

## ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПО ТРАНСЕКТУ MANAS

Ю. В. Антонов, А. К. Рыбин\*

*Воронежский государственный университет*

*\* Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке*

*Поступила в редакцию 9 марта 2011 г.*

**Аннотация.** Рассмотрены результаты геофизических работ по трансекту MANAS. Отмечена вертикальная зональность сейсмических, электрических параметров и плотности. Вероятно, вертикальная зональность обусловлена теплопереносом.

**Ключевые слова:** трансект MANAS, вертикальный градиент, теллурики, землетрясения.

**Abstract.** The results of geophysical surveys on transect MANAS. Marked vertical zonation of seismic, electrical parameters and density. Probably due to the heat and mass vertical zoning.

**Key words:** transect MANAS, the vertical gradient, telluriki, earthquake

В статье представлены результаты полученных в ходе экспериментальных гравиметрических, магнитотеллурических и сейсмических измерений по трансекту Манас, который проходит меридиану 75°, начинаясь у Казахской плиты и заканчиваясь на Таримском плато (Китай).

**Геолого-тектоническая характеристика исследуемого района.** В соответствии с ранее бытовавшим структурно-формационным районированием Тянь-Шаня исследуемый профиль пересекает складчатые области Срединного и Южного Тянь-Шаня и выходит на границу с Таримской платформой. Первая область включает позднекаледонские, средне- и позднегерцинские складчатые зоны, вторая – ранне-, средне- и позднегерцинские зоны. Докембрийским (синийским) является кристаллическое основание Таримской платформы. Главнейшими разделами между этими областями считаются зоны глубинных разломов. *Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня* (она же Линия Николаева), которая проходит как раз через район оз. Сонкёль, *Атбаши-Иньльчекский разлом*, проходящий вдоль северного подножия Атбашинского хребта, и *Южно-Тяньшанская система дислокаций*.

Более поздние исследования, основанные на положениях концепции тектоники литосферных плит, внесли значительные структурные и историко-геодинамические коррективы в представление о природе указанных выше зон. Структурно-формационный план рассматриваемой области интер-

претируется теперь в качестве коллажа тектонических покровов-шарьяжей, представляющих реликты структур разновозрастных континентальных массивов, океанов и переходных зон, хотя для таких выводов, кроме фантазий, фактического материала нет. С этих позиций *Срединный Тянь-Шань* рассматривается как блок Казахстанского континента с докембрийской корой. *Южный Тянь-Шань* представляет крупный пакет тектонических пластин, сформированных в процессе субдукции Туркестанского палеоокеана под Казахстанский континент в позднем карбоне и надвинутых на окраину Тарима в конце карбона и ранней перми. *Таримская платформа* является докембрийским континентальным массивом, в пределах которого выделяются области шельфа с карбонатными разрезами среднего и верхнего палеозоя, и внутренние области с докембрийским фундаментом и маломощными ниже- и среднепалеозойскими отложениями платформенного типа.

**Новейшая тектоническая структура.** По завершении формирования единого континентального массива, в мезозое и раннем кайнозое произошло принципиальное изменение геодинамических условий развития. Разновозрастные палеозойские и более древние структурно-формационные комплексы, подверглись глубокой денудации и выравниванию палеорельефа с формированием уже в триасе цокольной равнины (пенеплена). Некоторая активизация тектонических движений произошла лишь в позднем триасе – ранней юре. В дальнейшем, вплоть до позднего олигоцена, здесь, как и на обширных смежных простран-

твах Центральной Азии, сохранялся режим платформенного типа.

Основу неотектонической структуры рассматриваемой области, как и всего Тянь-Шаня, составляют положительные и отрицательные изгибы древнего основания, получившие название «складок основания» [6]. С ними закономерно сопряжены продольные (относительно складок) разрывные дислокации взбросо-надвигового типа, диагональные сдвиги и менее всего развитые поперечные зоны возможных растяжений и сбросов. Парагенез этих структурных форм со всей определённой свидетельствует об их развитии в условиях латерального (субмеридионального) сжатия.

Соотношение складок основания и разломов является предметом значительных разногласий среди исследователей. Некогда популярные представления о блоковой природе поднятий и впадин Тянь-Шаня и их соответствии дифференцированным вертикальным движениям блоков земной коры в настоящее время практически не рассматриваются. Обсуждаются две точки зрения: а) разломы являются вторичными относительно складок основания и осложняют их на поздних стадиях развития [6]; б) рельефообразующие складчатые дислокации, включающие древнее основание, являются результатом крупномасштабных покровно-надвиговых процессов.

В рассматриваемом сечении представлены три неотектонических структурных элемента второго порядка Центрального Тянь-Шаня (не считая горный пояс в целом): Молдотау-Терскейская система поднятий на севере, Нарынская система межгорных прогибов и Атбаши-Кокшальская система поднятий на юге. Каждая из них характеризуется внутренней дифференциацией и состоит из чередующихся в поперечном сечении системы протяжённых зон поднятий и прогибов (структурных форм 3-го порядка) [6]. Таким образом, системы можно уподобить антиклинориям и синклинориям. И здесь мы сталкиваемся с проблемой структурной сути и природы зон и систем прогибов и поднятий Тянь-Шаня и границ между ними. Именно с ними связывается развитие наиболее крупных и глубоких межгорных (Ферганского, *Нарыно-Атбашинского*, Иссыкульского) и предгорных (Кашгарского, Афгано-Таджикского, Чуйского, Илийского) прогибов и сопряженных систем поднятий. В определённой мере сходные представления развивает Е. В. Артющков [2]. По его расчётам, в горообразующих дифференци-

рованных поднятиях земной коры большая роль принадлежит процессам замещения веществом астеносферы мантийной части литосферы, происходящим вследствие инфильтрации в литосферу из подстилающей мантии активных флюидов и ведущим к снижению вязкости и прочности литосферы. При этом существенное значение придаётся фазовым переходам в низах коры. Примем также во внимание новейшего горообразования и структуры орогенов с разуплотнением подкоровой литосферы, с мантийными плюмами, а, в общем, с реологическими различиями, вещественными преобразованиями и перераспределением вещества верхней мантии и астеносферы.

