

УДК 551.243

**Стадии деформаций и механизм формирования структуры восточного склона Южного Урала на этапе общей коллизии**

*С.Е. Знаменский, (347)27282587, [Znamensky\\_Sergey@mail.ru](mailto:Znamensky_Sergey@mail.ru)*

*Учреждение Российской академии наук Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, Россия*

Предложены различные модели развития Южного Урала на этапе позднепалеозойской коллизии Восточно-Европейского и Казахстанского континентов [1-4 и др.]. Инвариантность геодинамических схем во многом обусловлена слабой изученностью тектоники региона современными методами структурного анализа. Автором выполнены систематические структурные и тектонофизические исследования в Магнитогорской и Восточно-Уральской (Урало-Тобольской) мегазонах. По результатам исследований выделены и охарактеризованы две главные стадии тектонических деформаций позднепалеозойского возраста: 1) надвигообразования ( $C_2$ ) и 2) сдвигообразования в режиме левосторонней транспрессии ( $C_2-P$ ). Тектонические структуры, образовавшиеся на этих стадиях, в значительной степени определяют современное строение восточного склона (палеоокеанического сектора) Южного Урала.

На первой стадии тектогенеза образовались надвиговые нарушения, имеющие в Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазонах разную глубину заложения. Тектонические деформации концентрировались в структурных швах, ограничивающих крупные блоки с различным типом строения земной коры, в значительно меньшей степени воздействуя на внутренние зоны блоков. Дискретный стиль тектоники особенно ярко проявился в Магнитогорской мегазоне. Наиболее интенсивным надвиговым деформациям подверглись фланги мегазоны в краевых зонах Главного Уральского (ГУР) и Восточно-Магнитогорского (ВМР) разломов. В этих зонах образовались высокоамплитудные надвиги встречного падения, вследствие чего мегазона приобрела общее синформное строение. Судя по материалам профиля Уралсейс, краевые коллизионные надвиги имеют листрическую форму (с крутым наклоном вблизи земной поверхности и пологим залеганием на глубоких горизонтах) и глубину заложения не более 25-30 км, т.е. относятся к внутрикоровым разломам [5].

Для внутренних частей Магнитогорской мегазоны характерны «тонкокожие» близмеридиональные надвиги и взбросы с амплитудой смещения в первые км, сопровождающиеся подчиненными трансферными разломами и складки преимущественно открытого типа (рис. 1 А).

В Восточно-Уральской мегазоне главные тектонические события на первой стадии деформаций связаны с формированием в шовных зонах, ограничивающих Восточно-Уральское и Зауральское поднятия (микроконтинентальные блоки), общекоровых Карталинского и Николаевского (Денисовского) разломов западного падения (рис. 2 А). На профиле Уралсейс разломы коррелируются с мощными сериями рефлекторов, прослеживающимися через всю земную кору до гигантского срыва вдоль границы МОХО. На поверхности они выражены зонами меланжа с проявлениями дислокационного метаморфизма высоких давлений [1]. На основании общегеологических данных Карталинский и Николаевский разломы предыдущими исследователями были отнесены к надвигам [1, 2]. Структурные наблюдения, выполненные в зоне Новониколаевского разлома – одного из наиболее крупных надвигов Карталинской зоны подтвердили этот вывод [6].

Из-за крайне плохой обнаженности территории Восточно-Уральского и Зауральского поднятий разрывные нарушения, в т.ч. надвиговые (взбросовые) структуры изучены в их пределах недостаточно полно.

На западном фланге Восточно-Уральского поднятия к надвиговым структурам первой стадии тектогенеза относится хорошо доказанный Сухтелинский покров [3], по-видимому, имеющий корни в Магнитогорской синформе [2].

На площади Зауральского поднятия детально разбурена крупная надвиговая структура – Джетыгаринско-Буруктальская синформа близмеридионального простираения. Крылья синформы образуют чешуйчатые надвиги и взбросы, падающие к ее центру.

Распределение локальных полей палеонапряжений, реконструированных в ряде пунктов по разрывам надвигового парагенезиса [7], указывает на условия регионального близширотного сжатия восточного склона южного Урала на первой стадии тектогенеза (рис. 1 А, 2 Б).

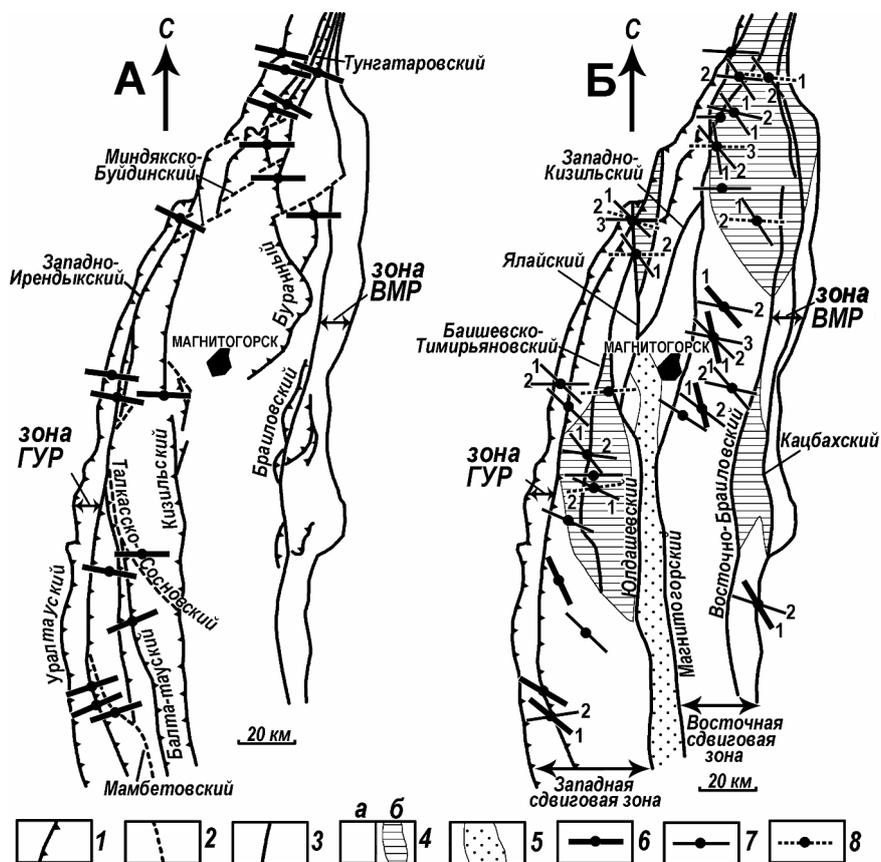


Рис. 1. Схемы ориентировки осей  $\sigma_3$  локальных полей палеотектонических напряжений на стадиях надвигообразования (А) и сдвигообразования в режиме левосторонней транспрессии (Б) в пределах Магнитогорской мегазоны [5].

1 – надвиги и взбросы; 2 – трансферные разломы; 3 – левые сдвиги и взбросо-сдвиги; 4 – области с преобладающим транспрессивным режимом развития (а) и дуплексы растяжения (б), 5 – компенсационный прогиб ( $C_2$ ); 6–8 – оси  $\sigma_3$  локальных полей палеонапряжений надвигового (6), сдвигового (7) и сбросо-сдвигового или сдвиго-сбросового (8) типов (арабскими цифрами обозначены фазы деформаций от ранних к поздним).

На второй стадии тектогенеза палеоокеанический сектор Южного Урала развивался в режиме транскуррентного левого сдвига. Региональное поле палеотектонических напряжений эволюционировало во времени. Генеральная тенденция заключалась в развороте в течение нескольких (не менее трех) фаз деформаций направления регионального стресса против часовой стрелки (рис. 1 Б, 2 Б). Кроме того тектонические процессы на фоне общей левосторонней транспрессии отличались значительными вариациями типов локальных полей палеонапряжений по латерали.

В начальные фазы тектонических деформаций сформировались крупные левые сдвиги и взбросо-сдвиги близмеридионального простирания а также произошла активизация ранее образованных взбросо-надвиговых нарушений, испытавших движения с левым знаком. Реконструированные левосторонние смещения реконструированы по всем изучавшимся крупным надвигам и взбросам Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон.

Наиболее интенсивным сдвиговым деформациям подвергся восточный фланг транскуррентного разлома на площади Восточно-Уральской мегазоны. В пределах мегазоны в на-

чальные фазы левосторонней транспрессии заложились региональные и трансрегиональные левые сдвиги и взбросо-сдвиги (Джетыгаринско-Троицкий разлом и его ветви, Тобольский взбросо-сдвиг и др. [6]). Левосторонние разломы концентрируются в шовных зонах, ограничивающих Восточно-Уральский и Зауральский микроконтинентальные блоки. Внутри микроконтинентальных блоков к крупным разрывным структурам, образовавшимся под действием деформаций левосторонней транспрессии, принадлежит магмаконтролирующая зона растяжения северо-западного простирания, выделенная Г.Б. Ферштатером [8] в Восточно-Уральском поднятии. Эта структура вмещает concentрически зональные массивы Степнинского монцодиорит-гранитного комплекса (Р).

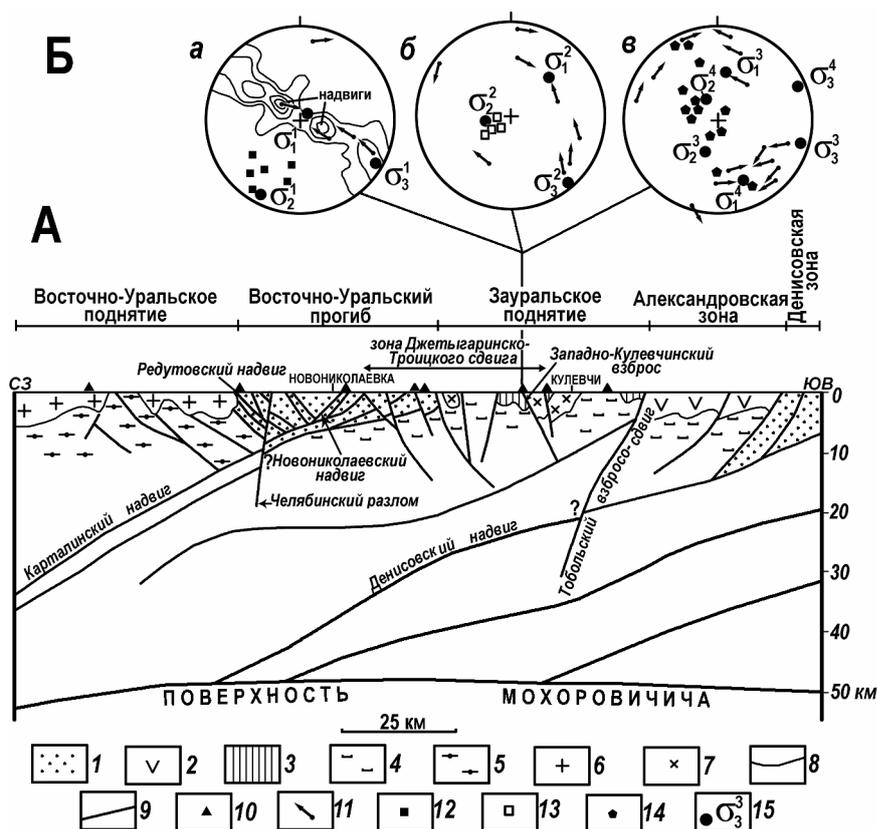


Рис. 2. Схематический разрез Восточно-Уральской мегазоны по профилю Уралсейс (А) [6].

На врезке Б показаны диаграммы (сетка Вульфа, верхняя полусфера): а – трещиноватости (51 замер, изолинии соответствуют 1-2-3-5%), б и в – векторов смещения висячих крыльев разрывов. Замеры выполнены в зоне Западно-Кулевчинского взброса.

1 – меланжированные офиолитовые, вулканогенные и осадочные комплексы (Pz); 2 – вулканогенные формации андийского типа (C<sub>1</sub>); 3 – терригенно-карбонатные толщи (C<sub>1</sub>); 4–5 – докембрийские комплексы фундамента Зауральского (4) и Восточно-Уральского (5) микроконтинентов; 6 – позднепалеозойские граниты Джабыкского массива; 7 – интрузивные массивы тоналит-гранодиоритовой формации (C<sub>1</sub>); 8 – геологические границы; 9 – разломы; 10 – пункты структурных наблюдений; 11–15 – на диаграммах: 11 – векторы смещения висячих крыльев разрывов, 12–14 – шарниры складок, сформировавшихся на стадиях надвигообразования (12), сдвигообразования в режиме левосторонней (13) и правосторонней (14) транспрессии; 15 – здесь и на других рисунках оси главных нормальных напряжений:  $\sigma_1$  – максимальных,  $\sigma_2$  – средних и  $\sigma_3$  – минимальных (верхним индексом обозначены стадии тектонических деформаций: 1 – стадия надвигообразования, 2–3 – ранняя и поздняя фазы стадии сдвигообразования в режиме левосторонней транспрессии, 4 – стадия сдвигообразования в режиме правосторонней транспрессии).

Западный фланг транскуррентного разлома в пределах Магнитогорской мегазоны дислоцирован в меньшей степени. Для него характерны сдвиги и взбросо-сдвиги регионального и локального уровней, которые вместе с активизированными взбросо-надвиговыми нарушениями формируют две близмеридиональные сдвиговые зоны транспрессивного типа (рис. 1 Б). Транспрессивные структуры разделены в осевой части мегазоны компенсационным прогибом, заполненным осадочными комплексами ( $C_2$ ). Обе зоны включают подчиненные участки с транстенсивным режимом развития – дуплексы растяжения [9]. Строение преобладающих транспрессивных интервалов разломных зон определяют близмеридиональные взбросо-сдвиги, северо-восточные и субширотные надвиги, взбросы, сдвиго-надвиги, сдвиго-взбросы и конические складки. Дуплексы, имеющие в плане линзовидную конфигурацию, нарушены разломами, главным образом, зонами малоамплитудных сдвигов и косых разрывов (часто сбросо-сдвигов) близмеридионального, северо-западного и в меньшей степени восток–северо-восточного простираний, которые аппроксимируются L-сдвигами, R- и R'-сколами Риделя соответственно. Эти зоны вначале контролировали размещение позднепалеозойских комплексов малых интрузий и даек, а впоследствии – золотого оруденения.

С поздними фазами транспрессивных деформаций связаны неоднократная активизация всех ранее сформированных разломов Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон, а также образование парагенезисов локальных в основном сдвигового типа.



Рис. 3. Главнейшие структуры земной коры на профиле Уралсейс (по данным В.Н.Пучкова [2] с дополнениями и изменениями автора).

1 – разломы (названия даны курсивом) и направления смещений по ним; 2 – граница МОХО по данным МОВ; 3 – граница МОХО по данным широкоугольной сейсмоки; 4 – переходная зона на границе МОХО (зона коро-мантийного перемешивания ?); 5 – кровля архейско-раннепротерозойского фундамента Восточно-Европейской платформы; 6 – кровля рифейского разреза; 7 – кровля фундамента островной дуги; 8 – подошва каменноугольных отложений; 9 – граниты Джабыкского массива; 10 – направления силового воздействия Восточно-Европейского и Казахстанского континентов.

Асимметричное строение и дискретный стиль тектоники восточного склона Южного Урала, по нашему мнению, в значительной мере обусловлены механизмом коллизионных деформаций, а именно способом приложения тектонических сил. По-видимому, при коллизии Восточно-Европейской и Казахстанской плит сжатие испытывал не весь вертикальный разрез литосферы, заключенный в межплитном пространстве. Силовое воздействие осуществлялось на подошву определенных слоев литосферы. Такой способ деформации известен в литературе как «активный» [10]. Особенности строения южноуральского орогена позволяют предполагать, что формирование надвиговых коллизионных структур Магнитогорской синформы связано с широтным силовым воздействием Восточно-Европейской платформы, осуществлявшееся в процессе поддвига по пологому срыву (детачменту). Срыв развит внутри фундамента платформы и в пределах западного склона Южного Урала оперяется сверху системой чешуйчатых листрических надвигов [2] (рис. 3). В Магнитогорской синформе уровнем

детачмента ограничена глубина проникновения коллизионных разломов зон ГУР и ВМР.

Надвиговые дислокации в Восточно-Уральской мегазоне сформировались под влиянием Казахстанского континента. Вероятно, здесь «работал» механизм двухъярусной тектоники литосферных плит [11]. Ортогональная коллизия осуществлялась путем воздействия на подошву земной коры мантийной части литосферы при ее смещении по коровому астеносферному слою. Срыв земной коры с мантийного основания зафиксирован в этой части Южного Урала профилем Уралсейс.

На второй стадии тектогенеза восточный склон Южного Урала испытывал косо направленное давление, главным образом, со стороны Казахстанского континента.

В дальнейшей истории развития восточного склона Южного Урала наиболее отчетливо выражена стадия сдвиговых деформаций, протекавших в условиях правосторонней транспрессии. Существенного влияния на общую структуру региона деформации этой стадии не оказали. Возможно, структурообразующие обстановки правосторонней транспрессии отражают древнекиммерийскую внутриконтинентальную коллизию, основным событием которой на Урале было формирование Пайхойско-Новоземельского складчатого пояса северо-западного простирания.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд. лет) и строение Урала: Дис. д-ра геол.-мин. наук в форме научного доклада / ИГиГ УНЦ РАН. Екатеринбург, 1998. 252 с.
2. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
3. Тевелев Ал.В. Средне-позднепалеозойское развитие Урало-Казахстанской складчатой системы: Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук / МГУ. М., 2003. 48 с.
4. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 203 с.
5. Знаменский С.Е. Структурная эволюция Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) в позднем палеозое // ДАН. 2008. Т. 420. № 1. С. 85-88.
6. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Структурные парагенезисы и фазы деформаций Восточно-Уральской мегазоны на широте профиля Уралсейс (Urseis –95) // Геологический сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2006. С. 18-29.
7. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: «Наука», Сиб. отд-ние, 1989. 158 с.
8. Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62-85.
9. Woodcock N.H., Fisher M. Strike-slip duplexes // J. of Structural Geology. 1986. V. 8. № 7. P. 725-735.
10. Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия / С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков и др. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1994. 263 с.
11. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.

\*\*\*\*\*

УДК 551.240(5)

**Современная геодинамика района Нурина землетрясения  $M=6.6$  (Памиро-Алай)**

*А.В. Зубович, А.В. Миколайчук, З.А. Кальметьева, О.И. Мосиенко*

*Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли, Бишкек, Кыргызстан*

5 октября 2008 года в 15 часов 52 минут по Гринвичскому времени в восточном сегменте Алайской долины (Кыргызстан) произошло сильное землетрясение, приведшее к трагическим последствиям: полностью разрушен поселок Нура, имеются многочисленные человеческие жертвы. Координаты эпицентра основного толчка составили  $\varphi = 39.55^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 73.876^\circ$  в.д.,  $M = 6.6$ .

Нурина землетрясение произошло при перемещении Заалайского хребта по надвигу на Алайскую впадину вследствие северо-северо-западных сжимающих напряжений, обусловленных движением Индийской плиты на север со скоростью  $\sim 35$  мм в год относительно Евразийской плиты [1]. Основными морфоструктурными элементами данного региона являются Алайская впадина и обрамляющие ее Алайский и Заалайский хребты (рис. 1, 2).

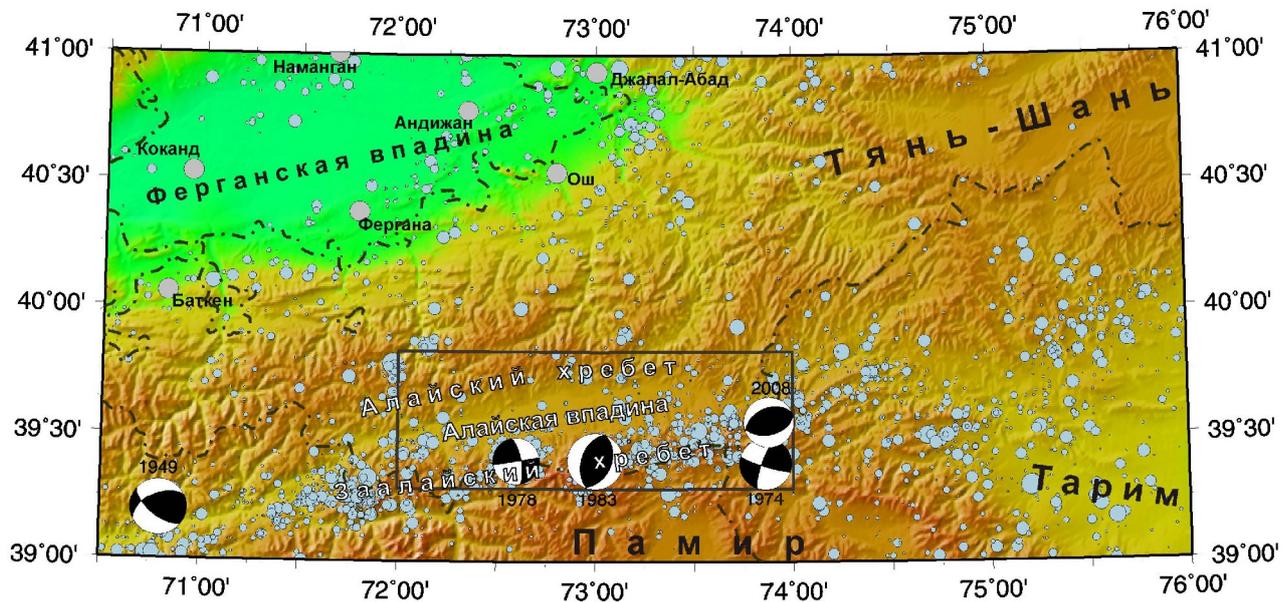


Рис. 1. Рельефная карта региона Северного Памира и Южного Тянь-Шаня. Голубые кружки – слабая сейсмичность за 2001-2005 годы (данные Института сейсмологии НАН КР), черно-белые мячики – механизмы очагов сильных землетрясений (данные NEIC), рамка – район исследования рис.2.

Алайский хребет представлен палеозойскими отложениями Южного Тянь-Шаня, по южному склону которого с несогласием залегают мел-палеогеновые осадочные породы Таджикского моря и сопряженные с ними континентальные отложения [2]. Южная часть рассматриваемого района ограничена приводораздельной частью и южными склонами Заалайского хребта. Здесь получили развитие палеозойские комплексы Северного Памира, переместившиеся по Каракульскому надвигу на север не менее чем на 300 км, тектонически перекрыв южные зоны мел-палеогенового Таджикского бассейна [2-4]. В результате перемещения Памира во фронтальной части Каракульского надвига сформировалась Внешняя зона Памира, представленная каскадом тектонических покровов, сложенных отложениями юрских, меловых и палеогеновых отложений и смятых в ассиметричные и опрокинутые складки [3]. Северной границей Внешней зоны Памира является Вахш-Заалайский надвиг, по которому каскад покровов перекрыл относительно недеформированные отложения мел-палеогенового разреза днища Алайской впадины [2, 3, 5]. Впадина выполнена неоген-

раннеплейстоценовыми конгломератами, с несогласием залегающими на ее мел-палеогеновом днище. В среднем и позднем плейстоцене неоген-раннеплейстоценовые конгломераты вдоль северного склона Заалайского хребта также вовлекаются в поднятия, образуя новую серию покровов. Это самые молодые надвиги, по сути, являющиеся дальнейшим развитием каскада покровов Внешней зоны Памира [4, 5].

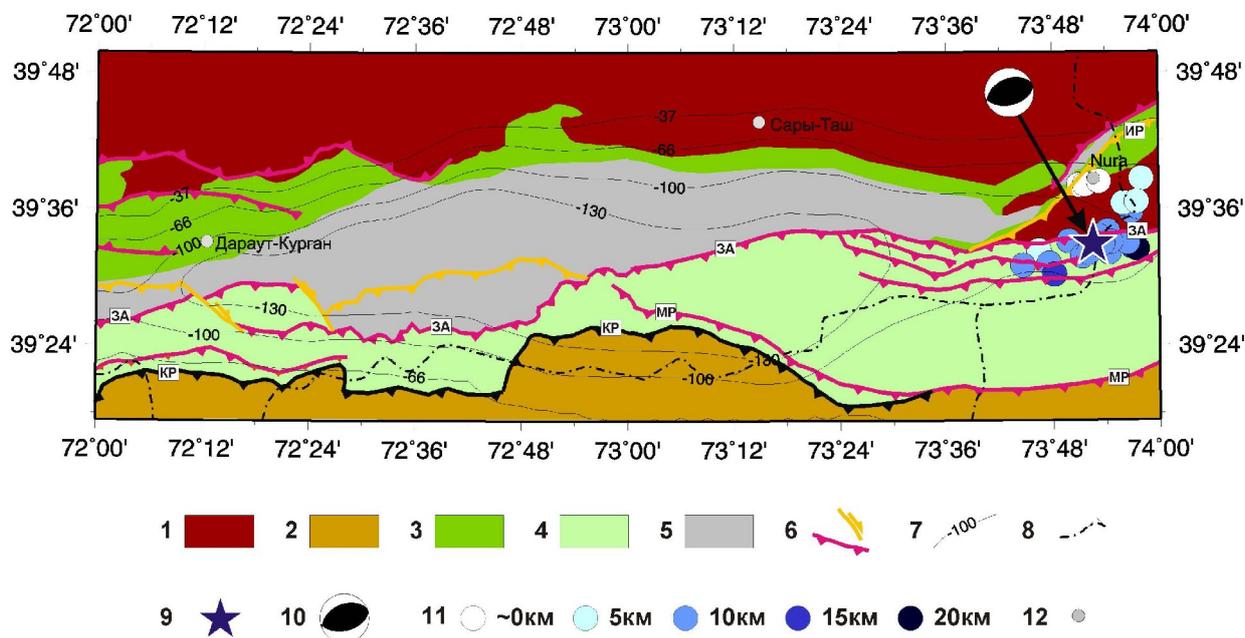


Рис. 2. Карта района Нурина землетрясения. Условные обозначения: 1 - палеозойский комплекс Южного Тянь-Шаня; 2 - палеозойский комплекс Северного Памира; 3 - мезозой-палеогеновые отложения (Таджикско-Таримского бассейна); 4 - Внешняя зона Памира (Вахш-Заалайская зона – пакет тектонических покровов из мезозой-палеогеновые отложений); 5 - неоген-раннеплейстоценовые конгломераты (Заполнение Алайской впадины, продукты разрушения тектонических покровов Внешней зоны Памира); 6 – сдвиги и надвиги: КР – Каракульский; МР – Маркансуйский; ЗА – Заалайский (по Буртману, или Вахшский по Губину, или Главный Памирский надвиг по Streker); ИР - Иркештамский разлом; 7 – изолинии зоны повышенных деформаций по GPS данным; 8 – госграницы; 9 – эпицентр главного толчка Нурина землетрясения; 10 – механизм очага главного толчка; 11 – эпицентры афтершоков Нурина землетрясения; 12 – населенные пункты.

Как свидетельствуют остаточные деформации плейстосейстовых областей сильных землетрясений, эти надвиговые разломы активизированы и на современном этапе, обуславливая сейсмичность данного региона [5]. По частоте, плотности и силе землетрясений сейсмоактивная зона сочленения Памира с Тянь-Шанем является одной из крупнейших в мире (рис. 1) [5]. Интенсивность землетрясений может достигать  $I_0 \geq 9$ , а максимально возможная магнитуда  $M \geq 7,5$  [6, 7]. Ширина сейсмоактивной зоны составляет 30 км. В нее укладываются все плейстосейстовые области наиболее сильных событий. Здесь чаще, чем в других сейсмоактивных районах Центральной Азии происходят землетрясения магнитудой  $M \geq 6$ : Хаитское  $M=7,4$  1949 года, Маркансуйское  $M=7,3$  1974 года, Дарьют-Курганское  $M=6,8$  1978 года, Алайское  $M=6,1$  1983 года. Механизмы их очагов представлены двумя кинематическими типами - надвигами и сдвигами (рис. 1). Для землетрясений с  $M < 6$  подавляющее большинство подвижек также составляют надвиги и сдвиги [8].

Во время Нурина землетрясения в районе Алайской долины находилось несколько временных станций Центра исследования Земли Германии (GFZ), оснащенных цифровой широкополосной аппаратурой с GPS привязкой по времени. Наиболее близкие к главному толчку (до 60 км) пять станций были выбраны для обработки. При определении

координат событий с помощью программы Асминга В невязка по времени варьировала в пределах 0,15-0,3 сек. Гипоцентр основного толчка определен на глубине 10 км в месте наибольшего скопления афтершоков, образовавших полосу восток-северо-восточного простирания шириной 15-20 км.

Вдоль этой полосы маркируется несколько разломов, которые с юга на север омолаживаются. Разрушенный землетрясением поселок Нура расположен у выхода на поверхность самого северного и молодого из данной серии - Иркештамского надвига. Вблизи него произошло несколько неглубоких афтершоков. Эпицентры остальных афтершоковых землетрясений смещены на юг, причем, чем южнее событие, тем оно глубже. Наблюдается явная приуроченность афтершоковой активности к разломной зоне, наклонно погружающейся к юго-юго-востоку до глубины не менее 15-20 км. Исходя из глубины главного толчка и удаленности его от линии Иркештамского надвига можно судить об угле наклона данной зоны, равном  $\sim 45^\circ$ . Этот угол в точности повторяет решение механизма очага для главного толчка, определенного Геологической службой США (рис. 1 и 2).

Важным источником информации о современной геодинамике региона являются данные GPS измерений (рис. 3). В районе Алайской впадины с 1999 года существует GPS сеть, измеряемая Научной станцией (НС) РАН [9, 10]. За время наблюдений проведено 4 замера. Этого достаточно для определения векторов скоростей с точностью 0.6-0.7 мм/год. Кроме точек наблюдений НС РАН на смежной территории Китая имеется сеть Сейсмологического бюро Синьцзян-Уйгурского автономного района, также используемая в расчетах [10].

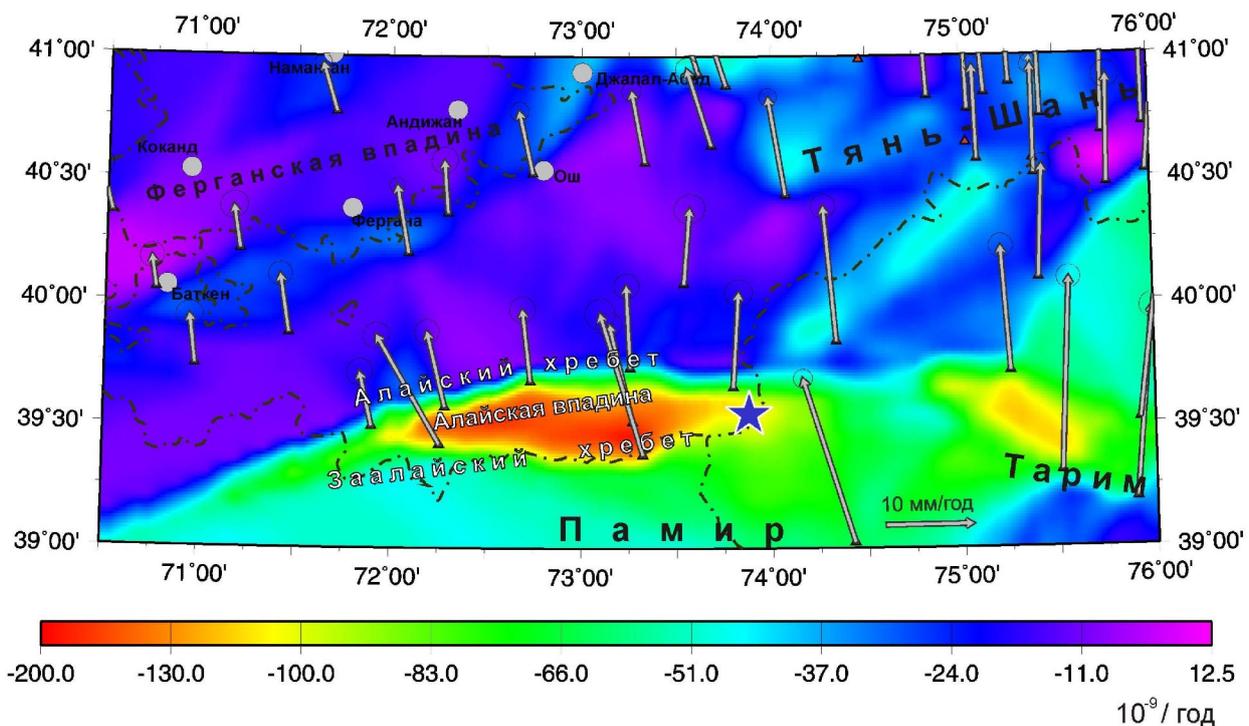


Рис. 3. Поле векторов скоростей (стрелки) и скорости деформации  $E_2$  (в цвете). Синяя звездочка – эпицентр Нурина землетрясения.

Описание методики измерений и обработки в данной работе не приводится, но может быть найдено в [11, 12]. Полученные в результате обработки векторы скоростей указывают на существенную скорость сближения Памира и Тянь-Шаня не менее 7 мм/год. На этом же рисунке представлено и поле скорости деформации, которое, в отличие от векторов, не зависит от системы отсчета и лучше прорисовывает детали. Для его определения использован метод, с большим разрешением определяющий структуру деформационного поля и адаптированный для выделения зон повышенных деформаций [13]. Одна из таких зон протянулась вдоль границы Памира с Тянь-Шанем, но, как видно на рисунках 2 и 3, главный толчок Нурина землетрясения

землетрясения произошел вне деформационной зоны на ее восточном фланге. Вероятнее всего, это не случайность. Данные GPS наблюдений позволяют обнаружить медленные, криповые движения, которые другими, не геодезическими методами не фиксируются. Выявленная зона повышенных деформаций на фронтальном участке Памирского выступа отражает, по видимому, криповые движения при надвигании Памира на Алай, что должно приводить к постоянной разрядке напряжений на этом участке. На флангах зоны таких движений нет, поэтому сброса упругой энергии не происходило, и это, в свою очередь, создавало условия для подготовки землетрясения. Разрядка произошла 5 октября 2008 года вблизи горного селения Нура при достижении уровнем напряжений предела прочности пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Зубович А.В., Макаров В.И., Кузиков С.И., Мосиенко О.И., Щелочков Г.Г. Внутриконтинентальное горообразование в Центральной Азии по данным спутниковой геодезии. *Геотектоника*, 2007, № 1, сс 16-29.
2. Burtman, V.S., 2000, Cenozoic crustal shortening between the Pamir and Tien Shan and a reconstruction of the Pamir–Tien Shan transition zone for the Cretaceous and Paleogene: *Tectonophysics*, v. 319, p. 69–92.
3. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. Москва. Научный мир, 1999. 252 с. (Труды ГИН РАН, Вып. 514).
4. Strecker M. R., Hilley G. E., Arrowsmith J. R., and Coutand I. Differential structural and geomorphic mountain-front evolution in an active continental collision zone: The northwest Pamir, southern Kyrgyzstan// *Geological Society of America Bulletin*. Volume 115, Issue 2 (February 2003) pp. 166–181.
5. Никонов А.А., Ваков А.В., Веселов И.А. Сейсмоструктурная и тектоническая эволюция зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. Москва: Наука, 1983. 240 с.
6. Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1978 (КСР, 1978). Москва: Наука, 1980. 307 с.
7. Карта сейсмического районирования Кыргызской Республики. (КСР, 1996). Бишкек: Илим, 1996, 15 с.
8. Землетрясения северной Евразии, Обнинск: ОМЭ ГС РАН.
9. Abdrakhmatov K.Ye., Aldazhanov S.A., Hager V.H., Hamburger M.W., Herring T.A., Kalabaev K.B., Makarov V.I., Molnar P., Panasyuk S.V., Prilepin M.T., Reilinger R.E., Sadybakasov I.S., Souter B.J., Trapeznikov Yu.A., Tsurkov V.Ye., Zubovich A.V. Relatively construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates. *Nature*, Vol 384, December, 1996, p.450-457.
10. Зубович А.В., Бейсенбаев Р.Т., Ван Сяочан, Джан Юнфен, Кузиков С.И., Мосиенко О.И., Нусипов Е.Н., Щелочков Г.Г., Щерба Ю.Г. Современная кинематика Тарим - Тянь-Шань – Алтайского региона Центральной Азии (по данным GPS измерений). “Физика Земли”, 2004, № 9, с. 31-40.
11. Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program. *Globk Reference Manual*, Release 10.3, Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology, 28 September 2006. 91 p.
12. Макаров В.И., Абдрахматов К.Е., Айтматов И.Т. и др. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. 400 с.
13. Mukhamediev Sh.A., Zubovich A.V. and Mosienko O.I. The contemporary velocity gradient in the Earth’s crust of Central Asia determined by GPS measurements. Представлено в *Geophysical Journal International*.

\*\*\*\*\*

УДК 550.361 + 550.83(476)

**Тепловой режим и нефтеносность Припятского прогиба**

В.И. Зуй<sup>1</sup> тел. +375 017 2639703, E-mail:zui@geology.org.by;

Я.Г. Грибик<sup>2</sup>; тел. +375 017 2928317, E-mail:gribik@gd.nsys.by

1 - РУП «Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт», г. Минск, Беларусь; 2 – РУП «Белгеология», г. Минск, Беларусь

**Введение.** Припятский прогиб является крупной геологической структурой, расположенной в юго-западной части Беларуси. Мощность платформенного чехла в его пределах достигает 5,5 – 6 км. В составе чехла выделены верхняя и нижняя галитовые толщи, разделенные межсолевыми терригенными отложениями. В пределах прогиба выявлены многочисленные глубинные разломы корового и мантийного заложения, прослеживаемые вплоть до глубины 50 – 60 км.

Изучение теплового состояния прогиба началось в послевоенные годы в ходе проведения нефтепоисковых работ. Первое сообщение о распределении температуры по глубине приведено в [1], а первые обобщения, выявившие площадную особенность теплового поля прогиба, и первые оценки плотности теплового потока были выполнены Д.П. Протасеней [2,3]. Поскольку тогда еще отсутствовали определения тепловых свойств горных пород, то были использованы литературные данные по теплопроводности каменной соли. В дальнейшем эти оценки теплового потока требовали пересмотра.

**Геотермическая изученность** прогиба наиболее высокая из геологических структур Беларуси. Она схематически отражена на рисунке 1. В регионе имеются десятки скважин, в которых выполнены геотермические исследования, за пределами же прогиба термограммы зарегистрированы в скважинах, в большинстве случаев глубиной менее 500 м.

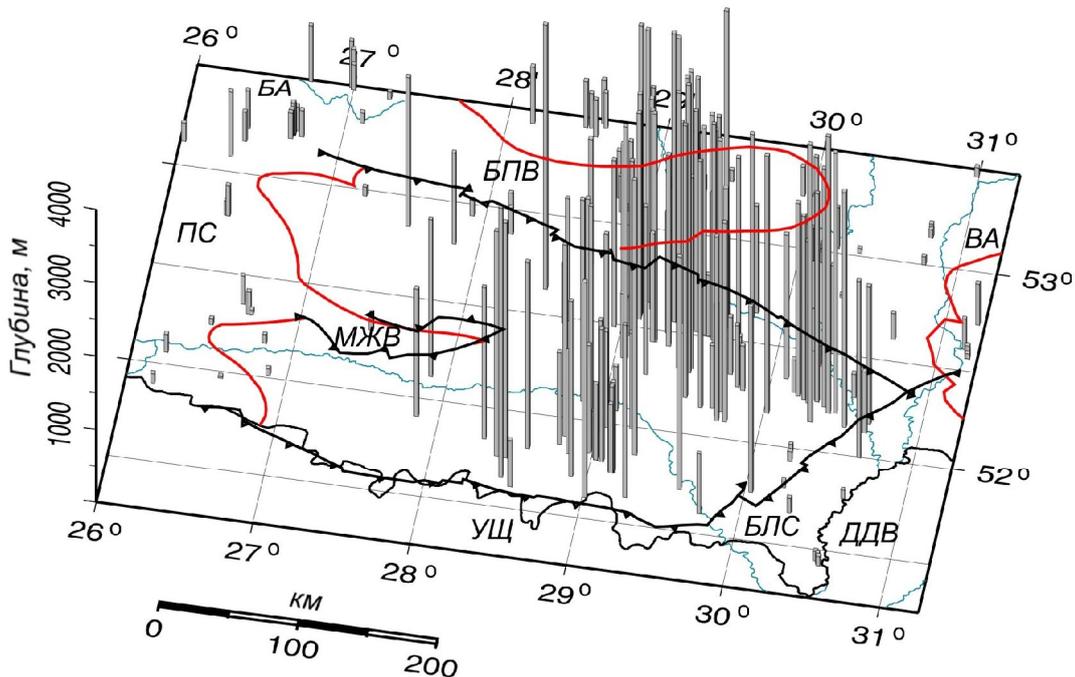


Рисунок 1. Геотермическая изученность Припятского прогиба.

Обозначения: Жирными красными линиями показаны границы положительных структур: Белорусской антеклизы (БА), Полесской седловины (ПС), Микашевичско-Житковичского выступа (МЖВ), Бобруйского погребенного выступа (БПВ), Воронежской антеклизы (ВА) и Украинского щита (УЩ). Припятский прогиб сочленяется с Днепровско-Донецкой впадиной (ДДВ) через Брагинско-Лоевскую седловину (БЛС). Вертикальными линиями изображено местоположение изученных скважин, их длины отражают глубину, до которой зарегистрированы термограммы.

**Тепловой поток.** Первые кондиционные определения теплового потока в Припятском прогибе по немногочисленным скважинам, основанные на лабораторном измерении теплопроводности горных пород вскрытых бурением, приведены в [4, 5]. Позже было изучено распределение геотермических параметров в пределах всей структуры.

Изучением теплового потока Припятского прогиба занимались многие исследователи [6 – 9 и др.]. Вкладу радиогенной теплогенерации осадочных пород в тепловой поток, посвящена работа [10], а вертикальной изменчивости интервальных значений потока в разрезе платформенного чехла – [11], где по данным моделирования было показано, что интервальные значения потока, как правило, увеличиваются до глубины около 1000 м. Это связывалось с влиянием приповерхностных факторов – глубоким проникновением холодных вод в подземные горизонты надсолевых отложений и с влиянием колебаний температуры земной поверхности, в прошлом.

Исследованиями последних лет показано, что тепловое поле прогиба весьма неоднородно, рисунок 2. Кроме увеличения плотности теплового потока от южного борта к северному, отмеченная в ранних работах, наблюдается его изменчивость по глубине [12, 13]. В соляных куполах происходит «фокусировка» потока вследствие различия в теплопроводности каменной соли и терригенных пород, приводящая к его возрастанию в ядрах отдельных куполов до 100 – 110 мВт/м<sup>2</sup> [8, 11, 12].

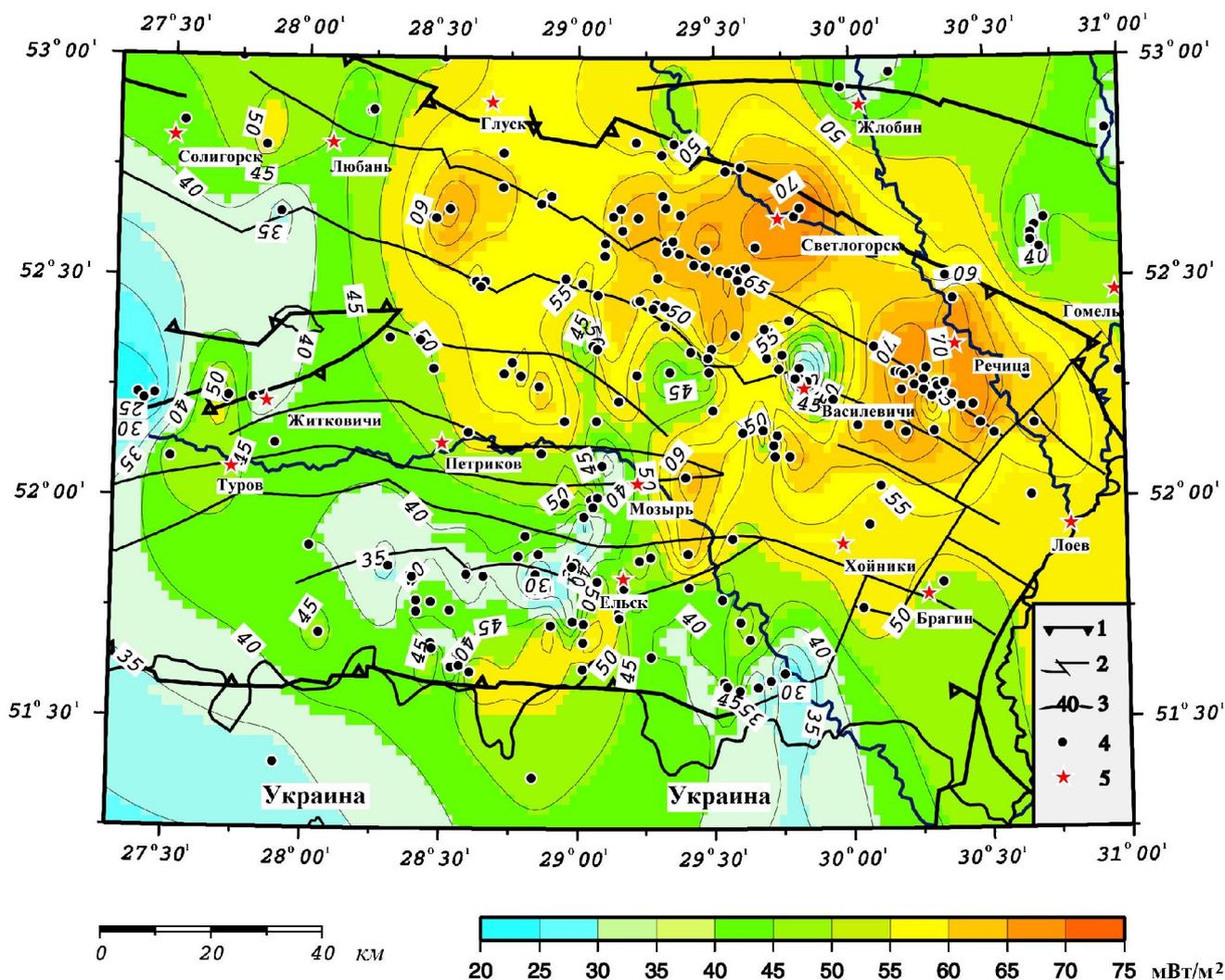


Рисунок 2 – Карта распределения теплового потока в Припятском прогибе [12].

Обозначения: 1 – Краевые разломы, 2 – прочие разломы, 3 – изолинии плотности теплового потока (мВт/м<sup>2</sup>), 4 – изученные скважины, 5 – населенные пункты.

Положительная геотермическая аномалия в северной зоне прогиба ориентирована вдоль северного краевого разлома. Она имеет продолжение за пределы прогиба в Северо-Припятское плечо и Оршанскую впадину (Березинско-Светлогорская геотермическая аномалия). Здесь выявлен контрастный тепловой поток. Важным фактором в формировании этой аномалии служит поступление тепла в подошву платформенного чехла по зонам глубинных разломов, подтверждающаяся повышенным содержанием гелия в подземных водах региона [14]. В северной зоне геотермическая активность возрастает с запада на восток, это объясняется влиянием разломов мантийного заложения и позднедевонского вулканизма в восточной части прогиба [5, 15].

**Распределение нефтяных месторождений.** На рисунке 3 приведено соотношение площадного распределения выявленных 66 нефтяных месторождений в Припятском прогибе с картиной плотности теплового потока. Месторождения приурочены в основном к подсолевым карбонатным и межсолевым терригенным отложениям. Почти все нефтяные залежи выявлены в северной зоне прогиба. В центральной зоне открыты только три месторождения. Вдоль Северного краевого разлома, проникающего в мантию выявлены Прохоровское, Судовицкое, Березинское и Отрубовское залежи нефти. Вдоль же Оземлиноско-Первомайского мантийного разлома открыты Первомайское, Западно-Александровское, Южно-Александровское и другие нефтяные месторождения. Большинство же месторождений – Восточно-Дроздовское, Борисовское, Вишанское, Давыдовское, Сосновское, Осташковичское, Тишковское, Речицкое, Славянское, Южно-Сосновское, Южно-Осташковичское, Южно-Тишковское, Красносельское и другие выявлено вдоль Речицко-Вишанского регионального глубинного разлома. В районе Червонослободского регионального разлома и к югу от него количество месторождений убывает [15].

