

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ ЧУЙСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ВПАДИНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ С ЕЕ ГОРНЫМ ОБРАМЛЕНИЕМ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Поспеева Е. В., Потапов В. В.

Аннотация

На основе результатов магнитотеллурических исследований (МТЗ), проведенных по профилям, секущим Чуйскую впадину в направлениях Ю-З – С-В и З-В, показаны особенности глубинного геоэлектрического строения ее внутреннего поля и зон перехода к северному (Курайский хребет) и южному (Южно-Чуйский хребет) горному обрамлению. Чуйская впадина представляет собой территорию с мелкоблоковым строением, с наименьшей мощностью осадочных отложений в ее осевой части (450-650 м). В ключевых участках зон перехода от впадины к Курайскому и Южно-Чуйскому хребтам прослеживается полный геоэлектрический разрез осадочных отложений общей мощностью 1000-1200 м. В разрезе осадочного чехла и палеозойского основания картируются субвертикальные проводящие неоднородности с аномально (менее 5 Ом·м) низкими значениями удельного электрического сопротивления, маркирующие неотектонические нарушения и узлы их пересечения с разломами палеозойского и мезозойского этапов заложения. Определенные по магнитотеллурическим данным кинематические характеристики разломов, в целом соответствуют данным морфотектонических и геологических исследований.

Ключевые слова:

магнитотеллурические исследования, Горный Алтай, геоэлектрические горизонты, новейшие разломы, проводящие неоднородности, удельное электрическое сопротивление

УДК 551.248.2+550.386 + 551.594(271.17)

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ ЧУЙСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ВПАДИНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ С ЕЕ ГОРНЫМ ОБРАМЛЕНИЕМ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Е.В. Поспеева, В.В. Потапов

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп.
Коптюга, 3, Россия.*

АННОТАЦИЯ

На основе результатов магнитотеллурических исследований (МТЗ), проведенных по профилям, секущим Чуйскую впадину в направлениях Ю-З – С-В и З-В, показаны особенности глубинного геоэлектрического строения ее внутреннего поля и зон перехода к северному (Курайский хребет) и южному (Южно-Чуйский хребет) горному обрамлению. Чуйская впадина представляет собой территорию с мелкоблоковым строением, с наименьшей мощностью осадочных отложений в ее осевой части (450-650 м). В ключевых участках зон перехода от впадины к Курайскому и Южно-Чуйскому хребтам прослеживается полный геоэлектрический разрез осадочных отложений общей мощностью 1000-1200 м. В разрезе осадочного чехла и палеозойского основания картируются субвертикальные проводящие неоднородности с аномально (менее 5 Ом·м) низкими значениями удельного электрического сопротивления, маркирующие неотектонические нарушения и узлы их пересечения с разломами палеозойского и мезозойского этапов заложения. Определенные по магнитотеллурическим данным кинематические характеристики разломов, в целом соответствуют данным морфотектонических и геологических исследований.

Ключевые слова: магнитотеллурические исследования, Горный Алтай, геоэлектрические горизонты, новейшие разломы, проводящие неоднородности, удельное электрическое сопротивление.

ВВЕДЕНИЕ

Межгорные впадины представляют собой одно из главных структурно-вещественных выражений последовательности геологических событий. В их тектонической структуре, соотношениях с породами фундамента, в особенностях проявления магматизма и осадконакопления заложена информация о геодинамике консолидированной земной коры подвижных поясов Земли, и особенностях ее эволюции.

Согласно геолого-динамической модели формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса, в кайнозое его структура была интенсивно реактивирована с формированием горных систем, сопутствующих им осадочных бассейнов, сдигонадвиговых и рамповых структур и рифтов, образованных в результате отдаленного воздействия Индо-Евразийской коллизии [Добрецов и др., 2016; Буслов и др., 2017]. На территории Горного Алтая наиболее контрастные кайнозойские движения и деформации проявились в его юго-восточной части вблизи границы с Монголией. Анализ и корреляция геолого-геофизических данных (стратиграфических, тектонических геоморфологических, гравитационных и геоэлектрических), а также данных термотектонического моделирования рельефа, показали, что наиболее контрастные тектонические движения проявились в позднем кайнозое за последние 5 млн. лет [Добрецов и др., 2016]. В их результате обособились высокогорные Чулышманское и Укокское плато, ограниченные горными хребтами и разделенные Курайско-Чуйской системой впадин, представленной активным рампом, осложненным в центральной части выступом фундамента [Добрецов и др., 2016].

Чуйская впадина является частью Курайско-Чуйской системы альпийских межгорных структур, заложившихся во второй половине кайнозоя на месте раннепалеогеновой денудационной равнины [Буслов и др., 1999]. Главными чертами новейшей структуры территории являются разломные границы впадин с обрамляющими их с северо-востока и юго-запада горными сооружениями. В ходе кайнозойского этапа активизации консолидированная область была разбита на серию глыб, подвергшихся горизонтальным перемещениям с различными вертикальными составляющими амплитуды. Чуйская впадина является самой крупной межгорной котловиной Горного Алтая, заполненной сложнопостроенной толщей палеогена, неогена и плейстоцена, мощностью до 1200 м [Лузгин, Русанов, 1992]. В своем развитии впадина тесно связана с ростом окружающих поднятий. Ее северной границей с конца неогена служит разрастающийся Курайский хребет, южной – Северо-Чуйский, Южно-Чуйский хребты и Сайлюгемский свод. Западную часть ограничивает Чаган-Узунский горстовый массив. В зонах сопряжения Чуйской впадины с горным обрамлением наблюдается наибольшая контрастность новейших движений. Так, амплитуда воздымания осевой зоны Курайского хребта относительно палеозойского днища Курайско-Чуйской системы впадин достигает 2 700 м.

Изучение особенностей проявления в магнитотеллурическом поле специфики молодых кайнозойских процессов, протекающих во внутреннем поле и горном

обрамлении Чуйской впадины, позволяет уточнить некоторые вопросы альпийской геодинамики Горного Алтая. Метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ) является одним из наиболее информативных методов, чутко реагирующим на изменение вещественного состава осадочной толщи и раздробленности ее палеозойского основания разломами новейшего этапа активизации. Целью настоящих исследований было изучение ключевых участков Чуйской впадины, включающих границу впадины и ее горное обрамление, а также картирование разломов новейшего этапа активизации, скрытых под осадочными отложениями. Это предусматривало решение следующих задач:

- построить геоэлектрические разрезы осадочного чехла Чуйской тектонической впадины по серии региональных профилей субмеридионального и широтного направлений;

- построить геоэлектрический разрез по детализационному профилю в центральной части Чуйской впадины;

- на основе комплексного анализа результатов магнитотеллурических и геоморфологических исследований определить основные черты новейшей структуры зон сочленения Чуйской впадины с ее ближайшим горным обрамлением.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве основного метода при изучении глубинной структуры зон сочленения Чуйской тектонической впадины с ее ближайшим горным обрамлением применялся метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Работы выполнялись на основе технологий V5 System – 2000 тремя комплектами аппаратуры «MTU-5» компании «Phoenix Geophysics» (Канада). Регистрация пяти компонент магнитотеллурического поля (Ex, Ey, Hx, Hy, Hz) в диапазоне периодов 0.003 – 10000 секунд осуществлялась в синхронном режиме, что позволило увеличить точность и производительность наблюдений. Шаг наблюдений по профилям в среднем составлял около 4-5 км со сгущениями до 1 км в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения и в зоне динамического влияния новейшего разлома, расположенного в центральной части впадины (рис. 1). Регистрация электрических компонент магнитотеллурического поля (МТ-поля) осуществлялась с помощью крестообразной установки с длиной приемных линий 100 м, ориентированных по шкале магнитологов: ось X – север, ось Y – восток. Плановая и высотная привязка пунктов зондирования проводилась с помощью системы GPS. Длительность записи на точке наблюдения в среднем составляла 19-22 часов.

Для обработки полевых данных использовалось, поставляемое вместе с аппаратурой, программное обеспечение SSMT2000 фирмы «Phoenix Geophysics»,

основанное на корреляционном методе, позволяющим рассчитать функции взаимной корреляции всех компонент МТ-поля. 1-D и 2-D инверсия выполнены в программном комплексе «WinGLink». Количественная и качественная интерпретация проводилась по методике, подробно рассмотренной в [Неведрова, Поспеева, 2009; Неведрова и др., 2011; Поспеева и др., 2014]. Важным этапом качественной интерпретации является анализ магнитотеллурических данных, позволяющий построить интерпретационную модель. На основе анализа измеренных значений тензора импеданса с применением априорных геолого-геофизических данных, проводится геоэлектрическое районирование, локализация и идентификация структур, а также определяется их размерность и простирание. Основную роль при этом играют магнитотеллурические параметры и полярные диаграммы тензора импеданса. Анализ магнитотеллурических параметров выполнялся на основе упрощенного теста М.Н. Бердичевского [Бердичевский, Дмитриев, 2009], позволившего установить соответствие изучаемой среды региональной двумерной модели северо-западного простирания, созданной системой аккреционных комплексов активных и пассивных окраин:

$$Nmt \gg \delta \rightarrow skew_s \leq \delta \rightarrow skew_B \leq \delta ,$$

где Nmt - параметр неоднородности [Бердичевский и др., 1997], $skew_s$ - параметр асимметрии [Swift, 1967], $skew_B$ - фазочувствительный параметр асимметрии [Bahr, 1988], δ – пороговые значения, лежащие в интервале $0.05 \div 0.15$ [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. На высоких частотах ($T \ll 1$), значения магнитотеллурических параметров лежат в пределах пороговых, что свидетельствует о возможности одномерных оценок разреза осадочного чехла. Это подтверждается анализом диаграмм тензора импеданса, форма которых на этих частотах типична для горизонтально-слоистого разреза: диаграммы $|Z_{xx}|$ (дополнительного импеданса) стягиваются к нулю, а диаграммы $|Z_{xy}|$ (основного импеданса) близки к кругу (рис. 2Б) . С понижением частоты значения Nmt возрастают, а значения $skew_s$ и $skew_B$ остаются в пределах пороговых и только на периодах, превышающих 100 с отмечается повышение значений всех трех параметров, что свидетельствует о наличии глубинных трехмерных эффектов.

Одной из важнейших задач при проведении исследований методом МТЗ является выявление искажений на кривых зондирования, которые связаны с латеральной неоднородностью разреза. Территория Русского Алтая в геологическом отношении принадлежит обширному ареалу развития интрузивных и метаморфических комплексов палеозойского возраста, в пределах которого удельное электрическое сопротивление (УЭС) достигает величин 10000 Ом·м. Поэтому основной характер искажений имеет здесь

гальваническую природу. В основном наблюдается « ρ – эффект», проявляющийся в статическом смещении поперечной составляющей МТ-поля по оси сопротивлений вверх. В пределах горного обрамления Чуйской впадины Южно-Чуйского и Курайского хребтов отмечается значительное расхождение продольных и поперечных кривых, нисходящие ветви которых выходят за уровень кривой МВЗ (рис. 2В). Во впадинах восходящие ветви поперечных кривых в интервале S_1 близки к восходящим ветвям продольных, а ниспадающие ветви смещены по оси сопротивления вверх практически на декаду, но не выходят за уровень глобального МВЗ (рис. 2В). В этом случае при аппроксимации геоэлектрического разреза двумерной средой наиболее точные оценки параметров изучаемой среды дают продольные кривые. Правомерность такого подхода подтверждается результатами сопоставления кривых МТЗ с кривыми ЗС [Неведрова, Поспеева, 2009], которые применялись в качестве критерия неискаженности восходящих ветвей кривых МТЗ (рис. 2А), а также результатами трехмерного математического моделирования [Плоткин и др., 2017]. Нисходящие ветви кривых МТ-зондирования сопоставлялись с кривой глобального магнитовариационного зондирования (МВЗ) [Файнберг и др., 1977; Поспеев, 1979; Поспеев, Михалевский, 1981].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Стадии кайнозойского и, в частности, неотектонического развития Горного Алтая определены временными рамками стратиграфических комплексов, развитых в межгорных впадинах. Наиболее полно образования палеоген-неогенового возраста представлены в самых крупных котловинах – Чуйской и Курайской. Каждый из комплексов отличается от других литологическим составом, мощностью, условиями залегания, степенью их диагенетической переработки. Присутствие в низах разрезов сравнительно грубых осадков, залегающих с размывом на более древних отложениях, характеризует резкую смену условий осадконакопления. Эти различия в значительной степени определялись уровнем тектонической активности региона, контролировавшем развитие процессов осадконакопления, и знаменовали собой проявление региональных (или местных) тектонических движений и, как следствие фаз усиления эрозионно-денудационных процессов [Ерофеев, 1969].