**Молдотау-Терскейская система поднятий.** Это – Сонкельская внутригорная впадина, обрамлённая хребтами Сонкельтау (на севере) и Бауралбас (на юге), включая Каратальскую внутригорную впадину. Заслуживает особого внимания факт, что эта важнейшая структурная линия Тянь-Шаня в неотектонической структуре практически не проявляется.

**Нарынский (или Нарыно-Атбашинский) межгорный прогиб** состоит из серии больших и малых впадин, разделённых внутридепрессийными поднятиями [6]. Северо-Нарынская зона неотектонических дислокаций взбросо-сдвигового типа, которая разграничивает его и рассмотренную выше систему поднятий и которую сейсмический профиль пересекает у южного подножья гор Баук, в отличие от Линии Николаева является весьма выразительной неотектонической границей. В отношении её глубинного положения до сих пор не было каких-либо конкретных данных. Другой такой границей в пределах рассматриваемого сечения Тянь-Шаня является зона Северо-Атбашинского разлома. Это – западное звено весьма протяжённого Атбаши-Иныльчекского регионального разлома, который маркируется породами офиолитового комплекса. Эта древняя граничная зона, таким образом, как таковая наследуется в новейшей тектонической структуре. Но конкретных данных о её поведении на глубине нет.

В пределах северной собственно Нарынской впадины поверхность складчатого основания в районе профиля опущена до отметок  $-2 \div -3$  км [6]. Отложения новейшего орогенического комплекса образуют несколько протяжённых и широких антиклинальных складок субширотного простирания, которые являются продолжением асимметричных горст-антиклинальных выступов фундамента хребтов Акшийряк, Аламышик, Ка-

рача и Каратау. Горы Байбичетау, пересекаемые профилем МОВ-ОГТ, являются западным звеном этого ряда асимметричных горст-антиклиналей, которые в плиоцен-четвертичное время разделили Нарынскую и Атбашинскую впадины [6].

**Атбаши-Кокшаальская система поднятий.** Сейсмический профиль охватывает западную часть этой наиболее высокой и очень широкой (более 100 км) системы. Крупный массив Атбашинского хребта с севера и юга обрамлен разломами. Южно-Атбашинский разлом взбросо-сдвигового типа считался менее значительным активизированным древним разломом, контролирующим зону сопряжения резко асимметричного Атбашинского поднятия со столь же асимметричной Чатыркель-Западно-Аксайской впадиной.

Чатыркель-Западно-Аксайская впадина по своим характеристикам (высотному положению, ширине, мощности выполняющих её отложений) занимает промежуточное положение между прогибами межгорного и внутригорного типов. Её глубинное строение не изучено и реконструировано лишь по косвенным данным [6]. С юга она, как таковая, ограничена относительно невысоким горст-антиклинальным выступом хр. Торугарт, погружающимся в восточном направлении. Этот выступ отделяет впадину от очень пологой и совсем неглубокой впадины Балыктыджон (её палеозойское основание находится на высоте  $\geq 3000$  м). Эта впадина является восточным структурным продолжением более глубокой (до 2000–2500 м по высоте залегания подошвы новейшего орогенного комплекса) Тоюнской впадины, которая расположена западнее, на крайнем северо-западе Синьцзяна и отличается широким развитием в ней отложений мезозоя и раннего кайнозоя [6].

Южное крыло впадины Балыктыджон плавно переходит крыло крайнего юго-западного звена кулисообразно устроенной системы поднятий Кокшаалтау. Здесь оно образовано четырьмя сравнительно узкими (~10 км) зонами тесно сомкнутых линейных поднятий северо-восточного простирания, разграниченных прекрасно выраженными в рельефе прямолинейными разрывами взбросо-сдвигового характера, и в целом круто снижается на юг, в сторону Таримской платформы. Крайняя Майдантагская зона с высотами более 3000, отделена Кашгарской системой надвиговых (поддвиговых) дислокаций от Пичанской предгорной ступени, высоты которой около 2000–2500 м. Эта ступень представляет интенсивно дислоцированную бывшую окраину Таримской

платформы. Отчётливо выражен фронтальный тектонический уступ, отделяющий Пичанскую ступень от четвертичной аллювиальной равнины Кашгарской депрессии. Таким образом, на самом южном («китайском») участке профиль сечёт зону новейших высокогорных поднятий Кокшаалтау и Майдантага, западную часть Пичанской предгорной ступени и совсем немного захватывает недеформированную часть Таримской платформы.