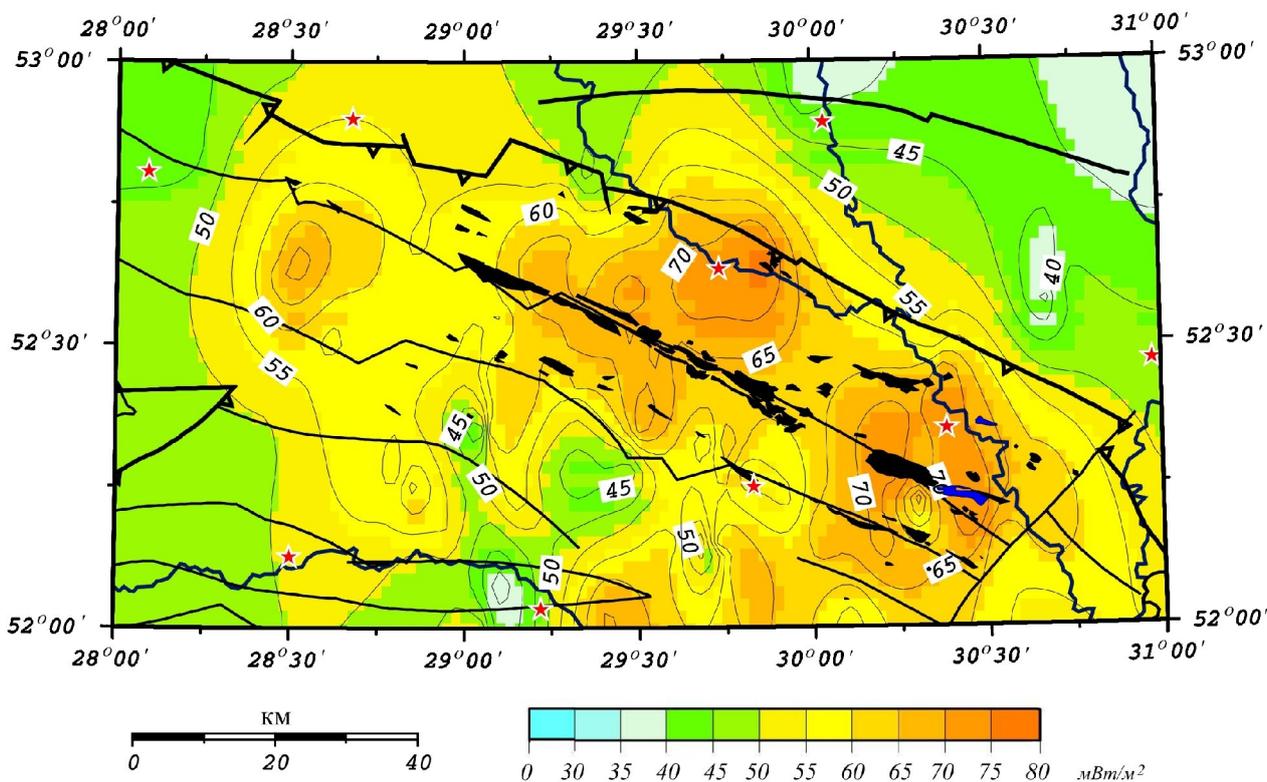


Рисунок 3 – Соотношение распределения плотности теплового потока и месторождений углеводородов в Припятском прогибе.

*Обозначения:* Контуры нефтяных месторождений обозначены заливкой черного цвета. Два газоконденсатных месторождения (Красносельское и Западно-Александровское) в восточной части прогиба обозначены более светлой заливкой.



лового поля как температура и плотность теплового потока следует рассматривать в качестве дополнительных нефтепоисковых критериев.

**Выводы.** В свете изложенного следует отметить, что расположение промышленных залежей нефти в Припятском прогибе относится к зоне повышенного теплового потока более  $55 \text{ мВт/м}^2$ . Первоочередной интерес для поисков новых залежей, кроме Северо-Припятского плеча следует считать перспективную территорию, заключенную между коровым Азерецко-Великоборским и мантийным Червонослободским разломами в северной части Внутреннего грабена, где ранее были выявлены три небольших месторождения. В южной части прогиба подсолевые отложения также представляют поисковый интерес. Здесь на Южно-Валавской площади был получен непромышленный приток нефти из скважины № 35 [16].

\*\*\*\*\*

Настоящая работа выполнена частично по гранту БРФФИ, грант № X08P-047.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Беляков, М.Ф. Геотермические измерения в Белоруссии // Нефтяное хозяйство. – 1954. – № 11. – С. 50–51.
2. Протасеня Д.Г. Некоторые закономерности геотермики глубоких частей Припятского прогиба // Докл. АН БССР. – 1962. – Т. 6, № 1, С. 49–52.
3. Протасеня Д.Г. О некоторых вопросах гидро- и термодинамики Припятского грабена // Материалы конференции молодых ученых АН БССР / АН БССР. – Минск, 1962. – С. 193–199.
4. Богомоллов, Г.В., Любимова Е.А., Цыбуля Л.А., Кутасов И.М., Атрощенко П.П. Тепловой поток в Припятской впадине // Весці АН БССР. Сер. фіз.-тэхн. навук. – 1970. – № 2. – С. 97–103.
5. Богомоллов, Г.В., Цыбуля Л.А., Атрощенко П.П. Геотермическая зональность территории БССР. – Минск: Наука и техника, 1972. – 216 с.
6. Атрощенко, П.П. Геотермические условия северной части Припятской впадины. – Минск: Наука и техника, 1975. – 104 с.
7. Непримеров, Н.Н., Ходырева Э.Я., Елисеева Н.Н. Геотермия областей нефтегазоаккумуляции. – Изд-во Казанского ун-та, 1983. – 138 с.
8. Цыбуля, Л.А., В.Г. Левашкевич. Тепловой поток в Припятском прогибе и причины его неоднородности // Геологический журнал. – 1990. – № 4. – С. 19–26.
9. Цалко, П.Б., Урбан Г.И., Зуй В.И., Атрощенко П.П., Макаренко В.М. Температурное поле восточной части Припятского прогиба и его связь с нефтегазоносностью // Поиски и освоение нефтяных ресурсов Республики Беларусь: сб. науч. тр. – Вып. 2 / БелНИПИнефть; ред. сов.: И.А. Стрешинский [и др.]. – Гомель, 1997. – С. 48–55.
10. Богомоллов, Г.В., Грибик Я.Г. Радиоактивность подземных вод как поисковый критерий нефтегазоносности. – Минск: Наука и техника, 1982. – 149 с.
11. Пархомов, М.Д. Гидрогеотермический режим Припятского прогиба: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 04.00.06; 01.04.12; Ин-т геохим. и геофиз. АН БССР Мн., 1987. 26 с.
12. Zhuk, M.S., Tsalko P.V., Zui V.I. Heat flow of the Pripyat Trough // Литосфера. – 2004. – № 1 (20). – С. 122–130.
13. Зуй В.И., М.С. Жук. Тепловое поле геологических структур Беларуси // Литосфера. – 2006. – Т.2(25). – С.111-127.
14. Поляк Б.Г., «Тепломассопоток из мантии в главных структурах Земной коры» М., Наука, 1988 – 192 с.
15. Грибик Я.Г. Связь нефтеносности Припятского прогиба с глубинным геологическим строением // Доклады Национальной Академии наук Беларуси. 2004. Т. 48, № 5. С 86 – 91.
16. Кусов Б.Р., Альтшулер П.Г. Особенности состава нефтей Припятского прогиба // Доклады АН БССР. – 1988/ Т. 32, - № 11. – С. 1011 – 1013.

\*\*\*\*\*

УДК 550.361 (476)

**Геотермические аномалии Оршанской впадины, Беларусь**

*В.И. Зуй; тел. +375 017 2639703, E-mail:zui@geology.org.by;*

*К.В. Лукашев; тел. +375 017 2639703, E-mail:lukashou@geology.org.by*

*РУП «Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт», г. Минск, Беларусь.*

**Введение.** Оршанская впадина является структурой древнего заложения, она входит в систему протяженного Волынского-Оршанского палеопроггиба и включает отложения рифея и вильчанскую серию нижнего венда. Основная часть впадины расположена в пределах Беларуси, а ее меньшая восточная часть – простирается в Россию. Лишь в единичных глубоких скважинах выполнена регистрация термограмм. Основной же массив геотермических данных накоплен по мелким скважинам, пробуренным, главным образом для нужд водоснабжения населенных пунктов. В результате – тепловое поле Оршанской впадины остается менее изученным по сравнению с другими геологическими структурами Беларуси. В ранних работах [1 – 2] геотермические аномалии не выделялись, при этом полагали, что впадина представляет холодный блок земной коры и не имеет заметной дифференциации геотемпературного поля.

**Геотермическая изученность** Оршанской впадины в настоящее время неравномерна. Она схематически изображена на рисунке 1, где вертикальными линиями изображено местоположение изученных скважин, а их длины отражают глубину, до которой зарегистрированы термограммы.

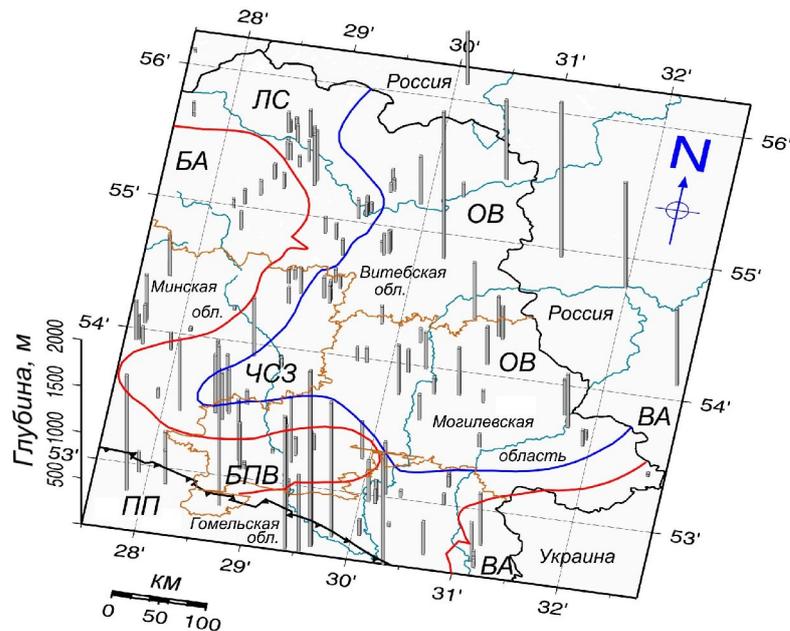


Рисунок 1. Геотермическая изученность Оршанской впадины и ее обрамления.

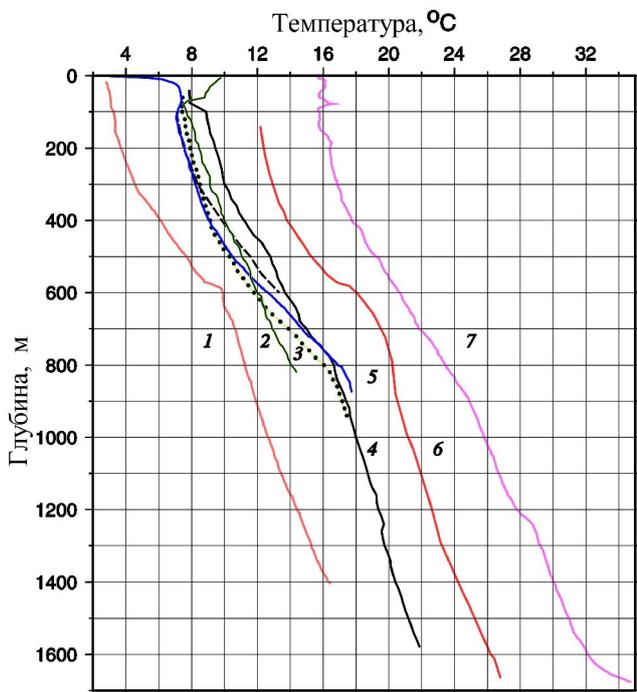
Обозначения: Жирными красными линиями показаны границы положительных структур в границах Беларуси: Белорусской антеклизы (БА), Бобруйского погребенного выступа (БПВ), Воронежской антеклизы (ВА). На юге Оршанская впадина (ОВ) соседствует с Припятским прогибом (ПП), а на северо-западе – с Латвийской седловиной (ЛС). На юго-западе впадины выделяется Червенский структурный залив (ЧСЗ).

**Термограммы скважин.** Восточная часть впадины в Российской Федерации в геотермическом отношении изучена лишь фрагментарно. Первые производственные термограммы отдельных глубоких скважин Оршанской впадины появились в начале 60-х годов: Смоленск-1 – 1960 г., Смоленск-2 – 1961 г., Рудня – 1968 г., Дорогобуж – 1969 г., которые в большинстве являются фондовыми материалами и лишь отдельные из них были опубликованы [1 –

2]: Гродзянка 33Р, Богушевск 1, Рогачев 1, Рудня 1 [3]. Регистрация промысловых термограмм в глубоких скважинах выполнена при их недостаточном времени выстойки. Так для скважины Рудня, Богушевск 1 после завершения буровых работ до начала изменений прошло всего 11 и 3 суток, соответственно [3]. Для скважин Смоленск 2, Нелидово, Вязьма – 14, 15, 16 суток. По скважине Смоленск 1 измерения проводились трижды: 13 июня 1960 г., 4 апреля и 16 июня 1961 г., при этом все три термограммы отличаются. В целом, по мере увеличения времени нахождения скважины в покое, термограммы сближаются.

В пределах Беларуси основной массив термограмм накоплен по нескольким десяткам скважин, завершённым, в основном, в зоне пресных вод в пределах впадины на глубине 100 – 300 м. Полученные термограммы, тем не менее, позволяют судить о структуре геотемпературного поля региона и выделить его особенности. В работе представлено обобщение накопленных геотермических данных по территории Оршанской впадины, основная часть которой находится в пределах Беларуси. Северная и восточная приграничная полосы с Латвией и Россией изучены слабо из-за отсутствия доступных для измерений скважин.

Из рисунка 1 видно, что наибольшее количество изученных скважин находится на юге



Могилевской и в центральной части Витебской областей. Характерный вид термограмм наиболее глубоких скважин региона представлен на рисунке 2.

Рисунок 2 – Вид термограмм наиболее глубоких скважин, изученных в пределах Оршанской впадины. Обозначения: Термограммы скважин: 1 – Орша-2оп (производственная); 2 – Крапивенская (производственная); 3 – Смоленск-1(производственная); 4 – Богушевская-1(производственная); 5 – Суражская -1S2 (стационарная); 6 – Рудня-1(производственная); 7 – Суражская -1S2 (производственная). Штриховая линия без номера – термограмма скважины Орша-2оп (стационарная).

Скважины Крапивенская, Рудня-1 и Смоленск-1 расположены в пределах российской части Оршанской впадины и ее обрамления. Из всех приведенных термограмм глубоких скважин только по скважинам Суражская - 1S2 и частично – Орша -2оп (штриховая линия) они зарегистрированы после достижения теплового равновесия ствола скважины с окружающим массивом горных пород, нарушенного бурением. Производственные же термограммы №№ 1, 6 и 7 зарегистрированы с малой выдержкой скважин перед термокаротажем и являются наиболее нарушенными в верхних частях геологического разреза.

**Распределение температуры на глубине 200 метров.** Для построения карты распределения температуры на глубине 200 метров были использованы только собственные результаты регистрации термограмм в скважинах, достигших теплового равновесия после завершения бурения. Из всего имеющегося массива производственных термограмм использованы данные только по скважине Крапивенская, Смоленская область, Россия. Для построения карты (рисунок 3) имелось 143 термограммы. При этом контраст температурного поля прослеживается во всем регионе.

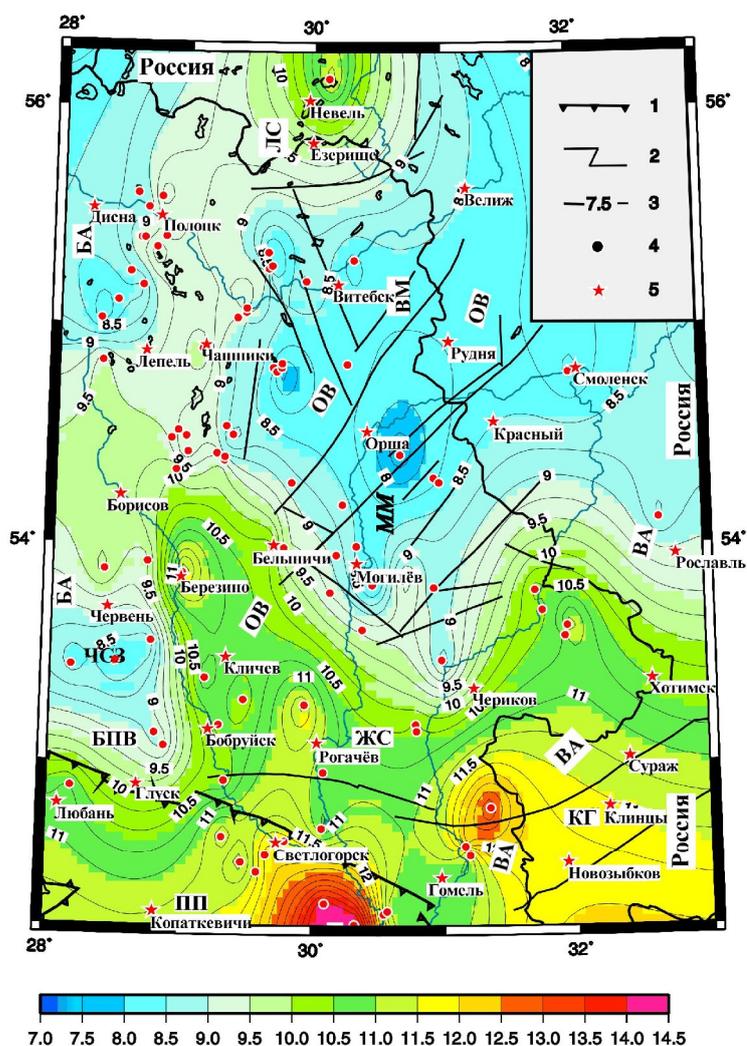


Рисунок 3 – Карта распределения температуры Оршанской впадины и прилегающих структур на глубине 200 метров.

Обозначения: 1, 2 – суперрегиональные и региональные разломы фундамента, 3 – изотермы, °С, 4 – изученные скважины, 5 – населенные пункты. Структуры: БА – Белорусская антеклиз, БПВ – Бобруйский погребенный выступ, ВА – Воронежская антеклиз, ВМ, ММ – Витебская и Могилевская мульды, ЖС – Жлобинская седловина, КГ – Клинецовский грабен, ЛС – Латвийская седловина, ОВ – Оршанская впадина, ПП – Припятский прогиб. Разломы Оршанской впадины заимствованы из [4].

Температура на глубине 200 м изменяется в регионе от 7.5 до 14.5 °С. В южной части карты значения температуры более 11 °С характерны не только для северной зоны Припятского прогиба, но и выходят на Жлобинскую седловину и западный склон Воронежской антеклизы в пределах Беларуси (скважина Светиловичи-3), где отмечена положительная геотермическая аномалия.

В восточной части впадины существует область низких значений температуры 7.5 – 9.0 °С в четырехугольнике гг. Велиж – Витебск – Могилев – Смоленск, названная Восточно-Оршанской аномалией пониженных значений температуры [5]. Она включает Витебскую и часть Могилевской мульды. Ее окончание в России проведено неуверенно из-за нехватки геотермических данных и требует последующего уточнения.

Центрально-Оршанская аномалия повышенных значений температуры простирается через всю Оршанскую впадину в меридиональном направлении. Она трассируется по линии

гг. Речица– Светлогорск – Кличев – Бельничичи – Березино – Борисов – Лепель – Чашники – Езерище – Невель. Ее северное окончание в районе г. Невель выделяется неуверенно, поскольку на прилегающей российской территории в рамках карты изучена лишь одна скважина, санатория «Голубые озера». Значения температуры в пределах аномалии изменяются от 7.5 - 8 °С в центральной части Оршанской впадины до 14.0-14.5°С в северной зоне Припятского прогиба.

Бельничиско–Чечевичско–Речицкая аномалия повышенной температуры, оконтуренная изотермой 10.0 °С, выделяется по 15 скважинам и простирается в северном направлении до широты г. Борисова. В Центрально-Оршанской зоне оказывается территория к югу от линии Бельничичи – Чериков. Через Жлобинскую седловину она соединяется с положительной аномалией западного склона Воронежской антеклизы. К западу от Центрально–Оршанской аномалии повышенных значений температуры выделяются две аномалии ее низких значений – Червенский структурный залив, включая Осиповичское поднятие, а также аномалия восточного склона Белорусской антеклизы западнее линии Лепель – Полоцк. На карте распределения температуры, на глубине 200 м, обе эти аномалии оказались разделенными на участке между гг. Червень – Лепель более теплым языком с температурой более 9.5 °С.

В восточной части впадины существует Восточно-Оршанская аномалия пониженных значений температуры, представляющая область ее низких значений 7.5 – 9.0 °С в четырехугольнике гг. Велиж – Витебск – Могилев – Смоленск. Она включает Витебскую и часть Могилевской мульд. По-прежнему, ее окончание в России проведено неуверенно из-за нехватки геотермических данных и требует последующего уточнения. Древний Витебский блок земной коры оказался в ее пределах

На многих термограммах Оршанской впадины выделяется охлаждение верхней части геологического разреза нисходящими метеорными водами. Об этом свидетельствует их вогнутый вид (см. рисунок 2) до глубины 500 – 600 м. Аналогичная ситуация имеет место и относительно интервальных значений плотности теплового потока, которая отчетливо прослеживается на примере скважины Смоленская-1, рисунок 3. Очевидно, это приводит к снижению геотермического градиента в верхней части платформенного чехла и в ряде мелких

скважин – к весьма низким его значениям ( 3 – 5 мК/м).

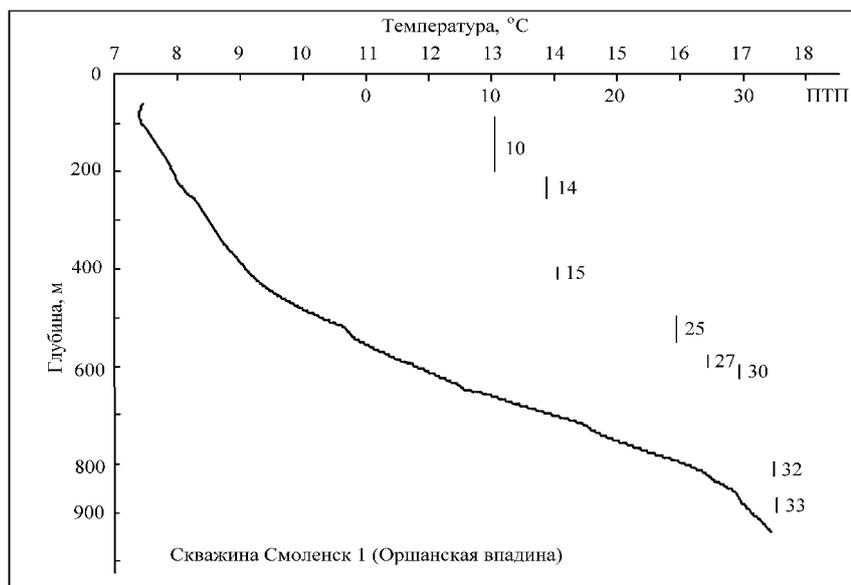


Рисунок 3 – Термограмма скважины Смоленск-1 и изменение интервальных значений плотности теплового потока (мВт/м<sup>2</sup>) по глубине скважины.

Интервальные значения плотности теплового потока изменяются от 10 мВт/м<sup>2</sup> в верхней части разреза до 33 мВт/м<sup>2</sup> на глубине около 900 м. При этом с глубиной происходит увеличение потока в

скважине Смоленская 1 практически в три раза.

**Заключение.** Тепловое поле Оршанской впадины, считавшееся ранее однородным, в действительности оказалось весьма контрастным. Вопреки ожидавшемуся ходу изолиний температуры и плотности теплового потока вдоль оси Вольно-Оршанско-Крестцовского палеопрогиба Ю-З – С-В простираения, они оказались ориентированными в меридиональном

направлении, что может свидетельствовать в пользу повышенной проницаемости земной коры вдоль Одесско-Беломорской зоны разломов. В пределах Беларуси – это Чашникский разлом фундамента и Хойникский разлом в платформенном чехле в Оршанской впадине и Припятском прогибе, соответственно.

Изучение термограмм, зарегистрированных в мелких скважинах, способствует, как показано, детализации особенностей теплового поля платформенного чехла республики.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богомолов Г.В., Цыбуля Л.А., Атрощенко П.П., 1972. Геотермическая зональность территории БССР. Наука и техника, 216 С.
2. Богомолов, Г.В. Тепловое поле западной части Восточно-Европейской платформы / Г.В. Богомолов, Л.А. Цыбуля, П.П. Атрощенко // Глубинный тепловой поток Европейской части СССР / отв. ред.: С.И. Субботина [и др.]. – Киев, 1974. – Гл. III. – С. 65–78.
3. Богомолов, Г.В., Цыбуля Л.А., Атрощенко П.П. Геотермическая зональность территории БССР. – Минск: Наука и техника, 1972. – 216 с.
4. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Кудрявец И.Д., Старчик Т.А. О тектонике Оршанской впадины и ее соотношении со структурами фундамента. // Доклады НАН Беларуси, Т.48, №16, 2004. С. 88-92.
5. Зуй В.И. Тепловой поток и геотермические аномалии Оршанской впадины // Проблемы водных ресурсов, геотермии и геоэкологии. Материалы Международной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика Г.В. Богомолова в двух томах. Том 1, Минск, 2005. С. 259-261.

\*\*\*\*\*

УДК 550.382.3

#### **Магнитоакустическая эмиссия магнетитов (Таштагольское месторождение)**

*В.С. Иванченко, И.И. Глухих, Л.Г. Строкина  
т./ф. 267 49 65, 267 88 72. E-mail: Ivanchenko\_05@mail.ru  
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия*

Таштагольское месторождение входит в состав Кондомского железорудного района Горной Шории [1] и залегает в ареальной зоне сиенитового массива. Традиционно оруденение генетически связывают с сиенитами. Характерной особенностью рудных тел является то, что залегают они в приконтактных частях апофиз массива, не проникая далеко в него. В рудном теле широко распространены дайки микросиенитов. Оруденение проявилось после становления первой (главной) интрузивной фазы, но до второй (заключительной). Оруденение наложено на средне-мелкозернистые сиениты, но повсеместно рвется дайками микросиенит-порфиров.

Слабовыраженные окolorудные изменения, представленные альбитизацией, эпидотизацией, реже скарнированием, дают основание относить месторождение к гидросиликату типу. Руды месторождения однородны по составу, наблюдается несколько генераций магнетита. Первая, более ранняя, мелкокристаллическая. Вторая – поздняя, крупнокристаллическая. Выделены два типа. Наиболее распространены магнетиты второго типа. Прожилки и жилы крупнозернистого магнетита имеют резкие контакты и относятся к типу жил интродуцированных. Преобладают массивные, реже полосчатые, вкрапленные текстуры руд. На глубоких горизонтах, как разновидность полосчатой, распространены рябчиковые, бурундучные и сферолитовые текстуры.

На этом месторождении выполнен большой объем научных и опытно-методических работ по применению геофизических методов для решения проблемы создания безопасных условий отработки месторождения и изучению проявления горного давления при отработке месторождения на больших глубинах и реакции горных пород на виброволновые и взрывные воздействия. Институтом геофизики УрО РАН под руководством д.ф.-м.н. Хачай О.А. про-

водятся комплексные геофизические, геомеханические и геологические исследования по изучению подготовки разрушительных динамических явлений в массивах горных пород, явлению самоорганизации в удароопасных шахтах, какой является Таштагольская шахта. Эти исследования ведутся с 2000 года. В настоящее время разработан метод оценки и классификации устойчивости массива горных пород с позиции теории открытых динамических систем. В качестве входных данных используются данные активного электромагнитного индукционного мониторинга, для которого разработан комплекс обработки, интерпретации и визуализации объемной иерархической геоэлектрической модели. [2-7]. По ряду ортов были отобраны ориентированные образцы с контуров выработок с шагом 5 м в пунктах электромагнитного мониторинга, проведена их геологическая идентификация и структурное описание (Наседкин В.Г.), далее эти образцы, в частности по орту 2 (горизонт – 210), были переданы в лабораторию скважинной геофизики для проведения измерений магнитоакустической эмиссии (МАЭ). Образцы представлены метасиенитами, рудными скарнами и роговиками и магнетитовыми рудами с содержанием магнетита от 30 до 80%. Измерения МАЭ выполнены по методике, описанной в работе [8]. Для классификации образцов использовалась форма кривой МАЭ [9]. В качестве информационных параметров использованы: амплитуда МАЭ и величина магнитного поля максимума МАЭ выделенных фаз (составляющих). По этим параметрам измеренные образцы подразделяются на пять типов:

- выделенные фазы имеют примерно равные амплитуды;
- превалирует фаза с максимумом амплитуды МАЭ в меньших магнитных полях;
- превалирует фаза с максимумом амплитуды МАЭ в более высоких магнитных полях;
- выделение фаз практически невозможно;
- МАЭ отсутствует.

Результаты обработки измеренных кривых МАЭ приведены в табл. 1.

**Таблица 1.** Параметры магнитоакустической эмиссии по типам образцов

Тип образца	Петрографическое описание	Кол-во образцов	Параметры МАЭ (среднее и диапазон)				Содержание магнетита, вес. %	
			амплитуда, отн. ед.		магнитное поле максимума, кА/м		диапазон	сред.
			1 фаза	2 фаза	1 фаза	2 фаза		
Первый	магнетитовые руды, рудные скарны	5	10,8 7,4÷17,9	10,0 4,3÷17,9	13,3 11,3÷15,3	28,4 25,6÷32,0	59÷83	71
Второй	магнетитовые руды, рудные скарны и роговики	9	5,5 1,3÷16,5	2,1 0,5÷5,8	12,7 9,6÷16,5	32,2 25,6÷36,5	23÷79	47,5
Третий	магнетитовые руды	3	3,3 1,6÷4,8	19,4 5,0÷31,8	11,3 11,2÷11,6	24,8 23,2÷26,4	65÷72	68,7
Четвертый	рудные скарны и роговики	3	1,0 0,8÷1,2		21,8 14,8÷23,1		12÷46	25,3
Пятый	метасиениты, скарны	5	-		-		1÷18	9,0

Наличие в образцах двух источников МАЭ (фаз) позволяет предполагать присутствие магнетитов двух различных генераций. Следуя выводам работы [1] одну из фаз, максимумы амплитуд которой приходятся на магнитные поля 23,2÷36,5 кА/м, считать более ранней, мелкокристаллической. Вторая фаза, максимумы амплитуд которой соответствуют магнит-

ным полям  $9,6 \div 16,5$  кА/м, связана с более поздней, крупнокристаллической генерацией магнетита. Соотношение амплитуд этих фаз может, в первом приближении, соответствовать их количественному соотношению. Однако необходимо учитывать, что условия кристаллизации и последующие физико-геологические и техногенные воздействия, в первую очередь, оказывают влияние на амплитуду МАЭ [10].

На рис. 1 приведено распределение параметров МАЭ по орту 21. По отсутствию или низкой амплитуде МАЭ выделяются две зоны, связанные с развитием рудных скарнов (роговиков): ПК 4÷6 и ПК 12÷14. Одновременно наблюдается увеличение магнитного поля, с которым связаны максимумы сигналов МАЭ второй фазы (раннего, мелкокристаллического магнетита) в приконтактных участках этих зон. Наиболее ярко это изменение наблюдается на ПК 11, 12 и 15. Возможно, увеличение магнитного поля максимума МАЭ раннего, мелкокристаллического магнетита связано с особенностями термодинамических условий в зоне апофиз или даек сиенитов при первой фазе рудоотложения [1], а снижение амплитуды МАЭ обусловлено увеличением локальных напряжений в зоне тектонических нарушений [10] после второй фазы рудоотложения в связи с изменением тектонических или техногенных ситуаций.

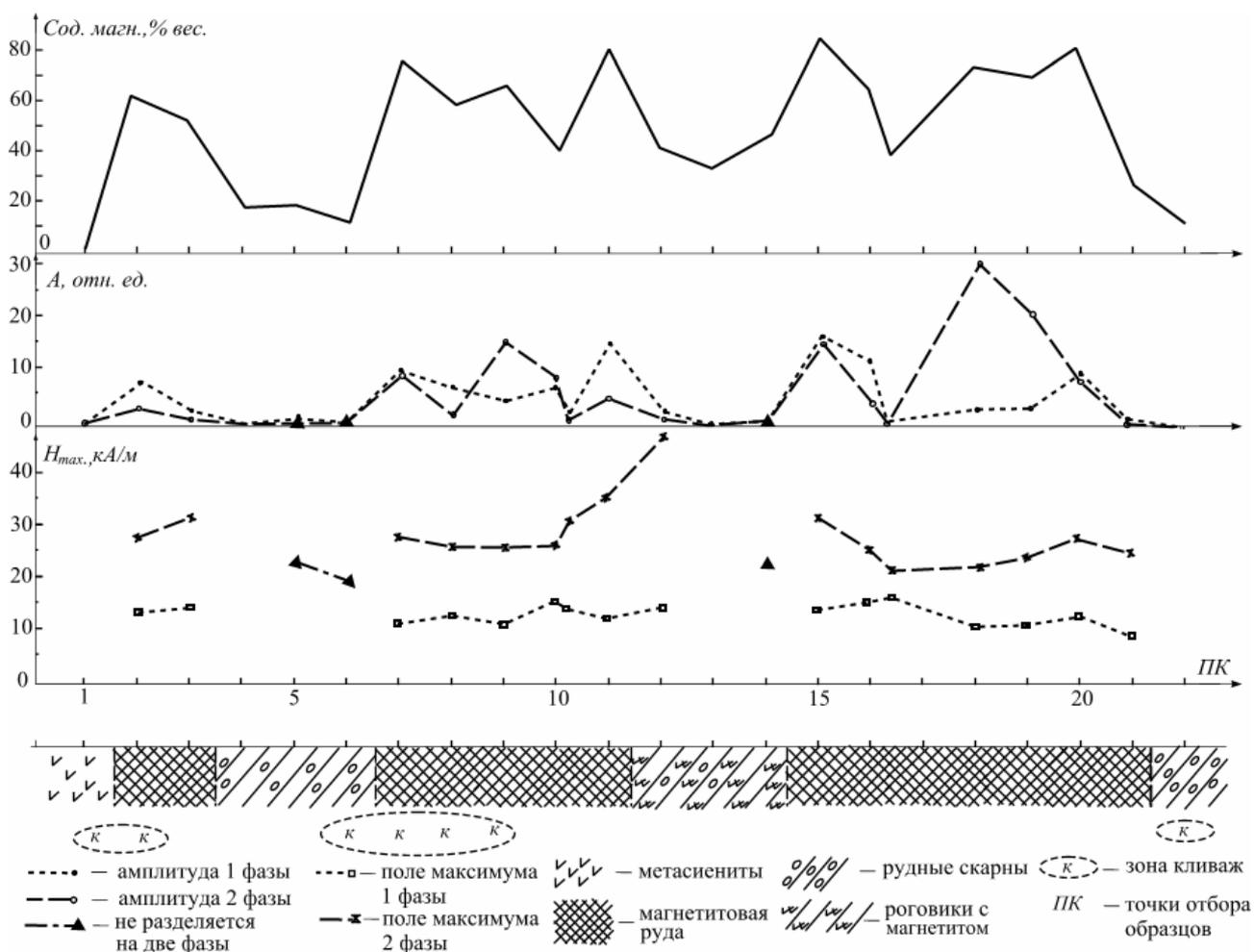


Рис. 1. Распределение параметров МАЭ по орту 21

Авторы благодарят Хачай О.А., Хачай О.Ю. и Наседкина В.Г. за предоставленный геологический материал.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Долгушин С.С., Павлов В.А. Механизм формирования магнетитовых месторождений. Новосибирск: Наука СО, 1987. 165 с.

2. Опыт применения комплексного многоуровневого мониторинга породного массива в условиях Таштагольского подземного рудника / О.А. Хачай [и др.] // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. Труды международной конференции. Новосибирск: Изд-во ИГД СО РАН, 2001. С. 108-114.
3. Хачай О.А., Хинкина Т.А., Хачай О.Ю. Отражение динамики фазового состояния массива горных пород по результатам многоуровневых электромагнитных мониторинговых исследований в удароопасной шахте (Таштагол) // Горный информационно-аналитический бюллетень. М.: МГГУ, 2002. № 11. С. 109-114.
4. Хачай О.А., Новгородова Е.Н., Хачай О.Ю. Новая методика обнаружения зон дезинтеграции в околорудном пространстве массивов горных пород различного вещественного состава // Горный информационно-аналитический бюллетень. М.: МГГУ, 2003. № 11. С. 26-29.
5. Хачай О.А., Хачай О.Ю. Изучение явления самоорганизации в массивах удароопасных шахт с использованием активного электромагнитного мониторинга // Горный информационно-аналитический бюллетень. М.: МГГУ, 2005. С. 92-100.
6. Хачай О.А., Хачай О.Ю. Метод оценки и классификации устойчивости массива горных пород с позиции теории открытых динамических систем по данным геофизического мониторинга // Горный информационно-аналитический бюллетень. М.: МГГУ, 2005. № 6. С. 131-142.
7. Хачай О.А. Исследование развития неустойчивости в массиве горных пород с использованием метода активного электромагнитного мониторинга // Физика Земли, 2007. № 4. С. 65-70.
8. Глухих И.И., Иванченко В.С., Угрюмова И.С. Экспериментальное исследование магнитоакустической эмиссии природных ферромагнетиков // Уральский геофизический вестник, 2000. № 1. С. 40-46.
9. Магнитоакустическая эмиссия магнетитовых руд Песчанского месторождения (Средний Урал) / В.С. Иванченко [и др.] // Уральский геофизический вестник, 2007. № 4. С. 24-30.
10. Глухих И.И., Иванченко В.С. Связь магнитоакустической эмиссии природных ферромагнетиков с напряженно-деформированным состоянием горных пород // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. Труды Международной конференции. Новосибирск, 1999. С. 86-92.

\*\*\*\*\*

УДК [551.14:553.078:550.8.052] (571.6)

**Литосфера золоторудных районов юга Дальнего Востока России.  
(по геофизическим данным)**

*Е.Г. Иволга [ivolga@itig.as.khb.ru](mailto:ivolga@itig.as.khb.ru)*

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН Россия*

Создание в лаборатории региональной геофизики и петрофизики Института тектоники и геофизики ДВО РАН глубинной основы области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатых поясов позволило приступить к разработке глубинных критериев локализации рудных районов. С этой целью выполнен анализ положения золоторудных районов и структур их вмещения в пространстве и относительно основных слоев литосферы. Исследования выполнялись по двум направлениям: 1) проанализирован тренд золоторудных районов юга Дальнего Востока России и прилегающих территорий Северного Китая в координатах: мощность земной коры - мощность литосферы, мощность земной коры – мощность литосферной мантии, мощность литосферы - мощность литосферной мантии; 2) проанализировано их пространственное положение на основе карт глубинного строения (мощности и плотности литосферы, литосферной мантии, земной коры, геоэлектрических разрезов МТЗ и петроплотностных разрезов, построенных по материалам сейсмогравитационного моделиро-

вания, [1,2], карт наблюдаемых и трансформированных магнитного и гравитационного полей.

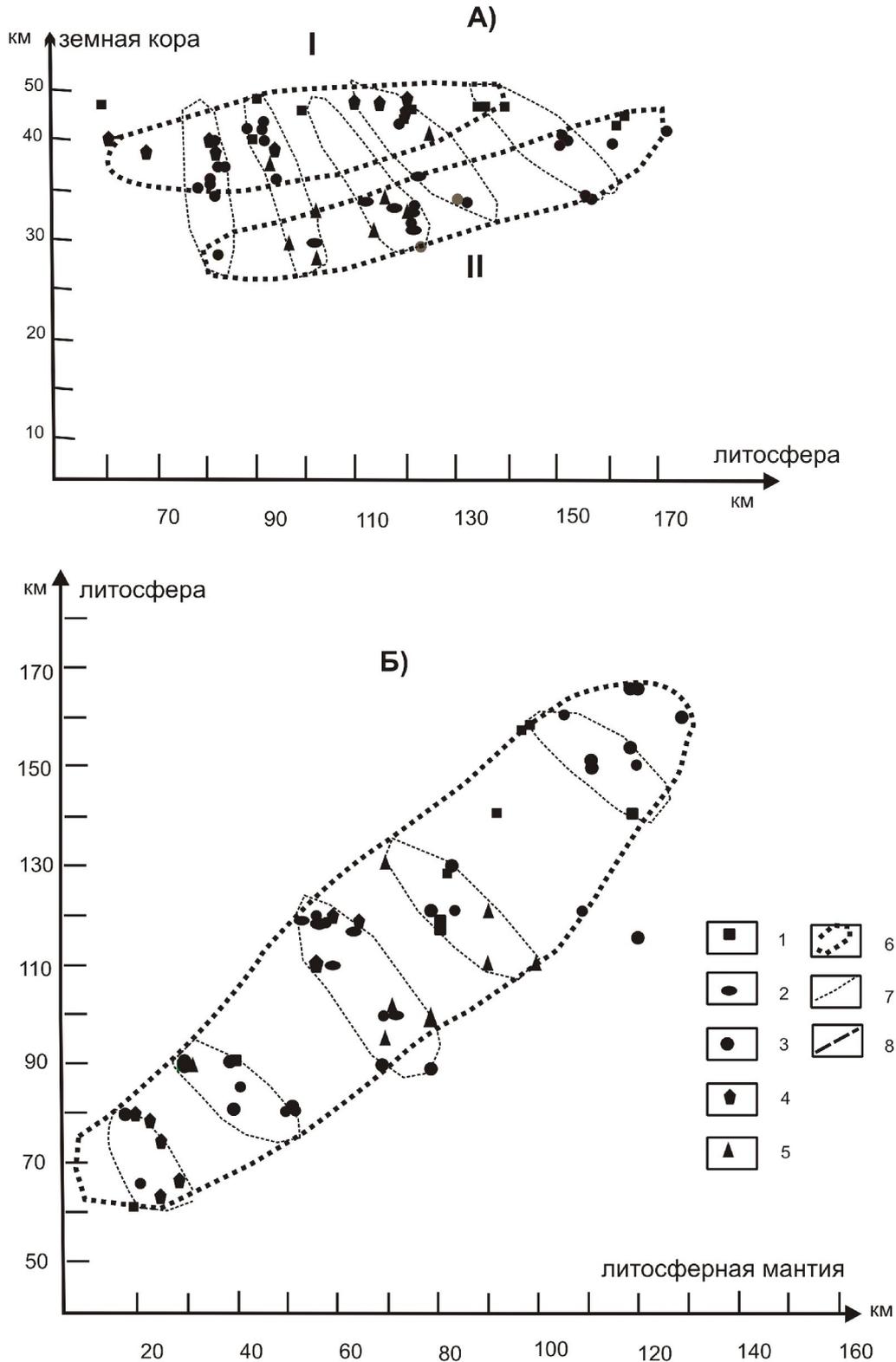


Рис.1. Распределение рудных районов относительно основных слоев литосферы  
 Распределение рудных районов: А) относительно литосферы и земной коры;  
 Б) относительно литосферы и литосферной мантии; Рудные районы металлогенических провинций: 1 - Алдано-Становой, 2 - Северо-Китайской, 3 - Амуру-Хинганской, 4 - Верхояно-Колымской, 5 - Сихотэ-Алинской; 6 – области прямой корреляции параметров; 7 – области обратной корреляции параметров.

Все золоторудные районы в координатах мощность земной коры – мощность литосферы сгруппировались в две крупные параллельные друг другу области прямой корреляции в общем поле координат: земная кора 25-46км, литосфера 60-170км (Рис.1а). Первая область, отражает связь этих компонентов литосферы в диапазоне: мощность коры 35-46км, а литосферы 60-135км, а вторая 25-40 и 80-170 соответственно. Анализ распределение рудных районов относительно структур вмещения в рамках указанных зависимостей показывает, что такая связь не просматривается. Каждая группа включает объекты разновозрастных структур вмещения. Единственное отличие в том, что в группу с меньшей мощностью земной коры попадает большинство объектов, связанных с мезозойско-кайнозойским орогенезом, в том числе и объекты Северо-Китайской платформы. Это дает основания предположить, что данная группа включает рудные районы, связанные либо с орогенными мезозойскими процессами (Сихотэ-Алинский орогенный пояс), либо с внутриплитными процессами достаточной мощности деструкции земной коры более древних сооружений (массивы Цзямусы-Хинганский, Дягдачи, Аргуно-Мамынский, Туран-Чжангуанцайлинский, Гириная и Северо-Хинганская орогенные области, Алдано-Становой щит [1]) в мезозое. Для этой группы более характерен золото-многометалльный тип оруденения (Cu, Pb, Zn, U) мелового возраста. В группу большей мощности земной коры входят объекты более раннего протерозойско-мезозойского орогенеза (Селенга-Становая и Становая зеленокаменные орогенные области протерозойского возраста, Верхояно-Колымская, Монголо-Охотская, палеозойско-мезозойские орогенные области) и активизированные блоки древних сооружений Алдано-Станового щита, а также палеозойских массивов в палеозое-мезозое. Для нее больше характерен золотой и золото-серебряный, связанный с вулканитами, типы месторождений и многоэтапный характер рудообразования протерозойско-палеозойско-мезозойского возраста. Это свидетельствует о том, что в целом процессы мезозойской деструкции земной коры в древних сооружениях проявлены значительно слабее, а рудный процесс имеет более древний возраст. Распределение рудных районов внутри выделенных областей неравномерное, они группируются в отдельные линейные сообщества, отражающие характер обратной зависимости мощности земной коры и литосферы на разных уровнях их мощности.

Распределение золоторудных районов в координатах литосфера - литосферная мантия показано на рис.1б. Общая область распределения золоторудных районов отражает прямую зависимость изменения литосферы и литосферной мантии, т.е. подчеркивает общерегиональный характер зависимости указанных характеристик. Особенность данного распределения в том, что внешнюю сторону зависимости с более высокими значениями занимают рудные объекты щитов и массивов, а более низких – складчатых поясов. Однако в общей области прямой зависимости, также как и в предыдущем случае, выделяются линейные группы районов обратной зависимости. Каждая такая группа начинается объектами, размещенными в более древних тектонических структурах (высокие значения параметров) и заканчивается более молодыми. Для общей зависимости от области высоких значений параметров к области низких значений наблюдается омоложение возраста продуцирующего магматизма от протерозойско-палеозойских гранитов к меловым гранитам и вулканитам. Это указывает на приуроченность рудных районов к зонам деструкции литосферной мантии на разных глубинных уровнях. Для группы рудных районов с высокими значениями мощности земной коры и литосферной мантии она, обусловлена процессами палеозойского магматизма, а для остальных - мезозойского.

В координатах мощность земной коры – мощность литосферной мантии рудные районы сформировали довольно безформенное облако, в пределах которого можно выделить четыре линейные, параллельно вытянутые, группы обратной пропорциональной зависимости указанных характеристик. Районы более древних сооружений характеризуются большей мощностью коры и меньшей литосферной мантии, т.е. деструкция литосферы здесь произошла больше за счет литосферной мантии, чем земной коры, а в молодых – наоборот. Полученный тренд позволяет разделять рудные объекты по характеру деструкции литосферы (за счет литосферной мантии; или за счет земной коры).

Распределение рудных районов в рассмотренных координатах отражает региональную закономерность увеличения литосферы, земной коры и литосферной мантии, в результате разновозрастных субдукционно-коллизий процессов. Однако сами золоторудные районы тяготеют к областям деструкции земной коры или литосферной мантии, наиболее вероятно, обусловленной мантийным диапиризм [2]. На поверхности диапиризм проявился разновозрастным магматизмом, при явном преимуществе мезозойского, контролирующего подавляющую часть рудных районов региона.

Области деструкции литосферы в пространстве совпадают с областями развития плутонических и вулканоплутонических поясов. [1]. В поле прямой зависимости Рис.1Б сверху вниз увеличивается количество рудных районов, связанных с вулканоплутоническими поясами, т.е. верхние совокупности больше отражают связь рудных районов с гранитоидными поясами и ареалами, а нижние с вулканоплутоническими поясами, при общем преобладающем контроле разновозрастными гранитоидами. Подавляющее количество вулканоплутонических поясов находится в области пониженной мощности литосферы, литосферной мантии и земной коры, а гранитоидных – в областях повышенной мощности литосферы и земной коры.

Рудная информация из полей может быть извлечена опосредованно через магматизм поскольку золоторудный процесс не создает больше объемных гравитирующих или магнитовозмущающих масс.