Кайнозойские отложения, выполняющие Чуйскую впадину, с размывом залегают на морских и континентальных отложениях палеозоя и палеогеновой коре выветривания [Буслов и др., 1999; Новиков, 2004]. В них отчетливо выделяются карачумская (нижний олигоцен), кошагачская (нижний-средний миоцен), туерькская (средний-верхний миоцен), кызылгирская (верхний миоцен-ранний плиоцен), бекенская (ранний плиоцен), терекская

(верхний плиоцен) и башкауская (верхний плиоцен – нижний плейстоцен) свиты, условия осадконакопления которых свидетельствуют о вовлечении стабильного плато в процессе горообразования (рис. 3). В основании отложений впадины расположена *карачумская свита* (нижний олигоцен), представленная каолиновыми глинами с прослоями и линзами щебнистого материала, алевролитами, мелкозернистыми песками с конкрециями сидерита. На отложениях карачумской свиты трансгрессивно залегает *кошагачская свита*, сложенная преимущественно глинами, алевролитами и тонкозернистыми песками. *Туерыкская свита* обычно представлена очень плотными тонкозернистыми карбонатными алевролитами и мергелями. У бортов впадины в основании свиты встречаются слои более грубозернистого материала песка, галечника, конгломерата, а в разрезах, прилегающих к Курайскому хребту – прослой неокатанных палеозойских пород. *Кызылгирская свита* сложена грубозернистыми песчаными, гравийными и щебнистыми отложениями со слоями глин и алевролитов. К *бекенской свите* отнесены алевролиты, мелкозернистые пески с линзами грубого гравийного материала. *Терекская и башкауская свиты* представлены грубообломочной, преимущественно субаэральной молассой – галечниками, валунниками, конгломератами, щебнями.

Отложения новейшего этапа активизации подразделяются на три геоэлектрических горизонта:

$$\rho_1 > \rho_2 > \rho_3.$$

Первый горизонт – с наибольшими значениями УЭС включает четвертичные отложения башкауской, кызылгирской и бекенской свит. Второй горизонт представлен отложениями туерыкской свиты, наиболее проводящий – третий горизонт приурочен к отложениям кошагачской свиты. Отмечаются значительные вариации параметров геоэлектрических горизонтов (мощности и удельного сопротивления) при переходе от внутреннего поля Чуйской впадины к ее горному обрамлению – Южно-Чуйскому и Курайскому хребтам и Чаган-Узунскому горсту. Эти изменения четко прослеживаются по геоэлектрическим разрезам, построенным по профилям, секущим впадину в направлении Юго-Запад – Северо-Восток (рис. 4, 5).

В пределах рассматриваемой территории, согласно [Буслов и др., 1999] расположены два типа зон перехода от Чуйской впадины к ее горному обрамлению. Первый тип включает в себя систему взбросов, надвигов и сдвигов, по которому впадина граничит с Курайским хребтом; второй – сложно построенную мозаично-блоковую зону, по которой впадина граничит с Чаган-Узунским горстом. Предполагается, что зона

сочленения Чуйской впадины с Южно-Чуйским хребтом имеет сложное сдвиго-надвиговое строение [Новиков, 2004].

Зона сочленения Чуйской впадины с Южно-Чуйским хребтом. С юга Чуйская впадина ограничивается Южно-Чуйский хребтом. Эта структура создана активным проявлением тектонических движений, выразившихся формированием самых высоких блоковых поднятий на палеозойском складчатом основании. Это – высокогорные, интенсивно расчлененные альпинотипные горные массивы с абсолютными отметками 3 000 – 4 500 м, сложенные в основном, высокометаморфизованными породами. Южно-Чуйский хребет представляет собой асимметричное, вытянутое в субширотном направлении поднятие – складку. Оба крыла этой складки – пологое и протяженное северное, крутое и короткое южное – разбиты продольными разломами, по которым в поднятие вовлечены присклоновые части днищ Чуйской впадины и долины Джазатора [Агапова, 2000].

Южно-Чуйский хребет представлен вулканогенно-осадочными отложениями кембрия, ордовика, силура и девона, местами, прорванными интрузиями гранитов и долеритов. В его водораздельной части выделен южно-чуйский амфиболито-гнейсово-кристаллосланцевый полиметаморфический комплекс, породы которого представлены метапелитовыми кристаллическими сланцами и гнейсами хлоритовой, биотитовой, кордиеритовой гранат-силлиманитовой ступеней метаморфизма. В целом комплекс характеризуется зональным строением. Северная граница блока с флишоидными отложениями горноалтайской серии представляет собой пакет тектонических пластин неоднородно метаморфизованных пород, сформированный в результате правосдвиговых деформаций вдоль Чарышско-Теректинского глубинного разлома. Породы комплекса прорваны массивами гранитов среднедевонского рахманского и мезозойского чингатуйского интрузивных комплексов.

Границей Южно-Чуйского хребта с Чуйской впадиной служит зона глубинного разлома, пространственно совпадающая с субвертикальной проводящей неоднородностью с минимальными значениями удельного электрического сопротивления - менее 5 Ом·м. На глубинах с абсолютными отметками – 3 500 м (п. п. 16-15) и – 7 500 м (п. п. 19-18) картируются наклонные проводящие зоны, маркирующие разломы кайнозойского этапа активизации (рис. 4А). Глубинные флюидонасыщенные разломы образуют проводящие каналы, которые пересекая высокоомную литосферу обеспечивают вертикальное перераспределение избыточных токов и фиксируются в магнитотеллурическом поле в виде проводящих геоэлектрических неоднородностей ($\rho < 5$ Ом·м) с вертикальными и

наклонными боковыми границами [Бердичевский, Дмитриев, 2009; Новиков, Поспеева, 2017; Плоткин и др., 2017]. Возможность определения угла наклона проводящих неоднородностей была оценена в процессе численного моделирования [Плоткин и др., 2017]. Результаты которого показали, что наклон боковых границ неоднородностей четко фиксируется в магнитотеллурическом поле и зависит от направления падения сместителей разломов, которые они маркируют. Для оценки возможностей и реализации такого подхода был проведен совместный анализ материалов морфотектонических, геоморфологических [Ветров и др., 2016; Девяткин, 1965; Дергунов, 1972; Новиков, 2004; Новиков, Поспеева, 2017; Плоткин и др., 2017] и магнитотеллурических исследований, на основании которого было установлено, что для сбросов и сдвигов характерно вертикальное падение сместителей, а для взбросов и надвигов – наклонные [Новиков, Поспеева, 2017]. Конфигурация проводящей неоднородности подтверждает предположение о сложном сдвиго-надвиговом строении зоны перехода от Чуйской впадины к Южно-Чуйскому хребту. Граница Чуйской впадины с Южно-Чуйским хребтом фиксируется не только сменой уплощенного днища крутыми склонами хребта, но и сменой рыхлых кайнозойских осадков, выполняющих впадину, скальными докайнозойскими метаморфизованными образованиями и гранитоидными интрузиями [Новиков, 2004] с высокими значениями удельного сопротивления, достигающими $4\cdot 5\cdot 10^3$ Ом·м (рис. 4А). В зоне перехода от впадины к хребту прослеживается полный геоэлектрический разрез кайнозойских осадков, общей мощностью 1000 м (рис. 4 Б, 5). Здесь же отмечается увеличение значений удельного электрического сопротивления третьего геоэлектрического горизонта до 130-270 Ом·м. Вероятно, это связано с резким уменьшением мощности кошагачской свиты за счет пород карачумской свиты, которая на этом участке профиля входит в состав третьего геоэлектрического горизонта. Карачумская свита представляет собой переслаивание очень плотных каолиновых глин, песчаников и гравелитов, среди которых встречаются неокатанные обломки палеозойских пород Южно-Чуйского хребта. Грубообломочный состав и пестрые цвета окраски карачумской свиты позволяют рассматривать ее как континентальную молассу [Буслов и др., 1999]. Она фиксирует начальный этап горообразования в раннем олигоцене на территории Чуйской впадины [Буслов и др., 1999; Новиков, 2004].

Во внутреннем поле впадины мощность осадочных отложений изменяется от 500 до 700 м и представлена двумя геоэлектрическими горизонтами, за исключением центральной части профиля (п. п. 13-14), где мощность увеличивается до 1200 м за счет четвертичных отложений башкауской, кызылгирской и бекенской свит (рис. 5).

Зона сочленения Чуйской впадины с Курайским хребтом. Образование Курайского хребта произошло в результате позднекайнозойской активизации тектонических движений. Установлено, что его интенсивный рост относится к концу плиоцена [Новиков, 2004]. Одновременно Курайский хребет надвигался на осадки Чуйской впадины с накоплением грубообломочных пород с повышенными значениями УЭС (рис. 5, 6). Осевая часть Курайского хребта представлена зонально-метаморфическим комплексом пород эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма: гранитогнейсами, мигматитами, различными по составу гнейсами и амфиболитами. Значительную часть его северного склона занимают глубокометаморфизованные породы курайского комплекса: амфиболиты, биотит-амфиболитовые сланцы, гнейсы, гранитогнейсы.

Зона перехода от Чуйской впадины к Курайскому хребту представлена полным разрезом кайнозойских осадков общей мощностью 1200 м. Во внутреннем поле впадины их мощность уменьшается до 400-450 м, из-за отсутствия отложений первого геоэлектрического горизонта – башкаусской, кызылгирской и бекенской свит (рис. 5). С Курайским хребтом Чуйская впадина граничит по проводящей геоэлектрической неоднородности, маркирующей зону глубинного долгоживущего разлома. Наклонное падение сместителя глубинного разлома свидетельствует о его взбросо-сдвиговом характере, в пользу которого говорит несовпадение планового положения разломов и изолиний удельного электрического сопротивления (рис. 7). Поскольку при косом падении разломов, на глубине 5 км они попадают совсем в другую позицию, чем на дневной поверхности. Надвигание палеозойских пород на кайнозойские осадки впадины, связанное с развитием интенсивных дислокаций, были повсеместно закартированы на ее границе с Курайским хребтом еще в середине прошлого века [Девяткин, 1965]. В настоящее время южный склон Курайского хребта представляет собой огромную лестницу, ступени которой образованы реликтами единой в прошлом поверхности выравнивания и вовлеченными в воздымание древними предгорными равнинами, а уступы между ними расположены по линии активных в кайнозое разломов [Новиков, 2004]. Результаты анализа профиля показали, что основание Чуйской впадины представляет собой не единый блок, погруженный за счет надвигания на него хребтов обрамления, а представляет собой относительно опущенную систему мелких блоков, окруженную приподнятыми блоками – хребтами, характеризующимися высокими значениями УЭС (рис. 5, 6, 7). В результате процессов внутриконтинентального орогенеза, затронувших Чуйскую впадину, произошло дробление ее основания и формирование линейно

вытянутых новейших прогибов, генетически связанных с ростом прилегающих поднятий. Интенсивные деформации раннего [Ветров и др., 2016] или позднего [Девяткин, 1965] плиоцена привели к перемещению глыб и формированию в пределах впадины мелкосопочного рельефа – выступов фундамента с высокими значениями УЭС (250-400 Ом·м) (рис. 7). Они отчетливо фиксируются в ее центральной части, где палеозойские породы фундамента, приподнятые по разломам кайнозойского этапа заложения, разделяют впадину на две примерно равные части [Новиков, Поспеева, 2017] (рис.7). Наименьшая мощность осадочных отложений впадины фиксируется в ее осевой части, а в направлении к ее северной и южной границам она существенно возрастает (рис. 8).

Геоэлектрическое строение внутреннего поля Чуйской впадины. Профиль, пересекающий впадину в направлении запад-восток характеризует геоэлектрическое строение ее внутреннего поля (рис. 9). По особенностям распределения удельного электрического сопротивления, профиль можно разделить на две части: восточную и западную, разделенных между собой сложнопостроенной геоэлектрической неоднородностью с высокими значениями УЭС, отвечающим породам палеозойского основания, а также метаморфическим и интрузивным комплексам горного обрамления. В восточной части профиля прослеживается полный разрез кайнозойских осадков с максимальной мощностью – 900 м в районе пунктов 21 и 24 (рис. 9). В западной части профиля осадочный разрез представлен двумя геоэлектрическими горизонтами, приуроченными к отложениям туерыкской и кошагачской свит. Здесь максимальная мощность осадочных отложений составляет 1000 м (п. 12).

Формирование Чуйской впадины связано с процессами рельефообразования, а именно с тектоническими движениями по разломам [Ветров и др., 2016]. Это подтверждается особенностями внутренней структуры земной коры, выраженными распределением удельного электрического сопротивления (УЭС). В пределах палеозойского основания картируются субвертикальные зоны с пониженными значениями удельного сопротивления, которые составляют 1-4 Ом·м. Глубина залегания их верхних кромок располагается в интервале глубин (50) – (-1200) м, а в районе пункта 19 неоднородность практически выходит на дневную поверхность (рис. 9). Проводящие зоны пространственно сопряжены с новейшими разломами, установленными морфотектоническими и геоморфологическими исследованиями. Особый интерес в этом плане представляет разломная зона, выявленная в районе пункта 19, с целью изучения которой были проведены детальные магнитотеллурические исследования с шагом 1 км.