Магнитотеллурическое и магнитовариационное профилирование выполнено в рамках комплексного геофизического трансекта «MANAS» В период 2005–2007 гг. проведены как рядовые МТ зондирования вдоль линии всего трансекта, так и детальное МТ профилирование отдельных его участков. Основной участок выполненного МТ профиля находится на территории Киргизии, его длина – 240 км, южный участок профиля на территории Китая имеет длину 65 км. Полевые зондирования были осуществлены совместно силами сотрудников Научной станции РАН в г. Бишкеке и геофизиков из Калифорнийского университета в Риверсайде под руководством проф. С. Парка.

В первую очередь рассмотрим результаты рядовых МТ исследований на киргизской части трансекта (рис.2). Здесь широкополосная регистрация электрического и магнитного полей производилась с помощью измерительных систем МТ-24 (ЭМИ, США) и МТУ-5 (Феникс, Канада) и средний шаг между пунктами зондирования составил 5–6 км. Ориентация измерительной установки выполнялась по азимутам  $0^\circ$  и  $90^\circ$ . При этом предусматривалась дальнейшая возможность пересчёта измеренных данных МТЗ на азимут простирания основных структур на исследуемой территории и определения продольных и поперечных направлений, необходимых для двумерной инверсии данных. Обработка полевых данных рядовых зондирования осуществлялась с помощью стандартных программ, предусмотренных МТ-24 (ЭМИ, США) и МТУ-5 (Феникс, Канада).

Были построены псевдоразрезы амплитуд кажущегося сопротивления  $\rho_{xy}$ ,  $\rho_{yx}$  по профилю «MANAS», пересекающему зоны Атбаши-Иныльчекского разлома и Линии Николаева. Анализ этих разрезов помогает определить геоэлектрическую стратификацию среды, оценить положение и геометрию структур, получить дополнительную информацию о приповерхностных и глубинных структурах. Обычно анализ псевдоразрезов сводился к выделению аномалий в поведении кажущихся сопротивлений и фаз. Поло-

жительные аномалии  $\rho_{xy}$ ,  $\rho_{yx}$  соответствуют плохо проводящим объектам, а отрицательные – хорошо проводящим. Для неоднородных сред, амплитудные разрезы кажущихся сопротивлений  $\rho_{xy}$  и  $\rho_{yx}$  чаще всего отражают влияние приповерхностных структур и слабо зависят от частоты.

Как для  $\rho_{xy}$ , так и для  $\rho_{yx}$  на псевдоразрезах наблюдаются субвертикальные сгущения изолиний, свидетельствующие о том, что геоэлектрические неоднородности, расположенные вблизи поверхности влияют и на данные, отражающие более глубокие части разреза (статическое смещение). Анализ амплитудного разреза не несет дополнительной информации для интерпретации, поскольку значения сопротивления из верхней части разреза как бы автоматически переносятся в нижнюю часть. Таким образом, наличие статических смещений, наблюдаемое в разрезах кажущихся сопротивлений  $\rho_{xy}$  и  $\rho_{yx}$ , указывает на необходимость применения специальных мер для их подавления (нормализация, использование несмещённых компонент данных и т.д.). Сравнение аномалий амплитудного и фазового псевдоразрезов позволяет выделить зоны влияния приповерхностных неоднородностей.

Прежде, чем приступать к анализу данных, необходимо было выбрать те параметры, рассмотрение которых будет наиболее корректным для зоны Атбаши-Иныльчекского разлома и Линии Николаева. На основании того, что Тянь-Шань в целом представляет собой вытянутую субширотную структуру с наложенными слабовытянутыми межгорными впадинами, считаем, что этот район представлен в общем случае суперпозицией региональных двумерных и локальных трехмерных структур, для которых несмещённой компонентой данных является фаза импеданса. В качестве стартовой модели для двумерной инверсии может быть использована одномерная модель, построенная по нормализованным продольным кривым кажущегося сопротивления. Нормализация предполагается магнитовариационная, т. е. продольные кривые кажущегося сопротивления нормализуются на величину проводимости корового слоя, определённую по предыдущим работам.

Известно, что фазовые разрезы не переносят влияние приповерхностных неоднородностей на низкие частоты и показывают реальные особенности строения глубинных структур. Даже учитывая то, что  $\varphi_{xy}$  и  $\varphi_{yx}$  определяются, как известно из практики, с меньшей точностью, чем модули импеданса, их вклад в построение предваритель-

ных интерпретационных моделей значительный. На периодах около 100 с наблюдаются повышенные значения фаз, соответствующие проводящим горизонтам, верхняя же и нижняя части псевдоразрезов характеризуются пониженными значениями фаз, т.е. являются изоляторами. По всему профилю на периоде около 1600 с наблюдаются значения  $\varphi_{xy}$  от  $-30^\circ$  до  $-40^\circ$ , что свидетельствует о наличии комплексов пород, характеризующихся высоким сопротивлением, залегающих под проводящим коровым слоем, который проявляется на периодах около 100с, где значения фаз составляют  $-65^\circ$ – $-70^\circ$ . Проводящий слой не однороден. Значения фаз  $-50^\circ$  –  $60^\circ$  и больше, отражающие существенное возрастание проводимости по слою, расположены на разрезе локальными участками.

Начальный анализ наблюдаемых данных проведен с помощью разложения Бара, которое позволяет погасить влияние локальных трехмерных неоднородностей. Азимуты главных направлений тяготеют к субширотной ориентации для низкочастотного интервала периодов. Соответственно, можно искать решение обратной геоэлектрической задачи в классе двумерных сред с широтным простиранием. Таким образом, будем рассматривать широтные и меридиональные кривые кажущегося сопротивления как продольные и поперечные по отношению к поверхностным геологическим структурам.