В гравитационном поле разновозрастные гранитоидные пояса выражаются по-разному. Гранитоидные пояса и отдельные ареалы мезозойского возраста контролируются четкими гравитационными минимумами (региональными и локальными) В то же время для более древних гранитоидных поясов характерны слабо выраженные аномалии невысокой интенсивности. Исключение составляет региональный Алдано-Становой минимум, который контролирует область протерозойской сиализации. В то же время в краевых частях его размещаются мезозойские гранитоидные пояса - Становой на юге и Алданский, представленный щелочными разностями, на севере, которые вероятно способствовали формированию такой аномалии. Аномалии магнитного поля высокой интенсивности и разного знака не согласуются с гранитоидными поясами, они пересекают их вкрест, подчеркивая простирание основных блоков метаморфических пород Алдано-Станового щита. Золоторудные районы здесь четко контролируются цепочками локальных отрицательных аномалий гравитационного поля, соответствующих положению гранитоидных поясов, располагаясь в магнитных аномалиях разного знака. Для Баджал-Ямалинского гранитоидного ареала (региональный гравитационный минимум) характерна изометричная региональная отрицательная магнитная аномалия. Главная металлогеническая специализация этого ареала – олово-вольфрамовая, золоторудные районы размещаются по периферии этого минимума. Для Южно-Верхоянского гранитоидного ареала также характерно взаимоперпендикулярное положение аномалий гравитационного и магнитного полей (субширотный гравитационный минимум и меридиональные аномалии магнитного поля). Аномалии магнитного поля имеют полосовой характер, отвечающий чередованию блоков осадочно-метаморфических и вулканогенных пород. Золоторудные районы размещаются на периферии гравитационного минимума (градиентная зона), преимущественно в области регионального магнитного минимума. Магнитное поле Сихотэ-Алинского гранитоидного пояса на севере слабо положительное, а на юге – отрицательное. Пояс имеет олово-вольфрамовую специализацию, небольшие золоторудные районы размещаются по периферии минимума в градиентной зоне, в областях отрицательных и положительных региональных магнитных аномалий. Таким образом, золоторудные районы гранитоидных поясов в большинстве приурочены к краевым частям минимумов поля  $\Delta G$ , контролирующим сами пояса, к линейным зонам разломов, к аномалиям разного знака поля  $\Delta T$ . Анализируя природу аномалий нужно отметить, что гравитационное поле отражает основные области распространения мезозойских гранитоидных поясов и арелов, в то время как магнитное - обусловлено характером распределения магматических и метасоматических процессов верхней части земной коры.

Вулкано-плутонические пояса (ВПП) имеют большее разнообразие выраженности как в структурах литосферы, так и в аномалиях физических полей.

По величине мощности литосферы выделяются следующие группы поясов: а) ВВП размещающиеся в области высокой мощности литосферы - Дахинганский, Западно-Сихотэ-Алинский; б) ВВП размещающиеся в областях пониженной мощности литосферы - Умлекано-Огоджинский, Охотско-Чукотский, Сунгари-Баджало-Охотский, Восточно-Сихотэ-Алинский. В последнем выделяются окраинные пояса, где понижение литосферы имеет градиентный характер (постепенное понижение мощности от палеоконтинента к океану (Восточно-Сихотэ-Алинский, частично Охотско-Чукотский) и внутриплитные - приуроченные к внутриплитным межблоковым или к межплитным линейным зонам понижения мощности - Умлекано-Огоджинский, частично Охотско-Чукотский, Сунгари-Баджало-Охотский. В морфологии карты земной коры практически все ВПП находятся в градиентных зонах земной коры, большей величины градиента для окраинных поясов и меньшей для внутриплитных.

Выраженность ВПП в гравитационном поле значительно сложнее, поскольку однозначной приуроченности ВПП к определенному элементу гравитационного поля не наблюдается, а сами пояса проявляются как наложенные структуры. Разные участки одного пояса приурочены к разным элементам гравитационного поля. Только большая часть Восточно-Сихотэ-Алинского, Охотско-Чукотского и полностью Западно-Сихотэ-Алинский располагается в зоне гравитационного градиента. Но северная часть Восточно-Сихотэ-Алинского ВПП (рудные районы Нижнего Приамурья) контролируются положительной гравитационной аномалией. Дахинганский и Умлекано-Огоджинский ВПП тяготеют к зоне градиента, но в пределах региональных минимумов гравитационного поля. Сунгари-Баджало-Охотский ВПП сечет и положительные и отрицательные аномалии, тяготея к гравитационной ступени, но находясь на некотором удалении от нее. Вулканические пояса в гравитационном поле проявляются как коровые структуры, однако тяготеют они к глубинным элементам - региональным глубинным коро-мантийным разуплотнениям и гравитационным ступеням.

В магнитном поле для большинства ВПП характерно сильнодифференцированное положительное или знакопеременное магнитное поле. Отдельные региональные отрицательные аномалии магнитного поля характерны для южной части Восточно-Сихотэ-Алинского, Умлекано-Огоджинского и Дахинганского поясов, что обусловлено либо высокой составляющей кислых разностей составляющих их магматитов, либо с процессами перемагничивания в связи с более поздними кайнозойскими процессами тектоно-магматической активизации (Восточно-Сихотэ-Алинский ВПП). По линии северо-восточных Таси-Джугджурского разломов изменяется морфология карты магнитного поля (северо-западные направления аномалий на запад от разлома и северо-восточные на восток). Это согласуется с представлением, что по этой границе изменяется природа формирования вулкано-плутонических поясов и связанного с ними оруденения: вулкано-плутонические пояса на запад от этой границы образовались в процессе тектоно-магматической активизации вызванной коллизией Сибирского кратона и Амурского супертерейна, а на восток - обусловлены субдукционно-коллизионными процессами мигрирующей Тихоокеанской окраины в мезозое [1]. Преобладающим для ВВП является вулканогенный тип золотого оруденения золото-серебряной рудной формации.

Пространственный анализ рудоносности показывает, что, наиболее продуктивные на золото в пределах вулканогенных и интрузивных поясов рудные районы развитые на жестких структурах - щитах, массивах [4]. Они связаны с внутриплитными процессами деструкции литосферы - мантийного диапиризма (плюмы и рифты).

Глубинные особенности гранитоидных и вулкано-плутонических поясов определяют разные геодинамические условия формирования РМС золоторудных районов, что в свою очередь определяет особенности их областей генерации, транзита и локализации. [3].

В заключение необходимо отметить, что формирование золоторудных РМС всегда связаны с деструкцией литосферы, определяющей мантийный источник рудного вещества, которое транспортируется через диапировые структуры или коро-мантийные разломы к по-

верхности, формируя разные структуры транзита. В гранитоидных поясах - это литосферные разломы, формирующие конусообразные транзитные структуры (петроплотностные модели), а в вулканических поясах – мантийные диапиры и разломы, формирующие куполообразные структуры транзита [2].

Литература

1. Карсаков Л.П., Чжао Чуньцин, Малышев Ю.Ф. и др. Тектоника, глубинное строение металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1 500 000. Владивосток-Хабаровск 2005. 263с
2. Малышев Ю.Ф., Горошко М.В., Родионов С.М., Романовский Н.П. Глубинное строение и перспективы поисков крупных и сверхкрупных рудных месторождений на Дальнем Востоке //Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования /Под ред. Д.В. Рундквиста. М.:ИГЕМ РАН, 2004. 430с.
3. Сафонов Ю.Г, Попов В.В., Волков А.В., Злобина Т.М., Чаплыгин И.В. Актуальные проблемы металлогении золота //Геология и геофизика, т.48, №12, с.1257-1275.
4. Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Дуан Жуйянь, Чжу Цунь, Горошко М.В., Гурович В.Г. Золотоносность юга Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая. //Тихоокеанская геология, том 26, №6.2006.С. 1-15

\*\*\*\*\*

УДК 550.831

**Геоплотностная модель и зоны нефтегазоаккумуляции доплитного комплекса Приенисейской части Ханты-Мансийского АО**

*В.И. Исаев\*, Г.А. Лобова, О.Г.Литвинова*

*\*Томский политехнический университет, г. Томск, Россия*

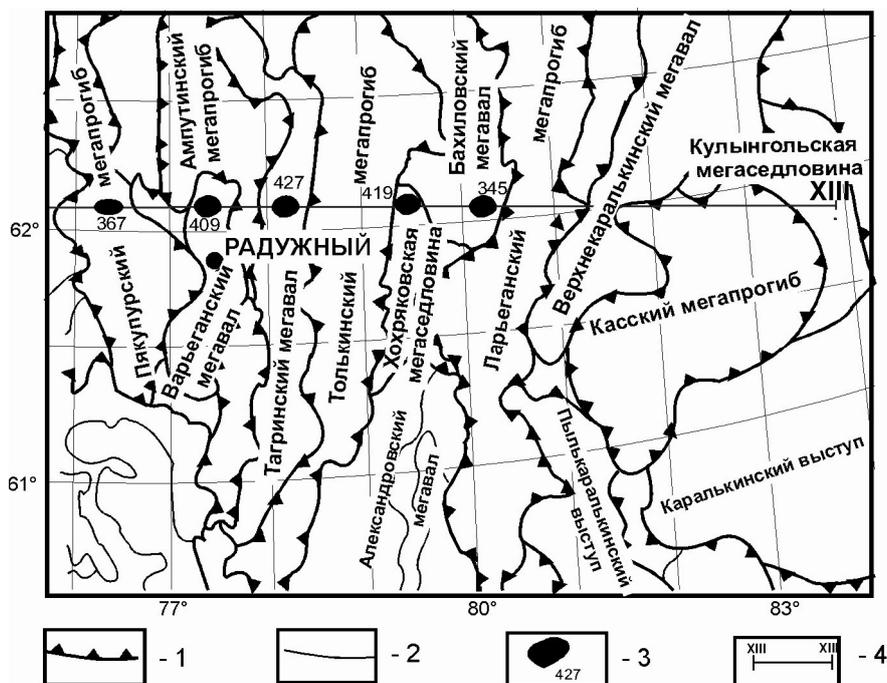
*E-mail: isaev\_sah@mail.ru*

*Югорский государственный университет*

*E-mail: g\_lobova@ugrasu.ru, litvinovaog@mail.ru, г. Ханты-Мансийск, Россия*

Приенисейский перспективный нефтегазоносный бассейн имеет высокие потенциальные ресурсы УВ сырья [1]. Высокая степень изученности нефтегазоносных комплексов (НГК) мезо-кайнозойского чехла предопределяет смещение акцента на анализ и обобщение геолого-геофизических материалов с целью определения перспектив глубокозалегающих объектов в базальной части осадочного разреза и доюрского основания. В доюрском комплексе резервуары и материнские толщи, скорее всего, представлены вторичными коллекторами и слабо метаморфизованными осадками, выражающимися в разрезе зонами разуплотнения. Полагаем, что применение геоплотностного моделирования позволяет выявить зоны разуплотнения и выполнить их нефтегеологическую интерпретацию.

Плотностная модель строилась вдоль восточной части регионального сейсмопрофиля XIII [2], в Приенисейской части ХМАО. Здесь геотраверс пересекает ряд структурных элементов I и II порядков центральной части Западно-Сибирской плиты (рис. 1). Структуры приурочены к трем геоблокам: Уренгойско-Варьеганскому, Колтогорско-Александровскому, Приенисейскому.



**Рис. 1.** Обзорная схема территории исследований (на основе тектонической карты центральной части Западно-Сибирской плиты [2]): 1) границы тектонических элементов I порядка; 2) границы внутреннего районирования тектонических элементов I порядка; 3) месторождение УВ и его номер; 4) линия моделируемого геотраверса. Месторождения: 367 – Западно-Варьеганское, 409 – Северо-Варьеганское, 427 – Тагринское, 419 – Северо-Хохряковское, 345 – Верхнеколикъеганское.

### Региональная характеристика литологии и нефтегазоносности разреза

*Отложения фундамента* на участке Пякупурский мегапрогиб – Тагринский мегавал сложены кристаллическими и метаморфизованными сланцами, мраморами с дайками гранитов, сиенитов ( $PZ_1$ ), на участке Толькинский мегапрогиб – Бахилловский мегавал – кремнисто-глинистыми породами, мраморизованными известняками, эффузивами кислого и среднего состава, сланцами ( $PZ, V$ ), на участке Ларьеганский прогиб – Кулынгольская мегаседловина – пестроцветными и черными глинистыми сланцами, известняками ( $D, C_1$ ) [3]. *Отложения триаса* представлены покровными эффузивами или терригенными отложениями туринской серии.

В основании чехла залегают прибрежно-континентальные *нижнеюрские отложения* (котухтинская и худосеевская свиты,  $J_{1p-t}$ ). Нижняя часть сложена кварцевыми гравелитами, грубозернистыми песчаниками и перекрыта глинистой тогурской пачкой. Верхняя кварцево-гравелитовая толща переходит в битуминозные глины радомской пачки. Нижнеюрский НГК объединяет продуктивные пласты  $Ю_{10-12}$  [2].

*Среднеюрские континентальные отложения* (тюменская свита,  $J_{2a-b-bt}$ ) подразделяется на три подсвиты. Среднеюрский НГК объединяет пласты  $Ю_{2-9}$ . Максимально распространены пласты  $Ю_{2-3}$ .

В *верхнеюрских отложениях* с запада на восток васюганский тип разреза переходит в наунакский, где георгиевская свита выделяется с условностью, а баженовская обладает пониженной битуминозностью. В восточной части, в сегово-марьяновском разрезе, наунакская свита увеличивается за счет появления песчаных пропластков (группа  $Ю_1$ ). В марьяновской свите (возрастной аналог георгиевской), присутствует серия клиноформов группы СГ [2]. Верхнеюрский НГК объединяет разнофациальные толщи келловей-кимериджского возраста с пластами  $Ю_1^{1-4}$  и СГ $_{1-2}$ .

В *меловых отложениях* к востоку идет сокращение мощностей и существенная глинизация. В западной части в подошве мегийонской свиты ( $K_1b$ ) выделяются линзы песчано-

алевритовых пород (группа Ач). В ванденской (аналог вартовской,  $K_1$  b-v-g-br) и покурской ( $K_1$ a-al-c) свитах клиноформы переходят в субгоризонтально-слоистые шельфовые отложения (пласты групп БВ, АВ, ПК). Меловой НГК объединяет разнофациальные пласты неокома, флюидоупором являются глинистые отложения кузнецовской свиты ( $K_2$ t).

#### Плотностная модель разреза

В результате геоплотностного моделирования был построен разрез [4], гравитационный эффект которого оптимально соответствует наблюдаемому полю (рис. 2). Разуплотнения и уплотнения выделены по отношению к априорным значениям плотности, принятым в соответствии с литологией юрских и доюрских отложений в «реперных» скважинах 10 Верхне-Сабунской и 194 Западно-Варьеганской. В керне доюрские отложения представлены известняками и сланцами известняков. Априорные значения их плотности задавались  $2.50 \text{ г/см}^3$  до глубины 4 км и  $2.65 \text{ г/см}^3$  на глубинах 4...7 км.

В расчетном разрезе разуплотнения кровли доюрских отложений (мощности 0.5...1.0 км) получены на участках: Касский мегапрогиб (восточная часть); Верхнекаралькинский мегавал (западная и центральная части); Бахилловский мегавал (восточная и центральная части); Варьеганский мегавал (западная и центральная части); Пякупурский мегапрогиб (центральная и восточная части). Характерную структуру (до глубины 6...7 км), выполненную, вероятно, породами с плотностями слабометаморфизованных терригенных разностей или гранитов, имеют 4 крупные обособленные зоны разуплотнения: в восточной части Касского мегапрогиба; в западной и центральной части Верхнекаралькинского мегавала; в восточной части Ларьеганского мегапрогиба, на Бахилловском и Варьеганском мегавалах; в восточной части Пякупурского мегапрогиба и на Варьеганском мегавале.

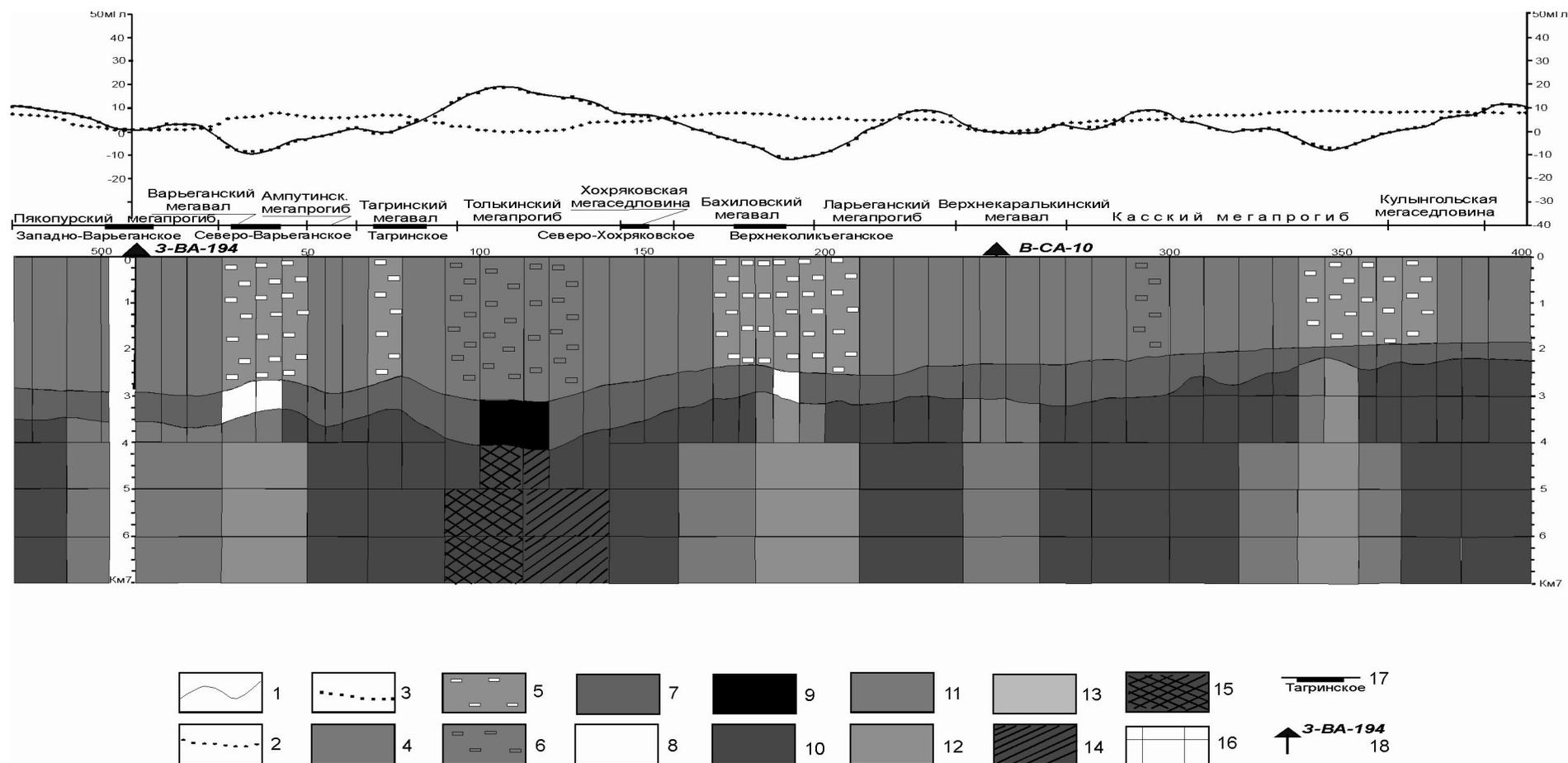
Юрские отложения разуплотнены на западном склоне Варьеганского мегавала и на восточном склоне Бахилловского мегавала. Послеюрские отложения разуплотнены на участках: Варьеганский мегавал; локально – западный склон Тагринского мегавала; центральная и восточная части Бахилловского мегавала – западный борт Ларьеганского мегапрогиба; восточная часть Касского мегапрогиба – западная часть Кулынгольской мегаседловины.

#### Нефтегеологическая интерпретация Приенисейской части плотностного разреза

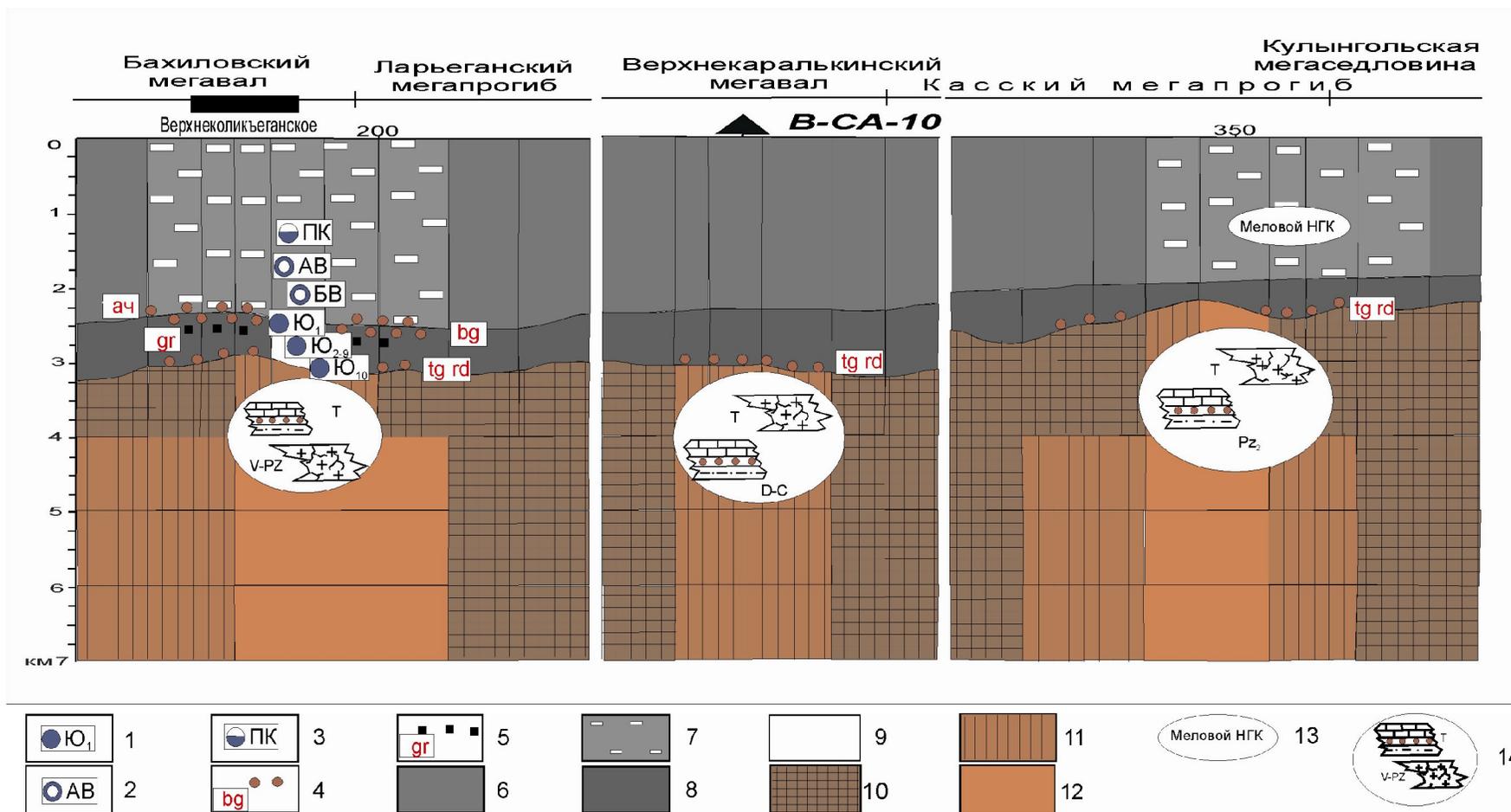
При интерпретации плотностной модели преследовалось решение следующих задач: 1) провести сопоставительный анализ плотностной структуры доюрских отложений и известных зон нефтегазонакопления; 2) дать прогноз зон нефтегазонакопления. Ниже приводятся результаты интерпретации (рис. 3).

Над «сквозной» зоной разуплотнения к восточному склону Бахилловского мегавала приурочено крупное Верхнеколикъеганское месторождение с залежами УВ различного фазового состояния. Залежи открыты в пластах от нижнеюрского до верхнемелового НГК. Источником УВ юрских НГК являются, вероятно, материнские тогурская (tg) и радомская (rd) пачки. Источником УВ мелового НГК являются, вероятно, баженовская (bg) свита и ачимовская (ач) пачка. Возможна генерация нефти, газоконденсата и газа и доюрскими отложениями – аргиллитами туринской серии карбонат-терригенных отложений триаса. *Зоны разуплотнения фундамента могут служить резервуарами, представленными трещиноватыми кремнисто-глинистыми породами, мраморизованными известняками и эффузивами кислого и среднего состава.*

Перспективной в отношении нефтегазоносности можно считать разуплотненные доюрские образования Верхнекаралькинского мегавала. Здесь генерация УВ может осуществляться как тогурской и радомской пачками, так и терригенно-карбонатными породах девона и карбона. *Зоной аккумуляции для залежей нефти и газа могут служить трещиноватые магматические породы триаса.*



**Рис. 2.** Геоплотностная модель вдоль регионального сейсмопрофиля XIII (Приенисейская часть ХМАО): графики силы тяжести – 1) наблюдаемого поля, 2) априорного разреза, 3) расчетного разреза; 4) послеюрские отложения; разуплотнения (5) и уплотнения (6) послеюрских отложений, до  $0,05 \text{ г/см}^3$ ; 7) юрские отложения; разуплотнения (8) и уплотнения (9) юрских отложений, до  $0,05 \text{ г/см}^3$ ; 10 – доюрские отложения; разуплотнения доюрских отложений (11–13) до  $0,05$ ;  $0,05 \dots 0,10$  и  $0,10 \dots 0,15 \text{ г/см}^3$ , соответственно; уплотнения доюрских отложений (14–15) до  $0,05$ ;  $0,05 \dots 0,10 \text{ г/см}^3$ , соответственно; 16) блокировка разреза при моделировании; 17) месторождение УВ и его название; 18) «реперная» скважина.



**Рис. 3.** Схемы нефтегеологической интерпретации геоплотностной модели на участке Бахилловский мегавал - Кулынгольская мегаседловина: месторождения – 1) нефти, 2) газа с нефтяной оторочкой, 3) нефтяное с газовой шапкой; 4) материнские отложения; 5) региональный флюидоупор; 6) послейорские отложения; разуплотнения послейорских отложений (7) до  $0,05 \text{ г/см}^3$ ; 8) юрские отложения; разуплотнения (9) юрских отложений до  $0,05 \text{ г/см}^3$ ; 10) доюрские отложения; разуплотнения доюрских отложений (11 - 12) на  $0,05 \dots 0,10$  и  $0,10 \dots 0,15 \text{ г/см}^3$ , соответственно; 13) перспективные нефтегазоносные комплексы плитного чехла; 14) прогнозируемые зоны нефтегазонакопления в доюрском комплексе и их литолого-петрографическая интерпретация с качественной оценкой генерационного потенциала.

На участке Касский мегапрогиб – Кулынгольская мегаседловина нефтепроизводящей толщей, вероятно, являются битуминозные радомская и тогурская пачки. Доюрские образования, возможно, представлены слабометаморфизованными терригенными и карбонатными осадками среднего палеозоя. Можно предположить, что УВ генерируются и в них. *Разуплотненные в восточной части Касского мегапрогиба кислые эффузивы триаса представляются перспективными зонами аккумуляции нефти и газа. В результате вертикальной миграции УВ из юрских и доюрских зон генерации в разуплотненные меловые отложения на участке сочленения Касского мегапрогиба и Кулынгольской мегаседловины могут быть образованы залежи.*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Варламов А.И., Герт А.А., Еханин А.Е. и др. Нефтяные ресурсы Западной Сибири как составная часть сырьевой базы трубопроводной системы «Восточная Сибирь – Тихий Океан» // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Том.1. – Ханты-Мансийск: Изд-во «ИздатНаукаСервис», 2006. – С.19-29.
2. Атлас «Геология и нефтегазоносность Ханты-Мансийского автономного округа» / Ред. Ахпателов Э.А., Волков В.А., Гончарова В.Н. и др.: Изд-во «ИздатНаукаСервис», 2004. – 148 с.
3. Елисеев В.Г., Тепляков Е.А. Новые данные о геологическом строении восточной части Ханты-Мансийского округа – ЮГРЫ // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Том.1. – Ханты-Мансийск: Изд-во «ИздатНаукаСервис», 2006. – С.92-98.
4. Исаев В.И. Плотностная модель доюрских отложений вдоль регионального сейсмопрофиля XIII (центральная часть Западно-Сибирской плиты) // Углеводородный потенциал фундамента молодых и древних платформ – Казань: Изд-во Казанского гос. ун-та, 2006. – С. 106–108.

\*\*\*\*\*

#### **Особенности обработки и интерпретации данных МТЗ в зависимости от сезона года на примере полигона Боград**

*Д.И. Карюкин, А.А. Карюкина*

*Красноярский Научно Исследовательский Институт Геологии и Минерального Сырья,  
г. Красноярск, Россия*

Метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ) основан на изучении естественного переменного электромагнитного поля Земли – магнитотеллурического поля (МТ-поля) [1]. За счет явления скин-эффекта высокочастотная составляющая МТ-поля быстро затухает с глубиной и несет информацию лишь о приповерхностной области Земли. На низких частотах глубина проникновения поля увеличивается, и мы получаем информацию о глубинной части геоэлектрического разреза. Особенностью МТЗ по отношению к другим методам индукционного зондирования является использование поля естественных источников [2].

Природа низкочастотного (менее 1 Гц) МТ-поля в первую очередь связана с взаимодействием исходящего от Солнца и изменяющегося во времени потока заряженных частиц (солнечного ветра) с магнитосферой и ионосферой Земли. Колебания МТ-поля частотой свыше 1 Гц в наибольшей степени обусловлены грозовой активностью.

Выделяют четыре основных типа низкочастотных вариаций МТ-поля [3]:

Магнитные бури – интенсивные изменения поля (в магнитных компонентах – до многих сотен нТл), для которых характерен резкий (в течение первых часов) рост напряженности и ее последующий длительный (продолжительностью до нескольких суток) спад;

Солнечно-суточные вариации – периодические колебания (период - 24 часа) с амплитудой изменения магнитного поля до 50 нТл;

Бухтообразные возмущения – плавные изменения уровня поля (для магнитного - на десятки нТл) на время до нескольких часов;

Пульсации – квазисинусоидальные устойчивые и иррегулярные вариации, с периодами в основном от 0.1 до 1000 с и величиной от первых нТл на коротких периодах до десятков нТл – на длинных.

Высокочастотные вариации связаны в основном с полями дальних гроз (преимущественно тропической области) и называются атмосфериками. Они наиболее интенсивны в диапазоне частот от первых Гц до первых КГц. Причем в этом диапазоне имеется ряд резонансных частот (где колебания особенно велики).

Наиболее слабые вариации МТ-поля относятся к диапазону от 1 до 0.1 Гц. Вследствие этого в нем особенно сильно проявляются помехи.

В зависимости от частотной характеристики аппаратуры и шага дискретизации в записях МТ-поля проявляются те или иные вариации. При этом, в электрическом поле обычно видны более высокочастотные колебания, чем в магнитном.

Интенсивность и частотный состав вариаций МТ-поля сильно зависят от географической широты точки наблюдений, от времени года и от времени суток. Для разных видов вариаций эта зависимость различна, однако в целом наибольшая интенсивность изменений МТ-поля наблюдается в высоких широтах и в летнее время. Именно этим обусловлено то, что метод МТЗ обычно применяют в летнее время для получения более качественного материала.

Но бывают ситуации, когда появляется необходимость работать методом МТЗ и в зимних условиях. При этом обычно качество материала снижается, но он все еще является пригодным для дальнейшей обработки и интерпретации.

В статье рассмотрен материал, написанный при разных природных условиях в одном и том же географическом месте (одинаковые координаты, альтитуда, расстановка) на Полигоне Боград, республика Хакасия. В первом случае материал был написан 6 декабря при не очень благоприятных природных условиях, которые характерны для данной местности в данное время года. Температура воздуха составляла  $-20^{\circ}\text{C}$ . Как было сказано выше, метод МТЗ при таких условиях в обычной ситуации не используется. Во втором случае материал писался 17 июня, температура воздуха составляла  $+20^{\circ}\text{C}$ .

Для регистрации МТ-поля в обоих случаях была использована полностью одинаковая Г-образная расстановка. Индукционные датчики устанавливались на расстоянии 5 м друг от друга и от электрических диполей в ямках на алюминиевых штырях и от проникновения влаги, воздействия солнца и ветровых помех закрывались фанерными щитками и клеенкой. Длина измерительных линий - 100 м. Для борьбы с возможной ветровой помехой электрические диполи и соединительные провода (кондукторы) прижимались к земле. Вне зависимости от диапазона регистрации измерительные линии Ех, Еу и датчики Нх, Ну имели одинаковую полярность (минус – на юг и запад, плюс – на север и восток) [4].

На пунктах МТЗ регистрация магнитотеллурического поля выполнялась в трех диапазонах: (В), (С) и (Н) в частотном интервале 0.003 - 6000 с. Диапазон (В) (высокие частоты): период опроса равен 2.5 мс, частота среза ФНЧ = 10 Гц, частота среза ФВЧ = 0.1 Гц, при этом диапазон частот составляет примерно от 100 Гц до 0.1 Гц ( $\sqrt{T} = 0.1 - 3 \text{ с}^{1/2}$ ). Диапазон (С) (средние частоты): период опроса равен 80 мс или 40 мс, ФНЧ = 1 Гц, ФВЧ = 0.1 Гц, частоты 1 Гц – 0.01 Гц ( $\sqrt{T} = 1 - 8 \text{ с}^{1/2}$ ). Диапазон (Н) (низкие частоты): период опроса равен 320 мс, ФНЧ=0.1 Гц, ФВЧ - выкл., диапазон частот зависит от времени записи и чаще всего составляет примерно от 0.1 Гц до 0.0003 Гц ( $\sqrt{T}=3- 60 \text{ с}^{1/2}$ ).

Ниже приведены примеры регистрации поля в зимнее и летнее время года.

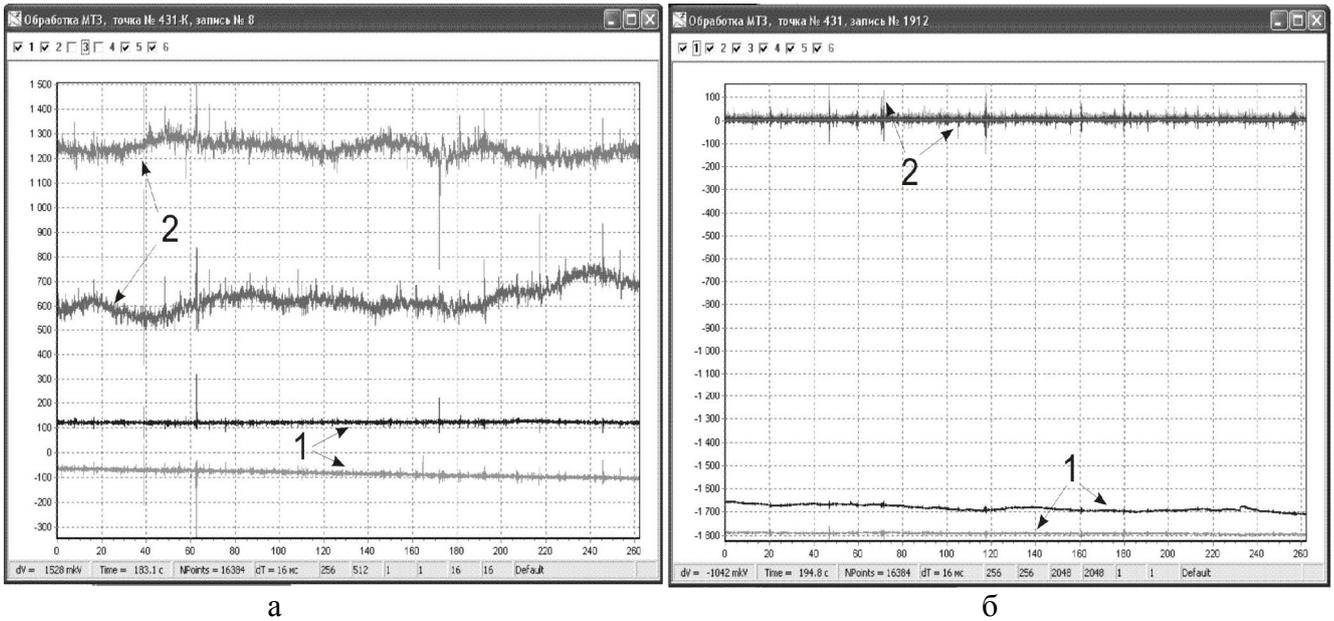


Рис. 1. Сравнение двух временных рядов в высоком частотном диапазоне: а) компоненты электрического (1) и магнитного (2) полей, зарегистрированные в летнее время года; б) компоненты электрического (1) и магнитного (2) полей, зарегистрированные в зимнее время года.

В целом на двух представленных временных рядах в высоком частотном диапазоне (Рис.1.) нет принципиальных отличий. Прослеживается скачок в виде ступени на электрической компоненте в районе 230-го блока, зарегистрированной в зимнее время года. Скачок связан скорее всего с плохим контактом неполяризуемого электрода и земли, который трудно реализовать в зимних условиях.

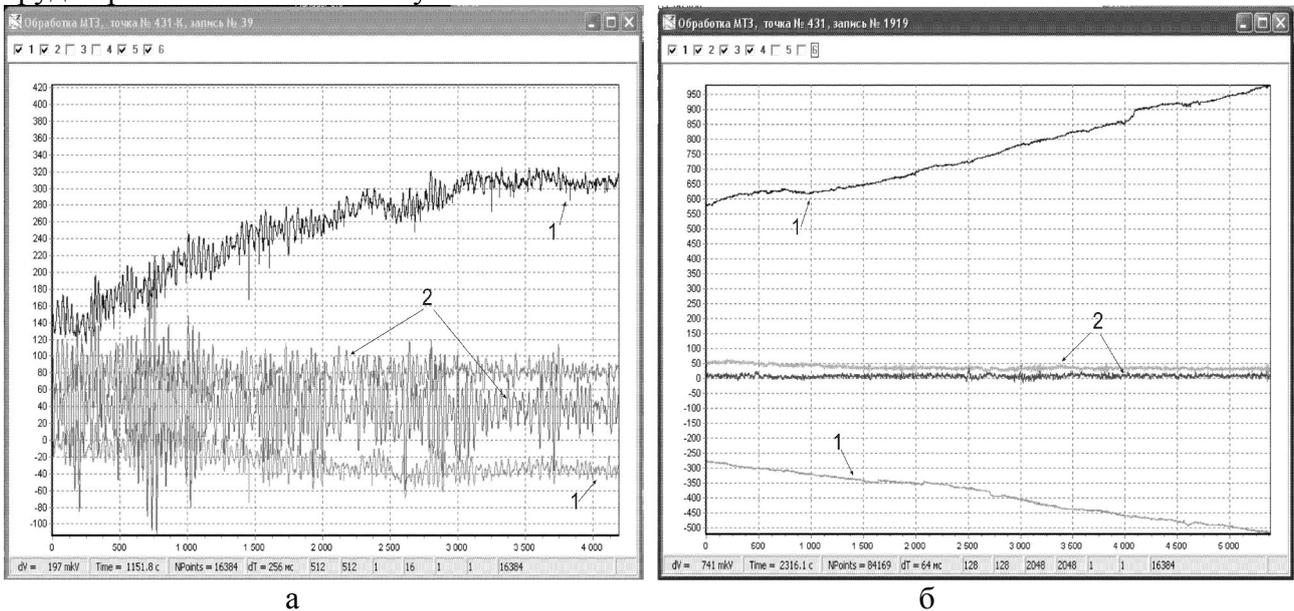


Рис.2. Сравнение двух временных рядов в среднем частотном диапазоне: а) компоненты электрического (1) и магнитного (2) полей, зарегистрированные в летнее время года; б) компоненты электрического (1) и магнитного (2) полей, зарегистрированные в зимнее время года.

Прослеживаются «скачки» и «ступеньки» на компонентах, зарегистрированных в зимнее время года на всех участках временного ряда в среднем частотном диапазоне (Рис.2.). Помехи связаны скорее всего с плохим контактом неполяризуемого электрода и земли, который трудно реализовать в зимних условиях. Запись компонент, зарегистрированных в

летнее время года, не содержит видимых помех, и стоит ожидать хороших результатов обработки.

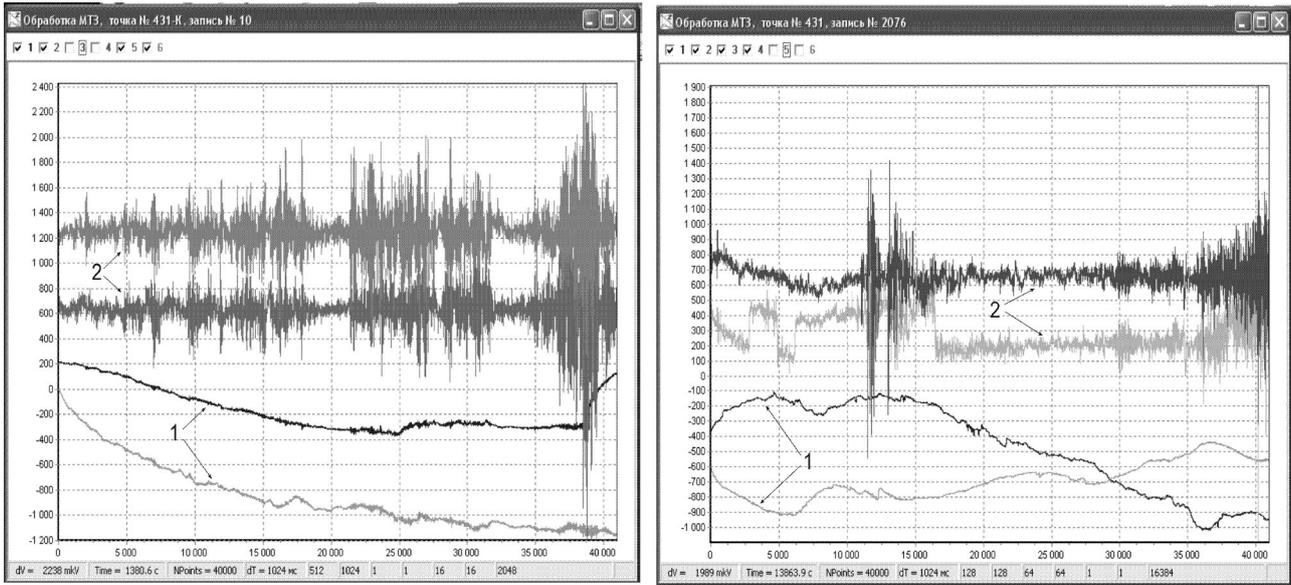


Рис.3. Сравнение двух временных рядов в нижнем частотном диапазоне: а) компоненты электрического (1) и магнитного (2) полей, зарегистрированные в летнее время года; б) компоненты электрического (1) и магнитного (2) полей, зарегистрированные в зимнее время года.

Про временной ряд в нижнем частотном диапазоне (Рис.3.), соответствующий компонентам, зарегистрированным в летнее время года можно сказать следующее: из наличия блоков с резко возрастающими амплитудами которые прослеживаются как на магнитных, так и на электрических каналах станции следует, что запись проводилась при большой влажности (возможно выпадение осадков в виде дождя, тумана, либо росы). В пользу последнего говорит и то, что один из электрических каналов в конце записи резко «уплыл» вверх, это как правило связано с отсыреванием контактов. На временном ряду, зарегистрированном в зимнее время года, на электрических каналах видны «отскоки» и «ступеньки» практически на каждом участке. Они не коррелируют между собой, отсюда вывод: причина помех не внешние электромагнитные шумы (иначе была бы корреляция между всеми каналами), а плохой контакт электрода и земли. Более того, на одном из магнитных каналов видны помехи в виде «ступеней», которые связаны с плохим контактом в кондукторах либо в подводящих питание проводах. Из опыта известно, что эта проблема сильно актуальна в зимних условиях, когда в местах плохого контакта появляется наледь, и она в свою очередь еще сильнее снижает проводимость кондукторов. В итоге можно сказать, что первые 20000 блоков можно выкинуть из обработки, так как они дадут плохой результат.

При обработке высоких частот не потребовалось никаких дополнительных действий, участки кривых, описанных летом и зимой совпали вполне удовлетворительно. При обработке средних частот точки на кривой, зарегистрированной в зимнее время года, разлетелись. Для более точной обработки, был выбран участок с 0 по 3500 блок, в котором компоненты (ряды) изменяются (разлетаются) незначительно. Наибольшие помехи при записи в зимнее время получают низкие частоты. Как было сказано выше, из обработки были выкинуты первые 20000 блоков, но в результате точки все равно имеют значительный разброс. При дальнейшей интерпретации нужно сопоставлять кривые МТЗ с глобальной кривой магнитовариационного зондирования (МВЗ). Эта кривая построена по результатам низкочастотных измерений только магнитного поля, и потому свободна от влияния приповерхностных неоднородностей. А поскольку глубинное геоэлектрическое строение платформенных областей медленно меняется по латерали, то в области длинных периодов (порядка первых часов) все

кривые магнитотеллурического зондирования, полученные в данном регионе, должны сливаться с глобальной кривой МВЗ.

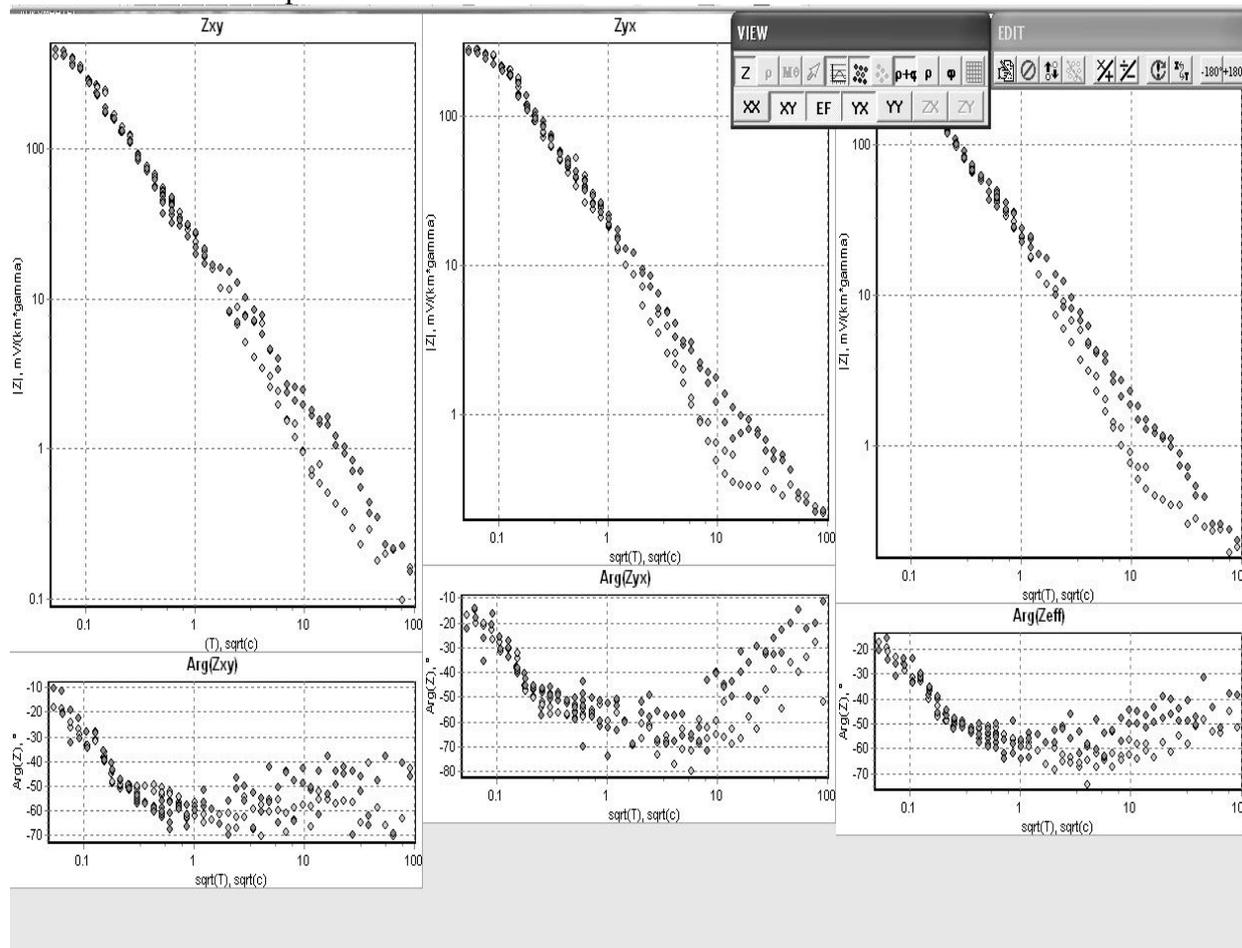


Рис.4. Сравнение обработанных точек, зарегистрированных летом (светлые) и зимой (темные).

Как видно из результатов обработки (Рис.4.), кривые  $|Z|$  в высокочастотном диапазоне (до  $1 \text{ c}^{1/2}$ ) совпадают. Можно сделать вывод, что качество материала в диапазоне АМТЗ не зависит от изменения времени года. Про диапазон средних и низких частот можно сказать обратное, материал полученный зимой и летом сильно отличается. Причины, надо полагать, лежат в снижении активности электромагнитного поля зимой и снижении качества заземления неполяризующихся электродов.

В итоге можно сделать следующие выводы:

- 1) методом АМТЗ можно проводить исследования не только летом, но и в условиях низких температур (зимой);
- 2) результаты регистрации и обработки средних и низких частот в зимнее время дают результаты низкого качества. По мнению авторов, качество средне- и низкочастотных данных можно улучшить увеличивая длительность регистрации, т.е. увеличивая набор периодов, включенных в регистрацию. Данная проблема требует дальнейшего изучения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Якубовский Ю.В., Ляхов Л.Л. Электроразведка. - М:Недра, 1973. С.196-230.
2. Жданов, М. С. Электроразведка: Учебник для вузов. – М.:Недра, 1986. С.116.
3. Ваньян Л. Л. Электромагнитные зондирования / Л. Л. Ваньян; отв. ред. А. М. Порай-Кошиц; РАН. Ин-т океанологии им. П. П. Ширшова. – М.: Науч. мир, 1997. С. 208–216.
4. Инструкция по электроразведке. – Л.:Недра, 1984. С. 57.