Результаты этих исследований показали, что разлом является не сбросом с вертикальным падением сместителя, а сдвиго-надвиговой зоной (рис. 9).

Наличие глубокопроникающих разломов, служащих в период своего активного существования флюидопроводниками, является одной из характерных черт литосферы. Выявление и изучение таких зон имеет важное значение при проведении сейсмического районирования и оценки сейсмической опасности. Установлено, что развитие разломных зон сопровождается сейсмичностью и сопряжено с деформациями земной коры, которые отражаются в неотектонических движениях и выделяются в рельефе земной поверхности [Шерман, Семинский, 2010]. Разломные зоны представляют собой места сброса энергии, накопленной в упругой деформации блоков земной коры и именно они являются источником сейсмогенных процессов [Гзовский, 1975, Калинина, 2005]. Многочисленные экспериментальные данные свидетельствуют, что внезапный подъем флюида в разломных зонах инициирует землетрясения. Значения удельного электрического сопротивления флюида на глубинах 10-20 км могут составлять 0.1-1 Ом·м в условиях гидростатических давлений и 0.01-0.1 Ом·м в условиях литостатических [Nesbitt, 1993]. Поэтому разломные зоны четко фиксируются на геоэлектрических разрезах в виде субвертикальных проводящих неоднородностей с различным наклоном их боковых границ. В настоящее время сжимающее усилие в пределах Горного Алтая имеет северное направление, а Западно-Сибирский и Джунгарский блоки, который он разделяет сближаются со скоростью около 4 мм/год [England, Molnar, 1997, 2005; Yang et al., 2005] вызывая как реактивацию уже существовавших к началу текущей активизации дизъюнктивов, так и формирование новых разломов. При этом кайнозойские нарушения лишь частично обновляют зоны палеозойских и мезозойских разломов и секут их под разными углами [Новиков, 2004], что отчетливо проявляется на глубинных геоэлектрических разрезах (рис. 4А). Интересно отметить что, если угол пересечения составляет 85-90°, то на полярных диаграммах тензора импеданса отмечается смена простирания региональной структуры на противоположное направление [Потапов, Поспеева, 2010; Эпов и др., 2012; Поспеева и др., 2017].

Кайнозойская тектоника Горного Алтая отчетливо проявляется в особенностях структур, созданных интенсивными глубинными процессами, которые хорошо выражены региональными зонами пониженных значений УЭС, обусловленных раздробленностью земной коры и привнесом глубинного эндогенного флюида. В одной из таких зон, вытянутой в северо-западном, направлении располагается Чуйская впадина (рис. 7). Здесь сопротивление разреза земной коры составляет менее 300 Ом м, уменьшаясь до 50 Ом·м в

эпицентральной зоне Чуйского землетрясения. Это хорошо согласуется со структурой гравитационного поля юго-восточной части Горного Алтая [Добрецов и др., 2016, рис. 7], в котором в этом интервале глубин установлена зона разуплотнения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований позволили сделать следующие выводы:

1. Чуйская межгорная впадина представляет собой территорию с мелкоблоковым строением, характеризующимся различными типами геоэлектрического разреза осадочного чехла и консолидированной части разреза земной коры. В ключевых участках зон перехода от Чуйской впадины к Курайскому и Южно-Чуйскому хребтам прослеживается полный геоэлектрический разрез кайнозойских осадков, общей мощностью 1000 - 1200 м. При этом на участке перехода к Южно-Чуйскому хребту отмечается резкое увеличение удельного сопротивления третьего геоэлектрического горизонта за счет грубообломочных отложений карачумской свиты, в которых встречаются неокатанные породы Южно-Чуйского хребта. Во внутреннем поле Чуйской впадины геоэлектрический разрез представлен двумя геоэлектрическими горизонтами – ρ_2 и ρ_3 , общей мощностью 450-650 м. В центральной части впадины фиксируются выступы фундамента с высокими значениями удельного электрического сопротивления (300-400 Ом·м), где палеозойские породы ее фундамента, хотя и не выходят на поверхность, но приподнятые по новейшим разломам, разделяют впадину на две примерно равные части. Наименьшие мощности чехла впадины фиксируются в ее осевой части и составляют 400-500 м, по направлению к северной и южной ее границам они возрастают до 800-1000 м.

2. Региональные глубинные разломы, по которым Чуйская впадина граничит с горным обрамлением на геоэлектрическом разрезе отчетливо проявлены субвертикальными зонами с минимально низкими значениями сопротивлений (менее 5 Ом·м). Наклон их боковых совпадает с положением плоскостей разломов, определенным по геолого-структурным данным на поверхности. Границей Чуйской впадины с Курайским хребтом служит зона глубинного разлома, пространственно совпадающая с субвертикальной проводящей неоднородностью с явно выраженным наклоном боковых границ. Наклонное падение сместителя свидетельствует о ее взбросо-сдвиговом характере, что согласно [Буслов и др., 1999] соответствует первому типу зон перехода от впадины к горному обрамлению. Границей Южно-Чуйского хребта с Чуйской впадиной является сложнопостроенная проводящая геоэлектрическая неоднородность, представляющая собой узел пересечения разломов с вертикальным и наклонным падением сместителей.

Это подтверждает предположение о сложном сдвиго-надвиговом строении зоны перехода от Чуйской впадины к Южно-Чуйскому хребту.

3. Полученные результаты свидетельствуют о тесной временной и генетической связи Чуйской впадины с ростом прилегающих поднятий. Формирование наиболее крупных зон кайнозойских деформаций на границах хребтов и впадин происходит за счет поэтапного вовлечения в поднятия периферических частей впадин по вновь образующимся разломам. Эти процессы отразились в распределении геоэлектрических параметров: увеличению мощности и удельного сопротивления современных осадков в зонах перехода от Чуйской впадины к ее горному обрамлению и наличию субвертикальных проводящих неоднородностей, маркирующих зоны новейших разломов.

ЛИТЕРАТУРА

Агатова А.Р. Неотектоническое строение, механизм и этапы развития Южно-Чуйского хребта (Юго-Восточный Алтай) //300 лет горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая. Материалы региональной научно-практической конференции. Барнаул, Изд-во Алтайского университета, 2000, с. 165-169.

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастуцан В.В. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М: Диалог МГУ, 1997, 161 с.

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М: Научный мир, 2009, 679 с.

Буслов М.М., Зыкин В.С., Новиков И.С., Дельво Д. Структурные и геодинамические особенности формирования Чуйской межгорной впадины Горного Алтая в кайнозое //Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 12, с. 1720-1736.

Буслов М.М., Травин А.В., Абилдаева М.А., Рубанова Е.С. Позднепалеозойская покровно-сдвиговая тектоника Алтае-Саянской складчатой области: эффект дальнего воздействия конвергенции континентальных плит //Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Иркутск, 2017. Выпуск 15, с. 21-23.

Ветров Е.В., Буслов М.М., и де Гравэ. Эволюция тектонических событий и рельефа юго-восточной части Горного Алтая в позднем мезозое-кайнозое по данным трековой термохронологии апатита //Геология и геофизика, 2016, т.57 (1). С. 125-142.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975, 535 с.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965, 244 с.

Дергунов А.Б. Структура сжатия и растяжения на востоке Алтая в четвертичное время. //Геотектоника, 1971, № 3, с. 99-110.

Добрецов Н.Л.Б Буслов М.М., Василевский А.Н., Ветров Е.В., Неведрова Н.Н. Эволюция кайнозойского рельефа юго-восточной части Горного Алтая и ее отражение в структурах геоэлектрического и гравитационного полей //Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 11, с. 1937-1948.

Ерофеев В.С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата, Наука, 1969, 167 с.

Калинина Л.Ю. Роль разломов и глубинной структуры в пространственном контроле землетрясений на Северо-Востоке России: Автореферат дис. канд. геол.-мин. наук. Магадан, 2005,34 с.

Лузгин Б.Н., Русанов Г.Г. Особенности формирования неогеновых отложений юго-востока Горного Алтая. //Геология и геофизика, 1992, № 4, с. 23-29.

Неведрова Н.Н., Поспеева Е.В. Комплексная интерпретация данных электромагнитных зондирований с естественным и контролируемым источником в сейсмоактивных районах (на примере Горного Алтая) // Геофизический журнал. Институт геофизики НАН Украины, 2009, т. 31. № 4, с. 142-158.

Неведрова Н.Н., Поспеева Е.В., Санчаа А.М. Интерпретация данных комплексных электромагнитных методов в сейсмоактивных районах (на примере Чуйской впадины Горного Алтая) // Физика Земли, 2011, № 11, с. 63-75.

Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск, Издательство СО РАН Филиал «Гео», 2004, 312 с.

Новиков И.С., Дядьков П.Г., Козлова М.П., Мамедов Г.М., Михеева А.В., Черкас О.В. Неотектоника и сейсмичность западной части Алтае-Саянской горной области, Джунгарской впадины и Китайского Тянь-Шаня. //Геология и геофизика, 2014, т. 55, 3 12, с. 1802-1814.

Новиков И.С., Поспеева Е.В. Неотектоника восточной части Горного Алтая по данным магнитотеллурического зондирования //Геология и геофизика, 2017, т. 58, № 7, с. 959-971.

Плоткин В.В., Поспеева Е.В., Губин Д.И. Инверсия магнитотеллурических данных в разломных зонах Горного Алтая на основе трехмерной модели // Геология и геофизика, 2017, т. 58, № 5, с. 801-811

Поспеев В.И. Результаты статистической обработки экспериментальных данных по глобальному магнитотеллурическому зондированию //Методы и результаты геофизических исследований Восточной Сибири. Иркутск, Вост-Сиб. Кн. Из-во, 1979, с. 56-64.

Поспеев В.И., Михалевский В.И. Электромагнитные данные об астеносфере в районах Сибирской платформы //Геология и геофизика, 1981, № 1, с. 153-157.

Поспеева Е.В., Витте Л.В., Потапов В.В., Сахарова М.А. Магнитотеллурические исследования в районах новейшей тектоники и сейсмической активности (на примере Горного Алтая) // Геофизика, 2014, № 4, с. 8 -16.

Потапов В.В., Поспеева Е.В. Анализ полярных диаграмм тензора импеданса при исследовании северо-западного плеча Байкальского рифта //Геобайкал-2010: Первая международная научно-практическая конференция по электромагнитным методам исследования. Тезисы докладов. Иркутск, 2010, CD-ROM

Файнберг Э.Б., Фискина М.В., Ротанова Н.М. Экспериментальные данные по глобальному электромагнитному зондированию Земли //Исследования пространственно-временной структуры геомагнитного поля. М.: Наука, 1977.

Шерман С.И., Семинский К.Ж. Тектонофизические исследования в институте Земной коры СО РАН: принципиальные достижения и актуальные задачи //Геодинамика и тектонофизика, 2010, т. 1, № 1, с. 4-15.

Эпов М.И., Поспеева Е.В., Витте Л.В. Особенности состава и строения земной коры краевой части Сибирского кратона (в зоне влияния рифтогенных процессов) по данным магнитотеллурических зондирований //Геология и геофизика, 2012, т. 53, № 3, с. 380-398.

Bahr K. Interpretation of magneto telluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion // J. Geophysics, 1988. P.119-127.

Nesbitt B.E. Electrical resistivities of crustal fluids. //J. Geophys. Res., 1993, v. 98, N B3. P. 4301-4310.

England P., Molnar P. Late Quaternary to decadal velocity fields in Asia // J. Geophys. Res., 2005, v. 110, B12401, doi: 10.1029/2004JB003541.

Swift C.M. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States. Dissertation MIT, 1967, Cambridge.

Yang S.-m., Wang Q., You X.-z. Numerical analysis of contemporary horizontal tectonic deformation fields in China from GPS data //Acta Seismologica Sinica, 2005, v. 18, № 2, p.135-146.

ПОДРИСУНОЧНЫЕ ПОДПИСИ

Рисунок 1. Фрагмент геологической карты и расположение профилей МТЗ в пределах Чуйской впадины

1- голоцен; 2 – неоплейстоцен, верхнее звено - голоцен; 3 – неоплейстоцен, среднее-верхнее звенья; 4 – девон, средний отдел-верхний отдел, Кызылшинская серия; 5 – девон, средний отдел-верхний отдел, Урсульская серия; 6 - девон, покровные фации и осадочные породы, Аксайская свита; 7 – силур-девон, силурийская система, нижний отдел – девонская система, нижний отдел; 8 – кембрий-ордовик, кембрийская система, средний отдел – ордовикская система, нижний отдел; 9 – сбросы и взбросы, а также достоверные разломы с неустановленной или сложной кинематикой, выходящие на поверхность: а) главные, б) прочие; 10 – сбросы и взбросы, а также достоверные разломы с неустановленной или сложной кинематикой, скрытые под вышележащими образованиями: а) главные, б) прочие; 11 – пункты МТЗ с номерами профилей.