Для двумерной (2-D) количественной интерпретации наблюдаемых данных использовалась программа Rodi – Mackie, реализующая метод нелинейных сопряженных градиентов. Входной ансамбль инвертируемых данных включал в себя скорректированные значения кажущегося сопротивления и фазы импеданса для двух поляризаций ЭМ поля, заданные в 32 точках на профиле длиной около 220 км для 22 периодов в интервале от 0.01 до 2200 с.

Сеточная аппроксимация модели имеет 130 горизонтальных и 48 вертикальных ячеек с латеральными изменениями по размеру меньшими, чем коэффициент 1.5 между любыми соседними ячейками для того, чтобы удовлетворить ограничениям программы 2-D инверсии.

Стартовая модель 2-D инверсии представляет собой горизонтально-слоистую среду. Верхняя (до глубин 30 км) высокоомная часть стартового разреза содержит слои с удельным сопротивлением 100 Ом-м, 1000 Ом-м, 2000 Ом-м. Величина сопротивления приповерхностного слоя 100 Ом-м близка к среднему значению сопротивления вер-

хней части разреза, полученной на исследуемой территории с помощью малоглубинных методов электроразведки. В нижней части стартовой модели на глубинах 30–45 км присутствует проводящая толща с удельным сопротивлением 30 Ом-м. Нижнекоровый проводящий слой, как основной элемент региональной геоэлектрической модели Центрального Тянь-Шаня, был выделен ранее [7]. Следует также отметить, что плотность и геометрия сетки разбиения в процедуре автоматизированной инверсии, а также включение всех блоков разбиения в оптимизационный подбор допускают свободный выбор коровых структур, удовлетворяющих различным гипотезам о глубинном геоэлектрическом строении изучаемого сечения литосферы Центрального Тянь-Шаня.

Входной ансамбль инвертируемых данных включал в себя значения кажущегося сопротивления и фаз импеданса для двух поляризаций ЭМ поля, заданных в пунктах наблюдений по профилю «MANAS». Для профиля длиной около 400 км инвертировались данные 50 пунктов наблюдений, представленные на сетке из 22–41 периодов в интервале от 0.01 до 2200 с. Пределы погрешностей инвертируемых данных, являющиеся внутренними параметрами процедуры инверсии, были установлены следующим образом: модуль кажущегося сопротивления (TE мода) – 100 %, модуль кажущегося сопротивления (TM мода) – 10 %, фаза импеданса (TE мода) – 5 %, фаза импеданса (TM мода) – 5 %. После нескольких тестовых расчетов инверсии было определено значение параметра регуляризации  $\tau = 3.0$ . В результате выполненных 207 внутренних итераций в процессе совместной параллельной инверсии всего входного ансамбля погрешность подбора данных по всем компонентам (RMS-невязка) составила 2.858. Результирующая модель профиля «MANAS» представлена на рис. 2. Отметим, что полученные модели достаточно хорошо согласуются с результатами наблюдений.

Основными элементами полученного разреза электропроводности вдоль линии трансекта «MANAS» являются:

- ниже-коровый слой пониженного сопротивления менее 100 Ом-м на глубинах 40–60 км, фрагментарно отсутствующий в центральной части разреза;

- субвертикальные проводящие зоны в верхней и средней коре, наиболее мощные и глубинные из них расположены в центральной части профиля под Нарынской впадиной и на севере под Киргиз-

ским хребтом; спорадически проявляющийся верхне-коровый проводник на глубинах около 10 км.

По тому же профилю были проведены измерения вертикального градиента силы тяжести. Измерения градиента выполнялись с помощью гравиметра CG-5 путем измерения силы тяжести на двух уровнях в 1 м. Погрешность измерений силы тяжести лучше 0,01 мГал. В целом погрешность измерений вертикального градиента составила около 15 Этвеш и определяется она (погрешность) динамическим состоянием земной коры для данного региона и поправкой учета влияния рельефа. Поскольку вертикальный градиент является функцией плотности [1], то гораздо проще сравнивать плотность с физическими параметрами сейсморазведки и электроразведки.

По значениям вертикального градиента силы тяжести была решена обратная задача гравиразведки – определение избыточных плотностей в разрезе ниже поверхности наблюдений (рис. 3). Суть задачи сводится к тому, что все нижнее полупространство разбивается на ряд элементарных ячеек, каждой из которых присваивается неизвестная плотность. Затем для каждого пункта наблюдения рассчитывается притяжение всех ячеек и приравнивается измеренному значению силы тяжести в данном пункте. Полученную систему уравнений можно записать в виде

$$Ax = b, \quad (1)$$

где  $A$  – матрица размером  $n \times m$ ;  $m$  – количество точек наблюдений;  $n$  – количество элементарных ячеек;  $x$  – искомый вектор плотностей;  $b$  – наблюдаемое значение силы тяжести. При этом должно соблюдаться соотношение  $m \geq n$ .