\*\*\*\*\*

УДК 550.242

**Геофизические поля и разломная тектоника Терско-Каспийского прогиба**

*И.А. Керимов, М.Я. Гайсумов, Э.А. Абубакарова*

*тел.: 8 (928) 897-99-96 Факс: 8(871)22-26-28 e-mail: [eliza\\_ggni@mail.ru](mailto:eliza_ggni@mail.ru)*

*Комплексный научно-исследовательский институт Российской академии наук  
Грозный, Россия.*

В формировании структурной неоднородности Терско-Каспийского передового прогиба (ТКП), как показывает анализ геолого-геофизических данных, основная роль принадлежит дизъюнктивным элементам различного ранга - разломам и разрывам. Неоднородность прогиба отражается в преимущественно блоковом характере строения региона, обусловленном пересечением разноориентированных разломов различной выдержанности и выраженности. Блоковые движения по разломам предопределили как историю геологического развития рассматриваемой территории, так и нефтегазоносность отдельных его структурно-тектонических зон и подчиненных им локальных ловушек, влияя на пространственное размещение залежей УВ. Разломы контролируют зоны повышенной трещиноватости и разуплотнения пород, являются основными путями миграции УВ, создают ловушки для залежей нетрадиционного типа. В значительной мере это касается карбонатных комплексов, с которыми связываются основные перспективы прироста запасов.

Таким образом, изучение разломной тектоники оказывается весьма существенным в самых различных аспектах при нефтегеологических исследованиях. Это направление необходимо развивать с применением комплекса взаимодополняющих методов. Только такой подход может дать наиболее полное представление о структуре этого сложнопостроенного региона. Одним из эффективных ключей к расшифровке и познанию степени и формы делимости земной коры на настоящем этапе развития геотектоники является линеamentная тектоника. Авторы попытались обобщить линеamentы ТКП, выделенные по гравиметрическим и дистанционным исследованиям. Для повышения достоверности интерпретации материалов дополнительно были привлечены большой объем геолого-промысловых данных и результатов геодинамических наблюдений.

Среди геофизических полей наиболее информативным о блоковом строении ТКП является поле силы тяжести. Аномальное гравитационное поле ТКП характеризуется отрицательными значениями силы тяжести. Оно относится к одноименной региональной области минимумов, включающей крупные аномальные зоны преимущественно кавказской ориентировки. В северной части исследуемой территории расположена Притеречная зона монотонно убывающих к югу аномалий силы тяжести с субширотным простиранием изоаномал и небольшим (5-10 Е) горизонтальным градиентом гравитационного поля. Она постепенно расширяется с запада на восток. Особенности данной зоны являются осложнения в виде изгибов или разрежения изоаномал на фоне общего понижения поля в южном направлении, а также относительно крупные в плане максимум на северо-западе и минимум на востоке. С юга Притеречная зона сочленяется с региональным минимумом, протягивающимся почти на 300 км в направлении с северо-запада на юго-восток и включающим Моздокский, Червленский и Хасавюрт-Аджиданский локальные минимумы силы тяжести. В районе Надтеречного и Червленского минимумов, соответствующих центральной части данной зоны, региональный минимум наиболее узок, а в западном и восточном направлениях постепенно расширяется. В районе Червленная-Гудермес ось минимума кулисообразно смещена к югу. Расположенный в западной части Моздокский минимум имеет расплывчатые контуры. На западе он переходит в зону монотонно возрастающих в западном направлении аномалий. Червленский и Надтеречный линейные минимумы имеют субширотную ориентировку. Крупный Хасавюрт-Аджиданский сложнопостроенный минимум, также имеющий субширотное направление, соответствует наиболее погруженной части прогиба.

Южнее указанного регионального минимума гравитационного поля находится Терско-Сунженская зона, включающая две линейные зоны максимумов, разделяющиеся Алхан-

чурской зоной минимумов. В плане эти зоны совпадают соответственно с Терской и Сунженской антиклинальными зонами и Алханчуртской синклиналию. Терская зона объединяет Арак-Далатарский, Малгобек-Вознесенский, Эльдаровский, Алиюрт-Орлинный, Хаян-Кортовский, Брагунский и Гудермесский максимумы. Сунженская зона включает ряд локальных максимумов сложного характера: Заманкульский, Карабулак-Ачалукский, Назрано-Яндырский, Старогрозненский и др. В пределах обеих зон локальные максимумы соответствуют одноименным антиклинальным поднятиям. Юго-восточным окончанием Сунженской зоны максимумов является крупный Бенойский, максимум, который глубоко вдается в пределы Чеченской зоны минимумов. От расположенного южнее Варандийского максимума эта аномалия отделена относительно пониженным полем.

С юга к Сунженской зоне максимумов непосредственно примыкает обширная сложнопостроенная региональная зона минимумов, включающая Беслановский и Чеченский минимумы. Эта полоса минимумов протягивается с северо-запада на юго-восток на несколько сот километров и включает три локальных минимума: Урус-Мартановский, Шалинский и Курчалоевский, разделяющие их зоны повышенного значения силы тяжести и относительно мелкие локальные аномалии. Указанные минимумы соответствуют участкам погружения фундамента. Чеченская зона минимумов с севера и юга обрамляется довольно широкой полосой повышенных горизонтальных градиентов (до 100 Е). С юга к указанной зоне минимумов примыкает зона относительных максимумов (шириной до 20 км), объединяющая две крупные локальные аномалии – Варандийскую на востоке к Датыхскую на западе, отличающиеся сложным характером. Они отделены друг от друга широкой полосой относительно пониженного поля. На крайнем юге Чеченской, зоны минимумов отмечаются три локальных максимума: Бамутский, Гехинский и Мартан-Чу. С юга Чеченскую зону минимумов обрамляет широкая зона высоких горизонтальных градиентов (до 100 Е) силы тяжести, соответствующая Черногорской моноклинальной зоне. Эта градиентная зона обусловлена резким погружением мезозойских пород в северном направлении и влиянием Черногорского глубинного разлома, ограничивающего с юга Терско-Каспийский прогиб.

Одной из основных причин, обуславливающих сложный характер аномального гравитационного поля ТКП, является разломная тектоника. Для выделения линейных неоднородностей гравитационного поля, исходное поле силы тяжести было трансформировано в карту модуля горизонтального градиента силы тяжести. Данная программа позволяет определять модуль и азимут вектора горизонтального градиента силы тяжести и предусматривает вычисление розы-диаграммы гравилинеаментов. На картах модуля горизонтального градиента силы тяжести гравилинеаменты выделялись как осевые линии линейных зон повышенных значений модуля горизонтального градиента. На территории ТКП установлены гравилинеаменты различной ориентировки и протяженности, сопоставленные с результатами дистанционных исследований.

Зоны глубинных разломов, выделенные по геолого-геофизическим данным, были увязаны с результатами дешифрирования КФС и АФС. Дешифрирование, проводившееся по одиночным снимкам на основе ландшафтно-индикационного метода было выполнено З.Х. Моллаевым, В.В. Доценко и др. Линеаменты, выделенные по прямолинейным границам участков различного фототона, светлым полосам в поле темного фототона и др., своей большей частью или фрагментарно совпадают с выявленными разломами.

В комплексе геолого-геофизических методов дистанционные аэрокосмические методы в последнее время находят все более широкое применение в практике геологических исследований и, особенно при изучении глубинного геологического строения. В основе принципиальной возможности использования лежат представления о тесной связи эндогенных и экзогенных процессов и ведущей роли внутренних сил в формировании и развитии ландшафтов, отображающихся на аэрокосмических снимках (АКС).

При работе с материалами дистанционных съемок приходится иметь дело в основном с изображениями земной поверхности, обладающими интегральной информацией вследствие наложенного влияния разновозрастных и разноглубинных структур, закономерно преобразо-

ванных комплексов экзогенных процессов. Извлечение из этого объема информации той ее части, которая обусловлена действием интересующих нас объектов и процессов, производится путем дешифрирования по определенной методике (ландшафтно-индикационный метод).

Один из самых распространенных способов оценки степени современных дизъюнктивных деформаций по материалам АКС – линеаментный анализ. Суть его заключается в выявлении, опознании и интерпретации прямолинейных элементов ландшафта, обусловленных разрывными нарушениями, зонами повышенной трещиноватости, дробления и разуплотнения. Линеаментный анализ рассматриваемой территории проводился на основе дешифрирования АКС различных уровней генерализации.

Трансформация и перенесение результатов дешифрирования на топооснову с попутной отбраковкой линеаментов, не связанных с эндогенными процессами, производились на универсальном топопроекторе. В обработку при этом вовлекались лишь те линеаменты, длина которых превышала 5 мм в масштабе снимка или карты. В качестве основных индикаторов на этапах опознания и интерпретации использовались ландшафтные индикаторы. Все выявленные линеаменты вынесены на единую основу. Полученная таким образом схема линеаментов трансформирована в карту их густоты. Уже первичный, качественный анализ схемы линеаментов свидетельствует о высокой степени неоднородности в их распространении на различных тектонических элементах и в различных ландшафтных условиях. Однако информация, извлекаемая при анализе схем линеаментов, недостаточна для корректного ее сопоставления с результатами гравиметрических исследований. Обусловлено это обстоятельство тем, что процесс дешифрирования приводит к дифференциации изначально интегрального изображения. В то же время анализ геофизических материалов основан на осреднении и интегрировании дискретных данных с последующей дифференциацией на новом уровне. Поэтому для сопоставления этих данных необходимо было прийти к "общему знаменателю".

Это достигается путем составления карты густоты линеаментов, несущей уже количественную нагрузку в виде числовых значений параметра густоты (Гл), что удобно для корреляции и сопоставления. Карта густоты линеаментов довольно наглядно демонстрирует существование крупных, определенным образом ориентированных линеаментных зон. Наглядность эта обеспечивается своеобразной графической генерализацией, происходящей при обработке схемы линеаментов "скользящим окном".

Анализ карты густоты позволил выделить несколько крупных, сгруппированных по ориентировке зон. Наиболее уверенно выделяются Ла Датыхско-Ахловская, Бенойско-Эльдаровская, Гудермесская северо-западной ориентировки; Кабардино-Галюгаевская, Советско-Гудермесская северо-восточной ориентировки, Карабулак-Гвардейская, Аргуно-Брагунская субмеридиональной ориентировки; Черногорская, Сунженская, Терская и Притеречная (Моздокско-Правобережная) субширотной ориентировки. Анализ распределения повышенных значений густоты линеаментов показывает, что практически все они сконцентрированы в узлах пересечения двух и более линеаментных зон различного простирания, т.е. в участках максимальных современных деформаций, обусловленных реализацией напряжений при взаимодействии либо наложении разноориентированных полей.

Выявленные линеаментные зоны в большинстве своем соответствуют известным глубинным разломам и обусловлены, очевидно, их современной активизацией. Природа линеаментных зон, не имеющих разломных аналогов, по-видимому, также обусловлена глубинными процессами, возможно не нашедшими отражения в результатах прежних геолого-геофизических исследований вследствие меньших масштабов проявления.

Анализ линеаментных зон, установленных различными методами, свидетельствует о значительном соответствии их местоположения и ориентировок. Такое возможно, по-видимому, лишь при генетической однородности этих зон. Линеаментные зоны, выявленные дистанционными методами, действительно являются отражением на поверхности глубинных процессов, а линеаментные зоны, выявленные гравимагнитными исследованиями, безусловно характеризуются новейшей и современной активностью. Этот вывод, помимо теоретиче-

ского, имеет важное практическое значение в связи с прогнозированием зон повышенной трещиноватости и разуплотнения (сопутствующих разломам и узлам их пересечений) как возможных ловушек для залежей не только структурного, но и нетрадиционного типов. Известно, что скорость процессов выщелачивания и минерального новообразования флюидов в сравнении с геологическим временем достаточно велика, т.е. эффективная емкость слагающих эти зоны пород могла бы оказаться со временем залеченной. Новейшая же и современная активность разломных зон затрудняет заполнение трещин катагенетическими продуктами, обеспечивая тем самым существование зон трещиноватости и разуплотнения в «эффективном» состоянии.

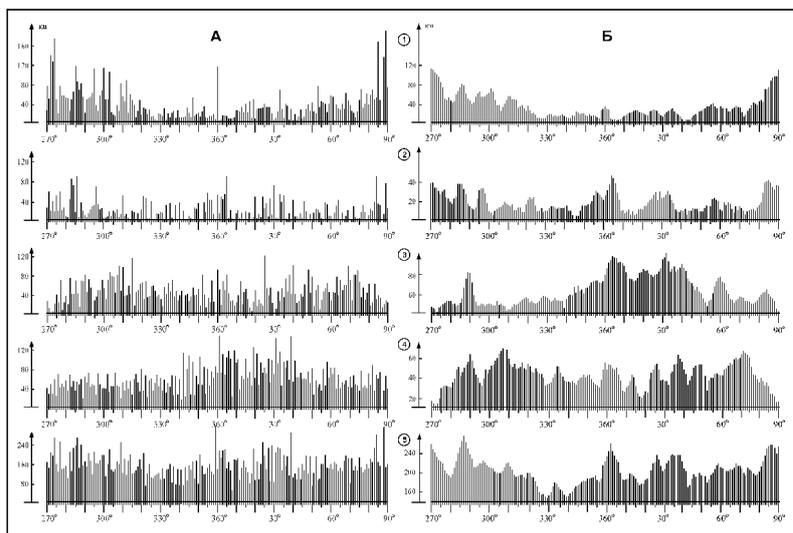


Рис.1. Гистограммы распределения азимутов линейментов: А - исходные, Б – сглаженные: 1-гравитационного поля; 2-магнитного поля; 3-гидросети; 4- АКС; 5-суммарные.

Комплексное изучение региональных геолого-геофизических материалов вместе с данными геоморфологии, геотермии, гидрогеологии и результатами дешифрирования КФС и АФС позволило, составив карту разломной тектоники Терско-Каспийского прогиба, систематизировать разрывные дислокации по положению в земной коре, геологической значимости, глубинности, морфологии и кинематической характеристике, времени заложения и основным эпохам активного развития, режиму и геодинамическим условиям формирования (рис.2). Анализируя разломно-разрывную сеть становится, очевидно, что все выделенные разломы укладываются в системы определенной пространственной ориентировки.

Глубинные разломы продольного, общекавказского простирания (Краевой, Моздокский, Терский, Сунженский, Черногорский) имеют ориентировку на различных отрезках от 255° до 290°. Они получили наиболее четкое выражение в геофизических полях и сейсмичности, в геоморфологии, по неотектоническим и геотермическим показателям. Их мантийное заложение установлено методами ГСЗ и МОВЗ. Эти разломы контролируют структурно-тектоническое и нефтегазогеологическое районирование территории и размещение гидротермальных источников различного типа. В морфогенетическом отношении такие разломы представляют собой системы грабенового типа. Глубинные разломы поперечного антикавказского простирания (Ассинский, Аксайский и др.) имеют ориентировку от 175° до 210°. Необходимо отметить, что идеальную антикавказскую ориентировку можно наблюдать в зоне выхода палеозойских и мезозойских отложений на земную поверхность, на южном обрамлении прогиба, где разломы в большинстве своем в плане совпадают с долинами одноименных рек. На остальной территории они отклоняются к востоку. Глубинные разломы достаточно уверенно выделяются или фиксируются в геофизических полях, по геоморфологическим, геотермическим и неотектоническим данным. В западной части прогиба с ними связаны интрузивные внедрения, излияния эффузивов, выходы минеральных источников и

гидротермальное оруденение. В структурном отношении эти разломы представляют собой чередование сбросов и взбросов, осложненных в южной зоне сдвиговыми дислокациями.

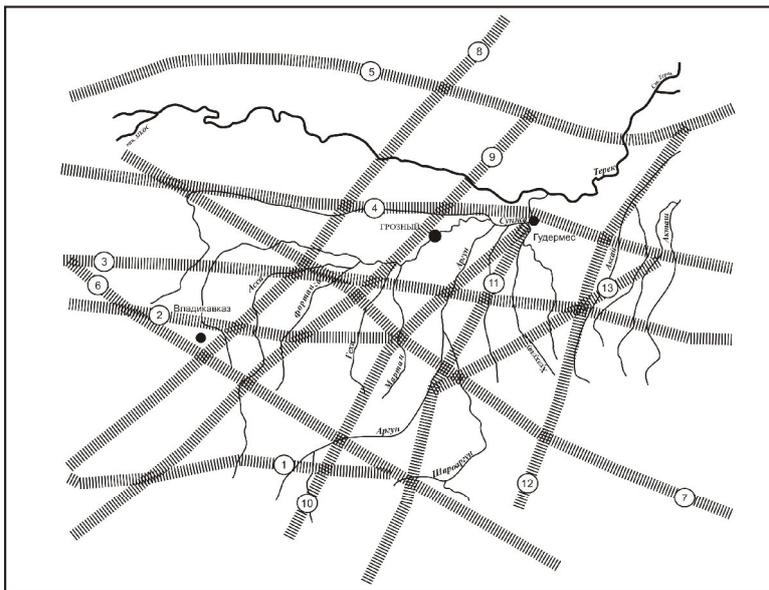


Рис. 2. Карта глубинных разломов ТКП

1-Черногорский; 2-Сунженский; 3-Срединный; 4-Терский; 5-Краевой; 6-Датыхско-Ахловский; 7-Бенойско-Эльдаровский; 8-Ассинский; 9-Грозненский; 10-Гехинско-Брагунский; 11-Гудермесский; 12-Аксайский; 13-Курчалоевский.

Глубинные разломы диагонального, северо-западного простирания (Гудермесский, Бенойско-Эльдаровский, Датыхско-Ахловский и др. Они имеют ориентировку на различных участках от  $290^\circ$  до  $320^\circ$ , хорошую морфологическую выдержанность, однако в гравитационном и магнитном полях выражены недостаточно уверенно. Разломы этого типа, выявленные на профилях ГСЗ, МОВЗ, КМПВ, имеют глубину проникновения до 20 и более км в гранитно-метаморфический слой литосферы. С зонами разломов такого типа связаны интенсивные проявления гидрохимических аномалий в мезозойских отложениях. Разломные зоны образованы сбросовыми дислокациями, в узлах пересечения с разломами другой ориентировки происходили сдвиговые дислокации. Глубинные разломы диагонального, северо-восточного простирания (Гехинско-Брагунский и др.) имеют ориентировку своих составных частей от  $190^\circ$  до  $240^\circ$ . Названия им даны по совпадению южных отрезков разломов с долинами одноименных рек, а северных отрезков – по пересечению ими месторождений УВ и разведочных площадей. Они представляют собой коленообразно сочленяющиеся грабены в фундаменте, в южной части все разломы маркируются на поверхности формами магматических образований, зонами оруденения и выходами минеральных источников, в геофизических полях в виде гравитационных ступеней и изменением простирания изолиний магнитного поля.

\*\*\*\*\*

### **Гелий в газах грязевых вулканов Кавказа**

*О.Е. Киквадзе, e-mail: bolik2000@mail.ru*

*Геологический институт РАН*

Происхождение залежей нефти и газа – одна из ключевых проблем как теоретической, так и прикладной геологии. В решении этого вопроса ведущая роль принадлежит исследованию изотопных особенностей углеводородных газов. Во многих районах мира такие газы разгружаются естественным путем через грязевые вулканы. Такие вулканы известны, в част-

ности, в Кавказском сегменте Альпийско-Гималайского складчатого пояса. В Закавказье они локализуются на двух участках в Куринской межгорной впадине – близ Каспийского побережья в Азербайджане (газы этих вулканов описаны многими исследователями во многих публикациях) и в междуречье Алазань-Йори в Восточной Грузии (в Кахетии) к югу от активного вулкана Казбек. В Предкавказье грязевые вулканы распространены в западной части Индоло-Кубанского передового прогиба, главным образом на Таманском полуострове.

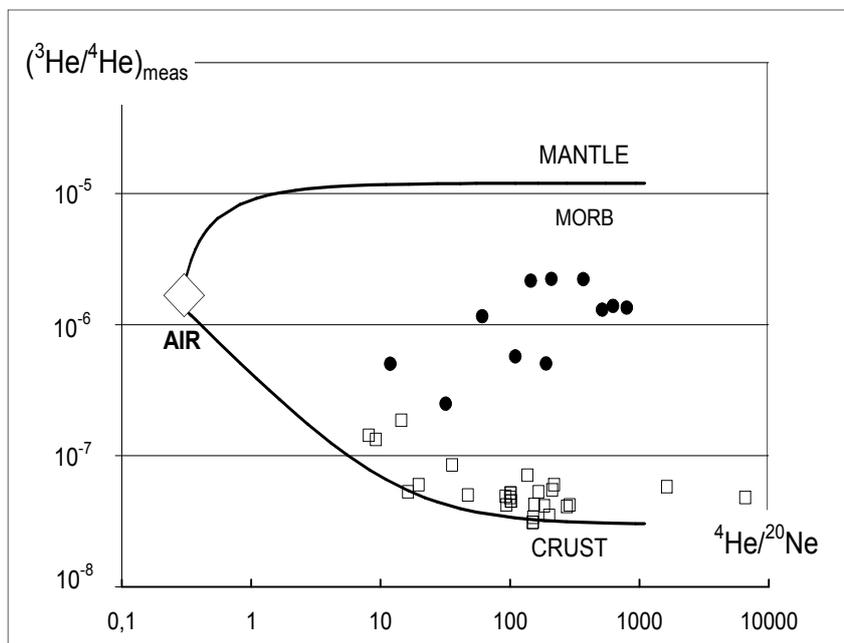


Рис.1. Соотношение величин  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  в газах грязевых вулканов Тамани (квадраты) и Кахетии (кружки).

Как и повсюду, на Тамани и в Кахетии преобладающим компонентом грязевулканических газов является метан, составляющий ~ 70-99% об. Второстепенный компонент в этих газах – углекислота, концентрации которой меняются от 0,3 до 11% об. в Кахетии и от 2 до 29% об. на Тамани. Азот, водород и инертные газы присутствуют в этих газах в примесных количествах (Лаврушин и др. 1996; Поляк и др., 2000).

Несмотря на тесное сходство химического состава, газы грязевых вулканов Таманского полуострова и Кахетии сильно различаются

по изотопному составу гелия. Значения отношения  $^3\text{He}/^4\text{He} = R$  в таманских газах меняются в пределах  $(2,8-16,0) \times 10^{-8}$  при среднем  $5,3 \times 10^{-8}$ , в то время как в эманациях грязевых вулканов

Кахетии они достигают  $\sim 220 \times 10^{-8}$  в пробах, отобранных как в 1975 году (Матвеева и др., 1978), так и в 1997 году (Лаврушин и др. 1998; Polyak et al., 2008). На рис.1. видно, что фигуративные точки соответствующие газам грязевых вулканов Тамани группируются вдоль графика смешения «атмосфера-кора». Это означает, что содержащийся в этих газах гелий является радиогенным, образовавшимся в коре. Наоборот, положение точек кахетинских газов явно указывает на присутствие примеси гелия мантийного происхождения. Следовательно, грязевой вулканизм не обязательно связан с дегазацией мантии.

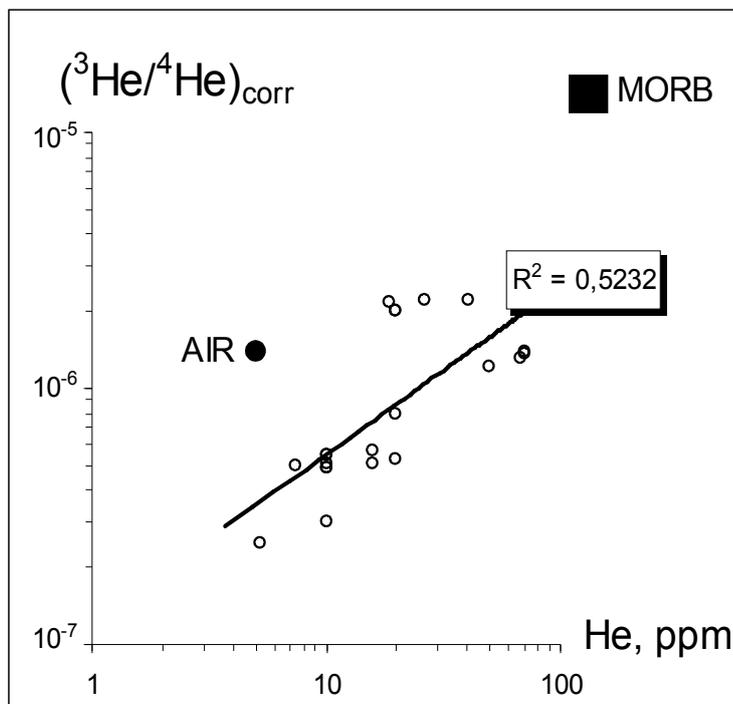


Рис.2. Корреляция концентрации He и его изотопного состава  $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{corr}}$ .

Концентрация гелия в газах кахетинских грязевых вулканов положительно коррелирует с исправленными на контаминацию

воздухом значениями  $R = ({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{corr}}$  (рис.2.), вместо обычной отрицательной корреляции этих параметров. Эта особенность кахетинских газов не вполне ясна. Более низкое содержание гелия в осадочном чехле по сравнению с таковым в дериватах мантии может быть связано как с обеднением осадков ураном и торием, так и с почти полной потерей ими радиогенного гелия.

Несмотря на отмеченные различия в изотопном составе гелия в газах грязевых вулканов Кахетии и Тамани, величины отношения  $\text{CH}_4/{}^3\text{He}$  указывают на незначительную примесь мантийной составляющей в газах обоих регионов. Оценка  $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$  отношения для исследуемых областей показала разбавление углеводородных газов углекислотой.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Каменский И.Л. (1996) Источники вещества в продуктах грязевого вулканизма (по изотопным, геохимическим и геологическим данным) // *Литология и полезн. ископ.*, 1996, № 6. С.625-647.
2. Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Покровский Б.Г.Ю и др. (1998) Новые данные об изотопах гелия и углерода в газах грязевых вулканов Восточной Грузии // XV симпозиум по геохимии изотопов им. Акад. А.П. Виноградова. М: ГЕОХИ РАН. С.151-152.
3. Матвеева Э.С., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. (1978) Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявления зон тектогенеза (на примере Кавказа) // *Геохимия*, 1978, № 3. С.307-317.
4. Polyak B.G., Tolstikhin I.N., Kamenskii I.N. et al. (2000) Helium isotopes, tectonics and heat flow in the Northern Caucasus // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2000, v. 64(11). P.1925-1944.
5. Polyak, B. G, Lavrushin, V. Yu., and Kamenskii I.N. (2008) Mantle helium traces in the Elbrus–Kazbek sector of the Greater Caucasus and adjacent areas // *Chemical Geology*, doi:10.1016/j.chemgeo.2008.08.005.

\*\*\*\*\*

УДК 553.3 (470.5)

#### Тектонические клинья Сафьяновского рудного поля и их геодинамическая интерпретация

А.Ю. Кисин, факс: (343) 371-52-52, E-mail: kissin@igg.uran.ru  
Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Сафьяновского меднорудного месторождения на Среднем Урале открыто в 1985 г. и эксплуатируется с 1994 г. Геологическое описание района и самого месторождения приведено в ряде публикаций [1, 5-8, 10, 11]. Исследователями предложено несколько моделей его геологической позиции и генезиса, в основе которых заложены те или иные представления о позднепалеозойской истории Урала. В основе всех построений лежит фактический материал, собранный при изучении скважин колонкового бурения и изучения верхних горизонтов Сафьяновского карьера. Несмотря на различия по отдельным частным вопросам, все исследователи сходятся в главном: месторождение отнесено к колчеданному типу, а время рудообразования охватывает период от  $D_2e$  по  $C_{1v}$ . Многие вопросы геологии и генезиса месторождения остаются дискуссионными и в настоящее время.

Наш интерес к Сафьяновскому месторождению вызван исключительно его тектонической позицией в структурах Урала, приуроченностью его к Восточно-Уральскому прогибу (по И.Д. Соболеву, 1969). По модели блоковой складчатости (Кисин, 2008), это отвечает блоку отрицательного изгиба коры. Признаками такого блока являются:

- граничные надвиги встречного падения, достигающие геофизической границы Конрада;
- дуплексы скалывания, осложняющие висячие бока надвигов;
- тектонические клинья, осевое горстовое поднятие или антиклинальное вздутие с многофазными малыми бескорневыми интрузиями и кольцевыми дайками;

- площадное брекчирование и мегабрекчирование;
- региональный метаморфизм, не превышающий зеленосланцевой фации;
- рудная специализация флюидов;
- посттектоническое рудообразование.

Реализация модели возможна только в условиях длительного ориентированного горизонтального сжатия. Для проверки этой идеи в 2008 г. автор провел изучение характера разрывной тектоники в бортах Сафьяновского карьера, достигшего к этому времени глубины 120 м, что позволило наблюдать трещиноватость в менее выветрелых породах и на значительных по величине разрезах.

Сафьяновское месторождение медно-цинковых сульфидных руд расположено на восточном склоне Среднего Урала, в южной части Режевской структурно-формационной зоны, сложенной вулканогенным, вулканогенно-осадочным и карбонатно-терригенным комплексами девон-нижнекаменноугольного возраста [6, 11]. От смежных структур она отделяется надвигами встречного падения. Геолого-съёмочными работами выделяются три тектонических пластины, разделенных надвигами западного падения с углами 25-45°: Останинская, Бороухинская и Мелкозеровская [6]. По своему положению и элементам залегания они обусловлены дуплексами скалывания с надвиговой кинематикой, осложняющими висячий бок крупного надвига. Месторождение расположено в южной части Бороухинской тектонической пластины и приурочено к сафьяновской толще с экструзивно-субвулканическими телами кислого состава [6]. С юга рудное поле перекрывается гипербазитами Режевского массива. Некоторые исследователи считают его ретрошарьяжем, с амплитудой горизонтального перемещения 100-130 км из зоны Главного Уральского разлома [1, 11]. Автор рассматривает его как протрузию ультраосновных пород, связанную с глубинным граничным надвигом. Режевским шарьяжем и Сафьяновским надвигом рудное поле разделено на три тектонических пластины: Кондихинскую, Сафьяновскую и Восточно-Сафьяновскую. Многочисленные надвиговые структуры выявлены по результатам колонкового бурения по всей площади структуры. Все это позволяет рассматривать их как область площадного брекчирования и мегабрекчирования.

Вулканические и субвулканические образования, по мнению одних исследователей представляют гомодромный ряд дифференциатов базальт-андезит-дацит-риодацит-риолитовой формации [5, 6]; другие относят их к «типичной толеитовой формации» [11]. Р.Г. Язева и др. [11] выделяют два типа руд. *Ранние*, вулканогенно-осадочные, связанные с затухающим островодужным толеитовым вулканизмом D<sub>2e</sub>. *Поздние*, гидротермально-метасоматические связанные с живетским (?) вулканизмом андезито-дацитово-риолитовой формации. К ранним отнесены сплошные колчеданные руды, которые отлагались в неравновесных условиях смешения горячих гидротермальных растворов с морской водой. Температура образования сплошных колчеданных руд оценивается в 230-370°C. К ранним отнесены и богатые рудные столбы, которые отлагались при температуре 150-220°C. Прожилково-вкрапленные руды, более поздние, формировались при температуре 490-370°C. Руды неметаморфизованные.

При осмотре бортов карьера, прежде всего, бросается в глаза сильная тектоническая нарушенность пород. Преобладает мелкая трещиноватость: от волосовидной, наблюдаемой в образцах при увеличении 5-10X или в шлифах, до относительно крупной, прослеживающейся в бортах карьера на первые метры. Достаточно распространены трещины, прослеживаемые по падению (наблюдению доступны только борта карьера) на многие метры и десятки метров или полностью пересекающие борта карьера. Ориентировка трещин в пространстве всевозможная. В то же время они группируются в системы, подчиненные влиянию более крупных трещин, протягивающихся на десятки и, вероятно, сотни метров. Описание их в данной работе заняло бы значительный объем. Поэтому здесь мы ограничимся только трещинами, формирующими клиноформы, которые в пределах карьера чрезвычайно распространены.

ЮЗ

Выцветы купороса

СВ



Рис. 1. Тектонические клинья в северо-западном борту карьера

В СВ борту карьера преобладают три системы трещин: азимут простирания  $70^{\circ} (\pm 10^{\circ})$ , угол падения  $35^{\circ} (\pm 5^{\circ})$  ЮВ; азимут простирания  $270^{\circ} (\pm 10^{\circ})$ , угол падения  $40^{\circ} (\pm 5^{\circ})$  СЗ; азимут простирания  $45^{\circ} (\pm 10^{\circ})$ , угол падения  $60^{\circ} (\pm 5^{\circ})$  ЮВ (ввиду требований техники безопасности все замеры производились дистанционно, с расстояния 1-3 м). Все эти трещины прямолинейные, нередко кулисообразные. Зеркала скольжения наблюдаются исключительно редко. Глинка трения не наблюдалась. Поверхность бортов трещин обычно мелкоступенчатая. Все это указывает на сколовый характер трещин.

Крупные трещины формируют достаточно масштабные тектонические клинья шириной многие десятки и первые сотни метров (рис. 1). Высота клиньев примерно такая же. Острие клина всегда направлено вниз. Внутри большого клина выделяется клинья меньших размеров, внутри которых выделяются еще более мелкие клинья, вплоть до размеров обычного образца. Но даже в пределах образца обнаруживается большое количество микротрещин, залеченных кварцем при более поздних гидротермально-метасоматических процессах. Прямолинейные трещинки ориентированы субпараллельно боковым поверхностям образца, т.е. также образуют клинья. По кинематике они отнесены к трещинам скалывания. Другая система трещин субпараллельна горизонтальной поверхности образца. Они более редкие, широкие, извилистые, с многочисленными пережимами и выполнены преимущественно карбонатным материалом. По кинематике данные трещины отнесены к трещинам растяжения. Такой образец является миниатюрной копией больших тектонических клиньев, которые в верхней части обычно венчаются зоной горизонтального брекчирования, близких аналогов трещин растяжения в изученных образцах.

Несколько севернее Сафьяновского месторождения имеется Черноречинско-Алапаевский субширотный профиль ГСЗ. Режевская СФЗ на этом профиле выглядит как система круто наклоненных отражающих площадок, протягивающейся до глубины 6-8 км (рис. 2) и рисующая систему тектонических клиньев, подобную таковой Сафьяновского карьера. Отчетливо на нем просматриваются глубинный надвиг и дуплексы скалывания в его висячем боку. Схожая картина наблюдается и по профилю Камышлов-Асбест-оз. Таватуй, пройденного южнее месторождения.

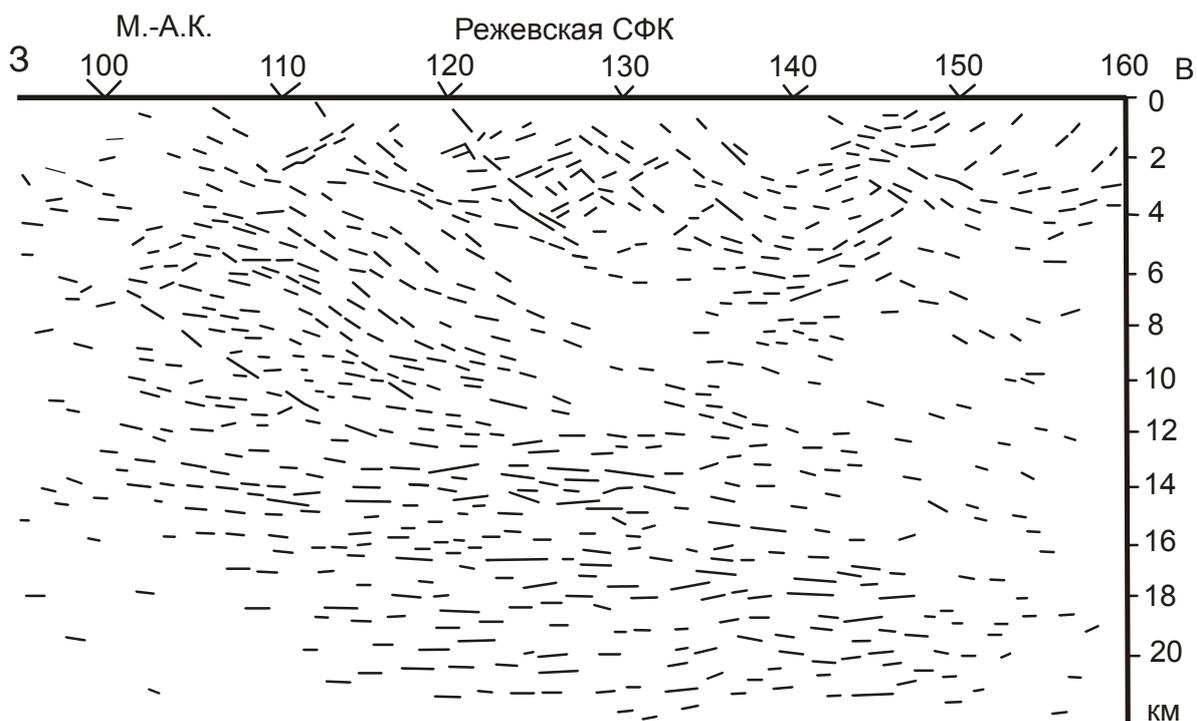


Рис. 2. Фрагмент восточной части Черноисточинского профиля ГСЗ [по 15], показывающий распространение тектонических клиньев до глубины 8 км

Таким образом, в районе Сафьяновского месторождения мы видим систему тектонических клиньев различного ранга. Каково же их происхождение? Кинематический тип трещин указывает на образование их в условиях горизонтального сжатия, локализованного в пределах Режевской СФЗ. В целом, наблюдается область объемной трещиноватости, охватывающая верхние 6-8 км коры. Объяснить образование такой области в верхней части коры только условиями горизонтального сжатия крайне затруднительно. Во-первых, нужно куда-то переместить излишние объемы нижней части коры. Во-вторых, найти источники тектонических сил для локального участка верхней коры. В-третьих, катаклазированные породы не способны передавать напряжения на расстояния. Вместо объемной трещиноватости так могли образоваться только одиночные разломы, полностью релаксирующие тектонические напряжения. С позиций блоковой складчатости такие проблемы не возникают, поскольку при изгибе зона сжатия охватывает только верхнюю часть упругой коры, а нижняя ее часть испытывает условия горизонтального растяжения. Напряжения при изгибе объемные, проявляющиеся внутри любого элементарного объема. Следовательно, и трещиноватость пород будет объемная и только в верхней части коры, ограниченная площадью структуры.

На месторождении чрезвычайно широко распространены брекчии. Большинство исследователей для них предполагается осадочное происхождение и частично эксплозивное. Признаков эксплозивных брекчий мной не обнаружено. Характерно совпадение геометрии границ смежных обломков, что является признаком тектонических брекчий. Перемешивание обломков не наблюдалось: брекчии представлены обломками только одного вида пород. Перемешивание обломков имеет место только в телах эруптивных брекчий, представленных субвертикальными дайками мощностью 0,5-10 м. Для них характерна флюидальная текстура, наличие автолитов, риолитовый (?) матрикс, нонтронитизация обломочного материала, отсутствие тектонической переработки. Хотя наличие осадочных брекчий на месторождении вполне вероятно, но их явных признаков не наблюдалось. Массовое образование тектонических брекчий характерная черта блока отрицательного изгиба коры, когда условия сжатия определяются не приложенными извне тектоническими силами, а внутренними, объемными.

Время тектонической переработки участка Сафьяновского месторождения поствизейское, поскольку под месторождением бурением вскрыты визейские известняки. Признаков

активной тектонической переработки рудных тел не наблюдается. Большинство рудных тел приурочено к участкам плащеобразных тел тектонических брекчий. Это хорошо видно по степени трещиноватости и брекчированности вмещающих пород выше и ниже рудных тел. Прожилково-вкрапленные руды приурочены к цементу тектонических брекчий и к различным трещинам. Сульфидная минерализация наложена и на тела эруптивных брекчий. Дорудные гидротермально-метасоматические преобразования пород, выраженные в осветлении, окварцевании и серицитизации, наложены на тектонические брекчии и контролируются тектоническими нарушениями.

Все это ставит под сомнение  $D_2e-C_1v$  время рудообразования и правомерность отнесения Сафьяновского месторождения к колчеданному типу. Исходя из вышеприведенных наблюдений, можно предполагать, что структура Сафьяновского месторождения формировалась в поствизейское время, в условиях горизонтального сжатия Урала. Тектоническая энергия сжатия сфокусирована отрицательным изгибом коры на ее верхнюю часть, что создало систему тектонических клиньев (область объемной трещиноватости). Изучение на экспериментальных моделях характера деформаций в зоне сжатия блока отрицательного изгиба показало схожие результаты. Время интенсивной гидротермальной деятельности приходится преимущественно на регрессивный этап (слабая тектоническая переработка руд, отсутствие их метаморфизма). Согласно модельным построениям, на прогрессивном этапе деформаций, в блоке отрицательного изгиба действует обратный (запирающий) градиент стрессовых напряжений, запрещающих движение флюидов вверх [12]. Это создает аномальные пластовые флюидные давления, перегрев флюидов и их обогащение рудным веществом. На регрессивном этапе они перемещаются в область объемной трещиноватости, где смешиваются с метеорными или захороненными морскими водами, что способствует рудоотложению. Отсюда можно предположить, что Сафьяновское месторождение относится к эпитептермальному сульфидному типу. Это открывает новые перспективы на поиски месторождений подобного типа в блоках отрицательных изгибов коры Восточно-Уральской мегазоны.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бочкарев В.В., Пучков В.Н., Язева Р.Г. Колчеданное оруденение в позднепалеозойском ретрошарьяже на Среднем Урале // ДАН СССР. 1991. Т. 317. № 3. С. 684-688.
2. Грабежеев А.И. Подрудные метасоматиты цинк-медно-колчеданных месторождений Урала (на примере Гайского и Сафьяновского месторождений) // Литосфера. 2004. № 4. С. 76-88.
3. Грабежеев А.И., Молошаг В.П., Сотников В.И. и др. Метасоматический ореол Сафьяновского Zn-Cu колчеданного месторождения, Средний Урал // Петрология. 2001. Т. 9. № 3. С. 204-220.
4. Кисин А.Ю. Общекоровая складчатость как основа для прогнозирования месторождений полезных ископаемых // Эндогенное оруденение в подвижных поясах (XIII Чтения памяти А.Н. Заварицкого). Мат-лы междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 13-17.
5. Коровко А.В., Двоеглазов Д.А., Лещев Н.В. и др. Сафьяновское медно-цинковое колчеданное месторождение (Средний Урал) // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 152-153.
6. Коровко А.В., Двоеглазов Д.А. О позиции Сафьяновского рудного поля в структурах Режевской структурно-формационной зоны (Средний Урал) // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 151-152.
7. Коротеев В.А., Язева Р.Г., Бочкарев В.В. и др. Геологическая позиция и состав Сафьяновского меднорудного месторождения на Среднем Урале // Путеводитель геологических экскурсий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 54 с.
8. Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Молошаг В.П., Малюгин В.А. Геология Сафьяновского медноколчеданного месторождения (по результатам картирования карьера) // Ежегодник-2001. ИГГ УрО РАН. Информ. сб. науч. тр. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. С. 276-281.

9. Соколов В.Б., Силин В.А., Аверкин Ю.П., Рыбалка А.В. Глубинное строение коры Среднего Урала (по результатам геофизических исследований на Черноисточинско-Алапаевском профиле) // Земная кора и полезные ископаемые Урала: Сб. науч. трудов. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1993. С. 16-29.
10. Шереметьев Ю.С., Лецев Н.В. Сафьяновское медноколчеданное месторождение на Среднем Урале // Путеводитель геологических экскурсий. Екатеринбург: КИР по Свердловской области, 2000. 14 с.
11. Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В. Геология и рудные парагенезисы Сафьяновского колчеданного месторождения в среднеуральском ретрошарьяже // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 4. С. 47-58.
12. Кисин А.Ю., Коротеев В.А. Градиенты стрессовых напряжений – как причина перемещения вещества при общекоровой складчатости // ДАН. 2009. Т. 424. № 1. С. 67-70.

\*\*\*\*\*

УДК 550.8

**О выборе оптимального решения из множества эквивалентных при решении обратной задачи.**

*Т.Н. Кишман-Лаванова, 38 044 4243330, kltam@ukr.net  
Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина.*

В связи со значительным ростом мощностей вычислительной техники появилась возможность формулировать задачи, решение которых ранее считалось нецелесообразным из-за невозможности практической реализации. На современном этапе все активнее развиваются методы прямого поиска при решении обратных задач. Причины этого достаточно ясны. Большинство геофизических оптимизационных задач нелинейны, что приводит к нерегулярному виду целевых функций. Локальные оптимизационные методы, такие как матричная инверсия, методы скорейшего спуска, сопряженных градиентов «имеют склонность» попадать в локальные минимумы и таким образом сильно зависят от выбора начальной модели. Поэтому методы глобальной оптимизации много экстремальных функций, в которых нет этих ограничений, достаточно привлекательны в геофизической практике.

Среди методов прямого поиска значительный интерес представляют методы Монте Карло (Monte Carlo - МС). Обратная задача в рамках методов МС заключается в нахождении множества решений, теоретические поля которых отличаются от наблюдаемого поля менее, чем на фиксированное положительное число. Процесс поиска с помощью алгоритма МС можно разделить на два этапа:

- 1) формирование моделей и сравнение наблюдаемых и теоретических данных (собственно поиск);
- 2) этап оценивания.

Этап поиска реализуется с помощью различных алгоритмов, основанных на исследовании параметрического пространства тем или иным способом. Среди них стоит выделить метод равномерного поиска [1, 2], алгоритм модельного закаливания [3], генетические алгоритмы [4, 5]. Эффективным оказался и предложенный для сейсмических обратных задач алгоритм окрестностей [6, 7]. В основе алгоритма лежит аппроксимация параметрического пространства функцией невязки, которая определяется для каждой точки пространства. Для этого используются геометрические конструкции известные как диаграммы Вороного [8].

Опыт применения алгоритма окрестностей стал полезным и для обратных задач гравиметрии [9].

Этап оценивания, и в конечном результате выбор оптимального решения требует более тщательного изучения. На этом этапе часто возникает желание выбрать только модель, которая наилучшим образом согласуется с наблюдаемыми данными и проверить ее детальнее. Однако этого всегда оказывается недостаточно из-за наличия погрешностей в данных и

неединственности решения обратной задачи. Альтернативой такому простому, но ненадежному способу выбора моделей есть процесс анализа множества принятых моделей (то есть, моделей, которые удовлетворяют данным с заданной точностью), что может быть полезным, если параметрическое пространство было достаточно детально исследовано с помощью алгоритма поиска. Первые попытки в этом направлении, в частности для сейсмических задач, предусматривали непосредственное сравнение принятых моделей графическим способом [2]. Альтернативой к графическим методам стал метод кластерного анализа, предложенный Vasco D.W. и др. [10], в котором используются статистические методы для характеристики множества принятых моделей и делаются выводы о свойствах, которыми владеют все модели. Несколько похожий подход предложил Douma H. и др. [11], проектируя множество принятых моделей на ряд ортогональных функций, таким способом пытаясь определить ограничивающую информацию, скрытую в множестве.

Другой способ характеристики множества заключается в поиске определенных свойств, которыми бы владели все принятые модели. Такой подход был предложен в контексте нелинейных обратных задач [12]. Опять же пределы, в которых можно получить содержательные выводы из множества моделей, зависят главным образом от типа моделирования, выполненного на поисковом этапе.

В последние годы геофизики начали развивать методы анализа множеств. Основная идея заключается в том, что выводы, полученные на основе множества потенциальных решений более полезны, чем рассмотрение только одной (как правило, наиболее удовлетворяющей данным) модели. Существующие на данный момент подходы весьма эффективны, но далеко не применимы во всех ситуациях.

Рассматривая обратную задачу в рамках поиска решения с помощью алгоритма окрестностей, приходим к теории нечетких множеств, а именно к определению степени принадлежности искомого элемента совокупности нечетких множеств.

По сути, для установления оптимального решения в качестве критериев имеем функцию невязки, оценивающую расхождения между полями, и совокупность априорных ограничений. В рамках теории нечетких множеств [13, 14] ограничивающие условия формулируются как функция принадлежности шкале интервалов или шкале отношений. Поскольку модель должна одновременно удовлетворять различным ограничениям, то, применив к множествам операцию пересечения, сможем ответить на вопрос, какая из моделей принадлежит рассматриваемым множествам в большей степени, и таким образом, получить решение, наиболее удовлетворяющее всем условиям.

Приведем основные определения теории нечетких множеств используемые в работе.

Пусть  $U$  — так называемое универсальное множество, из элементов которого образованы все остальные множества, рассматриваемые в данном классе задач. Нечетким множеством  $A$  называется совокупность пар  $A = \{ \langle x, \mu_A(x) \rangle | x \in U \}$ , где  $\mu_A$  — функция принадлежности, т.е.  $\mu_A : U \rightarrow [0, 1]$ . Функция принадлежности есть аналогом характеристической бинарной функции в обычных множествах.