Рисунок 2. А. Пример совмещения кривых МТЗ и ЗСБ в едином пункте зондирования (МТЗ №102, профиль I-I). Б. Полярные диаграммы тензора импеданса по профилю II-II. В. Средне-характеристические кривые МТЗ.

1 – полярные диаграммы основного импеданса; 2 – полярные диаграммы дополнительного импеданса; 3 – поперечные кривые МТЗ; 4 – продольные кривые МТЗ; 5 – кривая глобального МВЗ; 6 – цифры в кружках: I – профиль I-I, II – профиль II-II, III – профиль III-III, IV – Курайский хребет, V – Южно-Чуйский хребет.

Рисунок 3. Сводный разрез кайнозойских отложений Юго-Восточного Алтая.

1 – глины; 2 – алевриты; 3 – мергели и известняки; 4 – ракушечники; 5 – строматолитовые известняки; 6 – пески; 7 – галечники и конгломерат; 8 – валунники; 9 – бурые угли; 10 – коры выветривания.

Рисунок 4. Глубинный Геоэлектрический разрез по профилю I-I. А. глубинный, Б. осадочный.

1 - четвертичные отложения башкаусской и бекенской свит верхнего плиоцена; 2 - отложения туерыкской свиты нижнего миоцена; 3 - отложения кошагачской свиты среднего-нижнего миоцена; 4 - отложения палеозойского основания; 5 – интрузивные и метаморфические комплексы горного обрамления; 6 - геоэлектрические неоднородности с

высокими значениями удельного электрического сопротивления; 7 – геоэлектрические неоднородности с низкими значениями удельного электрического сопротивления – зоны дробления новейших разломов, 8 – значения удельного электрического сопротивления, 9 – пункты МТЗ и их номера, 10 – изолинии удельного электрического сопротивления, 11 – зоны глубинных разломов.

Рисунок 5. Геоэлектрический разрез осадочного чехла по профилю II-II. (условные обозначения на рисунке 4).

Рисунок 6. Распределение удельного электрического сопротивления на глубине 5 км в пределах Чуйской впадины.

1 – пункты МТЗ; 2 – изолинии УЭС; зоны новейших разломов (по Новикову [12]): 3 – неустановленной кинематики, 4 – правые сдвиги и взбрососдвиги, 5 – взбросы и надвиги, 6 – сбросы и грабены.

Рисунок 7. Распределение удельного электрического сопротивления на глубине 10 км в пределах Чуйской впадины (условные обозначения на рисунке 6).

Рисунок 8. Мощность кайнозойских осадков Чуйской впадины.

1 – изолинии мощности осадочных отложений, 2 – пункты МТЗ; 3 – выходы на поверхность пород фундамента.

Рисунок 9. Геоэлектрический разрез осадочного чехла по профилю III-III. А. детальный, Б. основной. (условные обозначения на рисунке 4).

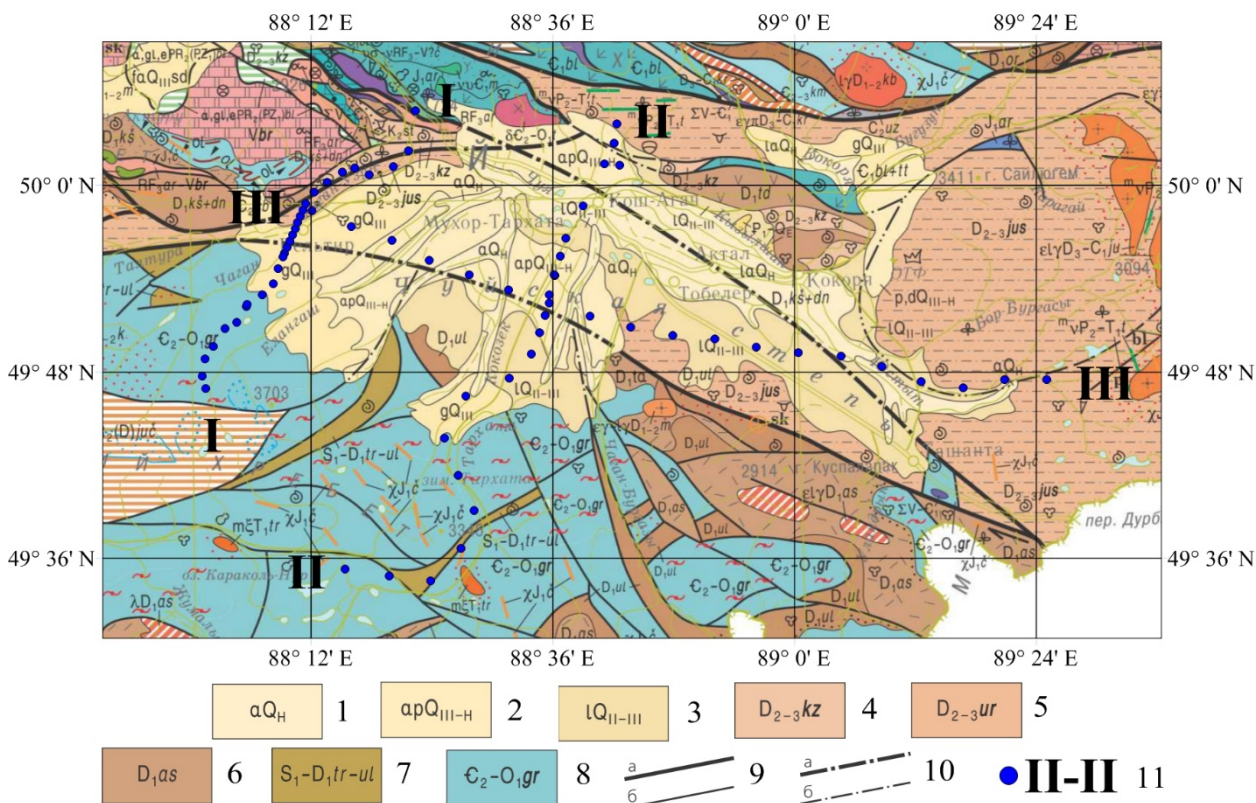


Рисунок 1.

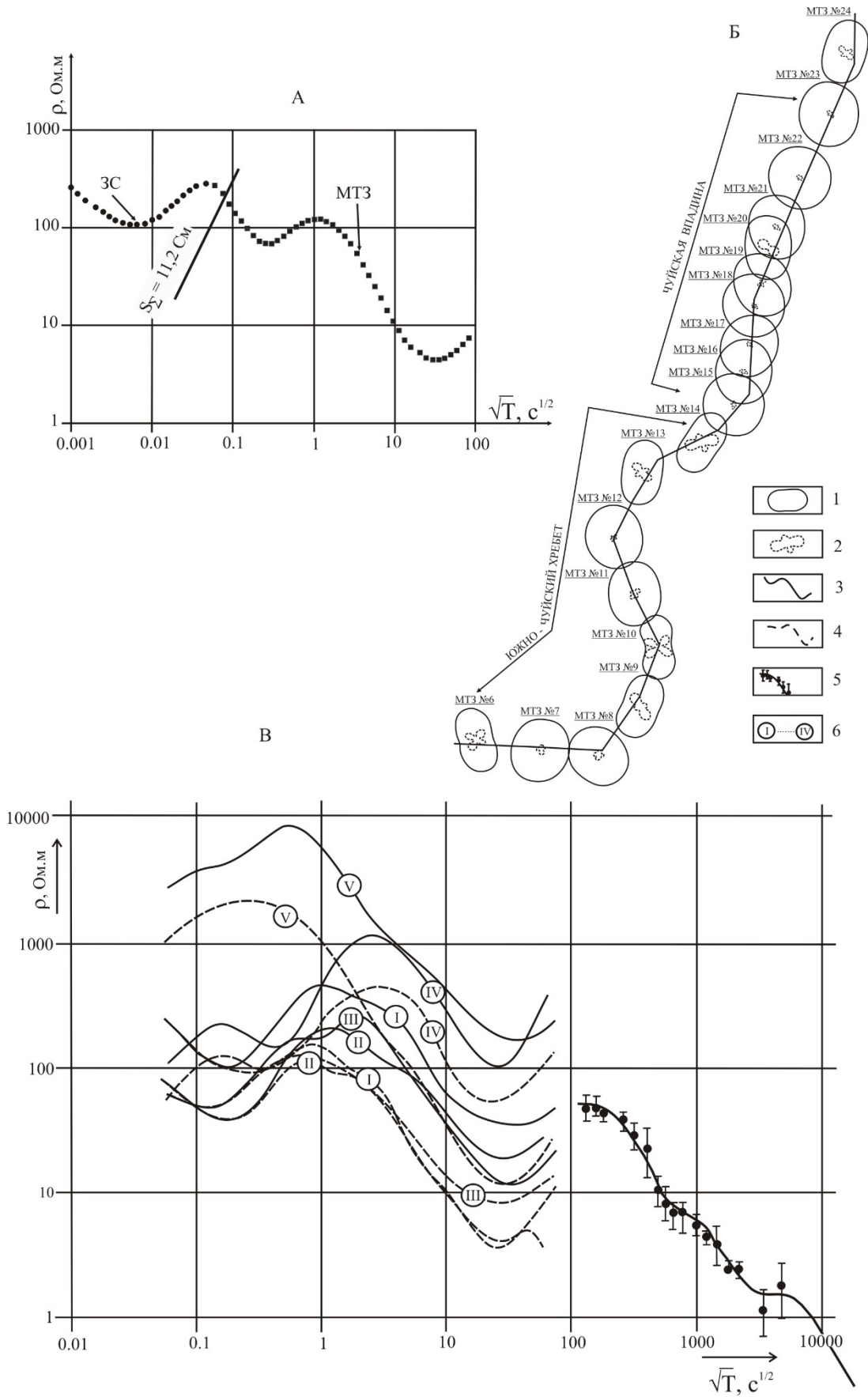


Рисунок 2.

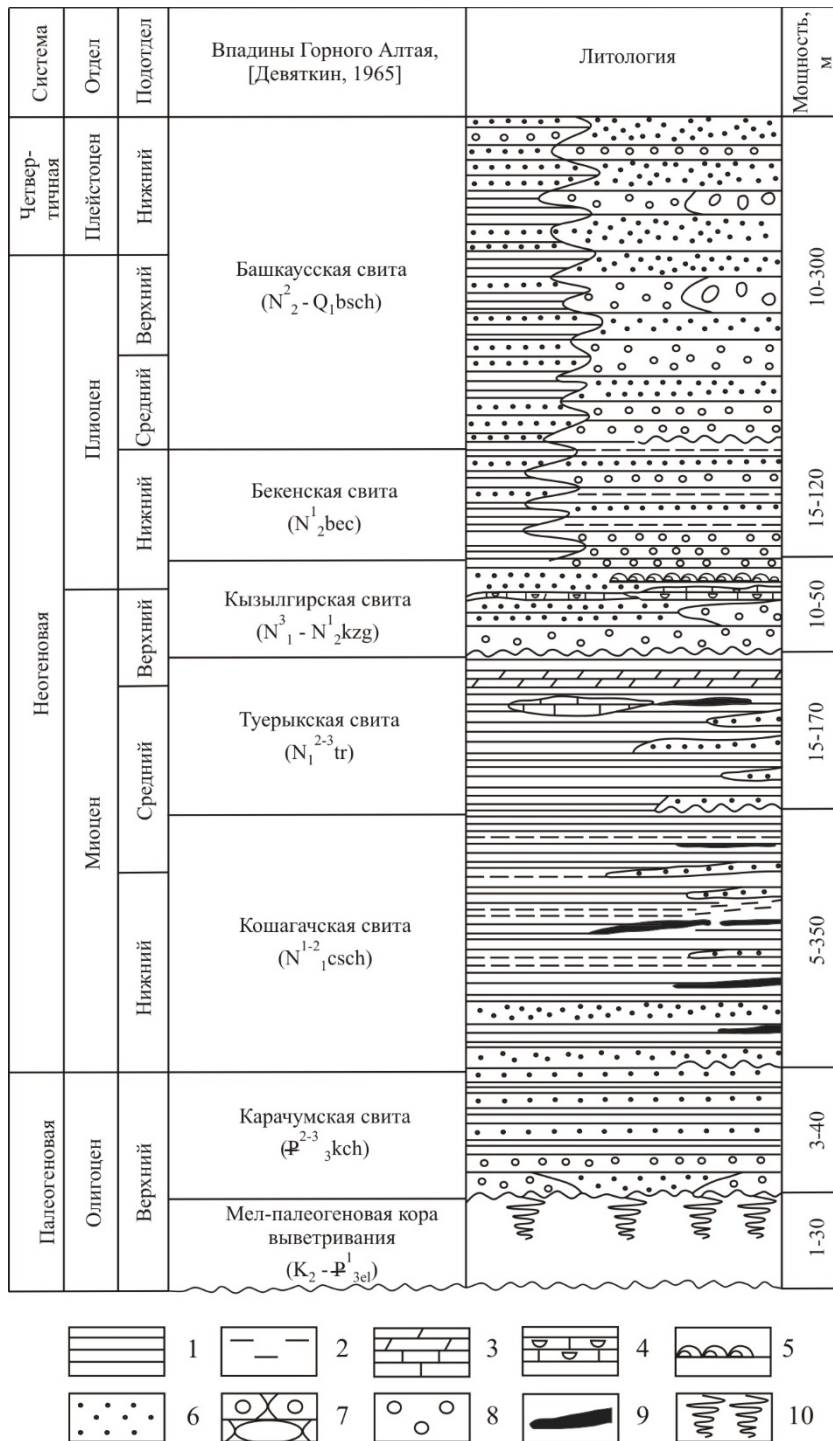


Рисунок 3.