В качестве элементарной ячейки был выбран квадрат. Решение искалось в виде среднеквадратичного приближения к решению, что эквивалентно поиску элементов  $x$  из условия

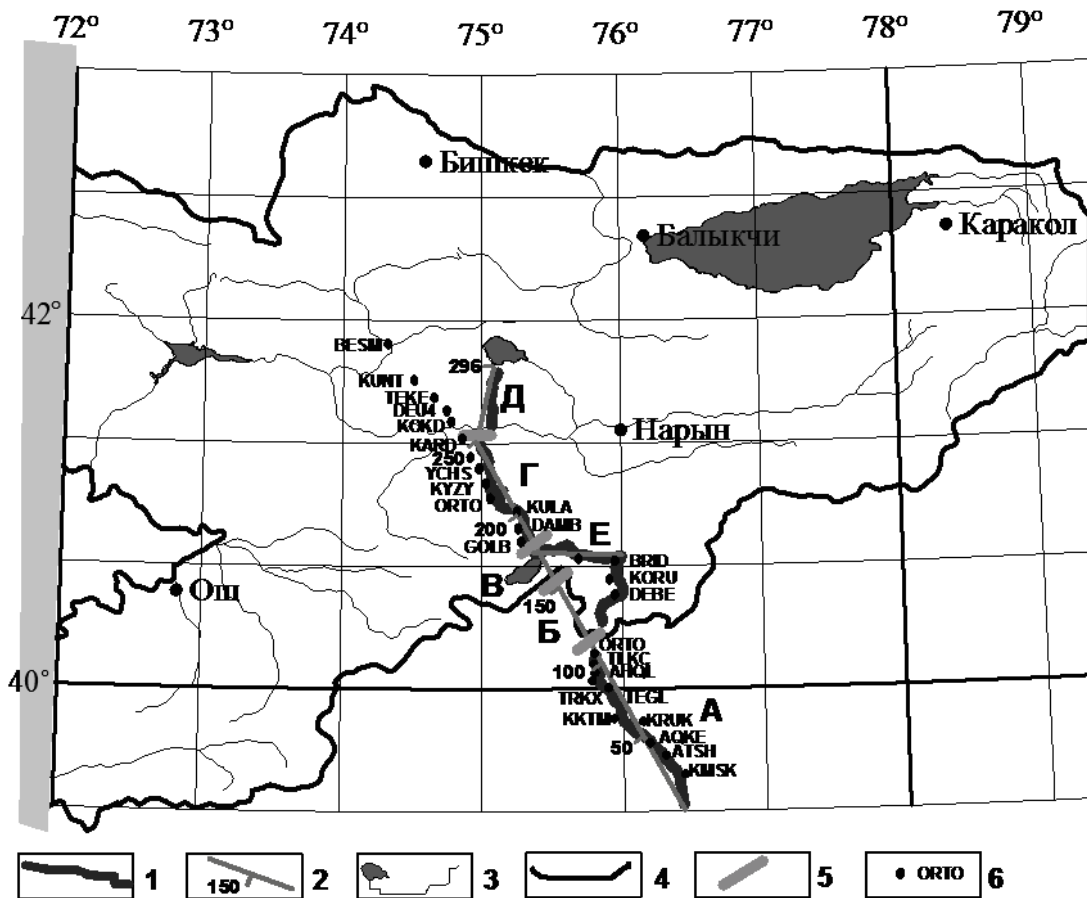
$$\|Ax - b\|^2 = \min \quad (2)$$

Но ввиду того, что эта задача неустойчива и некорректна, она заменяется другой, близкой к ней, новой задачей, которая сводится к минимизации сглаживающего параметрического функционала

$$\delta(x) = \|Ax - b\|^2 + \alpha \|x - x_0\|, \quad (3)$$

где  $\alpha$  – параметр регуляризации;  $x_0$  – начальное приближение.

По результатам решения обратной задачи был составлен разрез изоплотностей (рис. 3). Распределение аномальных плотностей достаточно хорошо совпадает с распределением сопротивлений. Очень контрастным разуплотнением выделяются



**Рис. 1.** План расположения трансекта MANAS: 1 – локализация пунктов взрыва по трансекту; 2 – спрямленная линия профиля, цифрами указана длина профиля в километрах; 3 – озера и реки; 4 – государственная граница Киргизстана и Китая; 5 – перерывы профиля; 6 – стационарные широкополосные сейсмические станции. Буквами обозначены непрерывные участки профиля, по которым построены разрезы МОВ-ОГТ

зона сочленения Северного Тянь-Шаня с платформой и Нарынского геологического узла. Но самое главное состоит в том, что зоны разуплотнения имеют вертикальное простирание, как и зоны сопротивлений.

Чрезвычайно интересными являются данные о волновых формах дальних землетрясений методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) [11]. Были обработаны данные о волновых формах дальних землетрясений, собранные на 22 стационарных сейсмических станциях, установленных вдоль линии профиля (рис. 1). Запись сигналов на каждой станции осуществлялась 3-компонентными широкополосными сейсмометрами Strecketeen STS-2 с частотой дискретизации 40 Гц. Расчет функции приема обменных волн от далеких землетрясений выполнен с помощью стандартной методики [11]. Для расчетов были выбраны землетрясения с  $M \geq 6.0$ , происходившие на расстоянии от 30 до 95