Для определения пересечения нечетких множеств воспользуемся максиминной операцией:

$$\mu_{A \cap B}(x) = \min \{ \mu_A(x), \mu_B(x) \}.$$

В практических приложениях применяются методы определения характеристической функции по выборкам и на основании априорной информации, в которую входят ограничения на эту функцию. Если таковой не имеется, прибегают к эвристическим методам нахождения этих функций с последующей экспериментальной проверкой «качества» выбранных функций. [15].

Для интервальных оценок будем пользоваться наиболее простыми функциями принадлежности:

$$\gamma(x; a, b) = \begin{cases} 0, & x \leq a \\ \frac{x-a}{b-a}, & a \leq x \leq b \\ 1, & x \geq b \end{cases} \quad \text{или} \quad L(x; a, b) = \begin{cases} 1, & x \leq a \\ \frac{b-x}{b-a}, & a \leq x \leq b \\ 0, & x \geq b \end{cases}$$

Таким образом, определив функции принадлежности совокупности множеств для группы  $\varepsilon$ -эквивалентных моделей, находим оптимальное решение задачи – модель наиболее удовлетворяющую всем данным.

Заметим, что полученная модель может служить моделью начального приближения в рамках других методов, например, градиентных, или же быть самостоятельным решением.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Keilis-Borok V.I., Yanovskaya T.B. Inverse problems of seismology // Geophys. J. R. Astron. Soc. – 1967. – 13. – P. 223-234.
2. Press F. Earth models obtained by Monte Carlo inversion // J. geophys. Res. – 1968. – 73. – P. 5223-5234.
3. Rothman D.H. Automatic estimation of large residual statics corrections // Geophysics. – 1986. – 51. – P. 332-346.
4. Sambridge M., Drijkoningen G. G. Genetic algorithms in seismic waveform inversion // Geophys. J. Int. – 1992. – 109. – P. 323-342.
5. Stoffa P.L., Sen M.K. Nonlinear multiparameter optimization using genetic algorithms: inversion of plane wave seismograms // Geophysics. – 1991. – 56. – P. 1749-1810.
6. Sambridge M. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm – I. Searching a parameter space // Geophysical journal international. – 1999. – 138, № 2. – P. 479-494.
7. Sambridge M. Finding acceptable models in nonlinear inverse problems using a neighbourhood algorithm // Inverse Problems. – 2001. – 17. – P. 387-403.
8. Voronoi M.G. Nouvelles applications des parameters continues a la theorie des formes quadratiques // J. reine Angew. Math. – 1908. – 134. – P. 198-287.
9. Кушман-Лаванова Т.Н. Построение интерпретационной модели при решении обратной задачи гравиметрии с помощью алгоритма окрестностей // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 33-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. – Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН. – 2006. – С. 131-135.
10. Vasco D.W., Jonson L.R., Mayer E.L. Ensemble inference in geophysical inverse problems // Geophys. J. Int., 1993. – 117. – p. 711-728.
11. Douma H., R. Snieder, and A. Lomax, Ensemble inference in terms of Empirical Orthogonal Functions, Geophys. J. Int., 1996. – 127. – p. 363-378.
12. Sambridge M., Mosegaard K. Monte Carlo methods in geophysical inverse problems // Rev. Geophys. – 2002. – 40. – P. 301-329.
13. Яхьяева Г. Э. Нечеткие множества и нейронные сети. Интернет-университет информационных технологий - ИНТУИТ.ру, БИНОМ. Лаборатория знаний, 2008, 320 с.
14. Алтунин А.Е., Семухин М.В. Модели и алгоритмы принятия решений в нечетких условиях: Монография. Тюмень: Издательство Тюменского государственного университета, 2000. 352 с.
15. Гусев Л.А., Смирнова И.М. Размытые множества. Теория и приложения (обзор). Автоматика и телемеханика, N 5, 1973, с.66-85.

\*\*\*\*\*

**Электропроводность мантии Фенноскандинавского щита по результатам совместной интерпретации данных глубинных МТ и глобальных МВ зондирований**

*А.А. Ковтун, И.Л. Варданянц*

*тел. 8(812)428 46 26, факс 8(812)428 72 40, izabella-spb@mail.ru*

*Научно-исследовательский институт физики СПбГУ, Санкт Петербург, Россия*

**Введение**

В работе проведено исследование глубинного распределения электропроводности мантии Фенноскандинавского щита по данным международного эксперимента BEAR. Для построения модели электропроводности использовались "продольные" амплитудные кривые магнитотеллурического зондирования (МТЗ), выходящие в области больших периодов на кривую глобального магнитовариационного зондирования (ГМВЗ), а так же фазовые кривые максимального импеданса, хорошо согласующиеся с фазовой кривой (ГМВЗ). Установлено, что до 100 км распределения, полученные при интерпретации двух типов кривых различны, но на глубинах, больших 100 км, они практически совпадают, что дало возможность построить единую среднюю кривую распределения проводимости для мантии Фенноскандинавского щита. Кривая описывает глубинное распределение проводимости на всем Фенноскандинавском щите за исключением областей в северной части Ботнического залива и на Беломорском блоке. Градиент проводимости имеет особенности на первых 100- 200 км мантии. В интервале 200-600 км градиент меняется мало и снова увеличивается с глубины 700 км.

**Выбор амплитудных и фазовых кривых для их последующей интерпретации**

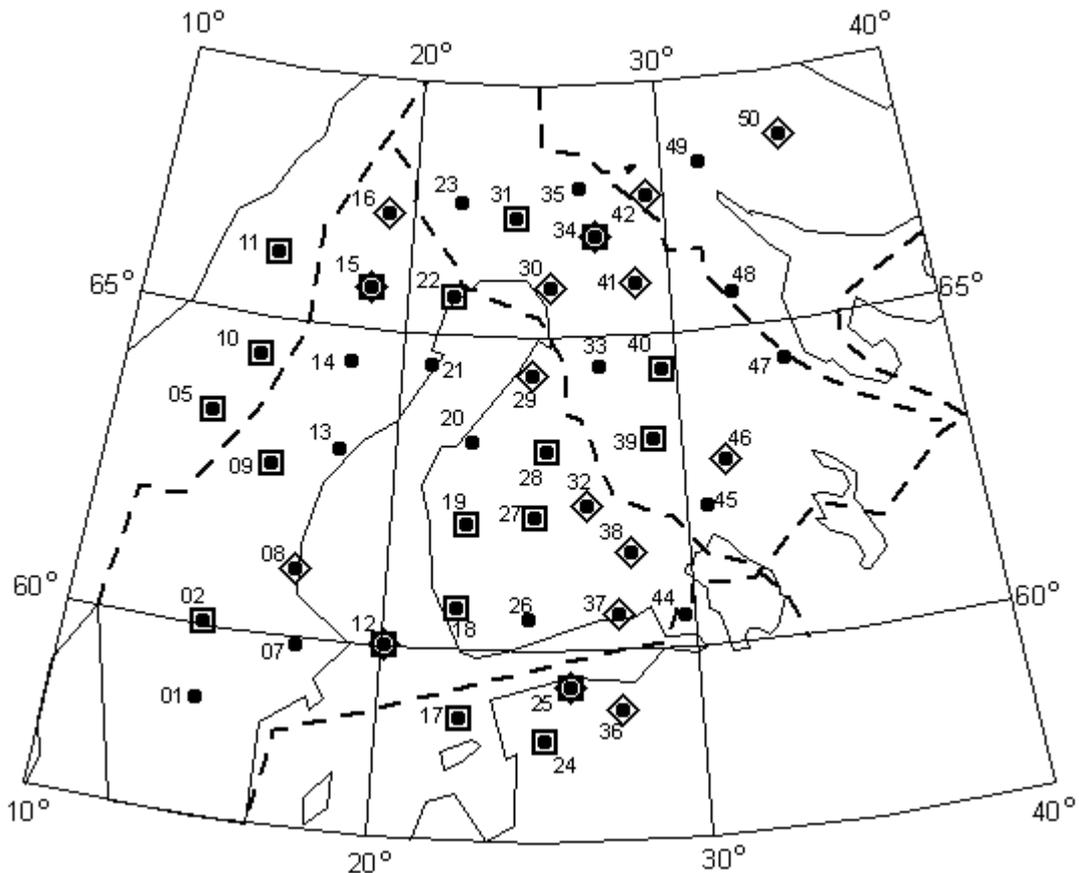


Рис.1. Расположение пунктов зондирования BEAR; черные точки – пункты BEAR; ромбами отмечены пункты, где интерпретировались «продольные» кривые, квадратами - фазовые; пунктир – границы геоблоков.

Для исследования глубинного распределения электропроводности мантии Фенноскандинавского щита был выполнен анализ данных международного эксперимента BEAR (Baltic Electromagnetic Array Research), проведенного летом 1998 г. В ходе эксперимента были выполнены синхронные МТ зондирования в интервале периодов от 10 с до суток в 46 пунктах Фенноскандинавского щита. Расположение пунктов зондирования представлено на рис.1. Обработка полевых записей проведена И.М. Варенцовым и М.Ю. Смирновым [1].

В основе проведенного исследования лежит применявшийся нами ранее подход, основанный на том, что наименее искаженную неоднородностью верхней части разреза информацию о глубинном разрезе несут «продольные» кривые, близкие к кривой ГМВЗ в области больших периодов. В квазидвумерных случаях «продольной» кривой является либо минимальная, либо максимальная кривая. В общем случае аналогами этих кривых являются соответствующие кривые инвариантов Д.Е. Эггерса [2]. Анализ данных BEAR показал, что даже в типично трехмерных случаях кривые, соответствующие одному из инвариантов Эггерса, во многих случаях хорошо согласуются с ГМВ кривой. В качестве данных ГМВЗ была использована выборка Н.Н. Ротановой [3]. Перекрывание интервалов периодов данных BEAR и данных ГМВЗ в области суточных вариаций позволяет надеяться на получение надежных результатов для глубин 200-700 км.

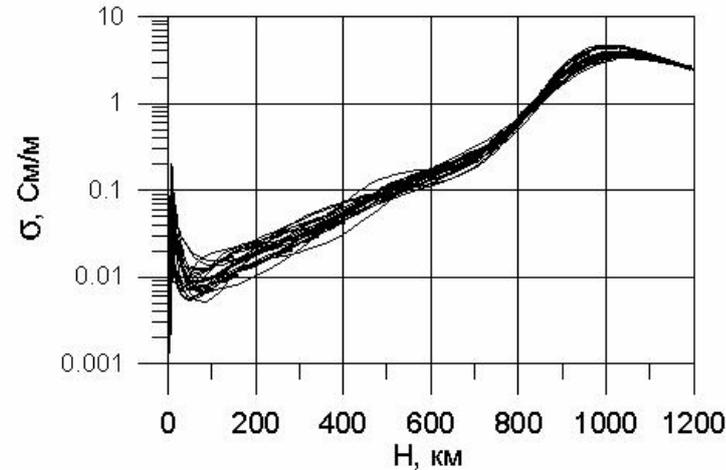
Наряду с продольными кривыми были использованы фазовые кривые максимального импеданса, которые при любой размерности неоднородной среды выходят на нормальный уровень в области больших периодов. Если взять в качестве «нормального» уровня кривую ГМВЗ, то, начиная с некоторой глубины, определяемой горизонтальной неоднородностью верхней части разреза, мы должны получить распределение, совпадающее с распределением, полученным по «продольным» кривым. Результаты такого подхода были представлены в наших работах [4,5]. В значительной части пунктов фазовые кривые максимального импеданса Эггерса хорошо согласуются с фазовой кривой ГМВЗ в области суточных вариаций

### **Интерпретация кривых**

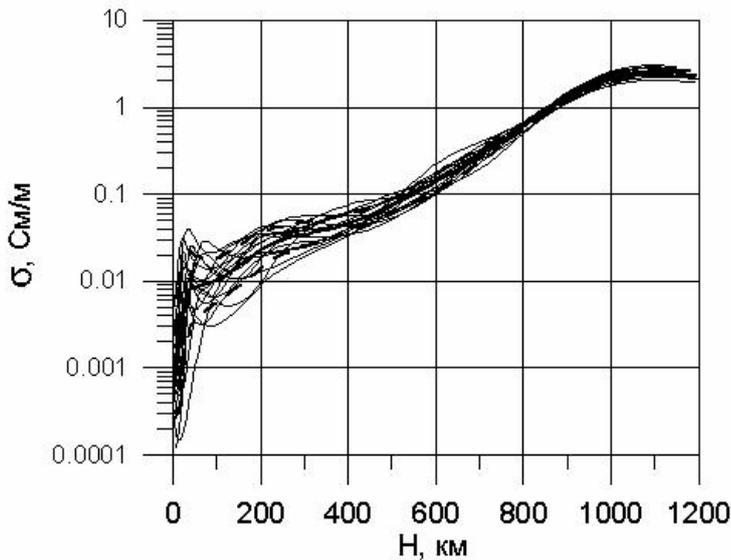
Одномерная интерпретация кривых проводилась по программе Л.Н. Пороховой и М.М. Харламова, алгоритм которой основан на методе эффективной линеаризации (МЭЛ) [6]. Качество интерпретации оценивается величиной невязки между экспериментальными данными и полученным решением, а также характеристиками решения, построенного в рамках модели градиентной среды – интервалом сглаживания и погрешностью. Совместная интерпретация позволила повысить разрешающую способность данных на глубинах 200-700 км почти в два раза. Погрешность решения определяется погрешностью экспериментальных данных. На периодах до 2000 с, обеспечивающих определение проводимости на глубинах до 200-300 км, она не превышает для величины кажущегося сопротивления 5 %. Истинных погрешностей данных ГМВЗ мы не знаем, поскольку кроме погрешности обработки в них включаются погрешности сферического анализа, проводимого, как правило, в рамках упрощенной модели источника в виде DR-токовой системы. Поэтому получаемые при интерпретации по МЭЛ оценки погрешности определения проводимости могут быть использованы только до глубин, не превышающих 300 км. На новом этапе исследования результатов интерпретации «продольных» кривых и фазовых кривых максимального импеданса мы основное внимание обратили на качество интерпретации. Для анализа были выбраны только те пункты зондирования, в которых невязка интерпретации как фазовых, так и «продольных» кривых не превышала погрешности экспериментальных данных, что гарантировало нам отсутствие серьезного влияния горизонтальной неоднородности верхней части разреза в пунктах зондирования, а так же выполнение амплитудно-фазовых соотношений, характерных для горизонтально-однородной среды. Выбранные для интерпретации «продольных» и фазовых кривых пункты показаны на рис.1. Всего для интерпретации «продольных» кривых было взято 16 пунктов, а фазовых – 19. В четырех пунктах были проинтерпретированы как «продольные» кривые, так и фазы максимального импеданса. Таким образом, всего для анализа было использовано 35 кривых в 31 пункте, т.е. в 2/3 всех пунктов BEAR, распределенных на территории практически равномерно.

**Анализ результатов интерпретации МТ кривых эксперимента BEAR**

**а** B02, B05, B09, B10, B11, B12, B15, B17, B18, B19, B22, B24, B25, B27, B28, B31, B34, B39, B40



**б** B08, B12, B15, B16, B25, B29, B30, B32, B34, B36, B37, B38, B41, B42, B46, B50



На рис 2 приведены кривые распределения удельной проводимости по глубине по результатам интерпретации фаз максимального импеданса (а) и "продольных" кривых (б).

Рис.2. Распределение удельной проводимости по глубине на Фенноскандинавском щите по результатам 1D интерпретации: а - фазовых кривых максимального импеданса, б - «продольных» кривых; жирная линия - среднее значение; пунктир - среднее квадратичное отклонение.

Наблюдаются две особенности в поведении распределений проводимости.

1. До глубины 100 км при интерпретации фазовых кривых получаются значения удельной проводимости большие, чем при интерпретации "продольных" кривых.

2. До 300 км расхождение кривых распределения проводимости, полученных по "продольным" кривым, значительно больше, чем в случае фазовых кривых.

Однако средние кривые распределения проводимости для обоих случаев, начиная с 100-150 км, практически совпадают. На рис.3 приведены средние кривые для обоих случаев, а также средняя кривая для всех 31 пунктов. Видно, что в интервале глубин 100–900 км кривые распределения, полученные по "продольным" и фазовым кривым, практически совпадают и не выходят за пределы среднеквадратичного отклонения общей кривой.

На рис.4 представлено поведение величины  $\gamma = \ln \sigma / dz$ , характеризующей изменения относительного градиента проводимости по глубине. Эта величина в принципе может отражать изменения физического и химического состава верхней мантии. Однако, учитывая слабую разрешающую способность электромагнитных методов в области больших глубин, не следует ожидать больших изменений этой величины. На первых 150 км наблюдается быстрый рост  $\gamma$ . Максимальное значение  $\gamma$  имеет на глубине 150 км ( $0.016 \text{ км}^{-1}$ ). Далее  $\gamma$  уменьшается, что говорит об изменении характера носителей зарядов. Скорее всего, это уменьшение обусловлено переходом к ионному типу проводимости, рост которой замедляется с увеличением давления. Уменьшение  $\gamma$  продолжается до  $0.012 \text{ км}^{-1}$  на глубине 300 км. Глубина от 180 до 300 км характеризуется минимальным ростом проводимости, что может быть связано с переходом к веществу с повышенной пластичностью и минимальной зависимостью от давления. Возможно, это и есть признак астеносферы на Фенноскандинавском щите. Начи-

ная с глубины 300 км наблюдается рост  $\gamma$  до  $2.02 \text{ км}^{-1}$  на глубине 800 км. Существенный рост  $\gamma$  после 500 км, возможно, обусловлен уже изменением химического состава мантии, имеющим место на глубине около 670 км.

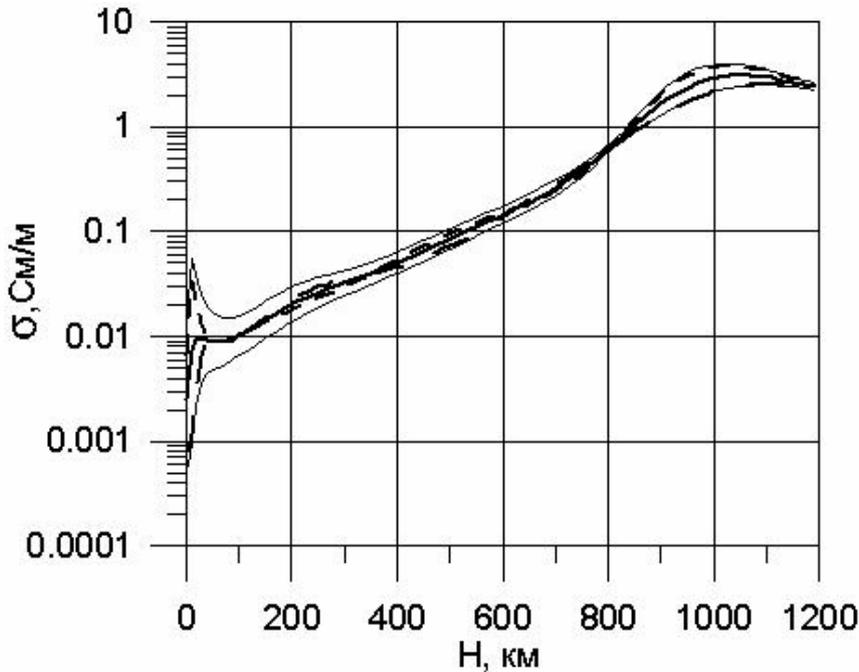
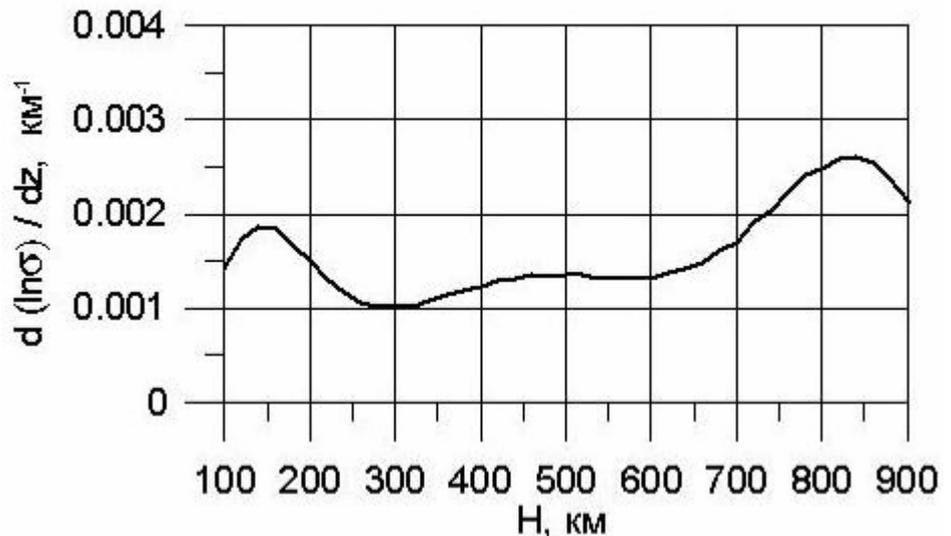


Рис.3. Среднее распределение удельной проводимости по глубине на Фенноскандинавском щите по результатам 1D интерпретации: мелкий штрих - фазовых кривых, крупный штрих - «продольных», жирная линия - и фазовых и «продольных» кривых; тонкая линия - среднее квадратичное отклонение для общей кривой.

Рис.4. Логарифмическая производная удельной электропроводности по глубине



Конечно, эти заключения нуждаются в дополнительных исследованиях. В первую очередь необходимо провести районирование Фенноскандинавского щита по поведению величины  $\gamma$ , полученной для каждого пункта в отдельности и выявить стабильность полученной характеристики в каждом из выделенных районов.. Второй момент, который требует серьезной доработки, – это более детальный анализ влияния данных ГМВЗ, которое проявляется на поведении полученного распределения проводимости мантии на глубинах от 300 до 800 км.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Smirnov M.Yu., Varentsov I.M., the BEAR Working Group. Approaches to derive consistent averages from multi-team MT and GDS transfer function estimates in the BEAR project. Proc. of 5th SVEKALAPKO Univ. of Oulu. Dept. of Geoph. Rep. 23. 2000, p.82.
2. Eggers D.E. An Eigenstate formulation of the magnetotelluric impedance tensor. Geophysics. Vol 47, No 8, 1982, p. 1204-1214.

3. Ротанова Н.Н., Фискина М.В., Захарова О.К. Экспериментальные данные по глобальному магнитовариационному зондированию// Геомagnetизм и аэрономия}. 1986. Т.26. №1.
4. Ковтун А. А., Порохова Л. Н., Чичерина Н. Д., Совместная интерпретация магнитотеллурических и глобальных магнитовариационных данных в рамках сферической модели Земли// В кн.: Вопросы геофизики}. Л., 1977, вып.26, с.146-153.
5. Ковтун А. А., Вагин С. А., Варданыц И. Л., Легенькова Н. П., Смирнов М.Ю., Успенский Н.И. Анализ магнитотеллурических и магнитовариационных результатов в интервале периодов суточных вариаций по данным BEAR и определение "нормального" разреза Балтийского щита// Известия РАН, Физика Земли}. 2002. № 11. С. 34-53.
6. Porokhova L.N., Kharlamov M.M. The solution of the one-dimensional inverse problem for induction sounding by an efficient linearization technique// Earth and Planet. Inter.}60, 1990, p.68-79.

\*\*\*\*\*

УДК 550.830

**Обзор методов оценки потенциальной радоноопасности строительных площадок**

*И.А. Козлова, А.В. Климишин, Е.Н. Рыбаков (343)2679519, ikozlova75@mail.ru  
Институт Геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия*

В настоящее время существует ряд нормативных и правовых актов РФ, регламентирующих работы по оценке радоноопасности строительных площадок. Основные из них:

- СП 11-102-97 Свод правил по инженерным изысканиям для строительства. «Инженерно-экологические изыскания для строительства».
- МГСН 2.02-97 Допустимые уровни ионизирующего излучения и радона на участках застройки.
- СП 2.6.1.799-99 Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности (ОСПОРБ-99).
- ВМУ1Р1-97 Определение плотности потока радона на участках застройки.
- МУ 2.6.1.715-98 Проведение радиационно-гигиенического обследования жилых и общественных зданий. Методические указания.

В этих документах в порядке убывания значимости перечислены следующие методы оценки радоноопасности:

- измерение эквивалентной равновесной объемной активности (ЭРОА) или объемной активности (ОА) изотопов радона в принимаемых в эксплуатацию или эксплуатируемых зданиях, расположенных на территории застройки вблизи обследуемого здания;
- измерение плотности потока (интенсивности эксхалации)  $j$  (мБк/с \* м<sup>2</sup>) радона с поверхности земли;
- ОА радона  $C_{Rn}$  в почвенном воздухе на глубине 0,8 – 1,0 метра от поверхности земли;
- измерение удельной активности радия-226  $A_{Ra}$  в геологических слоях горных пород.
- Оценка потенциальной радоноопасности территории по измерениям ЭРОА и ОА <sup>222</sup>Rn в воздухе помещений, обычно осуществляется экспрессным методом (время измерений менее 1 часа) радиометрами типа РАА, РРА (рис.1).

Измерения ЭРОА изотопов радона приборами типа РАА основаны на осаждении дисперсной фазы радиоактивных аэрозолей из контролируемого воздуха на аэрозольный фильтр с последующим измерением количества дочерних продуктов распада радона на фильтре по числу зарегистрированных альфа-частиц распада <sup>218</sup>Po(RaA) и <sup>214</sup>Po(Ra C') [1]. Измерения ОА радона приборами типа РРА основаны на электростатическом осаждении заряженных ионов <sup>218</sup>Po (RaA) из контролируемой пробы воздуха на поверхность полупроводникового детектора (ППД), активность <sup>222</sup>Rn определяется по количеству

зарегистрированных альфа-частиц при распаде  $^{218}\text{Po}(\text{RaA})$  и  $^{214}\text{Po}(\text{RaC}')$  [2]. Этот метод учитывает наибольшее количество радоноопасных факторов:

- содержание радия-226 в грунтах и коэффициент эманирования, отвечающие за генерацию радона;
- диффузионные свойства и проницаемость грунтов, отвечающие за перенос радона;
- конструктивные особенности здания, способствующие накоплению радона.

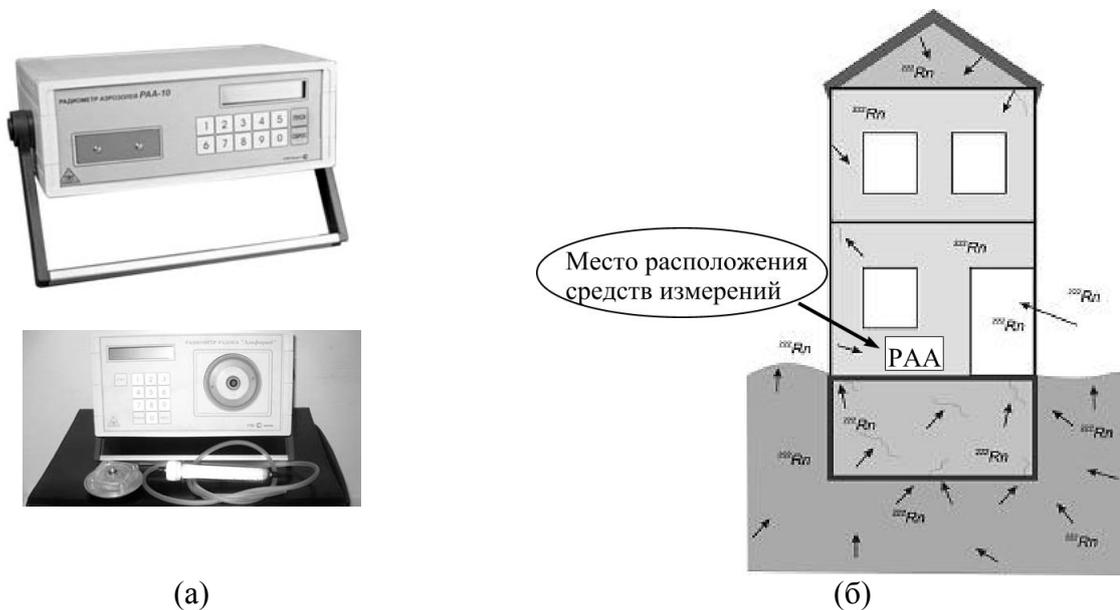


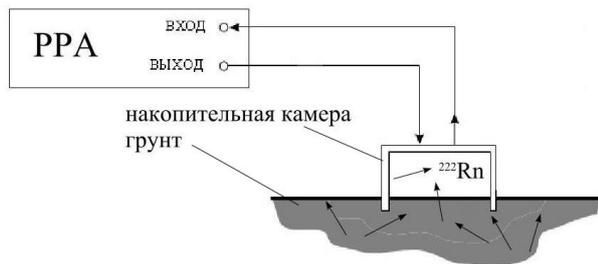
Рисунок 1. Радиометры радона для измерений (а) и условия измерений ЭРОА или ОА радона в помещении (б)

Недостатком этого метода служит то, что он применим лишь для конструктивно однотипных зданий и для зданий, расположенных на геологически однородной территории.

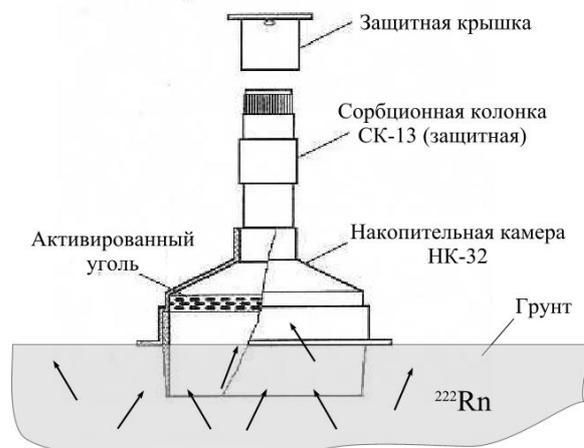
Для определения плотности потока радона используется метод накопительных камер и метод угольных адсорберов. Метод накопительных камер реализован на основе радиометра радона РРА и пробоотборного устройства ПОУ-4. Измерение плотности потока радона основано на определении количества радона-222, накопленного в пробоотборнике или в камере РРА в течение фиксированного времени за счет поступления с поверхности почвы известной площади (рис. 2а). Метод угольных адсорберов реализован на основе измерительного комплекса «Камера-01». Метод основан на пассивном отборе пробы в течение 1-10 часов накопительной камерой НК-32, установленной на поверхности земли. Внутри НК-32 содержится рабочий (сорбирующий) слой активированного угля, который засыпается перед установкой камеры. Сверху на НК-32 устанавливается защитная сорбционная колонка СК-13, которая служит для предотвращения поступления радона в камеру из атмосферы. Измерение активности радона в угле выполняется по гамма- или бетта-излучению короткоживущих дочерних продуктов распада радона  $^{214}\text{Pb}$  и  $^{214}\text{Bi}$  находящихся в состоянии радиоактивного равновесия с радоном (рис. 2б) [3]. Плотность потока радона зависит от содержания радия-226 в грунтах, коэффициента эманирования, диффузионных свойств и проницаемости грунтов. Недостатком этого метода является зависимость от состояния верхнего слоя почвы, высокая чувствительность к вариациям метеоусловий (атмосферное давление, температура воздуха, скорость ветра), к приливным движениям земной коры, влажности почвы. В зимнее время года в условиях промерзания верхнего слоя почвы значения ППР занижены относительно среднегодовых.

Метод определения объемной активности радона (ОАР) в почвенном воздухе реализован на основе радиометров радона типа РРА или РГА. Для измерений ОАР отбираются пробы почвенного воздуха из приготовленных шпуров глубиной 0,8-1,0 м с помощью пробоотборника и ручного насоса (рис 3). ОАР в почвенном воздухе является обобщенной оценкой

содержания радия-226 в грунтах, коэффициента эманирования и, в некоторой степени, диффузионных свойств и проницаемости грунтов.



(а)



(б)

Рисунок 2. Схема измерений ППР методом накопительной камеры (а) и методом угольных адсорберов (б)

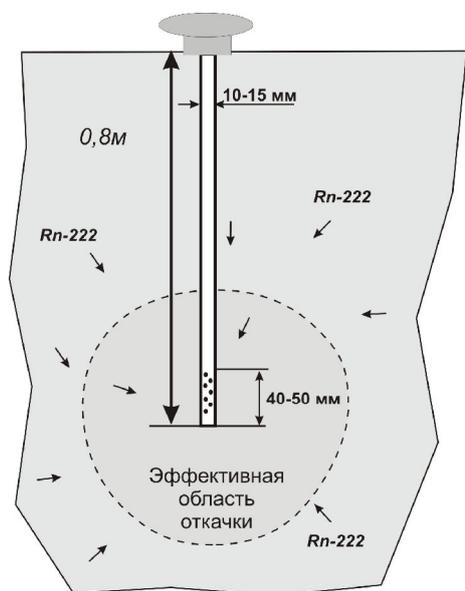
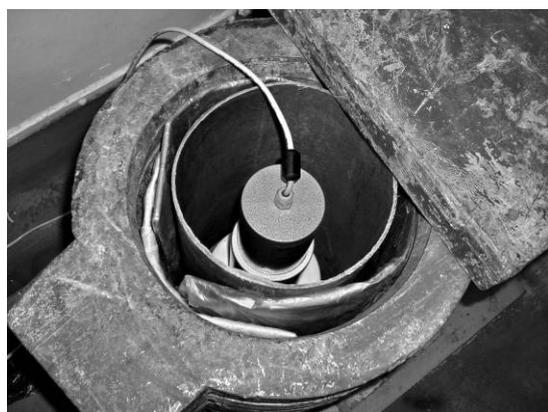
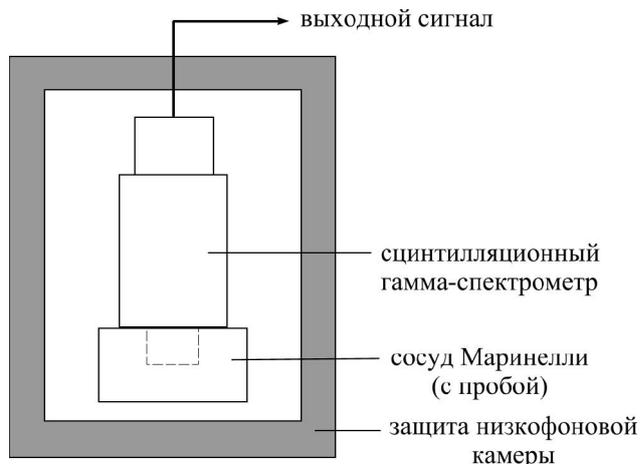


Рисунок 3. Условия измерения объемной активности почвенного радона

Метод оценки радоноопасности по удельной активности  $^{226}\text{Ra}$  основан на гамма-спектрометрических исследованиях проб грунтов, и включает в себя отбор проб грунтов из скважин, герметизация проб в сосудах Маринелли до достижения состояния близкого к радиоактивному равновесию между радием и его ДПР ( $^{214}\text{Bi}$ ), измерение проб в низкофоновой камере с защитой от внешнего излучения, расчет удельной активности пробы по пику полного поглощения от ДПР ( $^{214}\text{Bi}$ ).



(а)



(б)

Рисунок 4. Блок-детектирования в низкофоновой камере (а), схема измерений на гамма-спектрометре (б)

Метод оценки радоноопасности по удельной активности радия-226 учитывает только способность грунтов генерировать радон. Коэффициент эманирования, диффузионные свойства и проницаемость грунтов при этом не учитываются.

Таким образом, каждый метод оценки радоноопасности территории имеет свои достоинства и недостатки в применении. Наилучший результат оценки радоноопасности достигается при использовании нескольких методов. На наш взгляд, для более достоверной оценки потенциальной радоноопасности участков застройки необходимо измерять плотность потока радона и объемную активность почвенного радона, так как в этом случае происходит осреднение газового ореола в естественном залегании, и обязательно учитывать геологические особенности территории.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Методика экспрессного измерения ЭРОА изотопов радона в воздухе с помощью радиометра РРА-10. ГП «ВНИИФТРИ». М. 2006.
2. Методика экспрессного измерения плотности потока  $^{222}\text{Rn}$  с поверхности земли с помощью радиометра радона типа РРА. ГП «ВНИИФТРИ». М. 2006.
3. Методика измерения плотности потока радона с поверхности земли и строительных конструкций. НТЦ «НИТОН» (согласовано с ГП «ВНИИФТРИ»). М. 1993.

\*\*\*\*\*

УДК 553.411:550.83.02

#### **О влиянии геодинамических условий образования месторождений золота на их проявление в магнитном поле**

*Ю.В. Колмаков, С.В. Соколов geof@tpu.ru*

*Томский политехнический университет, г. Томск, Россия*

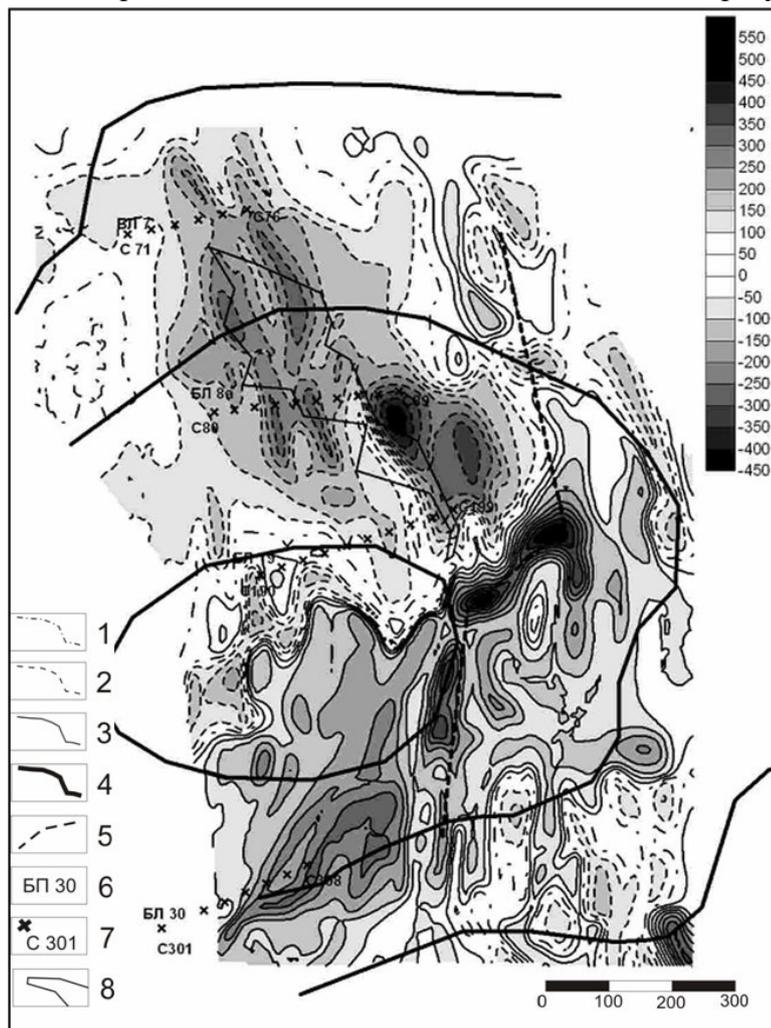
Применение магниторазведки для поиска золоторудных месторождений базируется на опыте большого числа исследователей, работами которых на примере объектов различных генетических типов и возрастов была показана структура и природа магнитных образований, установлено, что по отношению к ним золотая минерализация распределяется не случайным образом [1-6]. Накопление множества фактов, когда в однотипных породах золотое оруденение избирательно локализуется в их магнитных разновидностях, привело к тому, что в 80-х годах прошлого столетия в геофизической терминологии появилось новое понятие – магнитофильность золоторудных месторождений. Геологической обусловленностью аномального магнитного облика продуктивных участков выступает широко проявленный на них полистадийный метасоматизм, как один из факторов рудогенеза. В названный процесс вовлекаются рудные и петрогенные элементы, в том числе железо [7-9]. Результатом этого является их зональное перераспределение и связывание в новообразованных формах, среди которых нередки и ферромагнитные минералы [8]. Концентрирование золота в рудных телах происходит в заключительные стадии функционирования гидротермально-метасоматической системы. Выделение в общей минералогической зональности месторождения фаций с ферромагнетиками и изучение их внутренней неоднородности является одной из важнейших задач магниторазведки. В таком аспекте особое внимание привлекают месторождения с парадоксальным проявлением в магнитном поле. К разряду таких месторождений относится Чертово Корыто. В магнитном поле этого объекта в аномалиях полного вектора магнитной индукции  $\Delta T$  и его вертикального компонента  $\Delta Z$  проявляются не одни и те же, а разные структурные элементы притом, что объект располагается в северных широтах, где вертикальный компонент составляет основную долю вектора магнитной индукции. Рассмотрение природы магнетизма месторождения в свете современных представлений о геодинамическом развитии региона будет способствовать дальнейшему накоплению и развитию наших знаний о геофизических образах золотого оруденения.

Месторождение Чертово Корыто входит в состав Тонодского золоторудного района, расположенного в пределах одноименного поднятия на севере Патомского нагорья. Оно размещается в раннепротерозойской толще углеродистых терригенных сланцев Михайловской свиты, смятой в синклинальную складку широтного простирания с пологим падением слоев на крыльях под углами 10 - 20° [10]. Рудная минерализация развита в интенсивно дислоцированной структуре, представляющей собой совокупность множества пологих разрывных зон, межслоевых швов и зон рассланцевания, оперяющих крутопадающий взброс в его висячем блоке. Оба дизъюнктива имеют субмеридиональное простирание (350°) и падение на западно-запад. Рудовмещающая структура погружается под углами до 20°, а сместитель взброса – под углом около 60°. Золото связано с кварцевыми жилами и прожилками и сульфидной минерализацией. Среди сульфидов главные – моноклинный пирротин, пирит и арсенопирит, в виде примеси встречаются гексагональный пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит. Проявлены они в виде систем субпараллельных согласных слоистости микропрожилков и вкрапленников в метасоматитах [10].

Магнитная съемка проводилась по сети 100x20 м с протонным магнитометром ММП – 203МС. Присутствие ферромагнетиков в породах и рудах определялось по их магнитной восприимчивости  $\chi$  прибором ПИМВ. В силу того, что на месторождении магнетит не обнаружен,  $\chi$  может выступать качественной мерой (больше – меньше) содержания моноклинного пирротина (в дальнейшем просто пирротина). Для этой цели были проведены измерения на керне разведочных скважин по 4 буровым профилям по методике, изложенной в работе [5]. Общее количество измерений 14000. Остаточная намагниченность  $I_n$  изучалась по керну скважин (32 образца). Ориентирована у керна только продольная ось, согласно вертикальному положению всех скважин на месторождении. Поэтому из угловых параметров  $I_n$  можно было определить только наклонение. Совместно с результатами этих работ были проанализированы материалы магниторазведочной съемки 1:10 000 масштаба (Баженов, 1980 ф).

Самое контрастное возмущение в поле  $\Delta Z$  в виде линейной субмеридиональной положительной аномалии протяженностью около 2 км создается взбросовой структурой на восточном фланге месторождения (рис. 1). Угол падения ее поверхности смещения, определенный по пересечениям осевой линии аномалии с изогипсами рельефа, равняется 56°.

Рис. 1. Магнитное поле  $\Delta Z$ ,  $\gamma$  (по материалам Баженова М.М., 1980). 1-3 – изолинии поля: 1-нулевая, 2-отрицательная, 3-положительная; 4-изогипсы рельефа; 5-взбросо-сдвиг; 6-буровой профиль; 7-скважины; 8-рудное тело.



Над участком взброса, к которому примыкает рудовмещающая структура, линейная аномалия заметно раздувается и колечнато изгибается. Величины  $\Delta Z$  здесь достигают

максимальных значений до 850 гамм. По такой форме аномалии можно предположить, что совместно с взбросовой деформацией проявился правосторонний сдвиг, который привел к раскрытию структуры на участке искривления сместителя и сделал ее флюидопроводником.

Отображение рудовмещающей структуры в поле вертикального компонента невыразительно – локальные отклонения от фона до 250 гамм создаются только на ее флангах: отрицательные на севере и положительные на юге. Распределение пирротина и золота в ней показано на рис. 2. Отчетливо проявляется вертикальная и горизонтальная зональность магнитной минерализации. В разрезе увеличение количества пирротина происходит в подрудной части, в плане – это наблюдается в центральной части минерализованной зоны. Золоторудные интервалы, притом, что они сосредоточены в пределах повышено магнитных образований, резко сокращаются, до полного исчезновения, когда  $\chi$  руд начинает превышать  $300 \times 10^{-5}$  ед. СИ. Очевидно, что вариации содержаний пирротина в рудной зоне не вызывают адекватных изменений в поле  $\Delta Z$ . Результаты палеомагнитных исследований показали, что в общей намагниченности пород месторождения остаточная составляющая значительно превосходит индуцированную (среднее значение и дисперсия фактора Кенигсбергера равны 9.04 и  $\pm 6.25$ ). По наклонению  $I_n$  все породы удалось разделить на две неравнозначные по количеству образцов группы. В первой группе, наиболее многочисленной, оказались представители всех литотипов, распространенных на месторождении, и березиты. Среднее значение и дисперсия наклонения в них равны  $12^\circ$  и  $\pm 8^\circ$ . Из оставшихся образцов два имеют наклонение  $58^\circ$  и  $62^\circ$ , и еще два – с углами  $45^\circ$  и  $41^\circ$ . Первые два отобраны из скважин, пробуренных вблизи от взбросовой структуры (скв. 198 и 199), последние – в скважинах 305 и 306.

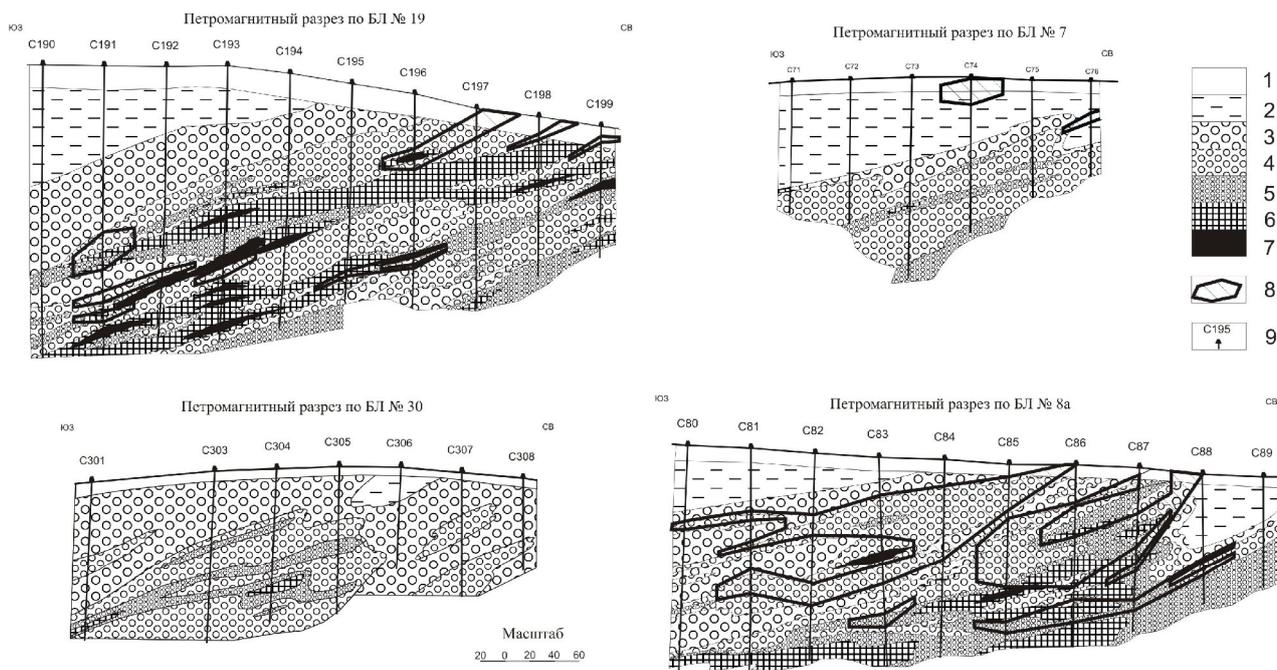


Рис. 2. Петромагнитные разрезы месторождения.

1- зона окисления; 2-7 интервалы магнитной восприимчивости ( $\times 10^{-5}$  ед. СИ) пород и руд минерализованной зоны: 2 –  $<50$ , 3 – 50-100, 4 – 100-200, 5 – 200-300, 6 – 300-400, 7 –  $>400$ ; 8 – рудное тело; 9 – скважины.