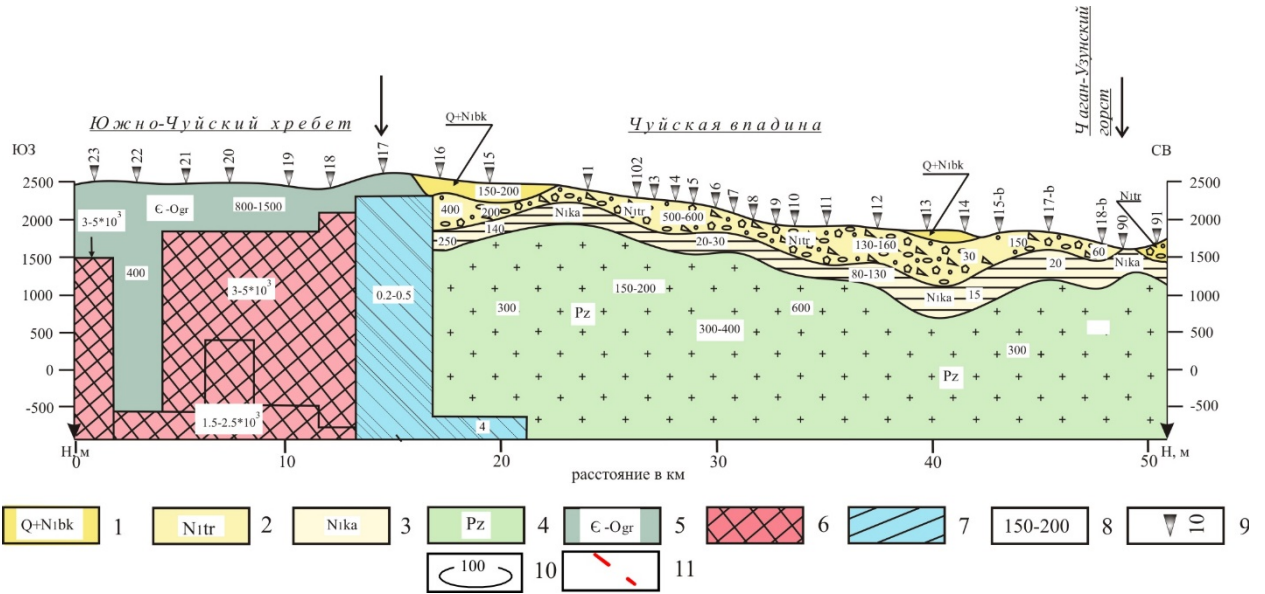


Рисунок 4.

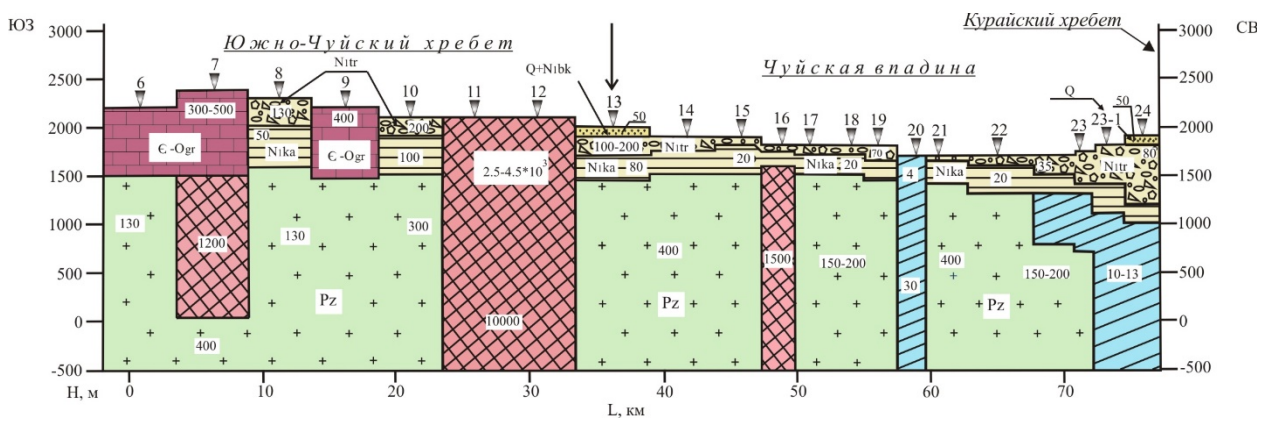


Рисунок 5.

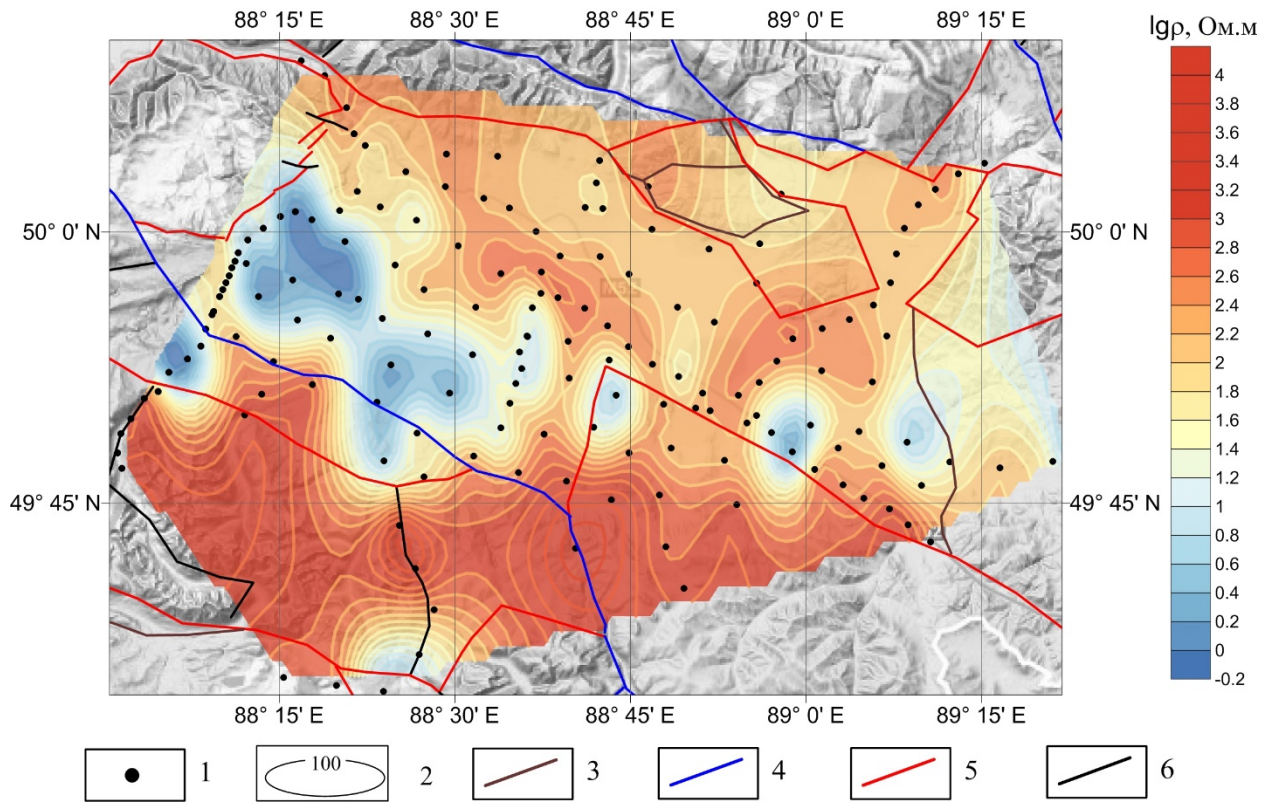


Рисунок 6.

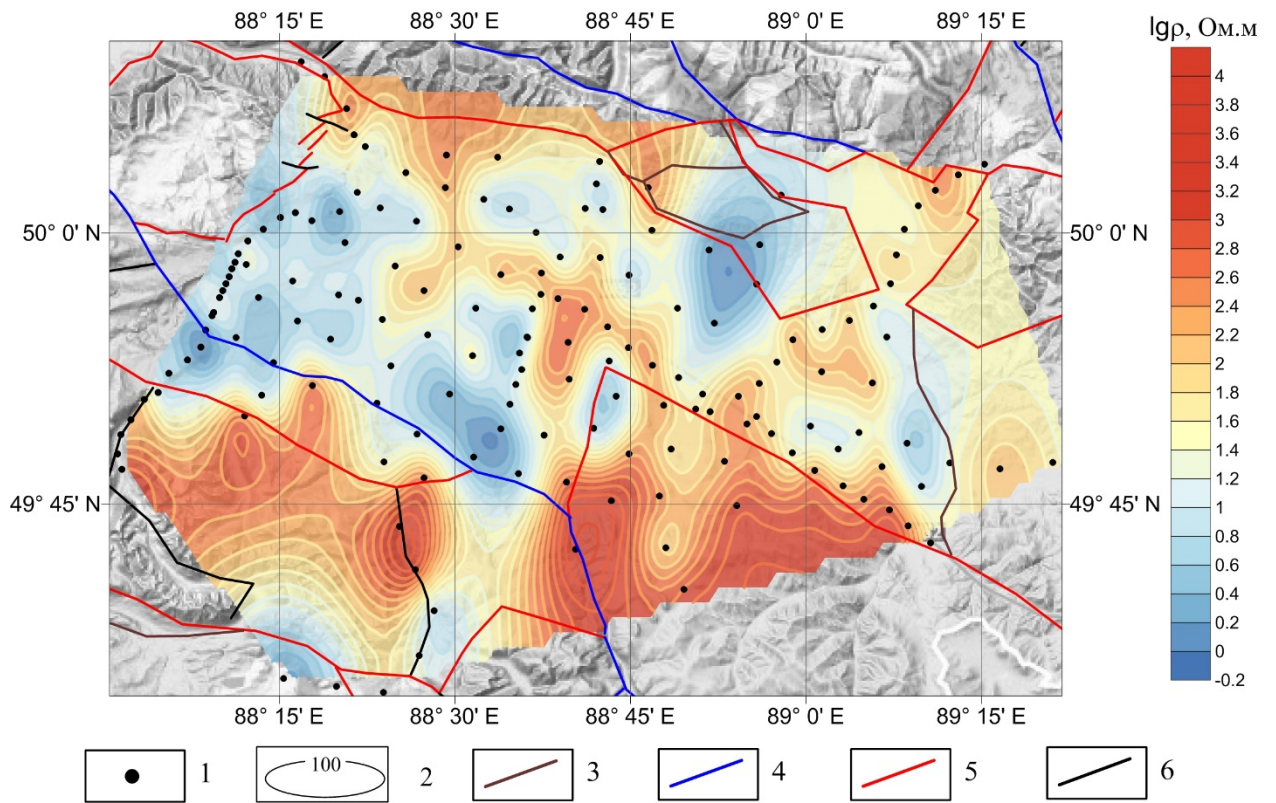


Рисунок 7.