градусов от станции и с глубиной очага  $H \geq 33$  км. Для 12 станций, расположенных в киргизской части профиля (от ТЕКЕ до ДЕБЕ, см. рис. 1) обработаны 110 событий, для 10 станций, расположенных на территории Китая – 32 события. Для построения функций приема выделялось первое вступление продольной Р-волны и анализировался интервал  $\pm 100$  сек от этого вступления. Уровень шума до вступления Р-волны использовался в качестве демпфирующего параметра для стабилизации отношения спектров. Горизонтальные компоненты сейсмограмм разворачивались вдоль радиального и поперечного направлений, определяемых станцией и эпицентром землетрясения. С помощью отношения спектров строились радиальная и поперечная функция приема. При построении скоростного разреза предполагалось, что отношение скоростей продольных и поперечных волн  $V_p/V_s$  составляет 1.72–1.73. Поскольку станции работали

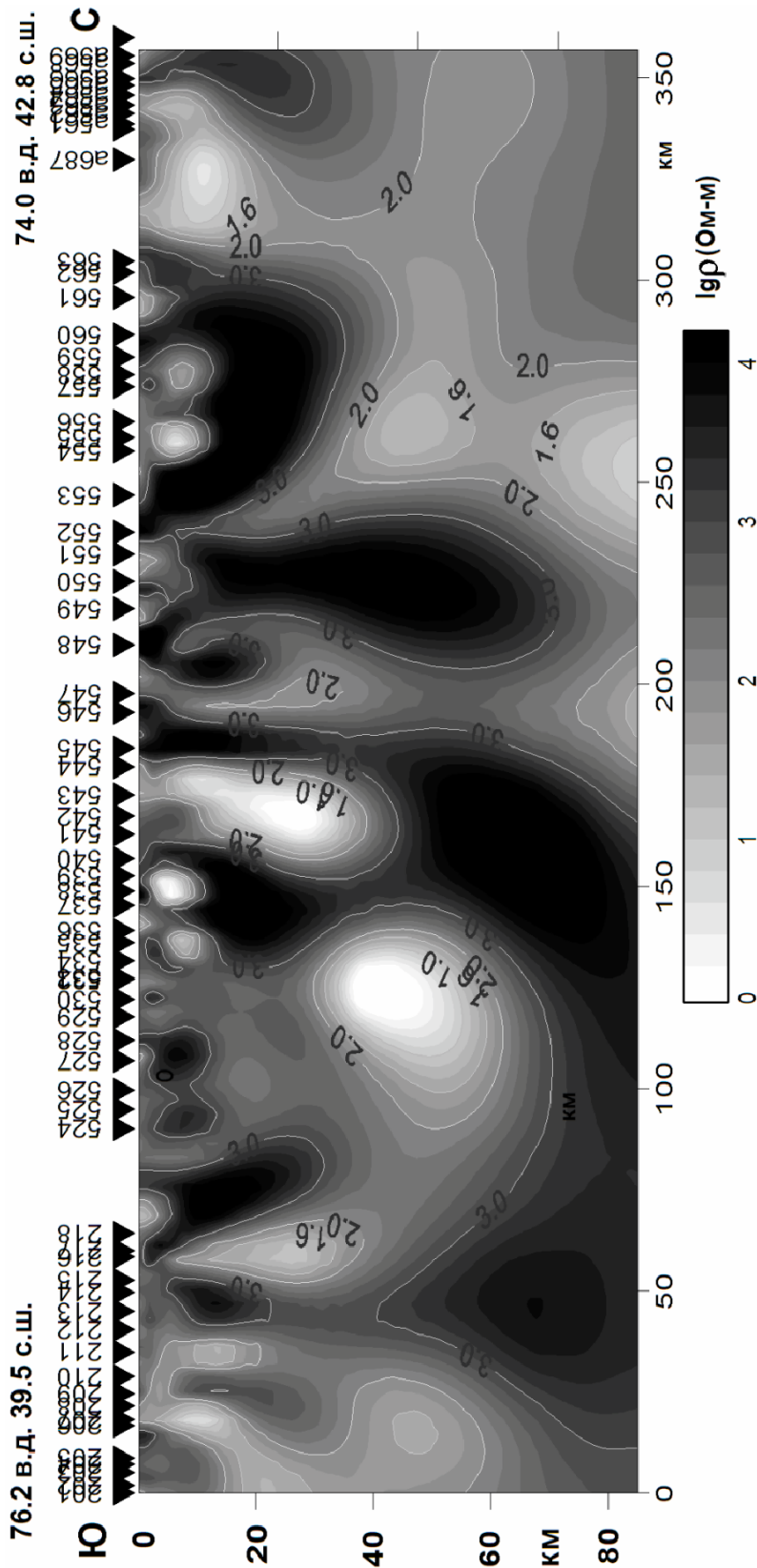


Рис. 2. Геоэлектрический разрез вдоль профиля «MANAS», построенный с помощью программы двумерной инверсии Rodi-Mackie. Получен как результат совместной бимодальной инверсии всех компонент тензора импеданса (модули/фазы) и типпера (Re/Im). В верхней части рисунка показаны номера пунктов МТЗ-МВЗ и координаты крайних пунктов наблюдений профиля