Минерализованная зона в аспекте магниторазведки представляет собой полого погружающийся пласт, намагниченный почти горизонтально, ограниченный современными формами рельефа с северной, восточной и южной стороны. В образовании такой намагниченности основную роль, вероятно, сыграл фактор размагничивания, так как сульфиды и пирротин в их числе в рудовмещающей структуре распределялись преимущественно в субгоризонтальных согласных слоистости микропрожилках. Другими словами, речь идет о суммарном остаточном моменте тонких разрозненных пластинок, каждая из которых намагни-

чивалась главным образом не по направлению действующего поля, а по длинной оси. Такое предположение не противоречит большим наклонам в образцах из зоны влияния взбросовой структуры, а также ее проявлению в интенсивной положительной аномалии: здесь трещиноватость и прожилковая минерализация имеют крутые углы падения. Совершенно иная картина наблюдается в поле  $\Delta T$ : в дипольной аномалии отчетливо отображается сама рудная зона и ее внутренняя неоднородность (рис. 3). Недостающий угловой параметр остаточной намагниченности – азимут может быть ориентировочно установлен по направлению нормали к «нулевой» линии диполя. Он равняется  $330^\circ$ .

Предположение о контролирующей роли рифейской рифтогенной структуры в размещении золотого оруденения в Байкальской горной области высказывалось многими исследователями [11-13]. Эти же авторы считают, что основным источником золота послужили породы офиолитового комплекса со сверхкларковым его содержанием, а их распространенность определила степень продуктивности террейнов. К примеру, максимальную продуктивность Бодайбинского турбидитового террейна (месторождения Сухой Лог, Высочайшее, Верный и др.) связывают с его залеганием – предположительно по геофизическим данным – на океанической коре, а слабую золотоносность Тонодского кратонного террейна – с отсутствием подстилающих офиолитов [11]. Золото и другие металлы могли быть мобилизованы и вынесены флюидами в вышележащие отложения различных террейнов в результате термальной и вещественной переработки океанической коры (рифтовой зоны) при ее взаимодействии с континентальной окраиной в субдукционной обстановке. Концентрирование золота в виде месторождений полихронно, оно согласуется с коллизионными этапами развития региона, проявившимися в позднем рифее, конце раннего палеозоя, среднем и позднем палеозое. Эти этапы сопровождалась формированием полихронных гранитоидов, проявлением и регенерацией золоторудной минерализации [11]. Во времена коллизий господствовали силы тангенциального сжатия. Их реализация выразилась в развитии шарьяжей и локальных надвигов [14], линейных наклонных складок, образующихся в результате ламинарного течения материала по кливажным плоскостям скольжения, и нарушений взбросового и сдвигового характера [9], пологих разрывных зон, оперяющих взбросовые структуры.

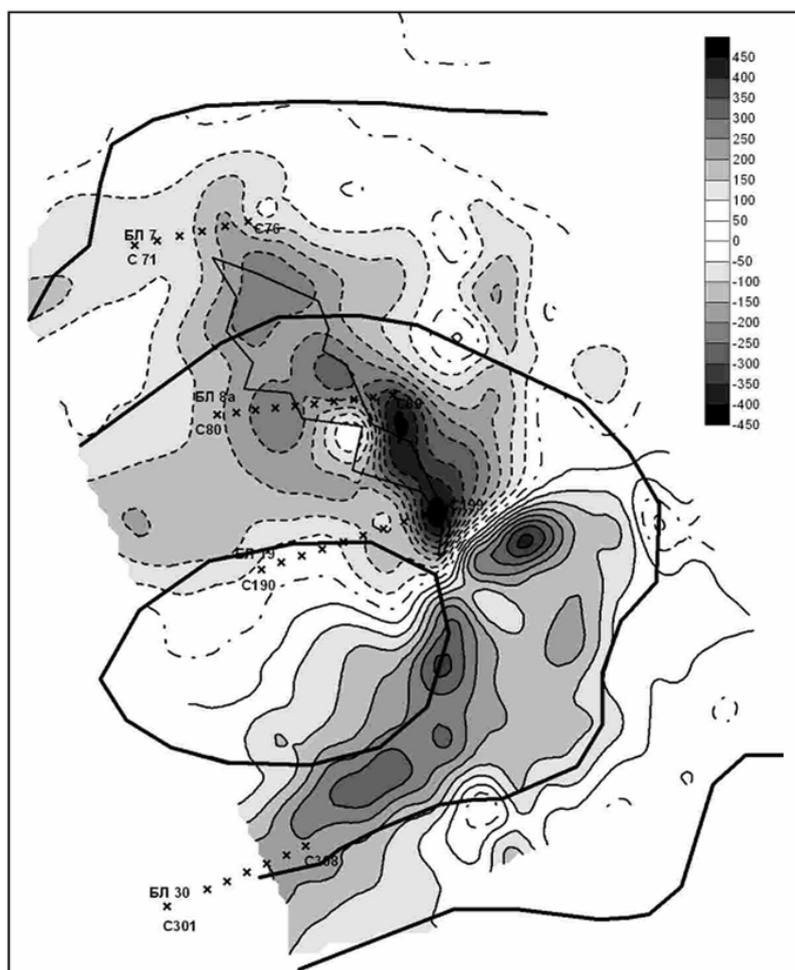


Рис. 3. Магнитное поле  $\Delta T$ , нТл. Условные обозначения: см. рис.1.

Таким образом, особенности тектонического строения региона явились причиной анизотропии проницаемости осадочных толщ, при которой большое значение имели не только вертикальные, но и горизонтальные направления для продвижения флюидов и их разгрузки. Проявленная в субгоризонтальных микропрожилках сульфидная минерализация наряду с действующим фактором размагничивания обусловили гори-

зонтальную остаточную намагниченность пород в пологозалегающих структурах. При такой специфической намагниченности рудные зоны практически не отображаются в поле  $\Delta Z$ . Это привело к тому, что на многих территориях региона магниторазведочные работы не возобновлялись с конца 70-х годов прошлого века в виду их неэффективности для картирования пологозалегающих структур. Примером тому может служить Кевактинский рудный узел, в состав которого входит месторождение Чертово Корыто. В этой связи повторение магниторазведочных работ с изучением приращений полного вектора магнитной индукции могли бы способствовать обнаружению новых золоторудных объектов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Смелов А.А.* О связи физических свойств горных пород с процессами окологорудного изменения // Вопросы рудной геофизики в Казахстане. Алма-Ата, 1968, № 2. С. 194-199.
2. *Солодов А.А., Миронова Г.Г.* О повышении эффективности геофизических методов при поисках золото-сульфидных месторождений в сложных геологических условиях // Геология и металлогения Дарасунского золоторудного поля. Чита, 1971. С. 30-37.
3. *Коробейников А.Ф., Номоконова Г.Г., Ерофеев Л.Я.* Закономерности проявления золотого оруденения в геолого-геохимических и физических полях контактовых ореолов гранитоидных интрузий // Геология руд. месторождений. 1987. Т.29. № 2. С. 58-70.
4. *Линд Э.Н., Бакшт Ф.Б.* Петрофизические исследования в КНИИГиМС // Геология полезные ископаемые Центральной Сибири. Красноярск, КНИИГиМС, 1997. С. 319-420.
5. *Колмаков Ю.В., Сазонов А.М., Пинсон А.Ю., Потехина Е.В., Гертнер И.Ф., Тишин П.А.* Петромагнитная и минералогическая неоднородности и золотоносность рудной зоны месторождения Благодатного // Изв. Томского политехнического университета. 2006. Т. 309. № 2. С. 46-53.
6. *Diren N.G., Pfeiffer K.M., Schmidt Ph.W.* Strong remanent magnetization in pirrhotite: A structurally controlled example from the Paleoproterozoic Tanami orogenic gold province, northern Australia // Precambrian Research, 2008, v. 165, p. 96-106.
7. *Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Алпатов В.А., Наумов В.Б., Носик Л.П., Миронова О.Ф.* Минералого-геохимические особенности и условия образования Нежданинского месторождения золота (Саха-Якутия, Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. Т.40. № 2. С. 137-156
8. *Русинова О.В., Русинов В.Л., Абрамов С.С., Кузнецова С.В., Васюта Ю.В.* // Околорудные изменения пород и физико-химические условия формирования золото-кварцевого месторождения Советское (Енисейский край, Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т.41. № 4. С. 308-328.
9. *Лобанов М.П., Синцов А.В., Сизых В.И., Коваленко С.Н.* О генезисе продуктивных «углистых» сланцев Ленского золотоносного района // Докл. РАН. 2004. Т.394. №3. С.360-363.
10. *Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верховин А.В.* Петролого-геохимические черты рудовмещающего метасоматического ореола золоторудного месторождения Чертово Корыто // Изв. Томского политехнического университета. 2008. Т. 312. № 1. С. 11-20.
11. *Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.* Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология руд. месторождений. 1999. Т.41. № 3. С. 230-240.
12. *Страхова Т.М.* К проблеме образования Байкальской складчатой области // Режимы формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., 2001. С. 307-329.
13. *Вуд Б.Л., Попов Н.П.* Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 315-341.
14. *Александров В.К.* Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1990.

\*\*\*\*\*

УДК 550.832.9:556.34.042

**Оценка деформометрических свойств системы «скважина-резервуар подземных вод» по данным уровнемерных наблюдений**

*Г.Н. Копылова, тел., факс: 8(4152)431849, E-mail: gala@emsd.ru*

*Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия*

**Введение.** Уровнемерные наблюдения в скважинах традиционно используются для поиска предвестников землетрясений. В сейсмоактивных районах России такие наблюдения целенаправленно проводятся в течение последних десятилетий [1]. Вместе с тем, вопросам оценки информативности метода уделяется недостаточное внимание. В настоящей работе демонстрируется, что такая оценка может основываться на изучении откликов уровня воды в отдельных скважинах на барометрическое, приливное и сейсмическое воздействие.

Переменная барометрическая нагрузка, земные приливы и землетрясения сопровождаются изменениями уровня воды в скважинах за счет вариаций упругого состояния резервуаров подземных вод. Если скважина вскрывает изолированный резервуар подземных вод, фильтрацией воды в котором можно пренебречь, а водообмен между резервуаром и стволом скважины не искажает реакцию уровня на изменение порового давления, то, в этом случае, перепады атмосферного давления будут сопровождаться откликом уровня, амплитуда которого  $\Delta h$  линейно связана с вертикальной нагрузкой  $\Delta b$ :

$$\Delta h = -(1/\rho_w g) [1 - (B/3)(1 + \nu_u)/(1 - \nu_u)] \Delta b. \quad (1)$$

Приливы в твердой Земле сопровождаются объемной деформацией водонасыщенных горных пород. При указанных выше условиях, амплитуда приливного отклика уровня воды в скважине пропорциональна амплитуде объемной деформации  $\Delta \epsilon$ :

$$\Delta h = -(1/\rho_w g) (2GB/3) [(1 + \nu_u)/(1 - 2\nu_u)] \Delta \epsilon, \quad (2)$$

где  $\rho_w$  – плотность воды,  $g$  – ускорение свободного падения. Коэффициенты связи в (1)-(2) определяются упругими параметрами резервуара: модулем сдвига  $G$ , коэффициентом Скемптона  $B$  и коэффициентами Пуассона для недренированных условий  $\nu_u$  [2].

Для характеристики барометрического отклика уровня воды в скважине используется величина барометрической эффективности  $E_b = \Delta h / \Delta b$  и ее зависимость от периода вариаций. Если в некотором диапазоне периодов обнаруживаются постоянные значения  $E_b$ , то это означает, что в этом диапазоне фильтрация воды в резервуаре и водообмен между скважиной и резервуаром не оказывают искажающего воздействия на проявление барометрического отклика уровня. Для характеристики приливного воздействия определяются амплитуды отдельных приливных волн в изменениях уровня воды и фазовые соотношения между приливными вариациями уровня и соответствующими компонентами приливного гравитационного потенциала. Оценивается также величина приливной чувствительности уровня воды по отношению к приливным деформациям горных пород  $A_v = -\Delta h / \Delta \epsilon$ .

При образовании разрывов в очагах коровых землетрясениях происходит изменение статического поля напряжений в верхних горизонтах земной коры и упругая деформация водовмещающих пород на значительных территориях. Такой тип сейсмического воздействия может проявляться в косейсмических скачках уровня воды, амплитуды которых будут пропорциональны амплитудам деформации по (2).

Современные теоретические и экспериментальные данные показывают, что подготовка землетрясений может сопровождаться двумя различными типами деформационных процессов: квазиупругой деформацией флюидонасыщенных пород вследствие предсейсмических движений в области очага и развитием трещинной дилатансии [3]. Эти процессы определяют два основных механизма образования гидрогеодинамических предвестников землетрясений. В первом случае, амплитуды изменений уровня могут быть пропорциональными амплитудам деформации по (2). Во втором случае будут проявляться понижения уровня воды в скважинах из-за увеличения емкости водовмещающих пород.

В качестве критериев информативности уровнемерных наблюдений в скважинах для поиска предвестников землетрясений рассматриваются различные признаки, которые можно

разделить на две группы. Показатели *первой группы* демонстрируют способность уровня воды реагировать на упругую деформацию водовмещающих пород. Они включают: наличие приливных вариаций уровня, обнаружение статически изолированного отклика уровня воды на барометрическое и приливное воздействие [4], соответствие амплитуд и направлений косейсмических скачков уровня величине и характеру косейсмической деформации водовмещающих пород при образовании разрывов в очагах землетрясений [5].

Однако при подготовке землетрясений может происходить не только упругое, но и неупругое изменение напряженно-деформированного состояния горных пород за счет развития в них трещинной дилатансии [3]. Такое явление может сопровождаться изменением емкости водовмещающих пород и фильтрационных связей в пределах контролируемого резервуара подземных вод. Поэтому наличие приливных вариаций, косейсмических скачков и статически изолированного отклика уровня воды являются полезными, но не достаточными признаками информативности отдельных скважин для поиска предвестников землетрясений. Во *вторую группу* наиболее универсальных признаков информативности скважин нами выделяются: 1- проявления разнообразных гидрогеодинамических предвестников в изменениях уровня воды в скважинах и 2 - величина их сейсмопрогностической эффективности.

В настоящей работе на примере двух камчатских скважин, обладающих контрастными деформометрическими свойствами, рассматриваются этапы оценки их информативности на основе особенностей барометрического, приливного отклика и отклика уровня воды на косейсмическую деформацию. Используются также данные о проявлении гидрогеодинамического предвестника в изменениях уровня в обеих скважинах перед Кроноцким землетрясением 5 декабря 1997 г.,  $M=7.8$  и приводятся результаты ретроспективного статистического анализа эффективности использования гидрогеодинамического предвестника в изменениях уровня в скв. Е1 для прогноза землетрясений.

**Скважины и данные наблюдений.** Характеристика скважин Е1 и ЮЗ-5 приводится в [6, 7]. Сква. ЮЗ-5 вскрывает напорные холодные пресные подземные воды в зоне активного водообмена с обычными физическими свойствами. Сква. Е1 вскрывает напорные слабосолоноватые подземные воды, расположенные в зоне затрудненного водообмена. В составе порового флюида присутствует газ метаново-азотного состава. Различие скважин проявляется в особенностях вариаций уровня воды. Запись уровня в скв. ЮЗ-5 типична для скважин, вскрывающих напорные пресные воды. В изменениях уровня присутствуют сезонный тренд, барометрические и приливные вариации и реакция на выпадение атмосферных осадков. В изменениях уровня в скв. Е1 присутствует многолетний тренд, годовая сезонность. Приливы отсутствуют, барометрические вариации выражены слабо.

**Особенности откликов уровня воды в скважинах на барометрическое, приливное и сейсмическое воздействие.** *Барометрическое воздействие.* Кросс-спектральный анализ синхронных временных рядов уровня и атмосферного давления позволяет получить параметры барометрического отклика: величины когерентности, амплитудной передаточной функции от вариаций атмосферного давления к изменениям уровня воды и разности фаз в зависимости от периода. Параметры барометрического отклика уровня воды в двух скважинах значительно различаются. В скв. ЮЗ-5 барометрический отклик уровня постоянный в диапазоне периодов от первых часов до ~20 сут и характеризуется величиной барометрической эффективности 0.40 см/гПа, затем с ростом периодов резко затухает. В скв. Е1 барометрический отклик уровня в диапазоне периодов от часов до десятков суток неустойчивый, величина амплитудной передаточной функции не превышает 0.01-0.05 см/гПа.

*Приливное воздействие.* С использованием программы приливного анализа ETERNA 3.0 [8] в изменениях уровня в скв. ЮЗ-5 выделены 8 волн с амплитудами 1.3-0.04 см. Величина приливной чувствительности уровня воды во всем диапазоне суточных и полусуточных волн для скв. ЮЗ-5 составляет  $A_v=0.161$  см/ $10^{-9}$ . В скв. Е1 приливные волны не выделяются. Это указывает на неспособность уровня воды реагировать на изменение объемной деформации водовмещающих пород с амплитудами порядка  $n \cdot 10^{-9}$  на суточных и полусуточных периодах.

*Оценка статически изолированного отклика уровня воды в скважинах на основе барометрического и приливного анализа.* Результаты барометрического и приливного анализа позволяют оценить наличие статически изолированного отклика уровня воды в скважинах и его параметры: диапазон периодов проявления и величину приливной чувствительности. В скв. ЮЗ-5 такой отклик уровня может проявляться в диапазоне периодов часы-первые десятки суток. Приливная чувствительность уровня  $A_v=0.161 \text{ см}/10^{-9}$ . В скв. Е1 барометрический отклик искажен, приливов нет и приливная чувствительность уровня отсутствует. Таким образом, скв. ЮЗ-5 в указанном диапазоне периодов может работать как деформометр, а скв. Е1 такой способностью не обладает, по крайней мере, на приливных периодах в диапазоне изменения объемной деформации водовмещающих пород  $0.п-10 \cdot 10^{-9}$ .

*Сеймотектоническое воздействие: косейсмические скачки уровня воды, гидрогеодинамические предвестники.* Регистрация косейсмических скачков уровня в скв. ЮЗ-5 во время местных землетрясений также является показателем ее деформометрической чувствительности. Амплитуды скачков  $\Delta h$  во время 10-минутного интервала, включающего землетрясение, составляют 0.25-12 см. По амплитудам скачков, используя величину приливной чувствительности  $A_v$  в качестве нормирующего коэффициента, оценены величины косейсмической деформации водовмещающих пород  $D=-\Delta h/A_v$  ( $D=74.5-1.6 \cdot 10^{-9}$ ).

В изменениях уровня воды в скв. Е1 не проявляются приливы и косейсмические скачки. Но в этой скважине регулярно регистрируется гидрогеодинамический предвестник перед землетрясениями с  $M=5-7$  за сутки – первые десятки суток [3]. Предвестник проявляется в увеличении скорости понижения уровня воды. В 2007 г. предвестник проявлялся трижды, и в каждом случае он сопровождался последующим ощутимым землетрясением (рис).

В скв. ЮЗ-5, обладающей хорошими деформометрическими свойствами, перед этими тремя землетрясениями не проявлялись аномальные вариации уровня воды. Не выявлены также и аномальные величины суточных скоростей изменения уровня, фоновые значения которой находятся в диапазоне  $-1 - 1 \text{ см}/\text{сут}$ . Это показывает, что в районе скв. ЮЗ-5 на стадиях подготовки этих землетрясений не происходила деформация водовмещающих пород с амплитудами порядка  $\text{ед} \cdot 10^{-8}$  и больше на периодах сутки – первые десятки суток. Это также указывает на существенное различие механизмов чувствительности уровня в двух скважинах к процессам подготовки землетрясений.

Наиболее значительным сейсмическим событием за время уровнемерных наблюдений на Камчатке является Кроноцкое землетрясение 05.12.1997 г.,  $M_w=7.8$ . Ему предшествовали предсейсмические движения в области очага в течение примерно 20 сут, зарегистрированные методом GPS-геодезии [7]. В течение трех недель перед землетрясением происходило понижение уровня в обеих скважинах, выделенное в гидрогеодинамический предвестник этого землетрясения [7]. Амплитуда понижения уровня воды в скв. ЮЗ-5 составила 11 см, в скв. Е1 - 1 см. Полагая, что механизм таких понижений вызван упругой деформацией расширения водовмещающих пород, оценена ее амплитуда в районе скв. ЮЗ-5  $D=0.7 \cdot 10^{-7}$ . Полагая, что в районе скв. Е1 величина объемной деформации водовмещающих пород была примерно такой же, оценена деформометрическая чувствительность уровня воды в этой скважине  $A_v \sim 0.15 \text{ см}/10^{-8}$ , которая примерно на порядок меньше, чем для скв. ЮЗ-5.

**Оценка механизмов чувствительности уровня воды в скважинах к процессам подготовки землетрясений.** Приведенные материалы позволяют оценить преобладающий механизм чувствительности уровня воды в конкретной скважине к процессам подготовки землетрясений. В скв. ЮЗ-5 преобладает упругий механизм чувствительности уровня, который может проявляться в диапазоне периодов от минут до первых десятков суток при развитии объемной деформации водовмещающих пород с амплитудами  $n \cdot 10^{-9} - n \cdot 10^{-8}$ . На периодах более первых десятков суток упругий механизм затухает вследствие течения воды в резервуаре.

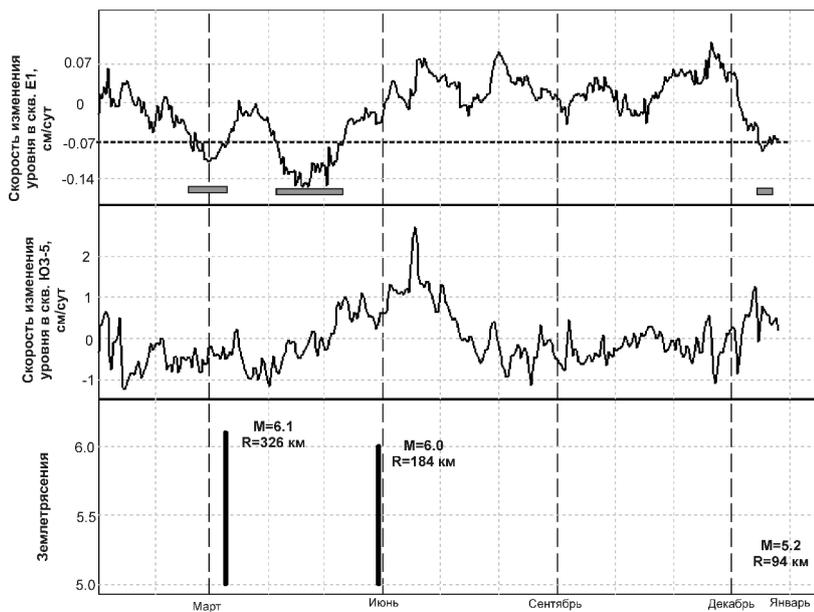


Рисунок 1. Сопоставление суточных скоростей изменения уровня воды в скважинах Е1 и ЮЗ-5 в 2007 г. Горизонтальная пунктирная линия – пороговое значение скорости понижения уровня воды в скважине Е1 (-0.07 см/сут) при выделении предвестника. Горизонтальные серые линии – интервалы времени проявления предвестника. М – магнитуда землетрясения, R – гипоцентрального расстояния.

В скв. Е1 преобладает другой механизм чувствительности уровня к процессам подготовки землетрясений, который проявляется в понижении уровня воды с повышенной скоростью в течение суток – десятков суток. Такой механизм может быть связан с повышенной чувствительностью уровня воды к развитию дилатансии в водовмещающих породах и к увеличению их емкости при подготовке землетрясений. Отсутствие чувствительности уровня воды по упругому механизму при приливной и косейсмической деформации водовмещающих пород объясняется повышенной сжимаемостью порового флюида и, возможно, инерционностью системы скважина–резервуар. На примере Кроноцкого землетрясения можно предполагать также слабую чувствительность уровня по упругому механизму при развитии деформации водовмещающих пород с амплитудами порядка  $\text{ед.} \cdot 10^{-8}$  не периодах сутки-десятки суток при величине деформометрической чувствительности уровня воды  $A_v \sim 0.15 \text{ см}/10^{-8}$ .

#### Статистическая оценка эффективности гидрогеодинамического предвестника.

Для оценки статистической значимости предвестника в изменениях уровня в скв. Е1 его необходимо формализовать, оценить его параметры и параметры сопряженных сейсмических событий. В качестве предвестника рассматривается понижение уровня воды со скоростью  $\leq 0.07 \text{ см}/\text{сут}$  в течение 5 сут и более. Если во время развития предвестника или после его окончания в течение не более 30 сут происходило землетрясение с  $M \geq 5$  на расстоянии  $R \leq 350 \text{ км}$ , то оно сопоставлялось с данным проявлением предвестника. Параметрами предвестника являются его продолжительность  $T_p$ , заблаговременность  $T_a$ ; экстремальная амплитуда  $A$ , равная максимальной скорости понижения уровня воды, и время от окончания предвестника до землетрясения  $dT = T_a - T_p$ .

В течение периода наблюдений с октября 1996 по 2007 гг. произошло 20 землетрясений с  $M \geq 5$  и  $R \leq 350 \text{ км}$ . Перед четырнадцатью землетрясениями проявлялся предвестник в изменениях уровня воды (величина вероятности связи предвестника и землетрясений составляет  $14/20 = 0.70$ ). Параметры предвестника:  $T_p = 6-48 \text{ сут}$ ,  $T_a = 6-57 \text{ сут}$ ,  $A = -0.07- -0.20 \text{ см}/\text{сут}$ ,  $dT = -15-27 \text{ сут}$ . Величина эффективности предвестника рассчитывалась по формуле  $I = (m/n) / (\tau/t)$ , где  $m$  – число сейсмических событий, перед которыми проявлялся предвестник;  $n$  – общее число сейсмических событий,  $\tau$  – суммарное время проявления предвестника,  $t$  – общее время наблюдений. Величина  $I$  показывает различие между отношениями  $m/n$  и  $\tau/t$ . Если эффективность  $I > 1$ , то такой предвестник является полезным для прогноза [8]. Эффективность предвестника в изменениях уровня воды в скв. Е1 составляет  $I = 3.2$  и показывает, что он является полезным для прогноза землетрясений.

**Выводы.** 1. На примере исследования откликов уровня воды в двух камчатских скважинах на барометрическое, приливное и сейсмическое воздействия показана возможность проявления различных механизмов чувствительности уровня воды к процессам подготовки землетрясений. Рассмотрены два таких механизма: 1 - реакция порового давления на упругую деформацию водовмещающих пород в диапазоне периодов проявления статически изолированного отклика уровня воды и 2 – развитие дилатансии в водовмещающих породах и увеличение их емкости, сопровождающееся понижением уровня воды с повышенной скоростью. Количественная оценка деформации водовмещающих пород при косейсмических скачках и на стадиях подготовки землетрясений возможна для скважин с упругим механизмом чувствительности уровня воды к сеймотектоническим процессам.

2. Скважина Е1, обладающая низкими деформометрическими свойствами, является информативным объектом для поиска гидрогеодинамических предвестников камчатских землетрясений. Для нее ретроспективно установлена величина эффективности использования предвестника для прогноза землетрясений с  $M=5-7$  на расстояниях до 350 км  $I=3.2$  при величине вероятности связи предвестника и землетрясений 0.7. На примере этой скважины показано, что отсутствие приливных вариаций уровня не является показателем низкой информативности скважины для поиска предвестников землетрясений.

Пример многолетних наблюдений на скважине ЮЗ-5 показывает, что наличие приливных вариаций уровня воды является полезным, но недостаточным признаком информативности скважины для поиска гидрогеодинамических предвестников землетрясений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Копылова Г.Н., Куликов Г.В., Тимофеев В.М. Оценка состояния и перспективы развития гидрогеодеформационного мониторинга сейсмоактивных регионов России // Разведка и охрана недр. 2007. № 11. С. 75-83.
2. Roeloffs E. A. Hydrologic precursors to earthquakes: A review. // Pure Appl. Geophys. 1988. V. 126. P. 177-209.
3. Копылова Г.Н. Сейсмичность как фактор формирования режима подземных вод // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. 2006. № 1. Вып. № 7. С. 50-66.
4. Rojstaczer S., Agnew D.S. The influence of formation material properties on the response of water levels in wells to Earth tides and atmospheric loading. // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 12403-12411.
5. Wakita H. Water wells as possible indicators of tectonic strain // Science. 1975. V. 189. P. 553-555.
6. Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине Елизовская-1, Камчатка, вызванные сильными землетрясениями (по данным наблюдений в 1987-1998 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С. 39-52.
7. Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка, вызванные землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 53-63.
8. Wenzel H.G. Earth tide analysis package ETERNA 3.0 // ВМ. 1994. № 118. P. 8719-8721.
9. Гусев А.А. Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 109-119.

\*\*\*\*\*

УДК (552.1:53):550.3+550.85

#### Динамика коровых термобарических зон низких скоростей

*В.А. Корчин, тел.: +380 44 4242112, факс: +380 44 4502520, E-mail: [korchin@igph.kiev.ua](mailto:korchin@igph.kiev.ua)*

*Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина*

Глубинными сейсмическими исследованиями литосферы установлены аномалии упругого поведения минеральной среды на различных глубинах в виде, так называемых, зон

низких скоростей (з.н.с.). Зоны выявлены в континентальной и океанической коре, в районах различной тектонической активности и расположены, как правило, на глубинах 3-25 км (рис.1).

В зависимости от методики обработки данных ГЗС эти зоны имеют мощность от нескольких метров до 20 км с уменьшением скорости в них от десятков метров на секунду до  $0,4 \div 0,6$  км/с. Абсолютные значения скорости в зоне обычно  $6,1 \pm 0,4$  км/с. (в тектонически активных регионах  $V_{pmin} \approx 5,6 \div 6,6$  км/с) [1]. Коровые зоны низких скоростей, как правило, ограничены по площади и вертикали. Природа зон недостаточно изучена. Ряд исследователей полагает, что они вещественного происхождения, другие связывают их с тектоническими нарушениями сплошности коры (зоны повышенной трещиноватости, подобие горизонтальным разломам). Некоторые объясняют появление этих зон локальным обводнением пород соответствующих толщ коры. Есть мнение, что в области з.н.с. происходит понижение литостатического давления, обусловленное воздыманием верхней части пород земной коры над зоной за счет тектонических сил, направленных навстречу друг к другу и образованием упругой "арки". Каждый из предложенных вариантов образования зон низких скоростей в земной коре может существовать, однако трудно объяснить условия возникновения и механизмы реализации их повсеместно на определенных глубинах (5-15 км) в различных геологических, тектонических и геотермических условиях.

Многолетними экспериментальными исследованиями горных пород различного минерального состава в условиях высокого давления и температуры, нами установлены сложные зависимости изменения их упругих параметров с глубиной [2-4]. Суть экспериментальных исследований сводится к определению упруго-плотностных параметров пород в зависимости от программного изменения в аппарате высокого давления РТ-параметров, соответствующих конкретным значениям давления (Р) и температуры (Т) на различных глубинах литосферы. Образец породы в эксперименте как бы "погружается" на определенную глубину, при этом контролируются его характеристики (рис. 1).

На экспериментальных кривых  $V_{p,s}=f(PT)=f(H)$  выявлены области инверсии скоростей. С увеличением глубины, другими словами, термобарических параметров опыта (РТ), воздействующих на образец породы после некоторого увеличения  $V_{p,s}$  и  $\rho$  наблюдается область их уменьшения. Затем скорости и плотности вновь возрастают. Таким образом, на зависимости  $V_{p,s}=f(PT)=f(H)$  образуется зона низких скоростей. Эти экспериментальные зоны хорошо коррелируются по своей конфигурации и местоположению с упругими аномалиями, выявленными в земной коре в естественных условиях методом ГЗС [1-4].

Изменения  $V_{p,s}=f(H)$  также могут быть рассчитаны по данным измерения серии изобар скоростей ( $V_p=f(T)$  при  $P=const$ ) и их изотерм ( $V_p=f(P)$  при  $T=const$ ) (рис. 2). Соответствующими исследованиями нами было показано, что обе используемые методики определения  $V_p=f(H)$  дают идентичные результаты [2, 3].

Независимо от методик, экспериментально по нескольким РТ-программам или расчетами по изобарам и изотермам скоростей установлено, что существует пороговое значение измене-

ния с глубиной температуры  $\left(\frac{\partial T}{\partial H}\right)$  при котором возникают области аномального упругого

состояния минерального вещества – зоны низких скоростей. Изменения с глубиной скорости распространения упругих волн ( $V_p$ ) в породе постоянного минерального состава может быть

рассчитано по соотношению:  $\frac{\partial V}{\partial H} = \left(\frac{\partial V}{\partial P}\right)_T \frac{\partial P}{\partial H} + \left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_P \cdot \frac{\partial T}{\partial H}$ . Зоны низкой скорости в земной

коре определяются условием:  $\frac{\partial V}{\partial H} < 0$ . Поскольку  $\left(\frac{\partial V}{\partial P}\right)_T, \frac{\partial P}{\partial H}, \frac{\partial T}{\partial H}$  положительны, а

$\left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_P < 0$ , то для образования зоны необходимо выполнение условия для абсолютных величин:

$$\left| \left( \frac{\partial V}{\partial P} \right)_T \cdot \frac{\partial P}{\partial H} \right| < \left| \left( \frac{\partial V}{\partial T} \right)_P \cdot \frac{\partial T}{\partial H} \right| \quad (1)$$

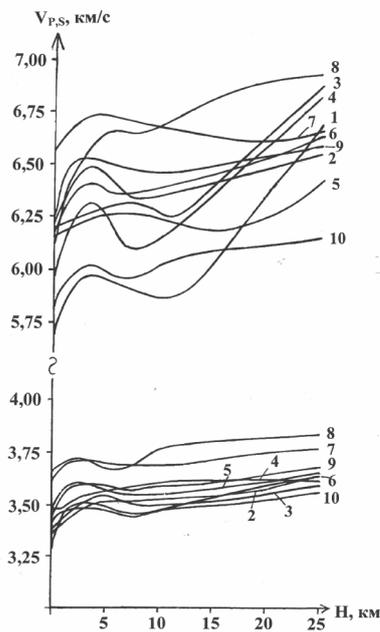


Рис. 1

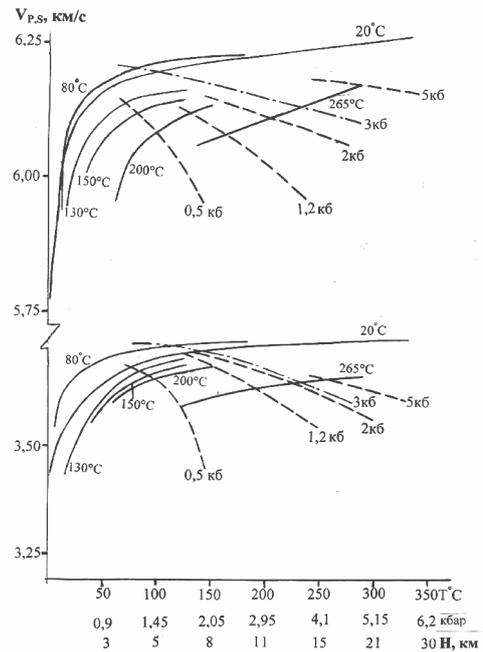


Рис. 2

Рис. 1. Изменение  $V_{p,s}=f(PT)=f(H)$  с глубиной: 1 – граниты равномернозернистые, 2 – граниты порфиоровидные, 3 – граниты рапакиви, 4 – плагиограниты, 5 – граниты трахитоидные, 6 – средние породы, 7 – основные породы, 8 – ультраосновные породы, 9 – чарнокитоиды, 10 – гнейсы. Рис. 2. Изобары и изотермы изменения скорости  $V_p$  в граните.

В земной коре, в большинстве случаев, изменение литостатического давления с глубиной можно считать постоянной величиной. Так, на глубинах от 3 до 40 км для древних щитов

$\left( \frac{\partial P}{\partial H} \right) \approx 0,24 \div 0,32 \text{ кбар/км}$ . Градиент изменения температуры на этих глубинах

варьирует в широких пределах – от 5 до 25 °C/км [5]. Исследования показали, что относительные увеличения скоростей от давления при комнатных  $T$  характеризуются двумя участками:  $P=0-2 \text{ кбар}$  – область максимального увеличения скорости,  $P>2 \text{ кбар}$  – градиент изменения скорости минимальный. Как правило изменение скорости от температуры при атмосферном давлении имеет три участка:  $T<80-100^\circ\text{C}$  (минимальные изменения),  $T\approx 80-250^\circ\text{C}$  (максимальные изменения  $V_p$ ). Дальнейший нагрев в интервале ( $T=250\div 600^\circ\text{C}$ ) приводит к невысокому уменьшению скорости. Относительные изменения скорости при компенсирующем постоянном давлении (изобары) и постоянной внешней температуре (изотермы) отличаются по абсолютным величинам. В интервале 20-70 °C при  $P<0,7 \text{ кбар}$  изменения скоростей от температуры незначительны; т.е с глубиной до 2-3 км скорости всегда интенсивно возрастают. Это обусловлено увеличением  $V_p$  от давления за счет уплотнения породы. Интервал  $T=100\div 250^\circ\text{C}$  – область наиболее интенсивных изменений  $V_p=f(T)$ . Здесь возможно уменьшение скорости за счет действия температуры в два раза при атмосферном давлении и порядка 10-20% при компенсирующем давлении  $P\approx 1\div 4 \text{ кбар}$ . Именно в этом интервале давлений и температур ( $P\approx 1,2-3,5 \text{ кбар}$ ;  $T\approx 110\div 250^\circ\text{C}$ ) наблюдаются наибольшие отрицательные изменения скорости распространения упругих волн в породах и обнаруживаются зоны низких скоростей. Экспериментальными исследованиями установлен:

$\left( \frac{\partial V}{\partial T} \right)_P = -2,7 \pm 0,5$  ( $P\approx 0,5 \text{ кбар}$ );  $-0,7 \pm 0,3$  ( $P=2 \text{ кбар}$ );  $-0,33 \pm 0,1 \text{ м/с}\cdot^\circ\text{C}$  ( $P=5 \text{ кбар}$ ) и  $V_p$  от давления при различных посто-

янных температурах  $\left(\frac{\partial V}{\partial P}\right)_T = 0,8 \pm 0,3$  (интервал давления 0-2 кбар, температура  $20 \div 80^\circ\text{C}$ );  $0,01 \pm 0,005$  (при  $P \approx 2 \div 5$  кбар,  $T \approx 20 \div 80^\circ\text{C}$ );  $0,04 \pm 0,01$  (при  $P \approx 2 \div 5$  кбар,  $T \approx 265^\circ\text{C}$ ). На основании этих данных и опытов, выполненных по программам (низко и высокотемпературным режимам), расчетами установлено, что в случае реализации низкотемпературного режима опытов  $\left(\frac{\partial T}{\partial H} < 9 - 11 \frac{^\circ\text{C}}{\text{км}}\right)$  зоны инверсии скоростей на зависимостях  $V_p=f(P,T)=f(H)$  не проявляются. Если температурный градиент  $\frac{\partial T}{\partial H} > 15 \div 20 \frac{^\circ\text{C}}{\text{км}}$  в интервале давлений 1,8÷3,5 кбар на зависимостях  $V_p=f(P,T)$  зоны низких скоростей проявляются четко. Уменьшение скоростей в этих зонах для различных образцов пород варьируют от -10 до -250 м/с (рис. 3).

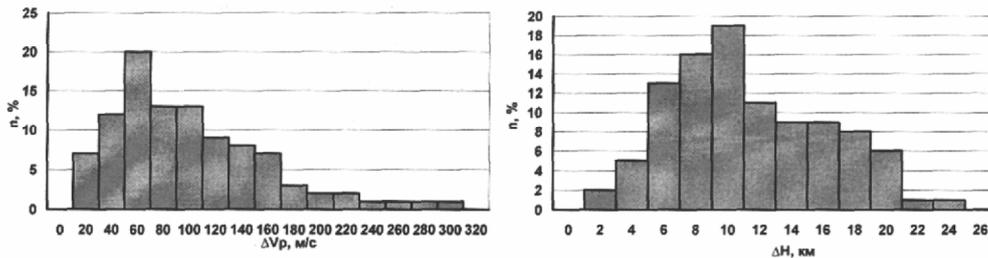


Рис. 3. Гистограммы распределения  $\Delta V_p$  (уменьшение скорости в зоне) и  $\Delta H$  (мощности слоя зоны низких скоростей) по данным эксперимента.

Мощность слоев с пониженной скоростью от 2 до 20 км (60% в интервале 6-12 км). Как правило, глубины минимальных значений  $V_p$  расположены в интервале суперпозиции давлений и температур, соответствующих 9-16 км. Как видим (рис. 1, 3), конфигурация экспериментальных зон низких скоростей (глубина залегания, мощность, занижение скорости) подобны обнаруженным в ходе глубинного сейсмического зондирования земной коры. Это дает нам право предполагать, что вероятнее всего, в земной коре на указанных глубинах зоны низких скоростей имеют термодинамическую природу [3, 4, 6].

Обобщая результаты приведенного в работе комплексного структурного исследования различных пород Украинского щита при высоких давлении и температуре [6] оптическими, рентгеноструктурными, электроно-микроскопическими методами, анализируя материалы изучения упругих характеристик пород, можно сделать ряд предположений о природе упругой вертикальной зональности минерального вещества отдельных горизонтов земной коры. Прежде всего, в зоне низких скоростей ( $H=3 \div 15$  км,  $P=1,5 \div 3$  кбар,  $T=150 \div 250^\circ\text{C}$ ) уменьшаются упругие константы пород ( $E, G, K$ ), значительно увеличивается двойникование минералов, расширяются межзерновые границы за счет их милонитизации, увеличивается количество магистральных микротрещин. Происходит растрескивание и разрушение газожидких включений. Уменьшаются блоки мозаики отдельных зерен минералов. Увеличивается плотность дислокаций в блоках и уменьшается в межзерновых границах. Увеличивается относительная деформация зерен, их двойникование. Увеличиваются дефекты упаковки минералов. Увеличивается число центров генерации дислокаций, которые перемещаются в основном за счет трансляционного скольжения. Совокупность обнаруженных микроструктурных преобразований породы свидетельствует о низкотемпературном упругом упрочнении и хрупком разрушении минерального вещества [6].

При дальнейшем увеличении глубины «погружения» породы, т.е. программного увеличения действия на образец  $P$ - $T$ -параметров ( $H > 25$  км,  $P > 5,5$  кбар,  $T > 300^\circ\text{C}$ ) наблюдается интенсивное увеличение упругих параметров породы.

Комплекс упругих и структурных изменений пород, начиная от термодинамических условий на глубине 3-5 км до 12-15 км, свидетельствует о свойствах пород, характерных их катакластическому преобразованию. В данном интервале  $P$ - $T$ -изменений происходит разуп-

лотнение минеральной среды – явление дилатансии. Основным механизмом этого – совместное действие развивающихся в среде неравномернораспределяющихся неоднородных напряжений по объёму образца, иногда достигающих в локальных контактах значений больше предела прочности отдельных минералов, приводящих к хрупким на микроуровне разрушениям среды. Такому разуплотнению способствуют разноориентированные анизотропные коэффициенты линейного расширения отдельных минералов, эффект разрушения газовой-жидких включений, миграция свободной воды и газа по микротрещинам породы. Микроструктурные нарушения породы подготавливают условия для ее существенных преобразований с увеличением глубины (РТ-условия опыта) после постепенного уплотнения породы включаются механизмы, характерные пластическим деформациям среды происходит совершенствование породы за счет вещественных и структурных (на уровне элементарных дефектов) перестроек. С некоторыми допущениями, пользуясь геологической терминологией, в интервале глубин 20-40 км наблюдается процесс регионального метаморфизма.

Полагаем, что наличие зон низких скоростей в земной коре является объективной реальностью, как результат структурных преобразований пород в условиях противоборства давления и температуры, характерных для определенных глубин литосферы. Они возникают в тех случаях, когда градиент температуры на соответствующих глубинах превосходит определенный порог, а давление не способно компенсировать нарушение минеральной среды, вызванное действием температуры. Экспериментально и расчетным путем показано, что условия возникновения термобарических зон аномального поведения минерального вещества на определенных глубинах весьма чувствительна к температурам. Очевидно, флуктуации температуры на глубинах 7-20 км могут изменять параметры зоны низких скоростей вплоть до их исчезновения.

Причиной такого явления может быть изменение теплового режим за счет изменения физических характеристик пород в зоне. Нами экспериментально подтверждено, что существует тесная связь в различных РТ-условиях между теплопроводностью пород и их упругими характеристиками. Если предположить, что в минеральном веществе земной коры передача тепла осуществляется в основном фонной теплопроводностью, то ее величину можно оценить из простого выражения [2, 5]:

$$\lambda_{\phi} = \frac{1}{3} C_{y\phi} \rho V_{\phi} l_{\phi} = \frac{\delta_0 \beta V_{cp} \rho}{3 \mu \gamma^2 T} \approx B \frac{V_m \rho^{-1/3}}{T} \quad (2)$$

где  $C_{y\phi}$  – удельная теплоемкость,  $\rho$  – плотность,  $V_{\phi}$  – средняя скорость пробега фононов, равная средней скорости распространения упругой волны:  $(1/V_p^3 + 2/V_s^3)^{-1/3}$ ,  $l_{\phi}$  – средняя длина свободного пробега фононов,  $\delta_0$  – средняя константа решетки,  $\beta$  – сжимаемость,  $\mu$  – средний молекулярный вес,  $\gamma$  – параметр Грюнайзена  $\gamma = \frac{d \ln \theta}{d \ln \rho}$ ,  $T$  – температура,  $\theta$  – температура

Дебая,  $B$  – постоянный коэффициент, включающий постоянные параметры независимые от РТ-условий.

Из приведенного соотношения следует, что изменение теплопроводности в земной коре в каком-то интервале глубин прямопропорционально изменению упруго-плотностных характеристик минеральной среды и обратнопропорционально температуре. Расчетами и экспериментальными данными  $V_p=f(PT)$ ,  $\lambda=f(PT)$  было показано [2], что теплопроводность пород в земной коре изменяется подобно  $V_p=f(H)$ , т.е. на зависимости  $\lambda=f(H)$  выделяются области минимальных значений, совпадающие с подобными для скоростей (рис. 4).

Таким образом, зона низких скоростей в земной коре характеризуется пониженными значениями  $\lambda$  и является отражающим горизонтом для теплового потока, источником которого являются термоактивные процессы на больших глубинах. По классическим законам термодинамики и теплофизики наличие слоя с пониженной теплопроводностью на пути распространения тепловой энергии, приводит к повышению температуры на нижнем участке слоя и понижению ее на верхнем. Таким образом, нарушается равновесное РТ-условие существования зоны низких скоростей. С понижением температуры в верхней области зоны на-

рушается термобарическое условие (1). Состояние пород верхнего слоя зоны выравнивается с состоянием вышележащих пород и верхняя кромка зоны опускается вниз. Одновременно, пропорционально разнице теплопроводности минеральной среды зоны в нижней части подстилающих ее пород происходит перегрев подошвы зоны, что приводит к нарушению опять же условия (1) и нижняя кромка зоны опускается вниз. Более высокое давление останавливает рост зоны за счет компенсации термических структурных нарушений пород давлением. Таким образом, зона изменяет свою конфигурацию – ее мощность может увеличиваться (с увеличением интенсивности глубинного теплового потока) или она исчезнет (с понижением поступления достаточного тепла с глубины). Подобная неустойчивость, нестабильность термодинамической зоны низкой скорости обуславливает их эпизодичность проявления в земной коре, а также их миграцию по глубине и горизонтали в зависимости от флуктуации температурного поля в земной коре.

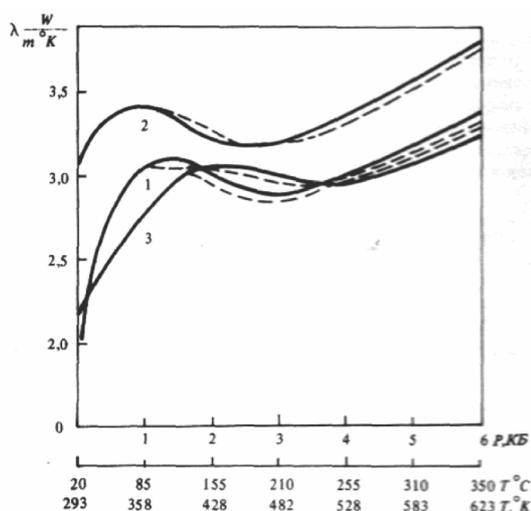


Рис. 4. Теплопроводность горных пород при различных термобарических условиях. 1 – гранит, 2 – кварцит, 3 – чарнокит. Сплошные линии – по данным экспериментальных измерений, пунктирные – вычисленные по упругим параметрам.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Структура земной коры Центральной и Восточной Европы. — Киев: Наук. думка, 1980. — 280 с.
2. Лебедев Т. С., Корчин В. А., Савенко Б. Я., Шаповал В. И., Шепель С. И. Физические свойства минерального вещества в термобарических условиях литосферы. — Киев: Наук. думка, 1986. — 200с.
3. Korchin V.A. Thermobaric Seismic Stratification of the Lithosphere // 12 International Symposium on Deep Structure of the Continents and their Margins. – September 24-29, 2006. – Shonan Village Center, Hayama, Japan. – NHA-P02.
4. Korchin V.A, Kobolev V.P, Burtny P.A., Karnaukhova E.E. The thermobaric nature of the low seismic velocities zone’s in the Earth crust // Международный научно-практический семинар “Модели земной коры и верхней мантии”. - 18-20 сентября, 2007. - Санкт-Петербург, Россия. – CD ROM.
5. Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и теоретическая модель земной коры. – Киев: Наук. думка, 1978. – 140 с.
6. Корчин В.А. Структурные особенности минеральной среды в РТ-условиях различных глубин земной коры // Геофизический журнал. - №3, т.29, 2007. - С.49-77.