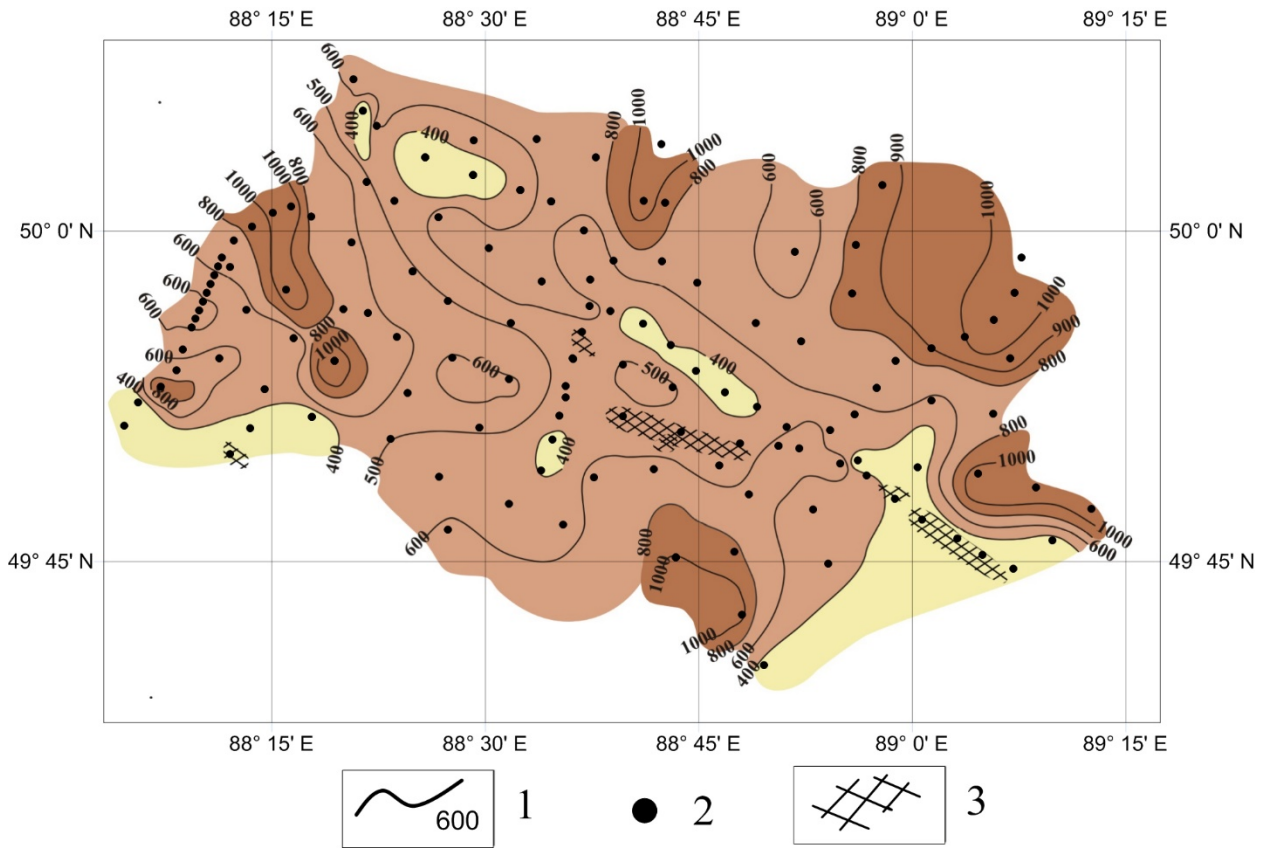


Рисунок 8.

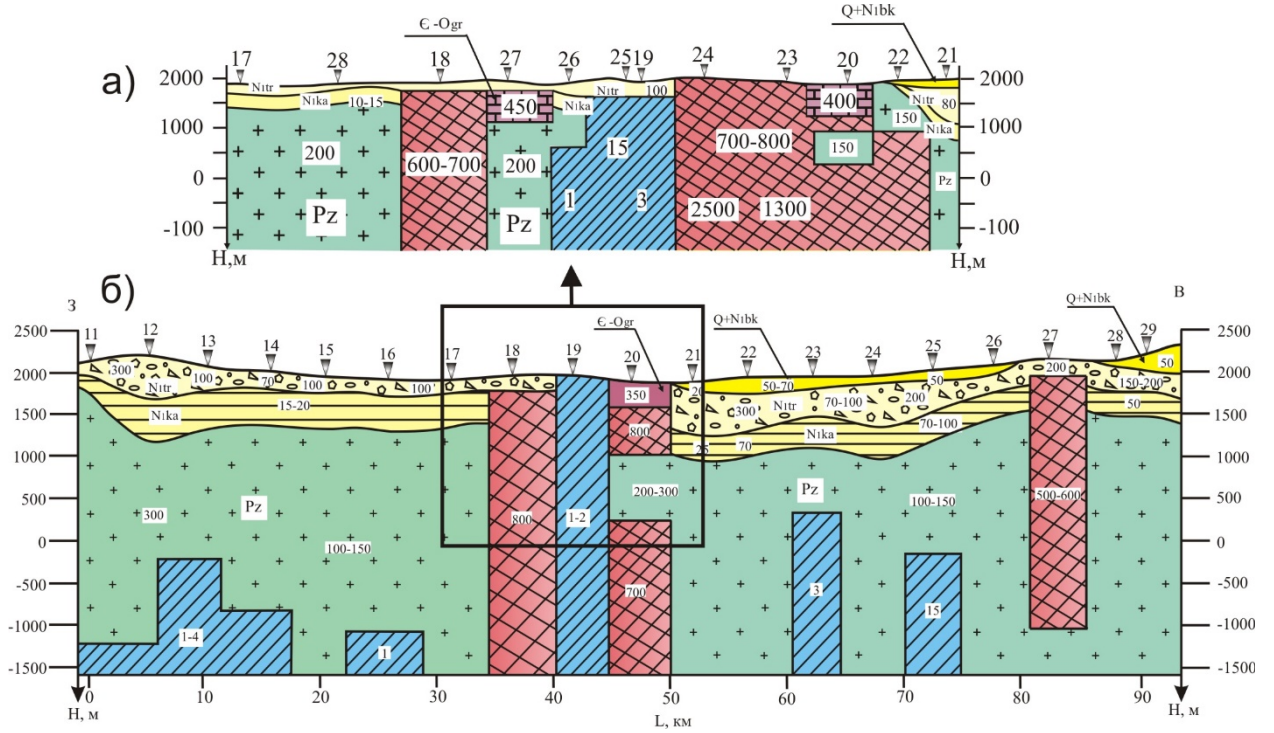


Рисунок 9.

ПОДРИСУНОЧНЫЕ ПОДПИСИ

Рисунок 1. Фрагмент геологической карты и расположение профилей МТЗ в пределах Чуйской впадины

1- голоцен; 2 – неоплейстоцен, верхнее звено - голоцен; 3 – неоплейстоцен, среднее-верхнее звено; 4 – девон, средний отдел-верхний отдел, Кызылшинская серия; 5 – девон, средний отдел-верхний отдел, Урскульская серия; 6 - девон, покровные фации и осадочные породы, Аксайская свита; 7 – силур-девон, силурийская система, нижний отдел – девонская система, нижний отдел; 8 – кембрий-ордовик, кембрийская система, средний отдел – ордовикская система, нижний отдел; 9 – сбросы и взбросы, а также достоверные разломы с неустановленной или сложной кинематикой, выходящие на поверхность: а) главные, б) прочие; 10 – сбросы и взбросы, а также достоверные разломы с неустановленной или сложной кинематикой, скрытые под вышележащими образованиями: а) главные, б) прочие; 11 – пункты МТЗ с номерами профилей.

Рисунок 2. А. Пример совмещения кривых МТЗ и ЗСБ в едином пункте зондирования (МТЗ №102, профиль I-I). Б. Полярные диаграммы тензора импеданса по профилю II-II. В. Средне-характеристические кривые МТЗ.

1 – полярные диаграммы основного импеданса; 2 – полярные диаграммы дополнительного импеданса; 3 – поперечные кривые МТЗ; 4 – продольные кривые МТЗ; 5 – кривая глобального МВЗ; 6 – цифры в кружках: I – профиль I-I, II – профиль II-II, III – профиль III-III, IV – Курайский хребет, V – Южно-Чуйский хребет.

Рисунок 3. Сводный разрез кайнозойских отложений Юго-Восточного Алтая.

1 – глины; 2 – алевролиты; 3 – мергели и известняки; 4 – ракушечники; 5 – строматолитовые известняки; 6 – пески; 7 – галечники и конгломерат; 8 – валунники; 9 – бурые угли; 10 – коры выветривания.

Рисунок 4. Глубинный Геоэлектрический разрез по профилю I-I. А. глубинный, Б. осадочный.

1 - четвертичные отложения башкаусской и бекенской свит верхнего плиоцена; 2 - отложения туерькской свиты нижнего миоцена; 3 - отложения кошагачской свиты среднего-нижнего миоцена; 4 - отложения палеозойского основания; 5 – интрузивные и метаморфические комплексы горного обрамления; 6 - геоэлектрические неоднородности с высокими значениями удельного электрического сопротивления; 7 – геоэлектрические неоднородности с низкими значениями удельного электрического сопротивления – зоны дробления новейших разломов, 8 – значения удельного электрического сопротивления, 9 – пункты МТЗ и их номера, 10 – изолинии удельного электрического сопротивления, 11 – зоны глубинных разломов.

Рисунок 5. Геоэлектрический разрез осадочного чехла по профилю II-II. (условные обозначения на рисунке 4).

Рисунок 6. Распределение удельного электрического сопротивления на глубине 5 км в пределах Чуйской впадины.

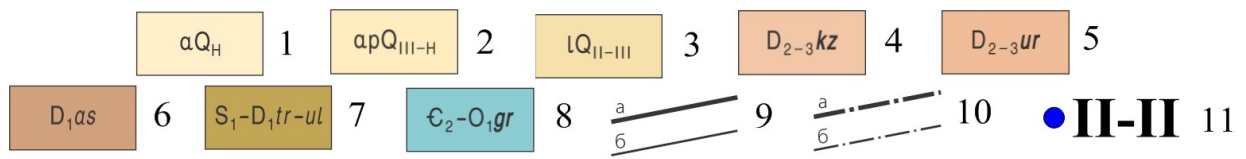
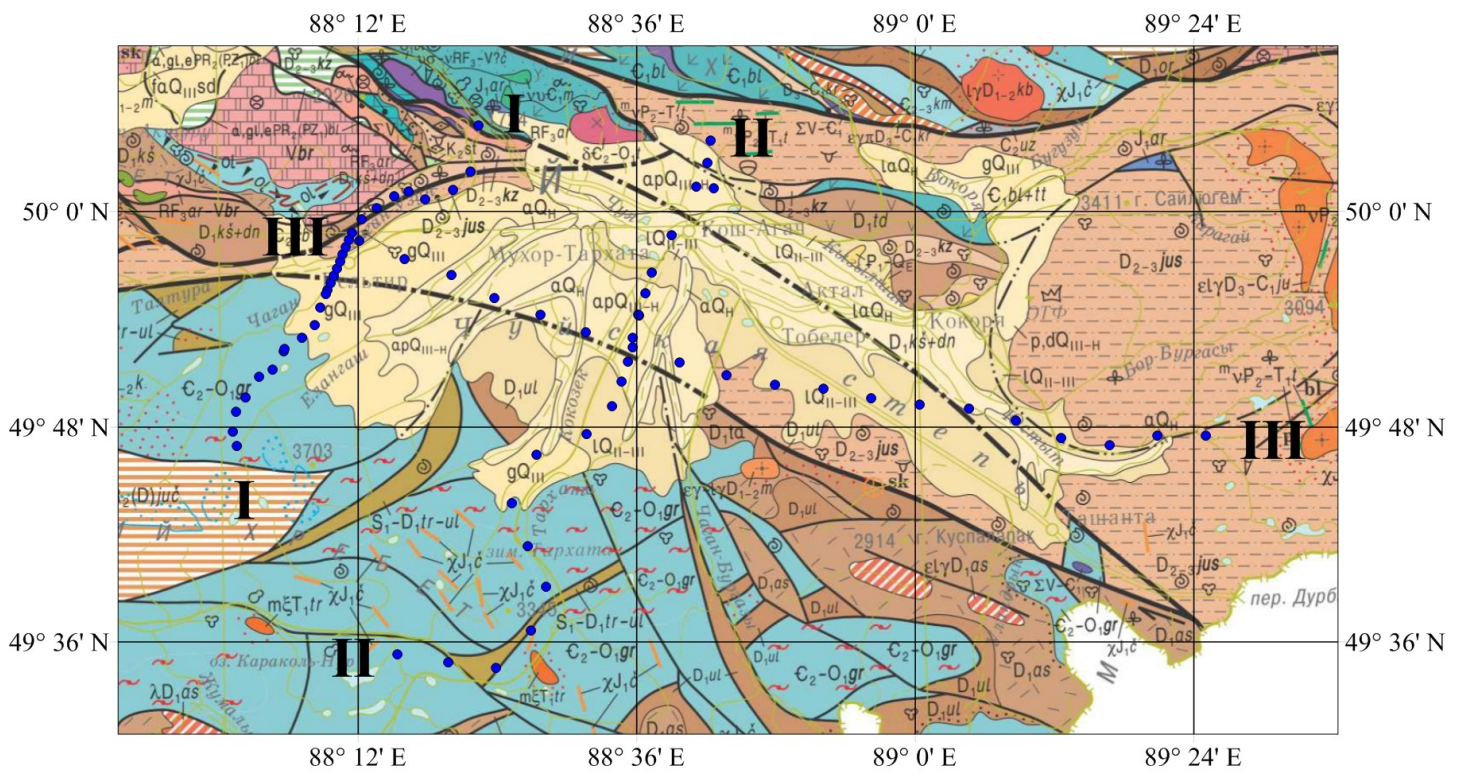
1 – пункты МТЗ; 2 – изолинии УЭС; зоны новейших разломов (по Новикову [12]): 3 – неустановленной кинематики, 4 – правые сдвиги и взбрососдвиги, 5 – взбросы и надвиги, 6 – сбросы и грабены.

