максимум аномалий радона в подпочвенном воздухе, как правило, смещен в сторону тектонического уступа (поднятого крыла разлома). Вероятно, эта особенность связана со значительной составляющей непроницаемых для газа продуктов выветривания (глин) в нижней части склона хребта, и лишь на склоне, где преобладает обломочный материал и глин становится меньше, устраняется препятствие для газовых эманаций.

Комплексный подход в исследовании Джидино-Удинского дизъюнктива позволил установить палеотектонические обстановки формирования этой дислокации, некоторые особенности внутренней структуры зоны и количественно охарактеризовать газовые эманации в её пределах.

Авторы благодарны заведующему лабораторией тектонофизики ИЗК СО РАН, д. геол.-минер. наук К.Ж. Семинскому за постановку проблемы, методические рекомендации по сбору и обработке материала, а также обсуждение результатов исследования. *Работа выполнена при поддержке СО РАН (ОНЗ-7.6) и РФФИ (проект №12-05-00322).*

Литература

1. Булгатов А.Н., Булнаев К.Б., Очиров Ц.О., Турунхаев В.И. Тектонические разломы Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978, 112 с.
2. Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
3. Очиров Ц.О. Блоковая тектоника Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 199 с.
4. <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp>
5. Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Бурзунова Ю.П. Межблоковые зоны северо-западного плеча Байкальского рифта: результаты комплексных геолого-геофизических исследований по профилю п. Баяндай м. Крестовский // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 2. С. 250–269.
6. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60–72.
7. Семинский К.Ж., Черемных А.В. Трещинные сети и напряженное состояние кайнозойских осадков Байкальского рифта: новые возможности структурно-парагенетического анализа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 3. С. 450–469.