\*\*\*\*\*

УДК 550.383

#### Результат эксперимента по уточнению намагниченности шара с неоднородным ядром

*В.А. Кочнев, И.В. Гоз, kochnev@icm.krasn.ru.*

*Институт вычислительного моделирования СО РАН, г. Красноярск*

**Введение** Новые возможности решения обратных задач магнитометрии [2, 11] позволили приступить к экспериментам по построению различных моделей намагниченности шара, дающих магнитное

поле, близкое к нормальному полю Земли. На конференциях были представлены результаты нескольких экспериментов уточнения 6-слойной модели шара. В первых экспериментах [3,4,5] уточнялись слои модели однородно намагниченного шара, в последующих – неоднородно намагниченного [6,7], с вертикальным и боковым намагничением. Во всех экспериментах основное влияние на глобальное поле оказывали верхние и, частично, средние слои шара. В данной работе получена модель, в которой ядро является существенно неоднородным, а намагниченность в нем меняется от 0 до 55000 нТл (44 А/м).

**Условия эксперимента** Модель шара включает 6 слоев. Первые три слоя моделируют северное полушарие, остальные – южное. Радиусы границ слоев – 6400, 6000 и 3200 км. Каждый слой аппроксимируется прямоугольными призмами с горизонтальными размерами 400x400 км. Высота призмы определяется вертикальной толщиной слоя в центре призмы. Таким образом, центральные призмы слоев имеют высоту 400, 2800 и 3200 км. Принята декартова система координат с началом в центре шара. Положительные направления по оси Z – к северному полюсу, ось X пересекает поверхность шара в точке 90° восточной долготы, ось Y – в точке 180°. Модель в плане, с учетом дополнительных боковых блоков, имеет размерность 35x35x6 блоков. Таким образом, модель, с которой мы будем оперировать, включает модель шара и дополнительные «лепестки», расширяющие пространство в области экватора до квадрата. За пределами сферы их мощности приняты равными 0.1 км. В технологии ADM-3D, используемой для моделирования и решения обратной задачи, предусмотрено расширение краевых блоков в бесконечность. По этой причине плоские тонкие однородно намагниченные блоки, пронизывающие модель в области экватора, создают нулевое поле, то есть не влияют на результаты эксперимента.

Точки расчета магнитного поля находятся на центральной вертикальной оси блоков на заданной высоте от поверхности модели. Всего поверхностей расчета поля принято 2. Одна над северным полушарием, другая – над южным.

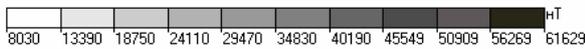
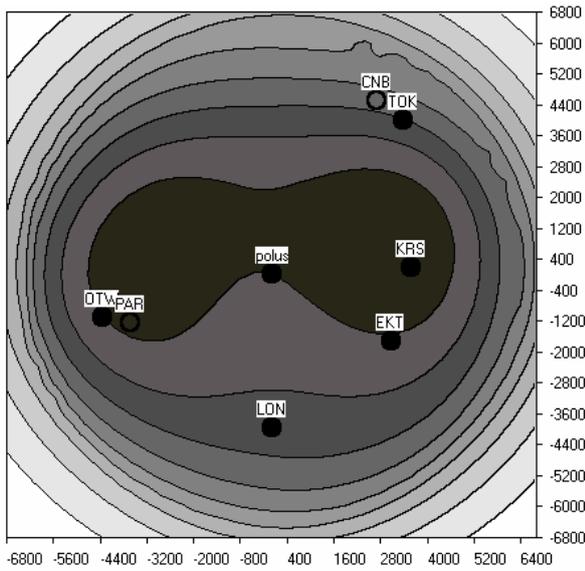
На рис. 1a,b видим нормальные магнитные поля IGRF-2005 на высоте 1 км. На рисунке, кроме полюса (POL) нанесены примерные положения городов мира: Лондон (LON), Екатеринбург (EKT), Красноярск (KRS), Токио (ТОК), Оттава (OTW), Канберра (CNB), Пуэрто-Аренас (PAR), Дели (DEL). Города северного полушария обозначены заполненным кругом, южного – пустым. Как видно, оба поля являются асимметричными и меняются в пределах от 8000 до 67000 нТл. В поле северного полушария выделяются два максимума. Условно назовем их «якутский» (на рисунке – справа) и «канадский» (слева). Поле южного полушария имеет сильный максимум («южноавстралийский») и четко выраженный относительный минимум («южноатлантический»).

**Обратная задача** Обратную задачу будем решать с использованием пакета ADM-3D-Earth [2]. Следует заметить, что в пакете ADM-3D используется адаптивный метод, который позволяет уточнять неизвестные параметры, не только учитывая априорные данные но и их априорные погрешности, а также и погрешности исходных данных.

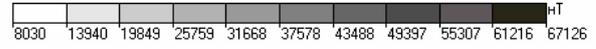
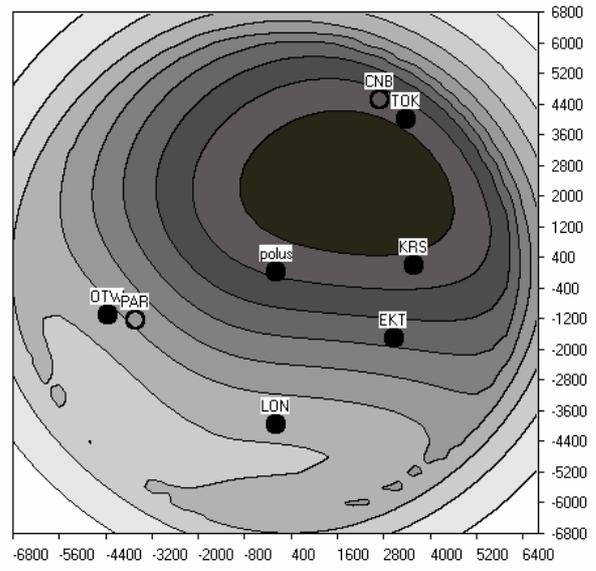
Начальные приближения эффективной магнитной восприимчивости  $k$  после пробных экспериментов приняты равными  $1000 \cdot 10^{-5}$  ед.СИ для всех блоков модели. Намагничивающее поле  $H$  в экспериментах принято 1 эрстед. Зная  $k$  и  $H$ , можно получить намагниченность  $I = kH$ , выраженную в тесла. Для перехода к единицам СИ используем соотношение  $1000 \text{ нТл} \approx 796 \text{ мА/м}$ . Погрешности исходных данных приняты равными 1100 для слоев 1 и 6, 2200 для 2 и 5 слоев и 90000 для 3 и 4 слоев (ядра). Ниже приведены среднеквадратические невязки после 21 итерации решения обратной задачи.

Уровни наблюдения	1	2	3	4	...	20	21
Северный	14801	8389	5076	3229		1286	1286
Южный	18382	7352	3459	1915		1241	1245

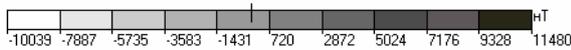
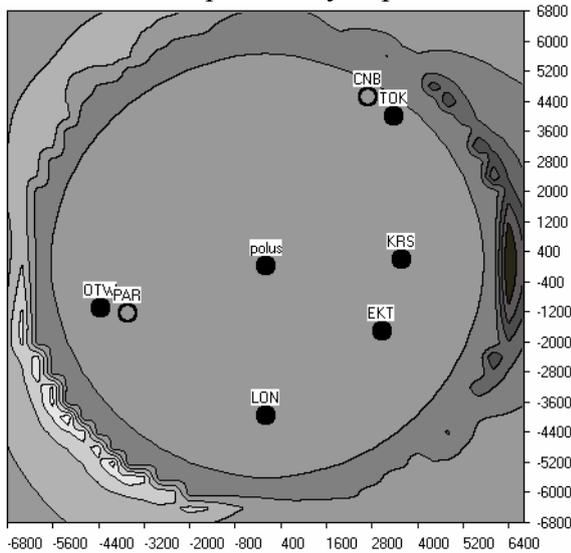
Как видно, процесс уточнения сходится. На рис.1 c,d видим, что разности исходного и модельного полей находятся в основном пределах 1000 нТл. Большие разности, достигающие 11000 нТл, наблюдаем за пределами шара.



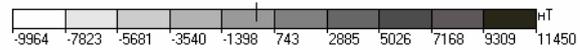
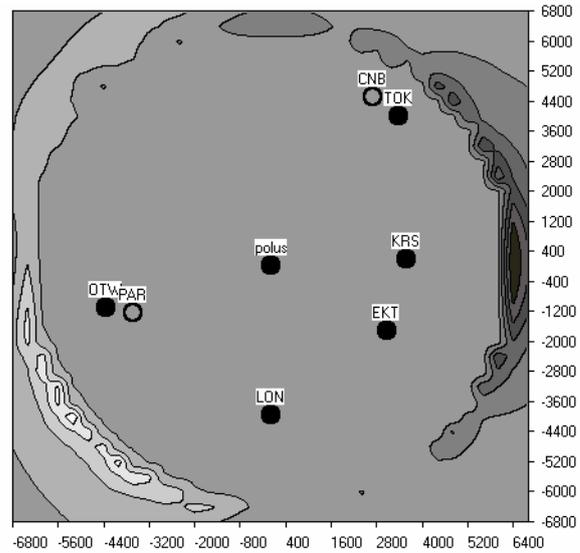
а. Магнитное поле IGRF-2005, северное полушарие



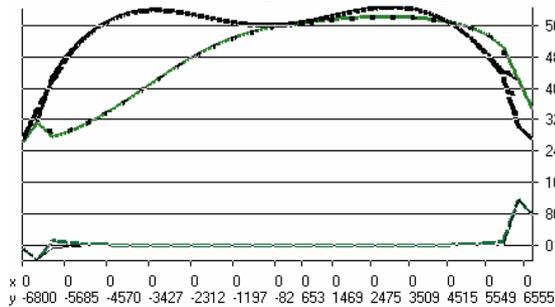
б. Магнитное поле IGRF-2005, южное полушарие



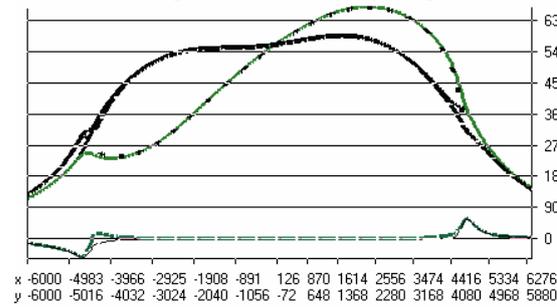
с. Разность исходных и модельных полей от шара, северное полушарие



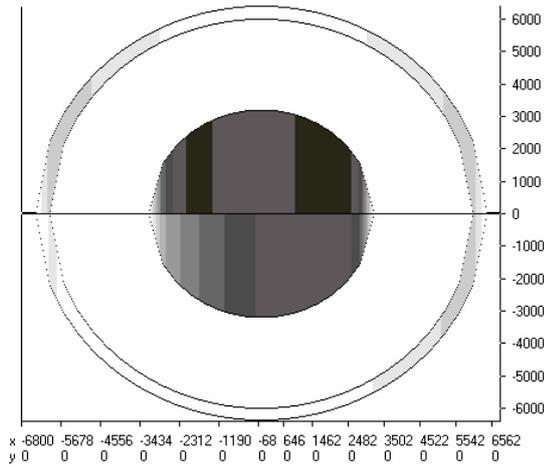
д. Разность исходных и модельных полей от шара, южное полушарие



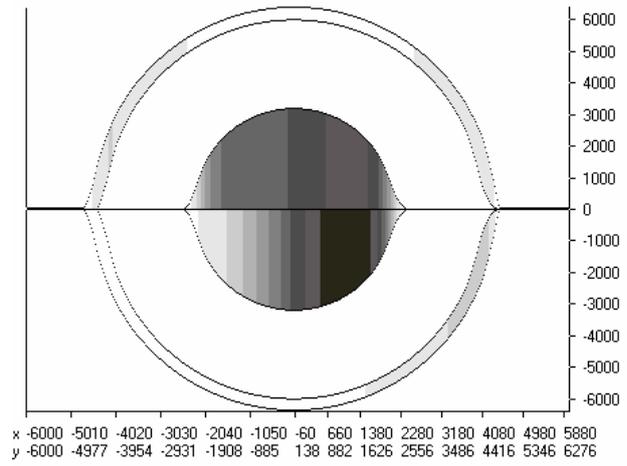
е. Графики исходных и модельных полей по сечениям -90



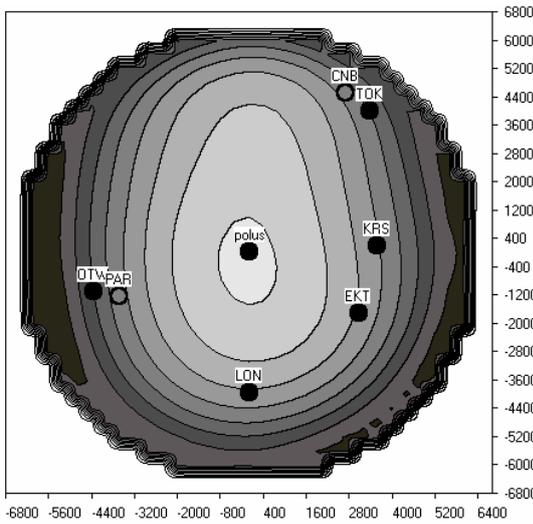
ф. Графики исходных и модельных полей по диагональному сечению



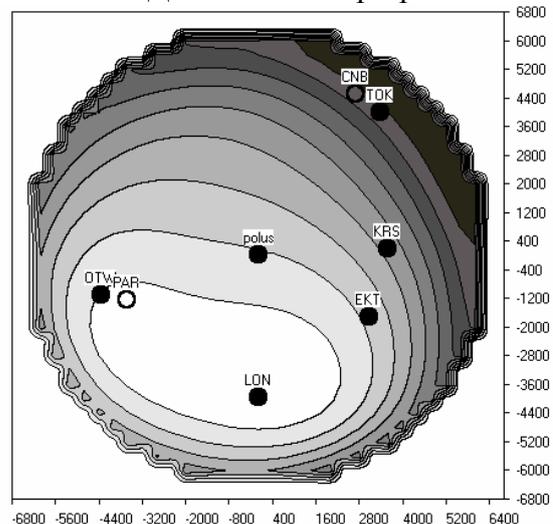
а. Разрез по сечению -90-270



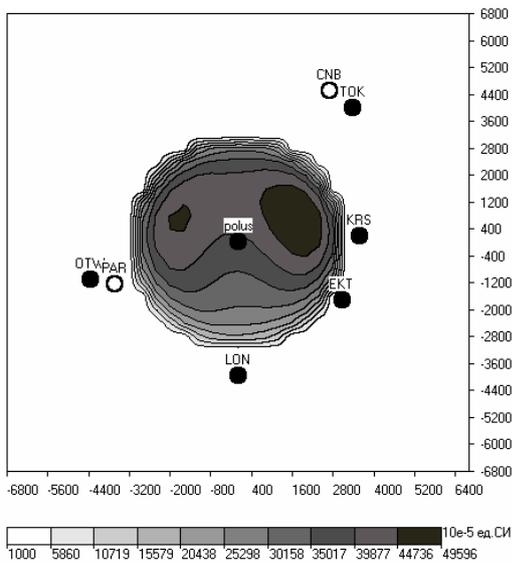
б. Диагональный разрез



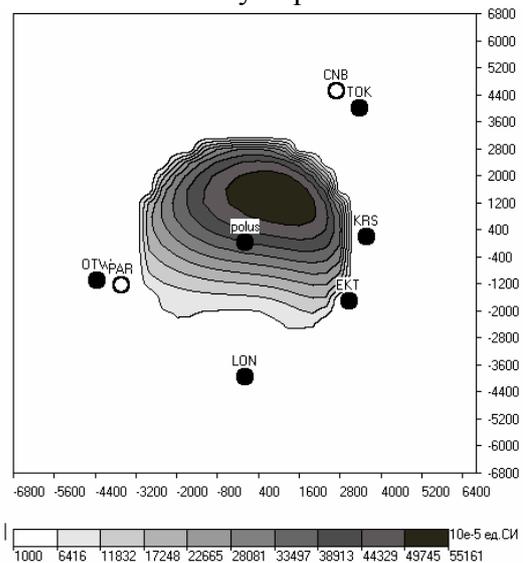
с. Намагниченности верхнего слоя северного полушария



д. Намагниченности верхнего слоя южного полушария



е. Намагниченность ядра в северном полушарии



ф. Намагниченность ядра в южном полушарии

На рис.1 e,f видим, что исходные и модельные кривые практически точно совпадают и отличаются только в краевых частях. На разрезе модели, проходящих по меридиональному сечению  $-90+90$  (рис.2a,b) видим, что незначительно изменились магнитные свойства слоев 2 и 5 и значительное изменение слоев ядра и внешних слоев. В северном полушарии магнитная восприимчивость первого слоя меняется от 1000 до  $12740 \cdot 10^{-5}$  ед.СИ. На нем выделена относительно отрицательная аномалия на северном полюсе и положительная вблизи экватора. В южном полушарии относительно отрицательная аномалия, более обширная и протяженная по широте. Аномалия повышенных значений эффективной магнитной восприимчивости с максимумом  $13900 \cdot 10^{-5}$  ед.СИ. выделяется вблизи экватора в интервале от 0 до 90 меридиана. Таким образом, северная и южная положительные аномалии, по-видимому, соединяются, создавая существенно асимметричную модель намагниченности верхнего слоя. Наиболее важной в приведенном эксперименте является модель ядра. В северном полушарии ядра выделяется две положительные аномалии, из которых более интенсивной и обширной является восточная. В южном полушарии сильно намагниченным является сектор от  $0^\circ$  до  $90^\circ$ . В результате эксперимента получена трехмерная модель намагниченности шара. Это дает возможность рассмотреть модель в большом количестве сечений, из которых мы рассмотрели только два. Более подробный анализ результатов приводится в докладе.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кочнев В.А., 1993. Адаптивные методы решения обратных задач геофизики. ВЦ СО РАН, Красноярск, учебное пособие.
2. Кочнев В.А., Гоз И.В., 2006. Нераскрытые возможности магнитометрии. Геофизика, №6, с.51-55
3. Кочнев В.А., Адамцева О.А., Довыденко О.С. Некоторые результаты моделирования магнитного поля Земли. IV научные чтения им. Ю.П.Булашевича. Екатеринбург, 2-6 июля 2007 г. с.160-163
4. Кочнев В.А., Гоз И.В. Эксперимент по уточнению однородно намагниченного 6-слойного шара по магнитному полю земли. Международная конференция «Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов», посвященная 50-летию Института геофизики УрО РАН. Екатеринбург, 4-8 февраля 2008 г., стр.115-118.
5. Кочнев В.А., Гоз И.В. Новые технологии в геофизике, созданные на основе адаптивного метода решения систем алгебраических уравнений. Сб. научн. тр. XXVIII Российской школы «Наука и технологии». Миасс, 2008.
6. Кочнев В.А., Гоз И.В. Обзор моделей намагниченности земной коры, мантии и ядра и эксперименты по ее уточнению. XIV международная конференция "Связь поверхностных структур земной коры с глубинными". Петрозаводск, 27-31 октября 2008 года, стр.290-293
7. Кочнев В.А., Гоз И.В. Эксперименты по уточнению параметров неоднородной 6-слойной модели шара по магнитному полю Земли. Мат. 36-й сессии Международного семинара им Д.Г.Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Казань, 2009 г.
8. Яновский Б.М., 1978. Земной магнетизм. Изд. Ленинградского университета., 526 с.
9. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Под ред. Н.Б.Дортман. М, Недра, 1984.
10. The World Magnetic Model, 2005. <http://www.ngdc.noaa.gov/seg/WMM/DoDWMM.shtml>
11. Kochnev V.A., Goz I.V., 2003. The technology of forward and inverse modeling for 3D and 2D magnetic data. Exp.Abstr. of International Geophysical Conference & Exhibition, Moscow 2003.

\*\*\*\*\*

УДК 550.83.017 + 519.63

**О способе вычисления геофизических полей в кусочно-анизотропных средах**

*В.Н. Кризский*

*Тел./факс: +7 (3473) 43-10-39, E-mail: Krizsky@rambler.ru*

*Стерлитамакская государственная педагогическая академия, г.Стерлитамак, Россия*

Ряд геофизических процессов описываются скалярными или векторными полями, математические модели распространения которых представляются в области исследования  $\Omega \subset R^3$  начально-краевыми задачами для дифференциальных уравнений математической физики вида:

$$\operatorname{div}(\sigma(P) \cdot \nabla U(P,t)) - a(P)U(P,t) - b^2(P) \frac{\partial U(P,t)}{\partial t} - c^2(P) \frac{\partial^2 U(P,t)}{\partial t^2} = -f(P,t). \quad (1)$$

Здесь  $f(P,t)$  – функция интенсивности источников/стоков поля;  $\sigma(P)$  – симметричный тензор, описывающий физические свойства среды;  $a(P)$  – комплекснозначная функция,  $b(P)$  и  $c(P)$  – действительные функциональные коэффициенты, также зависящие от  $t$ .  $P = (x, y, z) \in \Omega$ ;  $U(P,t)$  – искомая скалярная функция (функция потенциала в поле потенциальном или одна из компонент вектора-функции в поле векторном). Переменная  $t \geq 0$  – время.

Будем считать в дальнейшем встречающиеся в задаче функции достаточно гладкими для использования формул интегральных представлений и интегральных уравнений, а так же имеющими необходимый порядок затухания на бесконечности для обеспечения применимости интегрального преобразования Лапласа.

Осуществим разбиение области  $\Omega = \bigcup_{i=1}^N \Omega_i$  на подобласти  $\Omega_i$  с достаточно гладкими границами  $S_i$  так, чтобы в каждой из подобластей  $\Omega_i$  тензор  $\sigma(P)$  и функции  $a(P)$ ,  $b(P)$ ,  $c(P)$  можно было бы с некоторой степенью точности принять постоянными:

$$\sigma(P) = \sigma_i = \begin{pmatrix} \sigma_{11}^i & \sigma_{12}^i & \sigma_{13}^i \\ \sigma_{12}^i & \sigma_{22}^i & \sigma_{23}^i \\ \sigma_{13}^i & \sigma_{23}^i & \sigma_{33}^i \end{pmatrix}, \quad a(P) = a_i, \quad b(P) = b_i, \quad c(P) = c_i.$$

Количество подобластей  $N$  будет определяться задаваемой точностью аппроксимации.

В подобластях  $\Omega_i$  уравнение (1) преобразуется к виду:

$$\operatorname{div}(\sigma_i \cdot \nabla U_i(P,t)) - a_i U_i(P,t) - b_i^2 \frac{\partial U_i(P,t)}{\partial t} - c_i^2 \frac{\partial^2 U_i(P,t)}{\partial t^2} = -f_i(P,t). \quad (2)$$

При  $c_i \neq 0$  в подобласти  $\Omega_i$  имеем уравнение гиперболического типа. Частными случаями такого типа уравнений являются: волновое уравнение /при  $a_i = 0, b_i = 0$ /, описывающее распространение сейсмических [1], акустических [2] волн или электромагнитных полей (ЭМП) в изоляторе [3]; телеграфное уравнение / $a_i = 0, b_i \neq 0$ /, моделирующее ЭМП в области однородности среды [3].

При  $c_i = 0$  и  $b_i \neq 0$  получим уравнения параболического типа. К подобным уравнениям приводят задачи диффузии, теплопроводности [2], распределения квазистационарных ЭМП [3].

При  $c_i = 0$  и  $b_i = 0$  будем иметь уравнения эллиптического типа.

Стремление описать среду в кусочно-анизотропном приближении детальнее, влечет рост количества подобластей (величины  $N$ ), и, следовательно, ведет к возрастанию сложности геометрии исследуемой области  $\Omega$  в математической модели.

Опишем рекуррентный алгоритм пересчета функции Грина одной задачи в функцию Грина другой задачи с меньшим количеством подобластей  $N$ .

Подобный подход, но в изотропных кусочно-однородных средах для стационарных и динамических задач был рассмотрен в [5].

#### Нестационарное поле в кусочно-анизотропной среде

Рассмотрим, как более общий, случай когда математическая модель распространения поля представлена начально-краевой задачей для уравнений гиперболического типа.

Пусть  $\Omega$  – кусочно-анизотропная область с внешней границей  $\Gamma$ , состоящая из подобластей  $\Omega_i$ ,  $i = \overline{1, N}$ , заполненных однородными проводящими поле объемами с постоянными симметричными тензорами проводимости  $\sigma_i$ . Пусть  $S_i$  – граница области  $\Omega_i$ .  $S_i = \gamma_i \cup \Gamma_i$ , где  $\Gamma_i = S_i \cap \Gamma$  – внешняя часть границы, и  $\gamma_i = S_i \setminus \Gamma_i$  – внутренняя часть границы. Если область  $\Omega_i$  не имеет контакта с внешней границей  $\Gamma$ , то  $\Gamma_i = \emptyset$  и  $S_i \equiv \gamma_i$ . Математическая модель распределения поля  $U(P)$ ,  $P(x, y, z)$  имеет вид:

$$\operatorname{div}(\sigma_i \nabla U_i(P, t)) - a_i U_i(P, t) - b_i^2 \frac{\partial U_i(P, t)}{\partial t} - c_i^2 \frac{\partial^2 U_i(P, t)}{\partial t^2} = -f_i(P, t), P \in \Omega_i, i = \overline{1, N}; \quad (3)$$

$$U_i(P, t) - U_j(P, t) \Big|_{\gamma_i \cap \gamma_j} = \varphi_i(P, t), (\sigma_i \nabla U_i(P, t), \mathbf{n}) - (\sigma_j \nabla U_j(P, t), \mathbf{n}) \Big|_{\gamma_i \cap \gamma_j} = \phi_i(P, t), i = \overline{1, N},$$

$$j \in J_i = \{j \mid j = \overline{1, i-1}; \gamma_i \cap \gamma_j \neq \emptyset\}; \quad (4)$$

$$\alpha_i(P)(\sigma_i \nabla U_i(P, t), \mathbf{n}) - \beta_i(P)U_i(P, t) \Big|_{P \in \Gamma_i} = \psi_i(P, t), |\alpha_i(P)| + |\beta_i(P)| \neq 0,$$

$$i = i_1, i_2, \dots, i_k, k \leq N; \quad (5)$$

$$U_m(P, t) \rightarrow 0, P \rightarrow \infty, m = m_1, m_2, \dots, m_n, n \leq N; \quad (6)$$

$$U_i(P, 0) = \tau_i(P), \frac{\partial U_i(P, 0)}{\partial t} = \mu_i(P), i = \overline{1, N}. \quad (7)$$

Здесь  $J_i$  – множество номеров подобластей  $\Omega_j$ , граничащих с подобластью  $\Omega_i$ , и имеющих меньшие номера, чем  $i$ ;  $i_1, i_2, \dots, i_k$  – номера подобластей  $\Omega_i$ , участки границ которых являются частью внешней границы  $\Gamma$  области  $\Omega$ ,  $m_1, m_2, \dots, m_n$  – номера подобластей с участками границ, уходящими в бесконечность,  $\mathbf{n}$  – вектор внешней нормали к границе области.

Применим к задаче (3)-(7) интегральное преобразование Лапласа [6]

$U^\omega(P) = \int_0^\infty U(P,t)e^{-\omega t} dt$ , с формулой обращения

$$U(P,t) = \frac{1}{2\pi i} \int_{\omega_0 - i\infty}^{\omega_0 + i\infty} U^\omega(P)e^{\omega t} d\omega, \quad \text{Re } \omega = \omega_0 > 0. \quad (8)$$

Получим однопараметрическое (по  $\omega$ ) семейство эллиптических краевых задач:

$$\text{div}(\sigma_i \bar{\nabla} U_i^\omega(P)) - \kappa_i U_i^\omega(P) = -\Phi_i^\omega(P), \quad i = \overline{1, N}; \quad (9)$$

$$U_i^\omega(P) - U_j^\omega(P) \Big|_{\gamma_i \cap \gamma_j} = \phi_i^\omega(P), \quad (\sigma_i \bar{\nabla} U_i^\omega(P), \mathbf{n}) - (\sigma_j \bar{\nabla} U_j^\omega(P), \mathbf{n}) \Big|_{\gamma_i \cap \gamma_j} = \phi_i^\omega(P) \quad i = \overline{1, N}, \quad j \in J_i; \quad (10)$$

$$\alpha_i(P)(\sigma_i \bar{\nabla} U_i^\omega(P), \mathbf{n}) - \beta_i(P) U_i^\omega(P) \Big|_{P \in \Gamma_i} = \psi_i^\omega(P), \quad |\alpha_i(P)| + |\beta_i(P)| \neq 0, \\ i = i_1, i_2, \dots, i_k, \quad k \leq N; \quad (11)$$

$$U_m^\omega(P) \rightarrow 0, \quad P \rightarrow \infty, \quad m = m_1, m_2, \dots, m_n, \quad n \leq N \quad (12)$$

с операторами  $H[U_i^\omega(P)] \equiv \text{div}(\sigma_i \bar{\nabla} U_i^\omega(P)) - \kappa_i U_i^\omega(P)$ ,  $\kappa_i = a_i + \omega b_i^2 + \omega^2 c_i^2$  и функциями  $\Phi_i^\omega(P) = (b_i^2 + \omega c_i^2)\tau_i(P) + c_i^2 \mu_i(P) + f^\omega(P)$  в подобластях  $\Omega_i$ .

Для такого типа задач может быть получено интегральное представление решения:

$$U^\omega(P) = \sum_{i=N_1+1}^N \sum_{j \in J_i} \int_{\gamma_i \cap \gamma_j} U_i^\omega(Q) ((\sigma_j - \sigma_i) \bar{\nabla} G^1(P, Q), \mathbf{n}_Q) d\gamma_{iQ} + \\ + \sum_{i=1}^N \int_{\Omega_i} \Phi_i^\omega(Q) G^1(P, Q) d\Omega_{iQ} + \sum_{i=1}^N \int_{\gamma_i} (\phi_i^\omega(Q) (\sigma_i \bar{\nabla} G^1(P, Q), \mathbf{n}_Q) - \phi_i^\omega(Q) G^1(P, Q)) d\gamma_{iQ} + \\ + \sum_{l_1} \int_{\Gamma_{l_1}} \frac{\psi_{l_1}^\omega(Q)}{\alpha_{l_1}(Q)} G^1(P, Q) d\Gamma_{l_1Q} + \sum_{l_2} \int_{\Gamma_{l_2}} \frac{\psi_{l_2}^\omega(Q)}{\beta_{l_2}(Q)} (\sigma_{l_2} \bar{\nabla} G^1(P, Q), \mathbf{n}) d\Gamma_{l_2Q}. \quad (13)$$

Граничные значения функции  $U_i^\omega(Q)$  находятся как решение системы интегральных уравнений Фредгольма второго рода:

$$U_i^\omega(P) - \sum_{i=N_1+1}^N \sum_{j \in J_i} \int_{\gamma_i \cap \gamma_j} U_i^\omega(Q) ((\sigma_j - \sigma_i) \bar{\nabla} G^1(P, Q), \mathbf{n}_Q) d\gamma_{iQ} = \\ = -\frac{1}{2} \phi_i^\omega(P) + \sum_{i=1}^N \int_{\Omega_i} \Phi_i^\omega(Q) G^1(P, Q) d\Omega_{iQ} + \\ + \sum_{i=1}^N \int_{\gamma_i} (\phi_i^\omega(Q) (\sigma_i \bar{\nabla} G^1(P, Q), \mathbf{n}_Q) - \phi_i^\omega(Q) G^1(P, Q)) d\gamma_{iQ} + \\ + \sum_{l_1} \int_{\Gamma_{l_1}} \frac{\psi_{l_1}^\omega(Q)}{\alpha_{l_1}(Q)} G^1(P, Q) d\Gamma_{l_1Q} + \sum_{l_2} \int_{\Gamma_{l_2}} \frac{\psi_{l_2}^\omega(Q)}{\beta_{l_2}(Q)} (\sigma_{l_2} \bar{\nabla} G^1(P, Q), \mathbf{n}) d\Gamma_{l_2Q}, \quad (14)$$

где  $P \in \gamma_l$ ,  $l \in J_k$ ,  $k = \overline{N_1+1, N}$ ,  $Q \in \gamma_j$ ,  $j \in J_i$ ,  $i = \overline{N_1+1, N}$ .

В (13) и (14)  $\mathbf{n}_Q$  – вектор внешней нормали в точке  $Q$ , направленный на внутренних границах  $\gamma_i$  в среду с меньшим, чем  $i$  номером.

Функция Грина вмещающего пространства – есть решение задачи с меньшим, чем  $N$  числом  $N_1$  кусочно-анизотропных подобластей:

$$\operatorname{div}(\sigma_i \bar{\nabla} G_i^1(P, Q)) - \kappa_i G_i^1(P, Q) = -\delta(P - Q), \quad P(x, y, z) \in \Omega_i, \quad i = \overline{1, N_1}, \quad N_1 \leq N, \quad (15)$$

$$\kappa_i = a_i + \omega b_i^2 + \omega^2 c_i^2;$$

$$G_i^1(P, Q) - G_j^1(P, Q) \Big|_{\gamma_i \cap \gamma_j} = 0, \quad (\sigma_i \bar{\nabla} G_i^1(P, Q), \mathbf{n}) - (\sigma_j \bar{\nabla} G_j^1(P, Q), \mathbf{n}) \Big|_{\gamma_i \cap \gamma_j} = 0, \quad i = \overline{1, N_1}, \quad j \in J_i; \quad (16)$$

$$\alpha_i(P) (\sigma_i \bar{\nabla} G_i^1(P, Q), \mathbf{n}) - \beta_i(P) G_i^1(P, Q) \Big|_{P \in \Gamma_i} = 0, \quad |\alpha_i(P)| + |\beta_i(P)| \neq 0,$$

$$i = i_1, i_2, \dots, i_{k1}, \quad k1 \leq k \leq N_1; \quad (17)$$

$$G_m^1(P, Q) \rightarrow 0, \quad P \rightarrow \infty, \quad m = m_1, m_2, \dots, m_{n1}, \quad n1 \leq n \leq N_1; \quad (18)$$

Отметим, что задача (15)–(18) для функции Грина аналогична задаче (9)–(12), но имеет более простой вид. Для ее решения снова может быть применен метод интегральных представлений и интегральных уравнений, в котором вторая функция Грина будет строиться для области с количеством подобластей  $N_2 < N_1$ , а расчетные формулы также будут вида (13), (14):

$$G^1(P, Q) = \sum_{i=N_2+1}^{N_1} \sum_{j \in J_i} \int_{\gamma_i \cap \gamma_j} G_i^1(\tilde{Q}, Q) ((\sigma_j - \sigma_i) \bar{\nabla} G^2(P, \tilde{Q}), \mathbf{n}_{\tilde{Q}}) d\gamma_{i\tilde{Q}} + G^2(P, Q); \quad (19)$$

$$G^1(P, Q) - \sum_{i=N_2+1}^{N_1} \sum_{j \in J_i} \int_{\gamma_i \cap \gamma_j} G_i^1(\tilde{Q}, Q) ((\sigma_j - \sigma_i) \bar{\nabla} G^2(P, \tilde{Q}), \mathbf{n}_{\tilde{Q}}) d\gamma_{i\tilde{Q}} = G^2(P, Q), \quad (20)$$

$$P \in \gamma_l, \quad l \in J_k, \quad k = \overline{N_2 + 1, N_1}, \quad \tilde{Q} \in \gamma_j, \quad j \in J_i, \quad i = \overline{N_2 + 1, N_1}.$$

Таким образом, алгоритм позволяет варьировать вмещающее пространство от исходного сложно-построенного ( $N_1 = N$ ) до однородного ( $N_1 = 1$ ). Понижение возможно осуществить до такого  $N_r$  ( $N_r < \dots < N_2 < N_1 < N$ ), для которого задача для функции Грина будет иметь решение аналитическое или программно реализованное численное (таб.1).

Итак, для решения задачи (3)–(7) с помощью интегрального преобразования Лапласа следует перейти в пространство образов – к параметрическому семейству краевых задач (9)–(12).

В прямом ходе алгоритма решения задач (9)–(12) на каждом рекуррентном шаге:

- производится выбор подобластей, которые будут считаться включениями (по внутренним границам которых будут сформированы интегральные уравнения);
- формулируется вспомогательная (более простого вида) задача для функции Грина во вмещающем пространстве без включений вида (15)–(18);
- строится интегральное представление вида (13) /для первого шага/ или (19) /для последующих шагов/;
- формируется система интегральных уравнений вида (14) /для первого шага/ или (20) /для последующих шагов/.

Алгоритм

№ шага	Глубина рекурсии	Количество подобластей в $\Omega$	Искомая функция	Уровень задачи
1	2	3	4	5
0	0	$N$	$U(P)$	Исходная задача
1	0	$N$	$U^\omega(P)$	Семейство задач в пространстве образов
2	1	$N_1 (N_1 < N)$	$G^1(P, Q)$	
3	2	$N_2 (N_2 < N_1)$	$G^2(P, Q)$	
4	3	$N_3 (N_3 < N_2)$	$G^3(P, Q)$	
...	...	...	...	
$r + 1$	$r$	$N_r (N_r < N_{r-1})$	$G^r(P, Q)$	Наличие аналитического или численного решения

Обратный ход алгоритма заключается в вычислении искомой функции  $U_i^\omega(P)$ , которая с соответствующими квадратурными коэффициентами войдет в квадратурную формулу обратного преобразования Лапласа (8) [7].

С другой стороны, рекуррентный алгоритм позволяет усложнять математическую модель, так как область, для которой получено решение прямой задачи, может быть принята за вмещающее пространство более сложной области, т.е. математическая модель может быть дополнена новым включением (новой подобластью  $\Omega_{N+1}$ ) со своими физическими параметрами и, следовательно, своими  $\sigma_{N+1}$ ,  $a_{N+1}$ ,  $b_{N+1}$ ,  $c_{N+1}$ . К новой задаче применимы аналогичные формулы.

Формулы (13), (14) упрощаются для ряда частных случаев: при наличии однородных граничных условий вида (4), когда  $\varphi_i(P, t) = 0$  и  $\phi_i(P, t) = 0$ , и/или (5), при  $\psi_i(P, t) = 0$ ; в присутствии точечного источника поля в точке  $A \in \Omega$  интенсивности  $I(t)$ , т.е. когда  $f(P, t) = I(t) \cdot \delta(P - A)$ ; при нулевых начальных условиях  $\tau_i(P) = 0$ ,  $\mu_i(P) = 0$ , которые возникают также при формулировании задач для возмущений поля – отклонений от заданного распределения при нулевых начальных возмущениях.

Для прямых задач о распространении физических полей в кусочно-анизотропных средах, математическая модель которых задается начально-краевой задачей параболического типа алгоритм и расчетные формулы (13), (14) и (19), (20) будут иметь место. В них следует положить коэффициенты  $c_i = 0$ ,  $i = \overline{1, N}$ . Это изменит функции  $\Phi_i^\omega(P) = b_i^2 \tau_i(P) + f^\omega(P)$  – в них исчезнет зависимость от скорости физической величины в начальный момент времени – функции  $\mu_i(P)$ . Коэффициенты  $\kappa_i$  в подобластях  $\Omega_i$  в задачах (9)-(12) и (15)-(18) при этом будут иметь вид  $\kappa_i = a_i + \omega b_i^2$ .

Как частный случай могут быть получены формулы расчета стационарных полей в кусочно-анизотропных средах, выведенные в Части I статьи, если в формулах (13) и (14) положить  $b_i = 0$ ,  $c_i = 0$ ,  $i = \overline{1, N}$ .

Более того, если математическая модель задачи распространения физического поля в кусочно-анизотропной среде с симметричными тензорами представлена начально-краевой задачей смешанного типа, т.е. когда расчетная область  $\Omega$  разбивается на три группы подобластей, в первой из которых тип уравнений эллиптический, во второй – параболический, а в третьей – гиперболический, то приведенные выше алгоритм и расчетные формулы остаются верными. В этом случае необходимо обнулить в каждой подобласти  $\Omega_i$  свой набор коэффициентов  $a_i, b_i, c_i$ .

Единство подхода к решению различных по типу задач и возможность распараллеливания процесса вычисления формул позволяют построить единый программный комплекс для многопроцессорных вычислительных систем.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Интерпретация данных сейсморазведки: Справочник / Под ред. О.А. Потапова. М.: Недра, 1990. 448 с.
2. Владимиров В.С. Уравнения математической физики. М.: Наука, 1988. 512 с.
3. Жданов М.С. Электроразведка. М.: Недра, 1986. 316 с.
4. Череменский Г.А. Геотермия. Л.: Недра, 1972. 271 с.
5. Кризский В.Н. Метод решения начально-граничных задач математической физики в кусочно-однородных средах // Дифференциальные уравнения и смежные вопросы. Уфа: Гилем, 2008. Т.3. 273 с.– С.219-225
6. Дёч Г. Руководство по практическому применению преобразования Лапласа и Z-преобразования. М.: Наука, 1971. 288 с.
7. Крылов В.И., Шульгина Л.Т. Справочная книга по численному интегрированию. М.: Наука, 1966. 370 с.

\*\*\*\*\*

УДК 550.34.06

#### **Сравнительный анализ сейсмических событий каталога KNDC для Южного Урала и данных наблюдений на обсерватории «Арти»**

*О.А. Кусонский, В.В. Хрущева*

*Тел. (34391) 2-16-44, факс (34391)2-13-27, [zavlab@arudaemon.gsras.ru](mailto:zavlab@arudaemon.gsras.ru)*

*Институт геофизики Уральского отделения РАН, г. Екатеринбург, п. Арти, Россия*

Для изучения слабой сейсмичности на Урале до сих пор не создано единой сейсмологической сети. Чтобы получить представления о сейсмических событиях, происходящих в этом регионе, необходимо привлекать данные различных организаций. Организации для решения своих задач исследуют ограниченные территории, создавая для этой цели местные сейсмологические сети. Координация исследований между собой слабая, хотя обмен наблюдёнными данными при необходимости осуществляется.

В настоящее время на Урале работают станции федеральной сети для регистрации сильных землетрясений на телесеизмических расстояниях. Это станции «Свердловск», «Арти», «Соликамск», «Оренбург». В период с 2000 по 2007 год создана Западно-Уральская сеть Геофизической службы РАН и Горного института ПНЦ УрО РАН (станции «Романово», «Каменск-Уральский», «Пермь», «Добрянка», «Кунгур», «В. Ч. Городки» «Североуральск», «Влась»). Эта сеть (с использованием данных станций «Арти» и «Соликамск») позволяет регистрировать сейсмические события с магнитудой более 2 в пределах Пермского края и Свердловской обл. [1, 2]. Кроме того, исследователи, изучающие сейсмичность Урала могут пользоваться данными Казахстанского национального ядерного центра (КНЯЦ). С 2003 г. в рамках международного мониторинга ядерных испытаний в Казахстане КНЯЦ работает сейсмическая группа Акбулак, фиксирующая слабые сейсмические события на территории Южного Урала и южных областях Среднего Урала [3]. В каталог сейсмических событий (ав-

томатический и интерактивный), который формируется по результатам наблюдений, такие события включены.

В 2008 году Институт геофизики УрО РАН проводил геофизические работы, необходимые для выбора площадки под строительство Южно-Уральской АЭС. Нужно было учесть все сейсмические события, зарегистрированные в 2004 – 2008 годах на территории, примерно, от 53° до 58° с. ш. и 57° до 64° в. д. Граница исследуемой территории представляет собой окружность с радиусом 300 км с центром в месте предполагаемого строительства в районе г. Озерска Челябинской обл. За основу был принят интерактивный каталог КНЯЦ, который сравнивался с данными сейсмостанции «Арти». Для повышения достоверности исследования сейсмичности Урала путем сравнения данных уточнены возможности сейсмостанций «Арти» и «Акбулак» по регистрации и выделению сейсмических событий, определению их параметров.

**Краткие технические данные сейсмостанции «Арти» и сейсмической группы «Акбулак».** Сейсмическая станция «Арти» расположена в 180 км на юго-запад от г. Екатеринбург. Её координаты 56°26' с. ш. и 58°34' в. д., т. е. она находится в пределах исследуемой территории. Сейсмическая группа «Акбулак» расположена в Айтикебийском районе Актыубинской области Казахстана вблизи пос. Талдык. Имеет координаты 49°15' с. ш. и 59°55' в. д. Она находится на удалении от исследуемого участка. Расстояние от сейсмической группы до ближайшей границы территории составляет более 400 км, до дальней границы - около 900 км. По местоположению станция «Арти» находится в более выгодных условиях для регистрации сейсмических событий.

И сейсмическая группа «Акбулак» и сейсмостанция «Арти» оснащены однотипным сейсмическим оборудованием. Однако конфигурация их значительно различается. Группа «Акбулак» имеет 10 точек наблюдения, расположенных по двум окружностям диаметром около 3 и 1 км с одной центральной точкой. По окружностям в 9 пунктах в скважинах установлены однокомпонентные сейсмометры *GS21*, в центральной точке регистрация осуществляется широкополосной трехкомпонентной аппаратурой *IRIS/IDA* с сейсмометром *KS54000 (ABK31)*. Абсолютная отметка по высоте 230 м. Сейсмостанция «Арти» оснащена аппаратурой *IRIS/IDA* и 3-х компонентными сейсмометрами *STS-IV VBB Streckeisen*. Абсолютная отметка 250 м. И те и другие при обработке сейсмограмм событий используют годограф *IASP91*. В настоящее время это наиболее распространенный годограф, рекомендуемый для идентификации фаз и локации эпицентров землетрясений [4].

**Результаты наблюдений.** По данным обсерватории «Арти» за период с 2004 по 2008 г. для указанного выше района исследований было зарегистрировано более 2500 сейсмических событий (в 2004 г. – 527 событий, в 2005 г. – более 466, в 2006 г. – 586, в 2007 г. - более 500, в 2008 г. – 444. Кроме, возможно, единичных событий, все они имеют техногенное происхождение (взрывы в карьерах). В интерактивном каталоге *KNDC* за этот период для данного района приводятся данные о 712 зарегистрированных слабых сейсмических событиях, которые как предполагается, имеют природное происхождение. Из них при сравнении данных оказалось, что 568 событий не нашло подтверждения на сейсмических записях станции «Арти». На сейсмограммах даже не заметны какие-либо следы волн от этих событий.

По наблюдениям станции «Арти» выделено 77 событий, время в очаге которых, отличаются от данных каталога до  $\pm 30$  с (рис. 1). Эти события надежно зарегистрированы станциями «Арти» и «Акбулак», хотя разница в определении времени в очаге и особенно координат (до 1°) велика. Отрицательные расхождения времени в очаге, определяемые как данные «Арти» минус данные «Акбулак», для большинства событий свидетельствует, что используемый годограф *IASP91* подходит исследований только в первом приближении и требует уточнения для местных условий.

Вероятнее всего большинство событий – это взрывы в карьерах. Их наибольшее количество (63 события из 75) зарегистрировано в период времени от 3 до 15 час. (UT), что соответствует 8 – 20 час. местного времени и координаты близки к местам расположения карьеров (рис. 2). Для разбраковки таких событий на взрывы в КНЯЦ используются данные ин-

фразвуковой станции «Актюбинск», расположенной в месте имеющей координаты 50.40° С. Ш. и 58.04° В. Д. [3]. Взрывы сопровождаются инфразвуковыми колебаниями и могут быть по этому признаку идентифицированы. Однако, видимо, это не всегда дает достоверные результаты. Остальные 12 событий требуют дополнительных исследований для определения их природы.