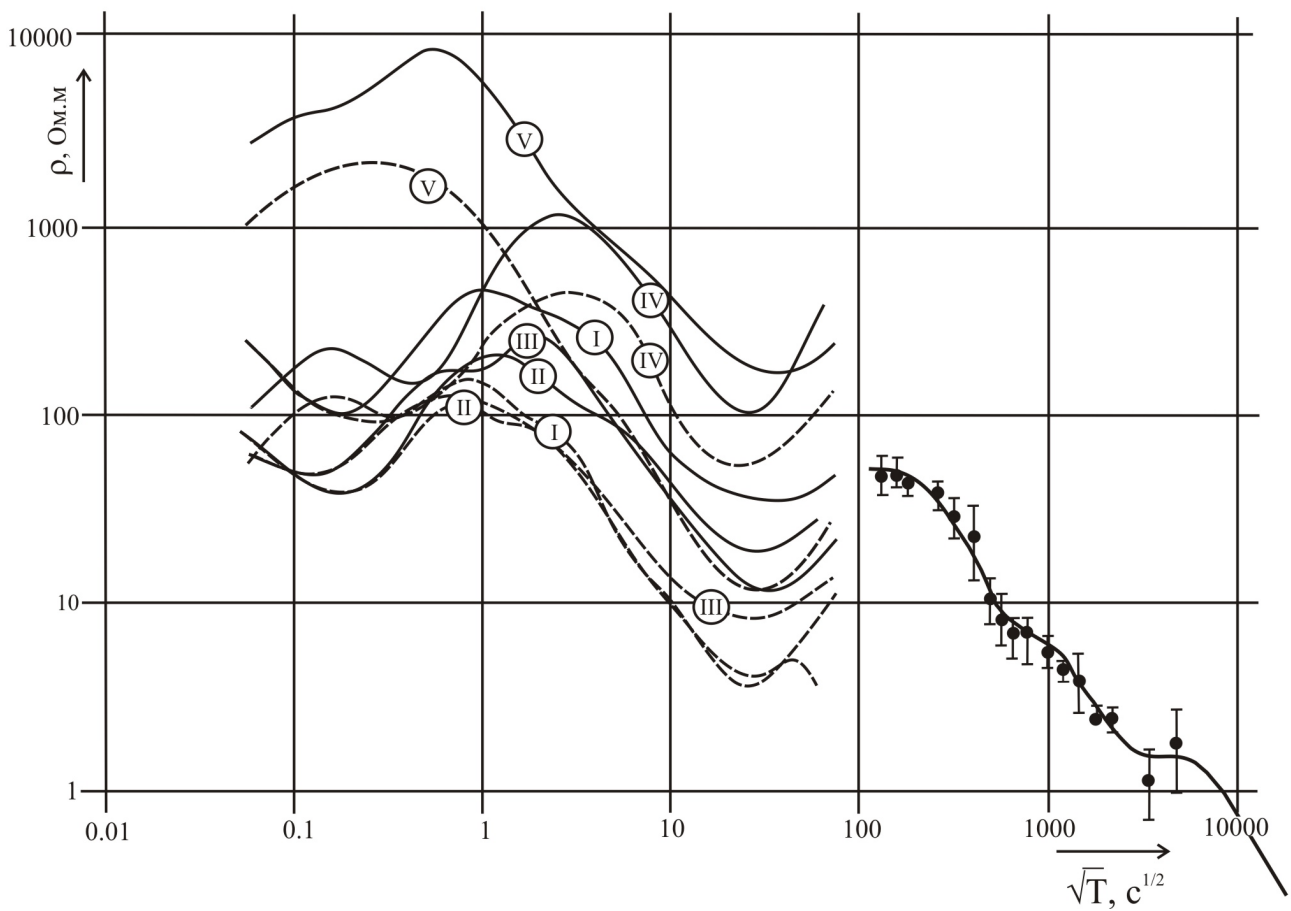
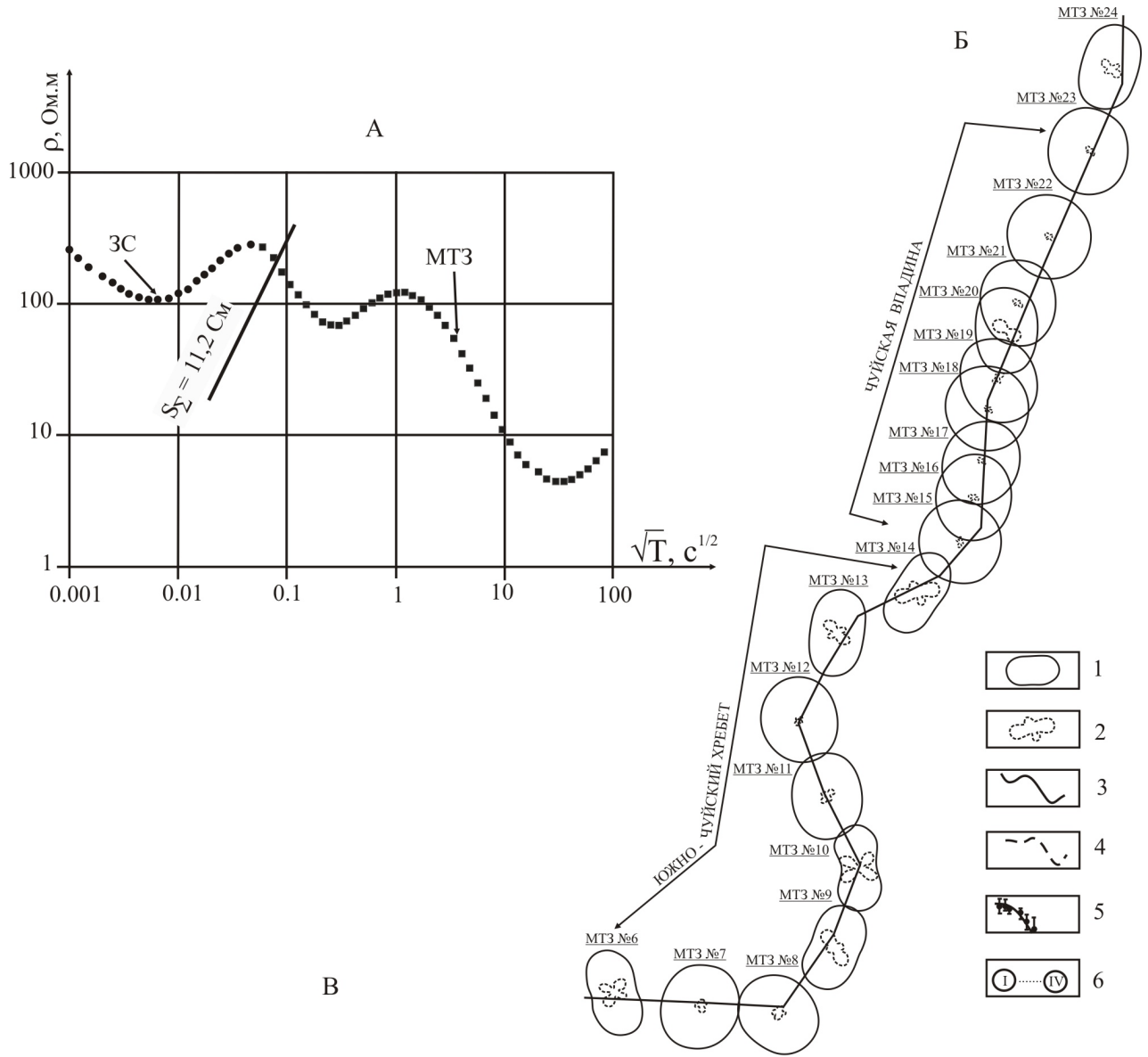
Рисунок 7. Распределение удельного электрического сопротивления на глубине 10 км в пределах Чуйской впадины (условные обозначения на рисунке 6).

Рисунок 8. Мощность кайнозойских осадков Чуйской впадины.

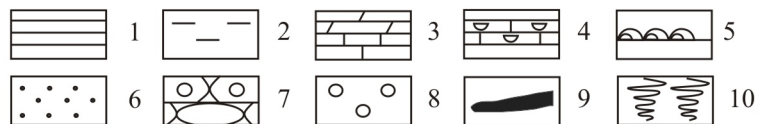
1 – изолинии мощности осадочных отложений, 2 – пункты МТЗ; 3 – выходы на поверхность пород фундамента.

Рисунок 9. Геоэлектрический разрез осадочного чехла по профилю III-III. А. детальный, Б. основной. (условные обозначения на рисунке 4).