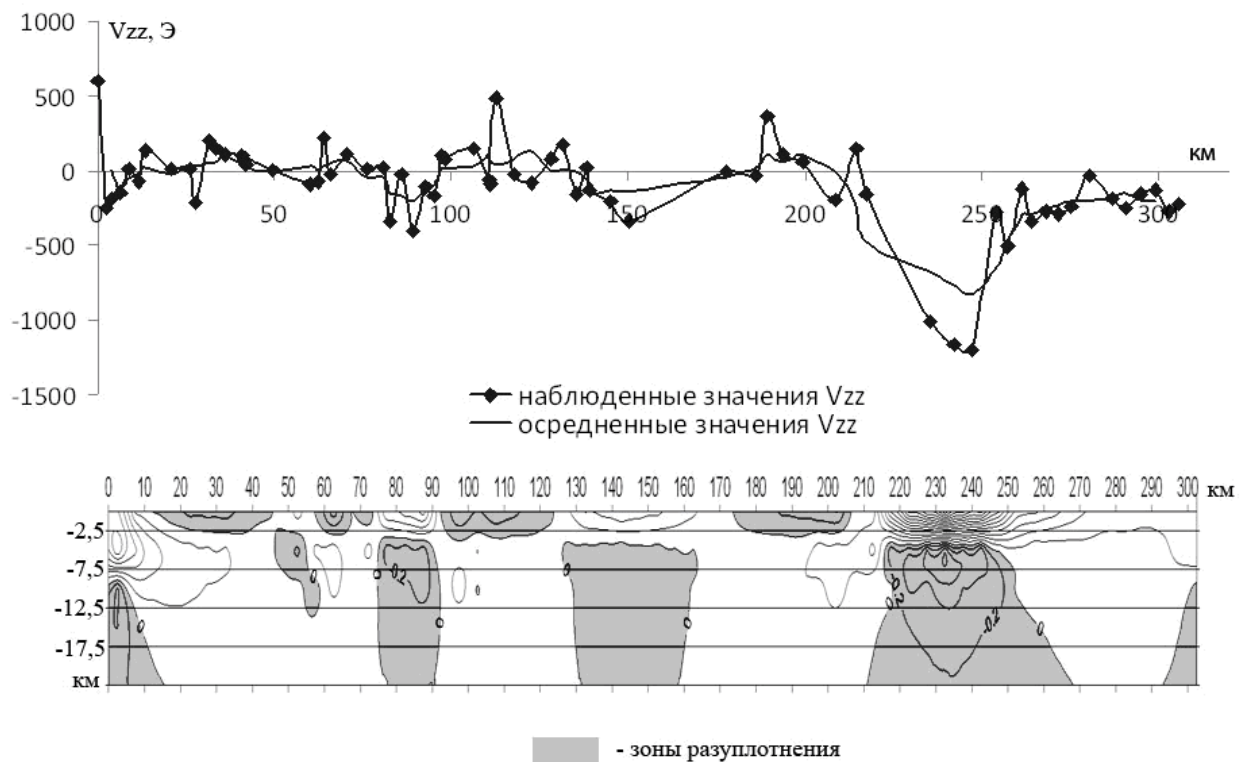


Рис. 3. Разрез эквивалентных изоплотностей, полученных путем решения обратной задачи гравиразведки по наблюдениям вертикального градиента силы тяжести

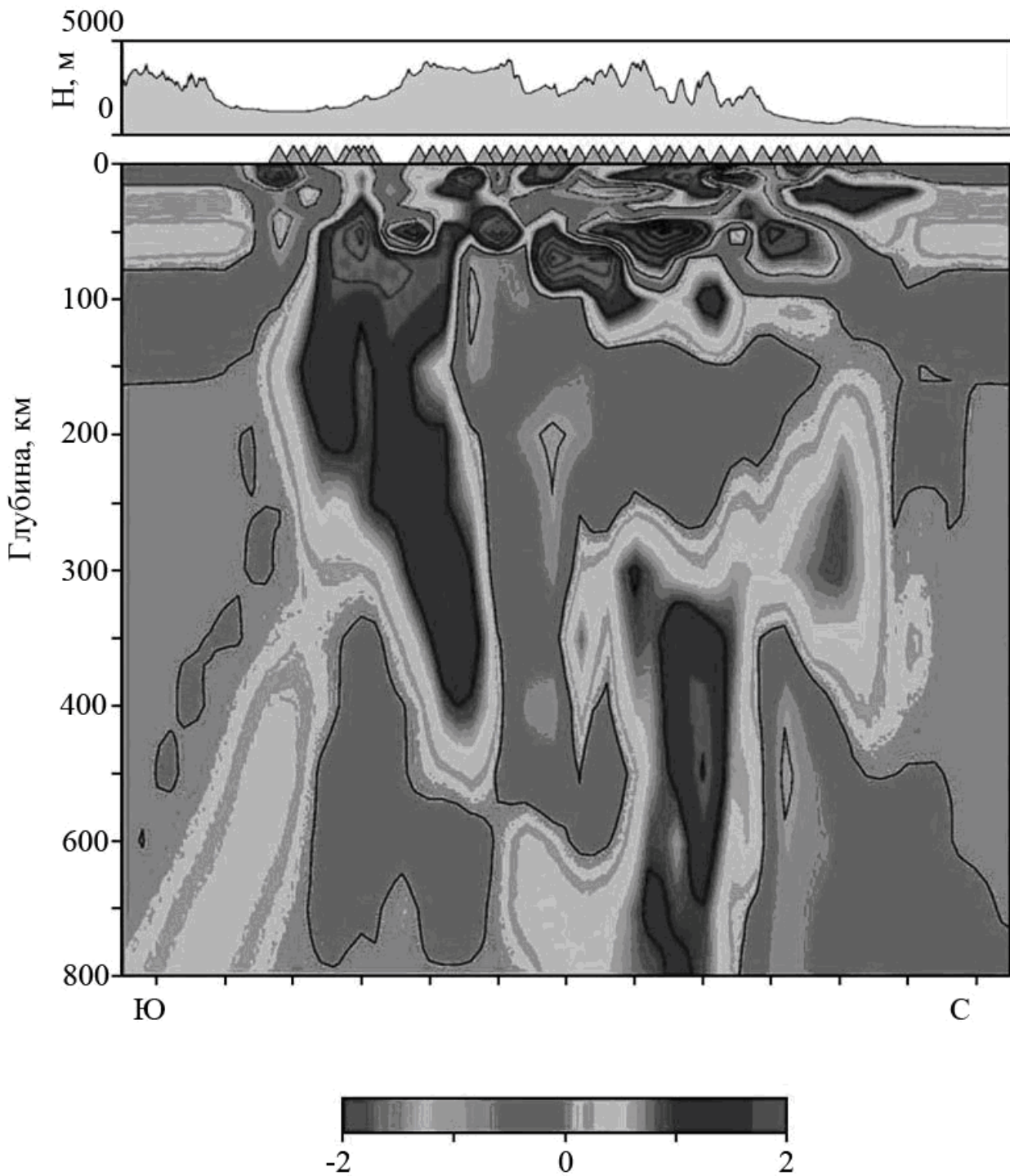
почти 2 года, удалось построить функции приема в различных обратных азимутах и рассчитать поперечные функции приема. В процессе моделирования итеративно подбиралась скоростная модель, для которой наблюдаемая и синтетическая функции приема были наиболее близки. На основе анализа распределения функций приема по обратным азимутам и попаренных функций приема были оценены наклон и азимут простирания границ под станцией. Полученный таким образом скоростной разрез земной коры и верхов мантии (до глубины -600 км) по линии профиля MANAS приведен на рис. 4.