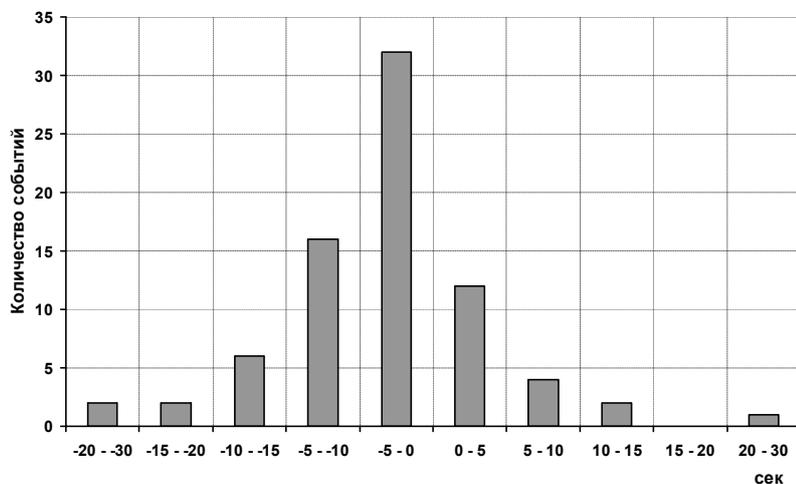


Рис. 1. Расхождение времени в очаге для сейсмических событий по данным сейсмостанции «Ар-ти» и интерактивного каталога КНЯЦ

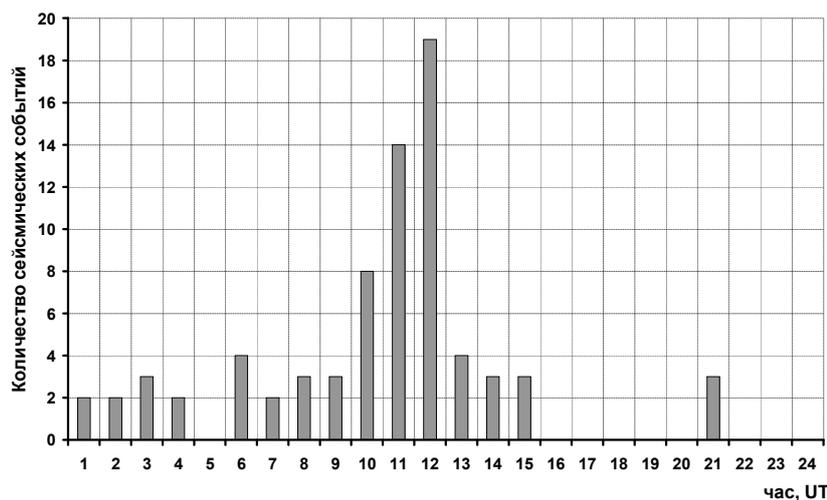


Рис. 2. Распределение сейсмических событий в суточном интервале времени

**Заключение.** При использовании интерактивного каталога

КНЯЦ при исследовании слабой сейсмичности Урала необходимо привлекать данные имеющихся в регионе станций и проведение дополнительных исследований природы сейсмических событий. В дальнейшем для повышения достоверности исследований рекомендуется проводить выделение сейсмических событий объединенной сетью станций, которые бы включали станции «Арти», «Акбулак», «Каменск-Уральский» и «Соликамск».

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Голубева И. В., Старикович Е. Н., Шарифьянова Е. В. О распознавании промышленных взрывов и региональных землетрясений на примере Западно-Уральской сейсмологической сети станций / Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Второй Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2007. С. 89 – 92.
2. <http://www.ceme.gsras.ru/net.htm>
3. <http://www.kndc.kz/index.html>
4. <http://www.iaspei.org/>

\*\*\*\*\*

УДК 550.36 + 551.24 + 551.465

**Геодинамическая и геотермическая обстановка в  
Крымско-Черноморском регионе**

*Р.И. Кутас, +38-044-4240300, katro@ndc.org.ua*

*Институт геофизики НАН Украины, г. Киев, Украина*

Накопленный в настоящее время большой экспериментальный материал свидетельствует о наличии тесной корреляции между активностью геодинамических процессов и плотностью теплового потока. Особенно однозначно эта взаимосвязь проявляется в зонах молодой тектонической активности и выражается она в разнообразных формах. К таким зонам относится альпийский складчатый пояс и, в частности Крымско-Черноморский регион, как его составляющая.

Формирование Черноморской мегавпадины и большинства структур ее обрамления началось в конце мезозоя и продолжается в настоящее время. Черноморская мегавпадина образовалась как задуговой бассейн в конце мела. На уровне фундамента она состоит из двух впадин — Западно- и Восточно-Черноморской, разделенных валами Андрусова и Архангельского, составляющих Центрально-Черноморское поднятие. Образование бассейна сопровождалось растяжением и утонением литосферы, погружением земной коры и накоплением мощного слоя осадков от меловых до современных. Мощность осадков в Западно-Черноморской впадине достигает 14-16 км, а в Восточно-Черноморской — 12-14 км. Постэоценовые осадки на большей части мегавпадины залегают горизонтально и только по ее периферии отложения олигоцена-миоцена осложнены складчатостью. Мощность консолидированной коры сокращена до 5-7 км в Западно-Черноморской впадине и до 12-15 км — в Восточной.

Начиная с конца эоцена, весь Кавказско-Черноморский регион испытывает сжатие. Сжатие сопровождалось субдукцией остаточного палео-океана, коллизией, орогением, образованием надвигового пояса вдоль Горного Крыма и Кавказа и наложенных прогибов. Регион находится в тектонически-активном состоянии и в современную эпоху, о чем свидетельствуют вертикальные и горизонтальные движения блоков земной коры, сейсмическая активность, тектонические подвижки в зонах разломов, образование диапировых и криптодиапировых структур, действующий грязевой вулканизм, динамика газовых и флюидных потоков и другие процессы и явления.

Сейсмическая активность в Прикрымской части Черного моря локализуется в пределах шельфа и континентального склона (см. рис.). Очаги землетрясений располагаются в верхней части земной коры до глубин 15-20 км, реже 30-40 км. Четкая зависимость в распределении очагов по глубине отсутствует. В одних случаях с увеличением глубины прослеживается смещение очагов под континент, в других — в сторону глубоководной впадины. Очаги землетрясений тяготеют к зонам глубинных разломов, а таких зон здесь существует несколько: система сбросов, оконтуривающая глубоководную впадину, система взбросо-надвигов Горного Крыма и шельфа, диагональная система с преобладающей ролью сдвиговой компоненты. Зоны диапиризма и грязевого вулканизма выделяется вдоль бортов глубоководной Черноморской впадины, вдоль южных бортов прогибов Индоло-Кубанского и Со рокина. На внешнем шельфе и континентальном склоне зафиксировано множество выбросов газа.

В Черном море в настоящее время выполнено более 600 определений теплового потока. Около 200 определений получено в последние годы [1, 2]. Тепловое поле рассматриваемого региона отличается интенсивной дифференциацией. Тепловые потоки изменяются от 20 до сотен мВт/м<sup>2</sup>. Минимальные значения теплового потока характерны для глубоководной мегавпадины Черного моря. В Западно-Черноморской впадине поле слабо дифференцировано. Плотность теплового потока не превышает 40 мВт/м<sup>2</sup>. Изолиния теплового потока 40 мВт/м<sup>2</sup> практически повторяет контуры впадины по мезозойским отложениям. Аномалия низких тепловых потоков оконтуривается изолинией 30 мВт/м<sup>2</sup>. Она протягивается через

всю впадину с безграничной земной корой с северо-запада на юго-восток и выходит за ее пределы. Среднее значение теплового потока составляет  $32 \pm 5$  мВт/м<sup>2</sup>. В Восточно-Черноморской впадине тепловое поле более дифференцировано. На фоне преобладающих низких тепловых потоков ( $30-40$  мВт/м<sup>2</sup>) выделяется несколько разномасштабных аномалий повышенных значений ( $40-50$  мВт/м<sup>2</sup>). Наиболее рельефно выделяется аномалия в центральной части впадины. Она пересекает Восточно-Черноморскую впадину и поднятие Шатского в направлении с северо-востока на юго-запад. Среднее значение теплового потока в Восточно-Черноморской впадине составляет  $34 \pm 6$  мВт/м<sup>2</sup>. Поднятие Андрусова отличается более высоким средним значением теплового потока (около  $45$  мВт/м<sup>2</sup>), однако поле здесь существенно дифференцировано. Повышенные значения образуют локальные аномалии, которые тяготеют к западному борту поднятия. Максимальные значения тепловых потоков ( $60-70$  мВт/м<sup>2</sup>) зарегистрированы в северо-западной части поднятия.

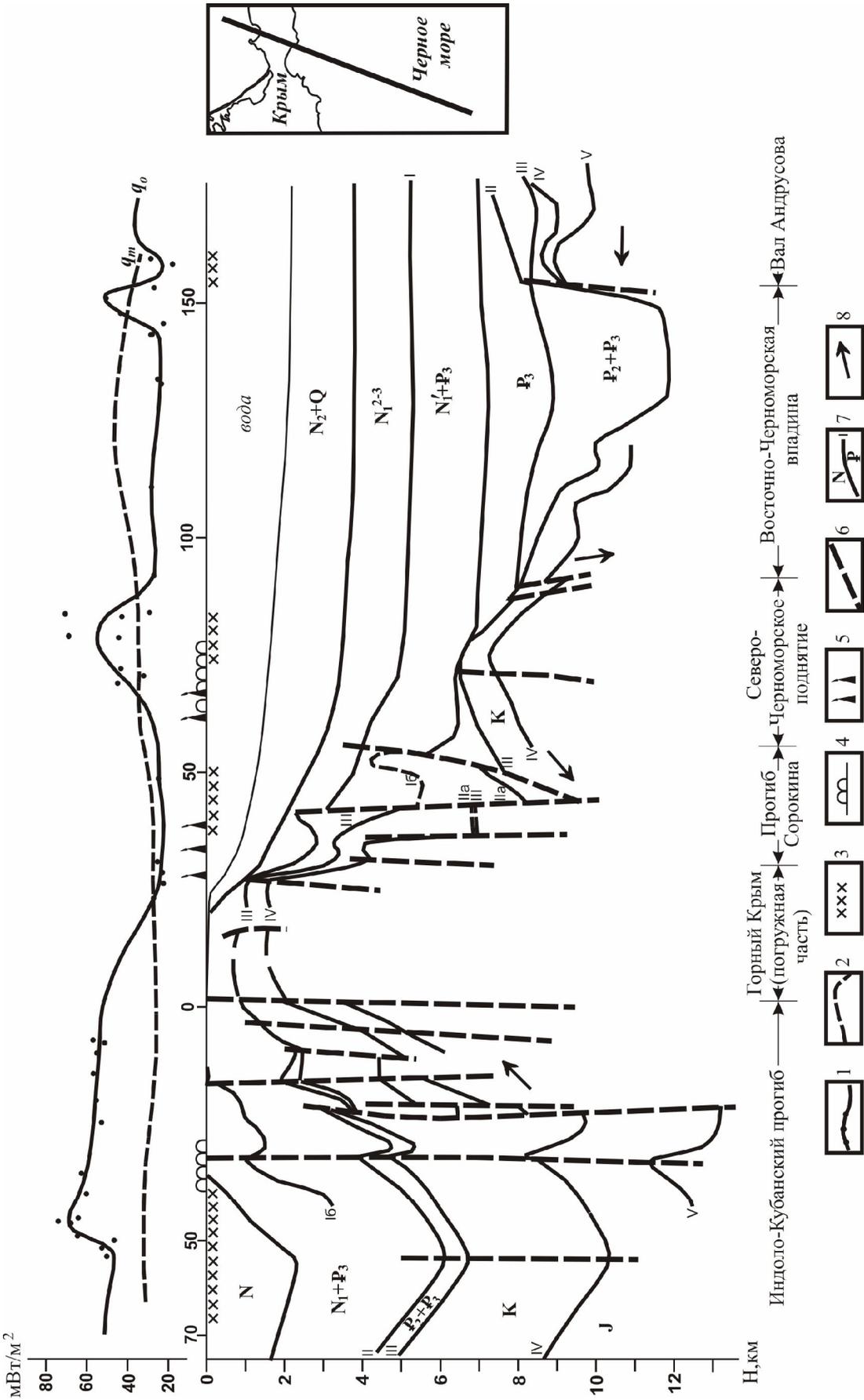
По периферии Черноморской мегавпадины дифференциация поля и средняя плотность теплового потока увеличиваются. Тепловые потоки в краевых прогибах (Сорокина, Туапсинском и др.) не превышают  $20-30$  мВт/м<sup>2</sup>. На бортах этих прогибов и Черноморской впадины они увеличиваются до  $50-60$ , а иногда до сотен мВт/м<sup>2</sup>. Локальные аномалии разной интенсивности связаны с разломами, диапировыми структурами, грязевыми вулканами. В их пределах тепловые потоки увеличиваются до сотен мВт/м<sup>2</sup>. Ограниченные размеры этих аномалий свидетельствуют о неглубоком залегании их источников. На континентальном склоне и шельфе ощущается влияние на распределение тепловых потоков прилегающих структур континента. Аномалиями тепловых потоков выделяются продолжающиеся в море структуры Аджаро-Триалет, Балканид, Большого Кавказа и др.

Горный Крым и Большой Кавказ характеризуются повышенными значениями теплового потока ( $45-55$  мВт/м<sup>2</sup>). На Скифской плите фоновый уровень поля определяют тепловые потоки  $50-60$  мВт/м<sup>2</sup>. В активизированных зонах Скифской плиты, в наложенных рифтогенных прогибах (Каркинитском, Индоло-Кубанском) тепловые потоки увеличиваются до  $65-70$  мВт/м<sup>2</sup>, а на локальных структурах и на бортах прогибов, в зонах разломов – до  $80$  мВт/м<sup>2</sup> и более.

Измеренный в приповерхностном слое земной коры тепловой поток включает мантийную составляющую, состоящую из стационарного кондуктивного потока тепла, поступающего из недр Земли, и нестационарного, связанного с тектоническими и магматическими процессами, активизирующими подъем глубинного мантийного вещества, и коровую составляющую, формирующуюся в основном за счет радиогенного тепла земной коры. В земной коре происходит существенное перераспределение тепловых потоков, обусловленное изменением условий теплопереноса внутри земной коры и теплообмена на ее поверхности (рельеф земной поверхности, изменение климата, осадконакопление и эрозия, динамика флюидов, тектонические движения и др.). Оценки роли отдельных факторов в формировании теплового режима неоднозначны. Трудности интерпретации возникают в связи с одновременным влиянием многих факторов, сложностью и многофазностью эволюционных процессов, схематичностью и неадекватностью используемых для их описания моделей и, естественно, ограниченностью исходной информации.

Одной из основных проблем интерпретации теплового поля Черного моря и прилегающих областей суши является объяснение природы низких тепловых потоков в пределах молодых пострифтовых впадин и множества интенсивных аномалий, выявленных главным образом по периферии глубоководных котловин. Очевидно, что такое объяснение следует искать в особенностях строения земной коры и геологической эволюции этого региона. В региональном плане распределение тепловых потоков хорошо согласуется с тектонической зональностью, мощностью молодых осадков, разломной тектоникой. На рисунке результаты измерения теплового потока сопоставляются с особенностями строения осадочной толщи вдоль профиля, пересекающего главные тектонические элементы Крымского полуострова и Черноморской впадины. Обращает на себя внимание резкое уменьшение теплового потока при переходе от суши к глубоководной котловине, понижение тепловых потоков при увели-

чении мощности осадков, в первую очередь плиоцен-четвертичных, аномально высокие тепловые потоки в зонах разломов, диапировых складок и грязевого вулканизма, в бортовых частях глубоководных впадин и наложенных прогибов.



**Структура осадочного слоя и плотность теплового потока ( $\text{мВт}/\text{м}^2$ ) в Крымско-Черноморском регионе (положение профиля приведено на врезке справа)**

1 - распределение теплового потока по результатам измерений; 2 - мантийная составляющая теплового потока; 3 - зоны сейсмичности; 4 - зоны диапировой складчатости; 5 - зоны газонакопления; 6 - разломы; 7 - сейсмостратиграфические горизонты (I - V - номера отражающих горизонтов); 8 - направление движения блоков земной коры.

Выявленные закономерности позволяют констатировать, что к понижению и перераспределению тепловых потоков причастны: водная толща или происходящие в ней процессы, накопление осадков, мощность осадков и скорость их накопления, состояние среды измерения и динамика среды измерения. В этой связи следует особо подчеркнуть, что измерения геотермических параметров на акваториях производятся зондовым методом в тонком придонном слое осадков и получаемые результаты очень чувствительны к любым, даже очень слабым нарушениям условий измерения, обусловленных изменением температуры в придонном слое воды, придонными течениями, перемещением осадков, их водо- и газонасыщенностью и др. Степень влияния всех этих факторов изменяется во времени и может быть оценена лишь при рассмотрении эволюции бассейна.

Обобщенная модель формирования теплового режима Черноморской мегавпадины была построена на основе численного решения нестационарного уравнения теплопроводности с учетом реальных скоростей накопления осадков, их уплотнения и генерации радиогенного тепла. Она включает несколько блоков и позволяет в определенной последовательности оценивать роль отдельных геологических и физических процессов.

Большое влияние на распределение тепловых потоков в придонном слое осадков оказывают длиннопериодные вариации температуры водной толщи. Длительное понижение температуры в Черном море, как и на всем Европейском континенте связано с Бюрмским оледенением (60-10 тыс. лет назад). Потепление началось 11-10 тыс. лет назад. Оно происходило неравномерно и достаточно быстро, чему способствовало проникновение 7,5-7 тыс. лет назад более теплых и соленых вод Средиземного моря после открытия пролива Босфор. Эти вариации температуры обусловили понижение теплового потока в донных осадках Черного моря до  $5 \text{ мВт/м}^2$ . Если учесть возможное повышение температуры вод Черного моря на современном этапе на  $0,1-0,2 \text{ }^\circ\text{C}$ , то понижение теплового потока следует увеличить еще на  $1-2 \text{ мВт/м}^2$ .

Наиболее энергоемким является процесс накопления осадков. С ним связано понижение теплового потока в придонном слое на  $15-20 \text{ мВт/м}^2$ . По мере накопления и уплотнения осадков освобождается большое количество воды. Вынос тепла потоками воды через единицу площади не превышает  $2 \text{ мВт/м}^2$ . Вода, по-видимому, разгружается по зонам разломов, создавая интенсивные локальные аномалии теплового потока. Существование таких аномалий подтверждают результаты геотермических исследований.

Радиогенная составляющая теплового потока вычислялась с использованием экспериментальных данных о содержании радиоактивных элементов в осадках Черного моря, в однотипных породах, вскрытых глубокими скважинами на континенте с учетом скоростной характеристики разреза осадочной толщи. Вклад радиогенного тепла зависит от возраста осадков. Он практически нулевой в четвертичных осадках и почти стационарный в эоцен-палеоценовых. Вклад радиогенного тепла осадочного слоя в общую величину теплового потока составляет  $9-11 \text{ мВт/м}^2$  в Западно-Черноморской впадине и  $7-8 \text{ мВт/м}^2$  — в Восточно-Черноморской (установившийся тепловой поток соответственно равен  $16-17$  и  $13-15 \text{ мВт/м}^2$ ).

Рассчитанный по результатам моделирования исправленный тепловой поток в Черноморской мегавпадине через поверхность осадков составляет  $55 \pm 5 \text{ мВт/м}^2$ , на уровне фундамента и раздела Мохо соответственно  $45 \pm 4$  и  $43 \pm 4 \text{ мВт/м}^2$ . По периферии мегавпадины вклад земной коры увеличивается, а вклад мантии уменьшается до  $25-32 \text{ мВт/м}^2$ . Эти данные согласуются с мел-палеогеновым возрастом Черноморских рифтогенных впадин и мезойским или палеозойским возрастом стабилизации структур обрамления.

Полная перестройка теплового режима в Черноморской впадине и ее обрамлении связана с молодыми и современными тектоническими процессами. Анализ особенностей разломной тектоники, сейсмичности, глубинного строения земной коры и осадочной толщи, геофизических полей позволяет утверждать, что современная активность этого региона определяется разномасштабными и разноглубинными геодинамическими процессами, которые обусловили значительные вертикальные и горизонтальные перемещения блоков и пластин литосферы. Реакция неоднородной литосферы на эти процессы была различной в зависимости от

ее мощности, раздробленности, температуры. В частности литосфера Западно-Черноморской впадины реагирует как единая жесткая плита, тогда как литосфера Восточно-Черноморской впадины не представляет собой единую плиту, а состоит из нескольких блоков разного происхождения и времени стабилизации. Весь рассматриваемый регион находится в условиях сложной системы сжимающих напряжений, обусловленных взаимодействием Афро-Аравийской и Евразийской плит. Субгоризонтальные перемещения пластин литосферы с юга на север или юго-востока на северо-запад происходят одновременно с погружением глубоководной впадины в связи с охлаждением литосферы, которое сопровождается растяжением прибортовых зон на фоне регионального сжатия. На этот сложный ход погружения и взаимодействия блоков литосферы, обусловленных развитием термальных и тектонических процессов, накладываются сложные движения, вызванные физико-химическими явлениями в осадочной толще при уплотнении, литификации, дегидратации осадков и в кристаллической коре и верхней мантии в связи с возможным преобразованием вещества при изменении термодинамической обстановки.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кутас Р.И., Коболев В.П., Бевзюк М.И., Кравчук О.П. Новые определения теплового потока в северо-восточной части Черного моря // Геофиз. журн. – 2003. – т. 25, № 2. – С. 48-53.
2. Kutas R.I., Poort J. Regional and local geothermal conditions in the northern Black Sea // International Journal of Earth Sciences. – 2008, v. 97, № 2, P. 353-363.

\*\*\*\*\*

УДК 550.83

#### **Построение линеаментов геопотенциальных полей в задачах трассирования границ блоков осадочного чехла и фундамента**

*В.А. Кутин, И.В. Геник*

*T.(342)244-55-81, Ф. (342)216-75-02, ivg@mi-perm.ru*

*Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия*

Выполнение гравиразведочных и магниторазведочных работ при региональном изучении территорий предусматривает на начальном этапе выделение достаточно однородных по своим характеристикам блоков осадочного чехла и фундамента, которые затем рассматриваются как отдельные интерпретационные участки с индивидуальными параметрами трансформации геопотенциальных полей [2].

При определении границ аномальных масс особую роль играет модуль горизонтального градиента исходного поля  $V_z$

$$|\nabla V_z| = \sqrt{V_{zx}^2 + V_{zy}^2} \quad (1)$$

Главное свойство этой функции состоит в том, что ее экстремальные значения сосредотачиваются вблизи мест наиболее сильного изменения плотностных границ. Поэтому была поставлена задача – разработать метод вычисления экстремальных кривых модуля градиента, называемых далее линеаментами, образующих некоторый скелет из линий, который затем использовать как первое приближение при построении границ блоков осадочного чехла и фундамента. Классическими примерами линеаментов являются: окружность диаметра равного глубине для шара, две параллельные прямые для горизонтального цилиндра, округленный контур для параллелепипеда и т.д. Для многих тел линеаменты с глубиной деформируются, но не исчезают. Давно была отмечена высокая устойчивость модуля градиента к ошибкам измерения. В виду нелинейности трансформанты (1) и ее производных расчеты линеаментов ведутся численными методами на прямоугольных сетках.

Поверхность  $f=|V_z|$  представляет собой множество горбов, которые простираются в направлении максимальных градиентов исходного поля. Этим горбам можно сопоставить серии экстремальных точек со следующими свойствами:

$$\frac{df}{dl}\Big|_{\varphi} = 0, \quad \frac{d^2f}{dl^2}\Big|_{\varphi} < 0, \quad \frac{d^2f}{dl^2}\Big|_{\varphi} < \frac{d^2f}{d\tau^2}\Big|_{\varphi} + \frac{\pi}{2}. \quad (2)$$

Первое равенство представляет собой необходимое условие экстремума по направлению некоторого угла  $\varphi$ . Для прямоугольной сетки таким направлением является одно из четырех направлений на шаблоне из девяти точек. Отрицательность второй производной по направлению соответствует максимальному значению положительного экстремума в направлении угла  $\varphi$ . Последнее неравенство указывает на то, что указанный экстремум более выпуклый в направлении  $\varphi$  и продолжает простирается в перпендикулярном направлении. Две стоящие рядом экстремальные точки можно рассматривать как часть будущего линеамента. В целом процесс построения выглядит следующим образом. Все множество найденных экстремальных точек упорядочивается в виде списка по максимальному значению модуля градиента. Начиная с очередной точки списка, строится ее продолжение справа и слева в виде цепочки точек выбираемых из списка. Эта ломаная обрывается или на границе области или из-за отсутствия в пределах шага сетки ближайшей точки из списка. Точки построенного линеамента удаляются из списка, и процесс продолжается до полного исчерпания списка. В случае необходимости спрямления линеаментов среди точек соотношений (2) сохраняются только те, для которых дополнительно имеет место обращение в нуль первой производной и отрицательность второй производной в ортогональном направлении.

При выделении границ блоков необходимо оценить насколько выделяемый линеамент смещается относительно границы слоя в зависимости от его глубины и мощности. Смещение обычно происходит в противоположную сторону относительно центра положительной аномалии. Для оценки смещения рассмотрим прямоугольную бесконечную призму [1], с шириной  $D$ , глубиной  $Z$  и мощностью  $H$ .

$$|\nabla V_z| = |V_{zx}| = G\sigma \ln \frac{[x^2 + (Z+H)^2] \cdot [(D-x)^2 + Z^2]}{[(D-x)^2 + (Z+H)^2] \cdot [x^2 + Z^2]}, \quad (3)$$

$$\frac{d|\nabla V_z|}{dx} = 0, \quad x_1 = -\varepsilon_1, \quad x_2 = D + \varepsilon. \quad (4)$$

Соотношение (3) - модуль градиента, равенства (4) - уравнение экстремали, решениям которого соответствуют два линеамента в точках  $x_1$  и  $x_2$ , расположенных по обеим сторонам призмы. Отсюда была получена приближенная формула для величины смещения в виде:

$$\varepsilon \approx \frac{Z^2 \cdot (Z+H)^2}{D^3 + [Z^2 + (Z+H)^2] \cdot D}. \quad (5)$$

Из выражения (5) следует, что смещение быстро стремится к нулю при увеличении ширины слоя  $D$  и перестает зависеть от глубины и мощности слоя.

В экстремальных точках модуля градиента, где его первые производные обращаются в нуль, квадратичная форма вторых производных для большинства положительных экстремумов по абсолютной величине будет принимать наибольшие значения. Эту связь между модулем и его вторыми производными можно представить в виде формулы для вычисления высотной отметки:

$$h = \sqrt{\frac{2|\nabla V_z|}{-\Delta|\nabla V_z|}}, \quad (6)$$

где в подкоренном выражении модуль градиента делится на положительное значение оператора Лапласа от данного модуля. Для класса слоистых моделей с поперечными контактами типа

$$|\nabla V_z| = G \left| (\sigma_1 - \sigma_2) \ln \frac{(x-x_0)^2 + (Z+H)^2}{(x-x_0)^2 + Z^2} \right|, \quad (7)$$

с линеаментом  $x=x_0$ , значение  $h$  постоянно находится в пределах  $(Z, Z+H/2)$ , где  $Z$  - кровля слоя,  $H$  - мощность. В общем случае оценке (6) можно придать характер качественной интерпретации. То есть по значениям величины  $h$  на линеаментов с помощью интерполирования можно построить карту относительного заглубления аномальных масс.

Таким образом, рассмотренный метод нацелен на структурный анализ геопотенциальных полей. Был создан инструментальный пакет, учитывающий две основные сложности построения. Численные шумы и высокий порядок производных не дают определить заранее связность линеаментов, их протяженность. С другой стороны есть желание, чтобы скелет в большей мере отвечал геологическому строению данного района. Учитывая это, был предусмотрен следующий набор функций для пользователя: вычисление на сетке модуля градиента исходного поля и сглаживание его фильтром четвертого порядка; построение линеаментов трех типов связности, где условия типа (2) дополняются другими вариантами использования вторых производных, что дает объединение коротких линеаментов; спрямление линеаментов; визуализация скелета на фоне карт модуля градиента, исходного поля и других параметров; картопостроение глубин аномалий (6). Реализовано использование указанных функций в системе "VECTOR" [3] и других приложениях, разрабатываемых для интерпретации потенциальных полей.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 07-05-96009

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гравиразведка. Справочник геофизика. Москва, Недра, 1981.
2. Методические аспекты комплекса региональных сейсмо-, грави-, магниторазведочных исследований, проводимых в Пермском Прикамье / Новоселицкий В.М., Неганов В.М., Бычков С.Г., Геник И.В., Зотеев М.С. // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 32-й сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского, Пермь, 24-29 января 2005 г., С.208-212.
3. Новоселицкий В.М., Простолупов Г.В. Векторная обработка гравиметрических наблюдений с целью обнаружения и локализации источников аномалий // Геофизика и математика. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С.104-107.

\*\*\*\*\*

#### **О континуальном подходе к решению задач сопряжения в теории потенциала для моделей кусочно-однородных сред**

*И.В. Ладовский, А.Ф. Шестаков – Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург*

Среди граничных задач в теории потенциала особое место занимают задачи линейного сопряжения, имеющие отношение к потенциальным геофизическим полям для моделей кусочно-однородных сред. Так, например, стационарные поля электрической, магнитной или тепловой природы удовлетворяют однотипным дифференциальным уравнениям и имеют сходную математическую структуру. Вся разница определяется только видом функции распределения источников первичного поля и условиями на границе раздела «земля – воздух».

Классическая постановка задачи Дирихле или Неймана предполагает известными значения искомой функции или ее нормальной производной на границе аномалиеобразующего объекта. В условия постановки задачи сопряжения не входит явный вид граничных функций; учитывается лишь степень гладкости сопрягаемых на границе полей [1, 2]. Для полей токов растекания задаются условия непрерывности электрического

потенциала и конечный скачок нормальной составляющей электрического поля, обратный скачку коэффициентов электропроводности на поверхности контакта [3]. Если одна из областей характеризуется бесконечно большими или бесконечно малыми значениями электропроводности, то вне ее имеем предельную граничную задачу, эквивалентную однородной задаче Дирихле или Неймана.

При исследовании задач линейного сопряжения с использованием аппарата обобщенных функций оказалось, что можно избежать процедуры построения частных решений для каждой однородной области и последующего их сшивания на границах сопредельных сред, если изначально доопределить соответствующим образом значения полевых функций и материальных параметров среды на контактной поверхности. Основанный на этой концепции континуальный подход для кусочно-однородного пространства  $R^3$ , предполагает получение единого оператора решения прямой задачи для соответствующего потенциала в произвольной точке «безграничного» пространства  $R^3$ , как в точках непрерывности, так и в точках разрыва материальных параметров среды.

Специфика применения континуального подхода в задачах сопряжения рассмотрена применительно к модели одного локального (контрастного по электропроводности) объекта в однородной безграничной среде, возбуждаемой сторонним током [4]. Локализация источников стороннего тока достаточно произвольна. Кусочно-гладкое решение задачи представляется суммой Пуассоновских интегралов: объемного потенциала источников первичного поля в кусочно-однородной безграничной среде и поверхностного потенциала простого слоя с плотностью, распределенной по границе контакта сопредельных сред. Неизвестная плотность простого слоя вычисляется через скалярное произведение внешней нормали и вектора электрического поля, отнесенного к точкам границы. Значение последнего равно полусумме своих лево- и правосторонних граничных пределов. Как обобщенная функция, заданная на множестве сверточных трансформант обратных расстояний, проекция разрывного вектора на непрерывное поле нормалей к граничной поверхности лежит в основе получения интегрального уравнения для плотности простого слоя – уравнения Фредгольма II рода со слабо-сингулярным ядром.

В настоящей работе рассматривается дальнейшее развитие методики исследования краевых задач линейного сопряжения потенциалов токов растекания\* для системы многих тел. Инструментальный базис метода, применяемый в контексте континуального подхода – вторая обобщенная формула Грина для многосвязной области. При этом никаких затруднений с вычислением объемного интеграла по областям локализации источников первичного поля не возникнет. Проблема в другом. В интегральной формуле решения прямой задачи вторичный потенциал простого слоя берется по всем поверхностям, разграничивающих среду на однородные подобласти. Соответственно, уравнение простого слоя трансформируется в систему уравнений, число которых совпадает количеством областей связности (в этом, кстати, и состоит принцип взаимовлияния контрастных по электропроводности объектов). Помимо технических трудностей при решении подобной задачи, встает вопрос о параметризации функции многосвязной области в единой системе координат. И только для простейших областей просматривается путь возможного применения методов аналитического анализа.

### 1. Постановка задачи

Будем предполагать, что кусочно-однородная среда, заполняющая бесконечное пространство  $R^3$  разделена семейством  $K$  гладких поверхностей  $S_i$  на  $K+1$  непересекающихся подобластей  $D_i$  с постоянными значениями электропроводности  $\sigma_i$  ( $i = 0, \dots, K$ ). Требуется найти распределение электрического потенциала  $U(M)$  во всех точках проводящей среды неоднородного пространства  $R^3$ .

Пусть  $S_i := \{x = x_{S_i}\}$ ;  $x := (x^{(1)}, x^{(2)}, x^{(3)})$  – уравнение контактной поверхности, разде-

\* В данной работе постановка задачи и все выкладки приводятся применительно к потенциалу стационарного электрического поля. Аналогичным образом можно сформулировать постановку задач линейного сопряжения для других геофизических полей, в частности магнитного с учетом размагничивающего эффекта и теплового в стационарном приближении.

ляющей фрагменты среды с проводимостями  $\sigma_i$  и  $\sigma_{i+1}$ . Условие неразрывности полного тока во всем пространстве

$$\operatorname{div}(\mathbf{J} + \mathbf{J}_{\text{ст}}) = 0 \quad (1)$$

является исходным оператором прямой задачи для электрического потенциала  $U$  токов растекания в проводящих средах [3]. Вектор плотности тока в проводящей среде  $\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$  связан законом Ома с напряженностью электрического поля  $\mathbf{E} = -\nabla U$ ;  $\mathbf{J}_{\text{ст}}$  – плотность стороннего тока, характеризующего мощность источников первичного поля  $q = -\operatorname{div} \mathbf{J}_{\text{ст}}$ , заданных в подобласти  $V_C$  кусочно-однородного пространства  $R^3$ .

В точках непрерывности параметра электропроводности условие (1) эквивалентно системе уравнений Пуассона для кусочно-гладких потенциалов  $U_i(x_M)$ ;  $i = (\overline{0 \div K})$ :

$$\sigma_i \nabla^2 U_i = -q_i; \quad x = x_M \in D_i. \quad (2)$$

В точках разрыва проводящих свойств среды объемный дифференциальный оператор (1) заменяется поверхностной (Гауссовой) дивергенцией, которая также выражает условие непрерывности *нормальной* составляющей плотности тока на границе  $S_i$ ;  $i = (\overline{0 \div K-1})$  идеального электропроводного контакта сопредельных сред. И если сторонние поверхностные токи не заданы, то

$$\sigma_i E_i^N = \sigma_{i+1} E_{i+1}^N \quad \text{или} \quad \sigma_i \frac{\partial U_i}{\partial N_{S_i}} = \sigma_{i+1} \frac{\partial U_{i+1}}{\partial N_{S_i}}; \quad x = x_S \in S_i, \quad (3)$$

где  $N_{S_i}$  – нормаль к граничной поверхности  $S_i$ , направленная от « $i$ » к « $i+1$ » среде, т.е. сориентированная по направлению возрастания индекса « $i$ ». Непрерывности потенциалов

$$U_i = U_{i+1} \quad (4)$$

на контактной поверхности  $S_i$  замыкают множество корректности постановки прямой задачи сопряжения для моделей кусочно-однородных сред.

Заметим, что граничное условие (3) можно переформулировать в терминах «плотности простого слоя», образуемемся на поверхности разнородного электропроводного контакта:

$$v_i(S_i) = \frac{\partial U_{i+1}}{\partial N_{S_i}} - \frac{\partial U_i}{\partial N_{S_i}} = \varepsilon_i \left( \frac{\partial U_{i+1}}{\partial N_{S_i}} + \frac{\partial U_i}{\partial N_{S_i}} \right), \quad (5)$$

$\varepsilon_i = \frac{\sigma_i - \sigma_{i+1}}{\sigma_i + \sigma_{i+1}}$  – параметр электропроводной контрастности контактирующих сред. Соотношения

(4-5) являются исходными для обоснования континуальной постановки задачи сопряжения.

## 2. Обобщенно-непрерывный оператор задачи сопряжения

Будем рассматривать подмножество непересекающихся областей  $D_i$  и подмножество ограничивающих их гладких поверхностей  $S_i$ , как всюду плотное множество кусочно-однородного пространства  $R^3 = \sum D_i \cup \sum S_i$ . В работах [4-5] показано, каким образом в рамках континуального подхода следует устранить разрыв непрерывности функции поля и функции электропроводности в окрестности контакта сопредельных сред и предложен способ вычисления прямых значений искомых функций и их производных непосредственно в точках разрыва. Кусочно-гладкое решение задачи сопряжения является обобщенной функцией, заданной во всем континуальном пространстве  $R^3$ .

Для электрического потенциала  $U(x_M)$  условие неразрывности тока (1) является линейным дифференциальным уравнением второго порядка с переменными коэффициентами

$$\operatorname{div}(\sigma \nabla U) = -q \quad (6)$$

Коэффициент электропроводности кусочно-однородной проводящей среды  $\sigma(x)$  – разрывная функция. Ее значение на поверхности контакта  $S_i := \{x = x_{S_i}\}$  не определено; известна лишь

величина скачка в точке разрыва. Из условия непрерывности нормальных составляющих плотности тока (3) в окрестности разрыва  $\sigma(x)$  следует существование правильных (по Ляпунову) лево- и правосторонних предельных значений электрического поля:

$$E_i^N|_{S_i} = \frac{1}{\sigma_i}(\mathbf{N}_{S_i} \cdot \mathbf{J}) ; \quad E_{i+1}^N|_{S_i} = \frac{1}{\sigma_{i+1}}(\mathbf{N}_{S_i} \cdot \mathbf{J}) .$$

Их полусумма Дирихле дает прямое значение электрического поля на поверхности разрыва; их разность задает плотность простого слоя на этой поверхности.

$$\begin{aligned} (\mathbf{N}_{S_i} \cdot \mathbf{E}(x_S)) &= \frac{1}{2}(E_i^N + E_{i+1}^N) = \frac{\partial U(x_S)}{\partial N_{S_i}} , \\ (\mathbf{N}_{S_i} \cdot (\mathbf{E}_i - \mathbf{E}_{i+1})) &= \frac{\partial U_{i+1}}{\partial N_{S_i}} - \frac{\partial U_i}{\partial N_{S_i}} = 2\varepsilon_i \frac{\partial U(x_S)}{\partial N_{S_i}} = v_i(S_i) . \end{aligned} \quad (7)$$

Если  $\sigma(x_{S_i})$  обозначает прямое значение величины электропроводности на границе  $S_i$ , то из (7) следует «доопределение» обратной величины электропроводности на граничной поверхности разрывной электропроводности:

$$\frac{1}{\sigma(x_{S_i})} = \frac{1}{2} \left( \frac{1}{\sigma_i} + \frac{1}{\sigma_{i+1}} \right); \quad i = (\overline{0 \div K - 1})$$

Теперь распределение обратного коэффициента разрывной электропроводности задано в каждой точке кусочно-однородной среды:

$$\frac{1}{\sigma(x)} = \left\{ \frac{1}{\sigma_i}, x \in D_i, i = (0 \div K); \frac{1}{2} \left( \frac{1}{\sigma_i} + \frac{1}{\sigma_{i+1}} \right), x \in S_i, i = (\overline{0 \div K - 1}) \right\} . \quad (8)$$

И если использовать символические импульсные функции для ступенчатой аппроксимации обратной электропроводности [5], то ее градиент будет сосредоточен исключительно на граничной поверхности контакта  $S_i$  в направлении нормали  $\mathbf{N}_{S_i}$ .

Сохраняя формализм вычисления обобщенной производной разрывной функции [1], запишем эквивалентный (6) линейный оператор с разрывными коэффициентами:

$$\nabla^2 U - \nabla \left( \frac{1}{\sigma(x)} \right) (\sigma \nabla U) + \frac{q(x)}{\sigma(x)} = 0 . \quad (9)$$

Обобщенно непрерывный оператор (9) является, безусловно, корректным оператором не только в точках непрерывности, но и в точках разрыва обратного коэффициента электропроводности и соответствует континуальной постановке задачи сопряжения «без граничных условий». Учитывая определение (7) плотности простого слоя и явный вид функции обратной электропроводности (8), получаем:

$$\nabla^2 U - \sum_{i=0}^{K-1} v(x_{S_i}) \delta(x - x_{S_i}) + \frac{q(x)}{\sigma(x)} = 0 . \quad (10)$$

Здесь носителями  $\delta$  функций служат поверхности контакта  $S_i$  различных по электропроводности сред; плотность  $v$  пропорциональна прямому значению нормальной составляющей поля  $E^N$  на самой поверхности разрыва  $S_i$ .

В континуальном пространстве  $R^3$  уравнение (10) представляет собой компактную запись второй обобщенной формулы Грина для многосвязной области [1]. В пространстве сверточных трансформант с функцией обратных расстояний, соответственно, будем иметь интегральную формулу, включающую в себя вполне непрерывный объемный потенциал источников первичного поля и « $K$ » поверхностных потенциалов простого слоя источников с неизвестной плотностью:

$$U(x_M) = -\frac{1}{4\pi} \iiint_{V_C} \frac{q(x_c)}{\sigma(x_c)} \frac{1}{|x_M - x_c|} dV_C + \frac{1}{4\pi} \sum_{i=0}^{K-1} \iint_{S_i} \frac{v_i(x_P)}{|x_M - x_{P_k}|} dS_{P_k} \quad (11)$$

или

$$U(x_M) = W(x_M) + \sum_{i=0}^{K-1} \Pi_i(x_M),$$

где  $W(x_M) \in C^1$  – объемный потенциал класса  $C^1$  сторонних источников первичного поля, локализованных в области  $V_C \subset R^3$ ;  $\Pi_i(x_M) \in C^0$  – поверхностные потенциалы простого слоя класса  $C^0$  вторичных источников, сосредоточенных по границам  $S_i$  раздела сред.

Вычисляя градиент потенциала  $U(x_M)$  и проецируя текущую точку  $M$  на все поверхности  $S_i$  приходим к компактной записи системы интегральных уравнений относительно искомым плотностей простого слоя  $v_i(x_S)$ :

$$v_i(x_{S_i}) = 2\varepsilon_i (\mathbf{N}_{S_i} \cdot \nabla_{S_i} U(x_{S_i})).$$

И окончательно, учитывая явный вид (11) потенциала  $U(x_M)$  получаем систему интегральных уравнений Фредгольма II рода со слабо сингулярным ядром

$$\frac{v_i(x_S)}{2\varepsilon_i} = (\mathbf{N}_{S_i} \cdot \nabla_{S_i} W(x_{S_i})) - \frac{1}{4\pi} (\mathbf{N}_{S_i} \cdot \nabla_{S_i}) \sum_{k=0}^{K-1} \iint_{S_k} \frac{v_k(P_k)}{|x_{S_i} - x_{P_k}|} dS_{P_k} \quad (12)$$

При  $K = 1$  (задача двух тел) приходим к уже известному результату работы [4]: аномалиеобразующее включение  $D_0$  в безграничной вмещающей среде  $D_1$ ;  $D_0 \cup D_1 = R^3$ . При  $K \geq 2$  получаем перекрестную зависимость плотностей  $v_i, v_k$ ;  $i, k = (\overline{0 \div K-1})$ , что отражает факт взаимного влияния друг на друга контрастных по электропроводности  $\sigma_i$  подобластей  $D_i$ . При удачной параметризации границ многосвязной области в единой системе координат, возможно получить замкнутую аналитическую конструкцию и в такой задаче [6]. В противном случае, по формулам (11–12) можно построить ряд Неймана последовательности приближенных решений и адекватно оценить степень взаимовлияния различных по форме и физическим свойствам модельных тел.

#### 4. Учет границы раздела земля-воздух

Если какая либо из границ  $S_i$  представляет собою плоскость, то на ней главная часть оператора Фредгольма обращается в ноль и для неизвестной плотности  $v_i$  вместо интегрального уравнения из системы (12) будем иметь соответствующую алгебраическую формулу.

Рассмотрим модельную задачу трех тел ( $K = 2$ ), в контексте которой оценим влияние границы раздела «земля-воздух» на аномалию от погруженного тела. Следуя принятой терминологии, обозначим через  $D_0$  – верхнее полупространство воздушной среды;  $D_1$  – нижнее полупространство вмещающих пород;  $D_2$  – локальный аномалиеобразующий объект. Граница  $S_0$  – есть плоская граница раздела «земля-воздух» с нормалью  $N_{S_0}$ , параллельной оси глубин. Граница  $S_1$  – контактная поверхность тела с нормалью  $N_{S_1}$ , направленной внутрь тела. Формула (11) решения задачи сопряжения содержит два вторичных потенциала простого слоя с плотностями  $v_0$  и  $v_1$ ; ( $r_{MP} = |x_P - x_M|$ ):

$$U(x_M) = -\frac{1}{4\pi} \iiint_{V_C} \frac{q(x_c)}{\sigma(x_c)} \frac{1}{r_{MC}} dV_C + \frac{1}{4\pi} \left( \iint_{S_0} \frac{v_0(x_{P_0})}{r_{MP_0}} dS_{P_0} + \iint_{S_1} \frac{v_1(x_{P_1})}{r_{MP_1}} dS_{P_1} \right) \quad (13)$$

Первое из двух уравнений системы (12) сводится к алгебраической формуле для  $v_0$ :

$$\frac{v_0(x_P)}{2\varepsilon_0} = (\mathbf{N}_{S_0} \cdot \nabla_P) \left[ W(x_P) - \frac{1}{4\pi} \iint_S \frac{v_1(x_{P_1})}{r_{PP_1}} dS_{P_1} \right]; \quad x_P \in S_0. \quad (14)$$

Второе уравнение сохраняет структуру Фредгольмова оператора:

$$\frac{v_1(x_P)}{2\varepsilon_1} = (\mathbf{N}_{S_1} \cdot \nabla_P) \left[ W(x_P) - \frac{1}{4\pi} \iint_{S_1} \frac{v_1(x_{P_1})}{r_{PP_1}} dS_{P_1} - \frac{1}{4\pi} \iint_{S_0} \frac{v_0(x_{P_0})}{r_{PP_0}} dS_{P_0} \right]; \quad x_P \in S_1. \quad (15)$$

Подставляя значение  $v_0(x_P)$  (14) в формулу (13) для  $U(x_M)$  и в уравнение (15) для  $v_1(x_P)$ , получаем последовательность повторных интегралов по  $V_C$  и  $S_1$  и границе  $S_0$ :

$$U(x_M) = \tilde{W}(x_M) - \frac{1}{4\pi} \iint_{S_1} v(x_{P_1}) G(M, P_1) dS_{P_1}; \quad (16)$$

$$\frac{v(x_P)}{2\varepsilon_1} = (\mathbf{N}_{S_1} \cdot \nabla_P) \left[ \tilde{W}(x_P) - \frac{1}{4\pi} \iint_{S_1} v(x_{P_1}) G(P, P_1) dS_{P_1} \right]. \quad (17)$$

Здесь  $W(x_M)$  – «нормальный» потенциал двухслойного разреза, невозмущенный полем локального тела, но строго учитывающем влияние границы раздела «земля-воздух»:

$$W(\tilde{x}_M) = \frac{1}{4\pi} \iiint_{V_C} q(C) G(M, C) dV_C, \quad (18)$$

Сверточный интеграл  $G(M, P)$  по границе полупространства  $S_0$  является функцией Грина:

$$G(M, P) = \frac{1}{r_{MP}} - \frac{\varepsilon_0}{2\pi} \iint_{S_0} \frac{dS_{P_0}}{r_{MP_0}} \cdot (\mathbf{N}_{S_0} \cdot \nabla_{P_0}) \left( \frac{1}{r_{P_0P}} \right). \quad (19)$$

Для плоскости этот интеграл вычисляется в явном виде. Введем декартову систему координат с началом в некоторой точке плоскости  $S_0$ :  $\mathbf{r}_{M(P)} = (x_{M(P)}; y_{M(P)}; z_{M(P)})$ . Тогда, если

$$R_{MP}^2 = (x_P - x_M)^2 + (y_P - y_M)^2 \text{ и } r_{MP}^2 = R_{MP}^2 + (z_P - z_M)^2,$$

то

$$G(M, P) = \frac{1}{\sqrt{R_{MP}^2 + (z_P - z_M)^2}} - \frac{\varepsilon_0 \text{Sign}(z_P)}{\sqrt{R_{MP}^2 + (|z_P| + |z_M|)^2}}. \quad (20)$$

По своей структуре (16–19) аналогичны формализованному представлению решения задачи для тела в безграничной среде с той разницей, что вместо функции обратного расстояния используется (20) – скалярная функцией Грина для полупространства. Заметим, что ее унифицированный вид обобщает все возможные случаи расположения точек источника и точек наблюдения поля, и является функцией Грина для решения задач электрических (электропроводность  $\sigma_0 = 0$ ,  $\varepsilon_0 = -1$ ), магнитных (магнитная восприимчивость  $\sigma_0 = \sigma_1$ ,  $\varepsilon_0 = 0$ ) и тепловых полей (теплопроводность  $\sigma_0 \rightarrow \infty$ ,  $\varepsilon_0 = +1$ ) в стационарном приближении.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Владимиров В.С., Жаринов В.В. Уравнения математической физики. Москва, «Физматлит», 2000. – 400 с.
2. Светов Б.С., Губатенко В.П. Аналитические решения электродинамических задач. М.: Наука, 1988. – 344 с.
3. Франк Ф., Мизес Р. Дифференциальные и интегральные уравнения математической физики. Москва – Ленинград, «ОНТИ», 1937. – 998 с.
4. Ладовский И.В., Шестаков А.Ф. Об аппроксимации разрывных коэффициентов в операторе краевой задачи линейного сопряжения // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 34-й сессии Межд. науч. семинара им. Д.Г. Успенского. – М.: ИФЗ РАН, 2007. С.160–164.
5. Шестаков А.Ф., Ладовский И.В. О решении граничных задач для электрического потенциала с учетом криволинейной поверхности раздела двух сред // Материалы Межд. конф. «Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов» – Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2008. С.309-313.
6. Ладовский И.В. Об аналитическом решении потенциальных краевых задач в кусочно-однородных средах // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1990, № 5, с. 35-46.

\*\*\*\*\*