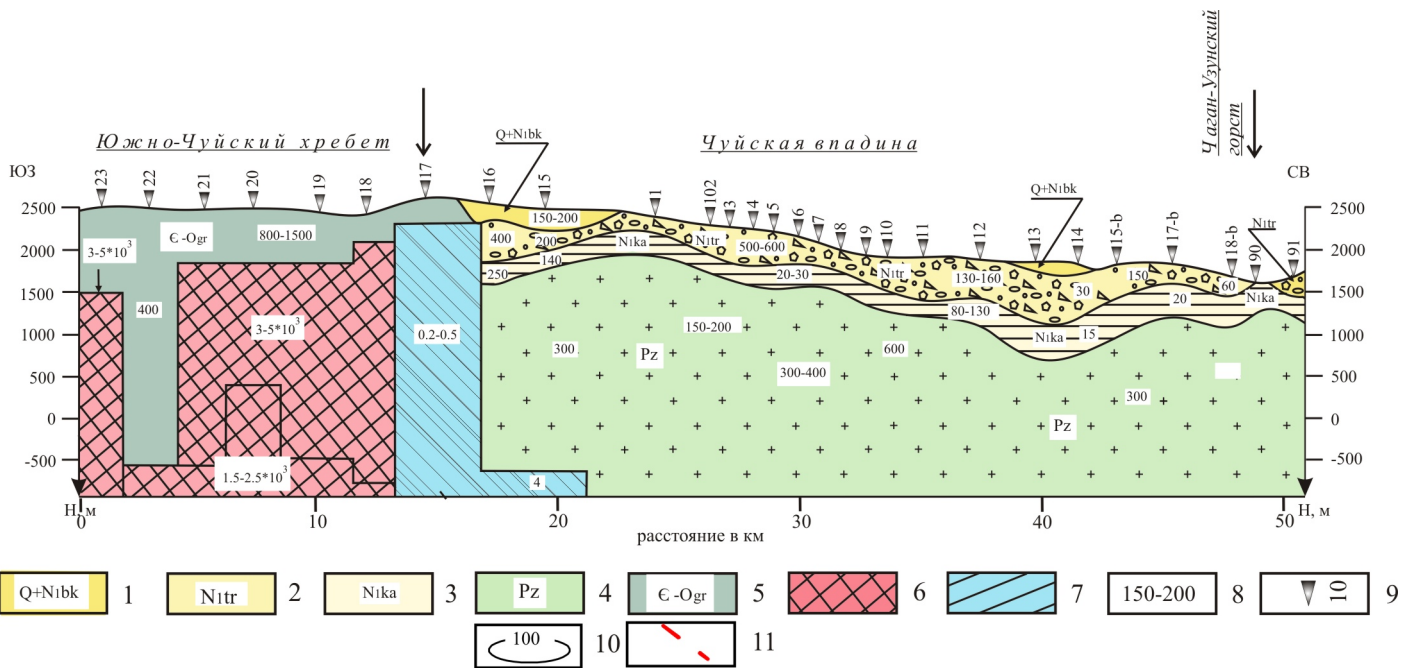


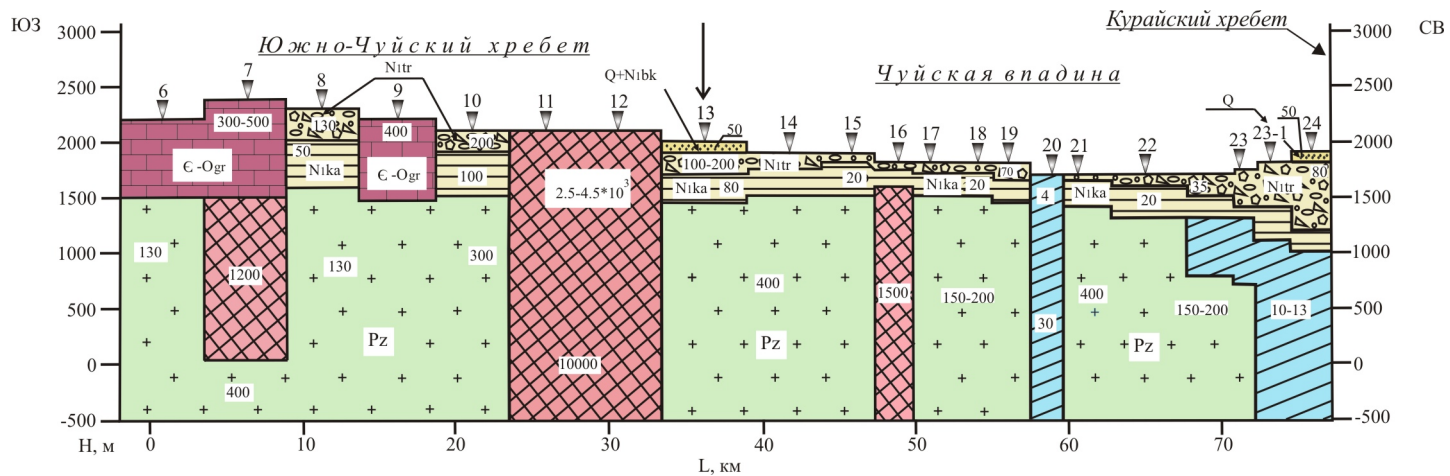


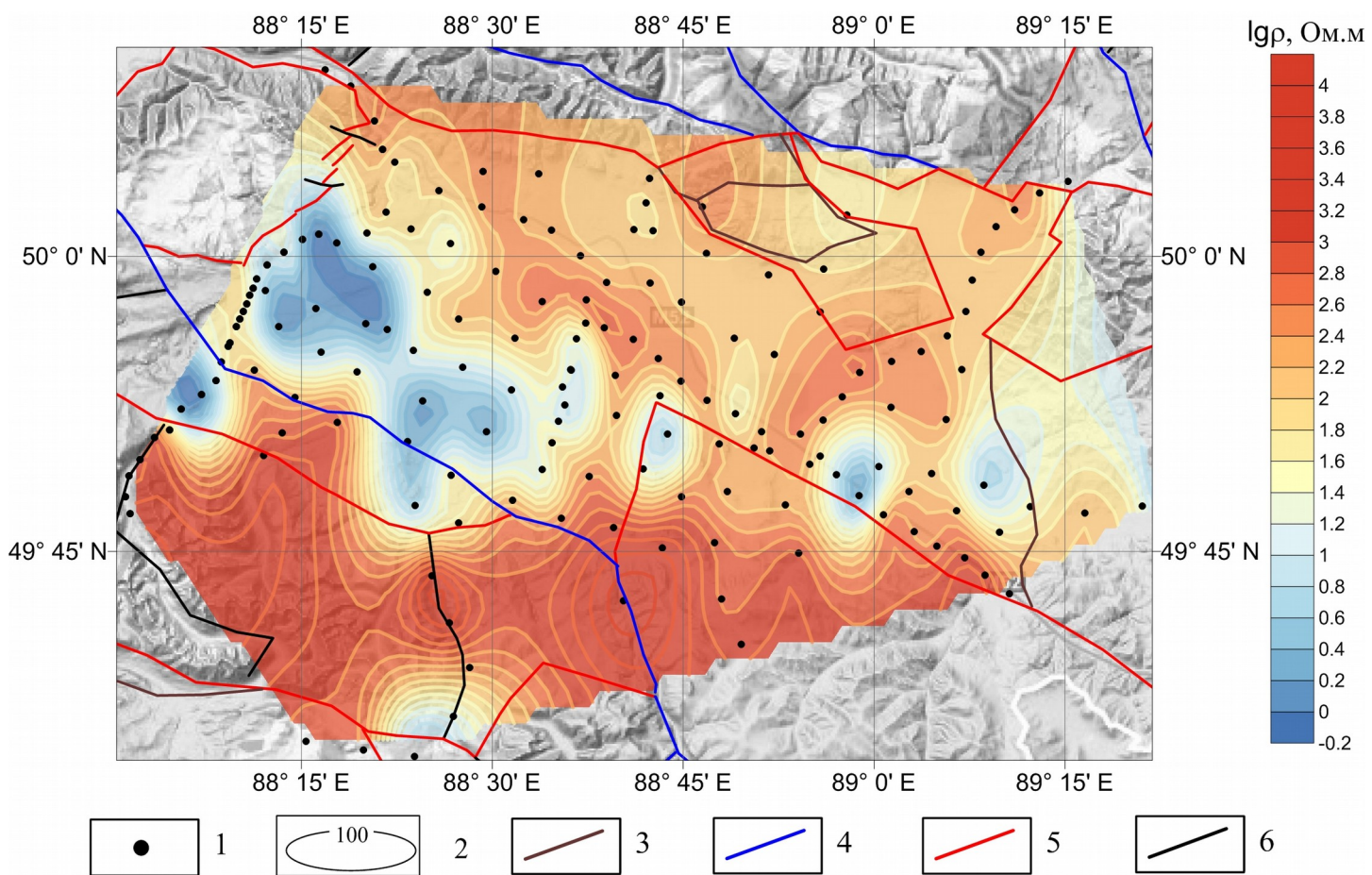
Система		Отдел		Подотдел		Впадины Горного Алтая, [Девяткин, 1965]	Литология	Мощность, м			
Четвер- тичная	Плейстоцен	Плиоцен	Верхний	Средний	Нижний						
Неогеновая	Миоцен	Верхний	Башкауская свита (N ² ₂ -Q ₁ bsch)		10-300		10-300				
			Нижний	Бекенская свита (N ¹ ₂ bec)				15-120		15-120	
				Верхний							Кызылгирская свита (N ³ ₁ -N ¹ ₂ kzg)
	Нижний	Средний	Туерьская свита (N ²⁻³ ₁ tr)		15-170		15-170				
			Кошагачская свита (N ¹⁻² ₁ csch)					5-350		5-350	
			Карачумская свита (P ²⁻³ ₃ kch)								3-40
Палеогеновая	Олигоцен	Верхний	Мел-палеогеновая кора выветривания (K ₂ -P ¹ _{3el})		1-30		1-30				

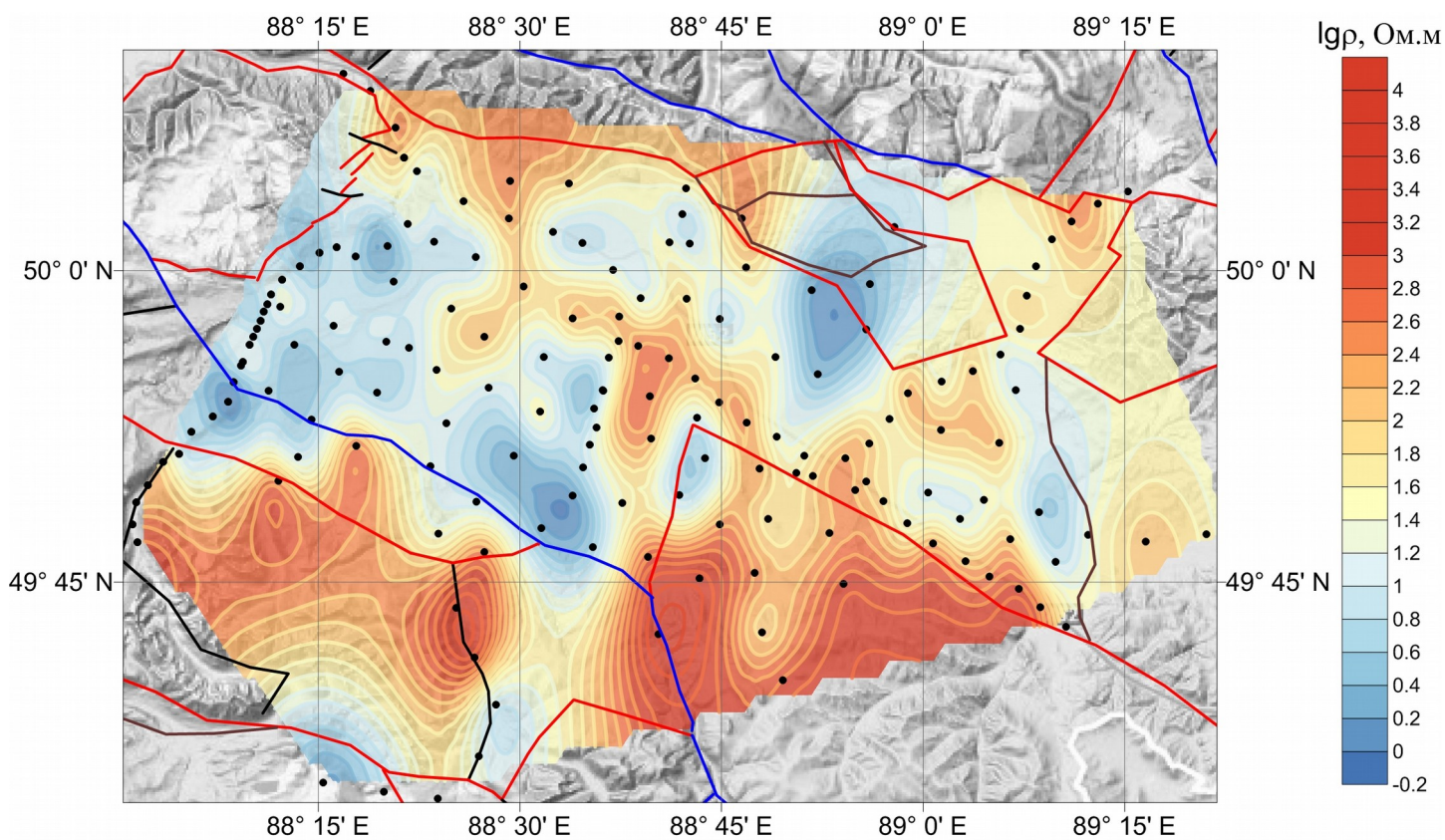


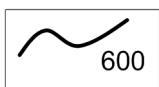
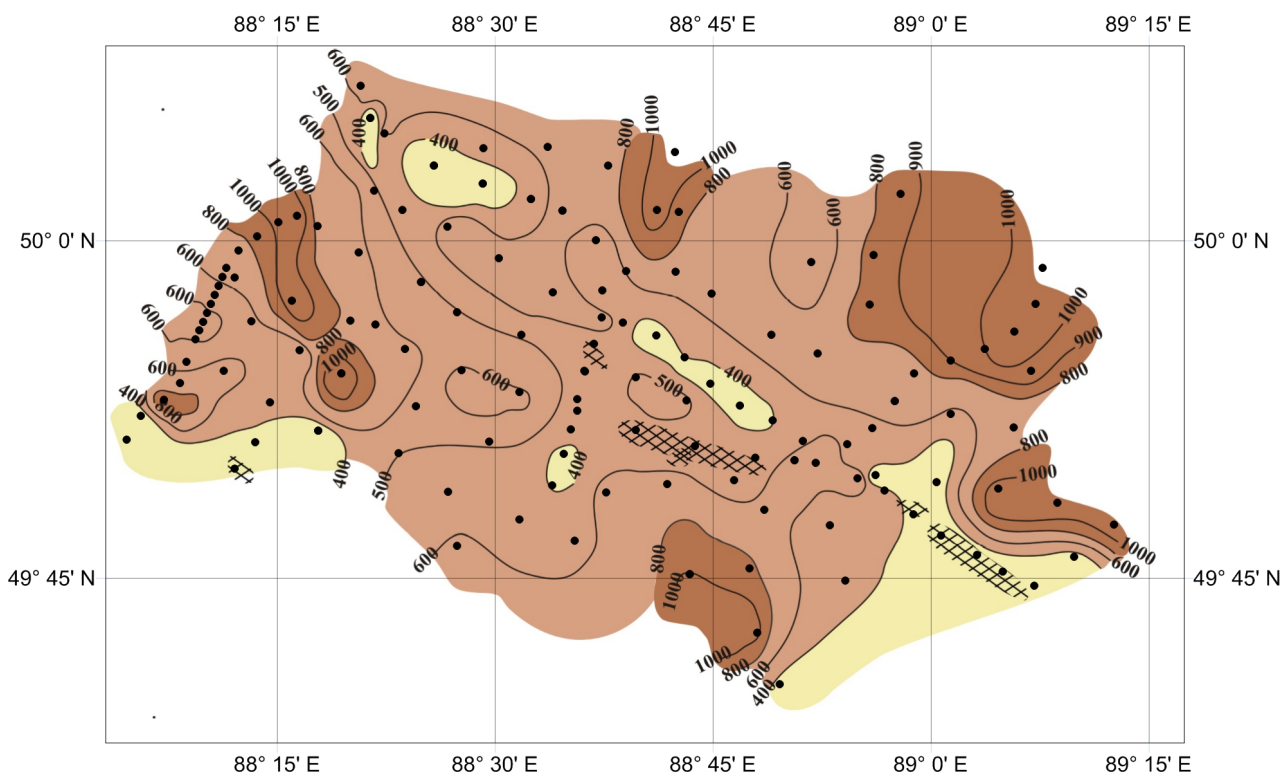








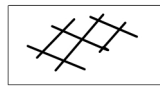




1



2



3