Таким образом, наличие вертикальной зональности физических параметров различных геофизических методов указывает на вертикальный тепломассоперенос. Никаких латеральных вариаций тепломассопереноса до глубин в 600 км не отмечается. Горные системы Тянь-Шаня являются результатом вертикального тепломассопереноса.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов Ю. В. Геологическое истолкование вертикального градиента силы тяжести над горными сооружениями Средней Азии / Ю. В. Антонов, С. В. Слюсарев // Изв. вузов. Геол. и разведка. – 1994. – № 5. – С. 129–133.
2. Артюшков Е. В. Физическая тектоника / Е. В. Артюшков. – М.: Наука, 1993. – 455 с.
3. Геологическая карта Киргизской ССР. М-6 1 : 500 000. – М.: Мингео СССР, 1982.
4. Литосфера Памира и Тянь-Шаня. – Ташкент: Фан, 1982. – 247 с.
5. Литосфера Тянь-Шаня. – М.: Наука, 1986. – 158 с.
6. Макаров В. И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня / В. И. Макаров. – М.: Наука, 1977. – 172 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 307).
7. Рыбин А. К. Магнитотеллурические и сейсмические исследования по трансекту MANAS / А. К. Рыбин // Вестник ВГУ, Серия Геология. – 2010. – № 1. – С. 218–228.
8. Чедия О. К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня / О. К. Чедия. – Фрунзе: Илим, 1986. – 314 с.
9. Шацков В. И. Северный Тянь-Шань // Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР / В. И. Шацков. – М.: Наука, 1980. – С. 116–120.
10. Юдахин Ф. Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня / Ф. Н. Юдахин. – Фрунзе: Илим, 1983. – 246 с.
11. Avouac J. P. Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan / J. P. Avouac [et al.] // J. Geophys. Res. – 1993. – V. 98.





**Рис. 4.** Вариации отклонений скорости продольных волн ( $dV_p/V_p$ ) от средней базовой модели, определенные по инверсии разностей времен пробега волн от дальних землетрясений, в разрезе земной коры и верхней мантии Центрального Тянь-Шаня вдоль меридиана  $75.0^\circ$  в.д., по [10]. Палитра отклонений указана на шкале под разрезом, в процентах. Треугольниками на поверхности разреза обозначено положение сети широкополосных сейсмических станций вдоль профиля MANAS. Вдоль вертикальной оси указаны глубины ниже уровня моря, в км. Вдоль нижнего горизонтального ограничения разреза указаны расстояния от пункта с координатами  $41.5^\circ$  с.ш.,  $75.0^\circ$  в.д., в км. Над разрезом показана топография земной поверхности вдоль разреза (абс. высота  $H$ , в м)

*Ю. В. Антонов, А. К. Рыбин*

*Воронежский государственный университет  
Ю. В. Антонов, профессор кафедры геофизики  
yuriyantono@yandex.ru  
Тел. 8 (473) 220-83-85*

*Voronezh State University  
Yu. V. Antonov, professor of Chair of Geophisic  
yuriyantono@yandex.ru  
Tel. 8 (473) 220-83-85*

*Научная станция Российской академии наук в  
г. Бишкеке  
А. К. Рыбин, кандидат физико-математических  
наук, директор, заведующий лабораторией глу-  
бинных магнитотеллурических исследований  
rybin@gdirc.ru  
Тел. +996-312-613140*

*Institution of the Russian Academy of Sciences – Re-  
search Station of the Russian Academy of Sciences in  
Bishkek city (RS RAS)  
A. K. Rybin, Candidate of Physico-Mathematical  
Sciences, Director, Head of the Laboratory for Deep  
Magnetotelluric Research  
rybin@gdirc.ru  
Tel. +996-312-613140*