

ГЕОФИЗИКА

УДК 551.4+550.370+551.77(235.222)

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ
ЧУЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ (*Горный Алтай*)

Е.В. Деев, Н.Н. Неведрова, И.Д. Зольников*, Г.Г. Русанов**, П.В. Пономарев

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

** Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

*** ОАО «Горно-Алтайская экспедиция»,
659370, Алтайский край, с. Малоенисейское, ул. Советская, 15, Россия*

Выполнены вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ), которые позволили получить параметрические характеристики кайнозойского разреза Чуйской межгорной впадины. Установлено, что полифациальные и полихронные отложения, выполняющие впадину, хорошо дифференцированы по электрическим параметрам. Используемые установки и аппаратура позволяют в геоэлектрических условиях Чуйской впадины получать характеристики ее осадочного выполнения до глубин в 250—300 м. Выяснено, что до этих глубин геоэлектрические модели, полученные по данным ВЭЗ и ЗСБ, хорошо согласуются, но метод ВЭЗ имеет более высокую детальность исследования приповерхностных отложений. Привлечение метода ВЭЗ позволило получить новые геологические данные, например, неоспоримое доказательство ледниково-подпрудного генезиса среднеплейстоценового озера в виде канала прорыва. Именно на основании детального расчленения верхней части геоэлектрического разреза по данным ВЭЗ в междуречье Ирбисту и Кокозек выявлены и закартированы древние озерные осадки, погребенные под покровом флювиогляциальных и озерных валунно-галечников, моренного материала.

Кайнозой, неоплейстоцен, межгорные котловины, вертикальные электрические зондирования, Горный Алтай.

GEOELECTRICAL STUDIES OF THE CHUYA BASIN SEDIMENTARY FILL (*Gorny Altai*)

E.V. Deev, N.N. Nevedrova, I.D. Zol'nikov, G.G. Rusanov, and P.V. Ponomarev

The VES method was used to determine the geoelectric parameters of Cenozoic rocks in the Chuya intermontane basin. It was shown that the polyfacies and polychromous sediments filling the basin are well differentiated by their electrical parameters. A combination of methods used in data acquisition and processing, due to their high resolution capacity at shallow depths, provided information on the structure and physical properties of the Chuya rocks from surface to depths of 250–300 m. Despite a reasonable consistence among these methods to the above depths, the VES method is a more effective tool for detecting shallower layers. Interpretation of the VES data proved the existence of a large outburst channel as new geological evidence for an ice-dammed origin of the Middle Neopleistocene lake. A more detailed layering of the topmost part of the geoelectrical section across the Irbistu–Kokozek interfluvium using the VES data revealed a number of fine-grained lenticular structures of the ancient lakes in the Chuya depression, which are hidden beneath a cover of fluvio-glacial and lacustrine bouldery pebbles and moraine diamictons.

Cenozoic, Neopleistocene, intermontane basins, vertical electrical sounding (VES), Gorny Altai

ВВЕДЕНИЕ

Межгорные впадины — неотъемлемые элементы орографической структуры Большого Алтая. С точки зрения геологии они являются ключевыми объектами для понимания закономерностей формирования его неотектонической структуры и современного рельефа. Чуйская котловина — наиболее крупная межгорная впадина региона, а выполняющий ее комплекс континентальных отложений мощностью более 1 км представляет собой один из наиболее полных разрезов кайнозоя Внутренней Азии [Деяткин, 1981]. Однако доступные для непосредственного изучения разрезы кайнозойских осадков располо-

жены преимущественно в ее прибортовых частях. Главным образом в краевых частях впадины сосредоточены картировочные, параметрические и гидрогеологические скважины. Поэтому при изучении внутренних районов впадины на первый план выдвигаются геофизические методы и, в первую очередь, электроразведочные, благодаря своей относительно низкой стоимости и развитым способам оперативной обработки полевых данных. К преимуществам этих методов следует отнести и значительное количество модификаций, которые позволяют исследовать внутреннюю структуру впадин от дневной поверхности до значительных глубин. В геоэлектрических условиях кайнозойских тектонических впадин Горного Алтая хорошо себя зарекомендовал комплекс электромагнитных методов с контролируемым источником: вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ) и электромагнитные зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗС). Для исследования самой верхней части разреза с присутствием островных многолетнемерзлых отложений оптимально использовать метод ВЭЗ, который позволяет получить детальные геоэлектрические характеристики маломощных приповерхностных слоев. С помощью метода ЗС возможно изучение глубинного строения впадин, включая верхнюю часть палеозойского основания. В среднем интервале глубин порядка 200—300 м оба электроразведочных метода хорошо согласуются.

Можно отметить несколько этапов геоэлектрических исследований Чуйской межгорной впадины. Ее территория интенсивно изучалась различными электроразведочными методами в 1960—1980 гг. коллективами алтайских геофизических партий. Тогда было накоплено значительное количество экспериментальных данных, представленных несколькими тысячами электрических и электромагнитных зондирований. Результаты этих работ частично использованы для выявления неотектонической структуры впадины и ее отдельных участков, для создания региональных геологических разрезов [Девяткин, 1965; Лузгин, Русанов, 1992; Буслов и др., 1999]. Далее, на основе интерпретации этих измерений с помощью современных компьютерных средств была построена глубинная геоэлектрическая модель Чуйской депрессии [Неведрова и др., 2001], в рамках которой уточнен рельеф поверхности фундамента, предпринята попытка выделения основных геологических границ в осадочном выполенении и построения карт мощностей отдельных литолого-стратиграфических комплексов, а также серии геолого-геофизических профилей. Однако дальнейшее развитие этой модели предполагает существенное уточнение геоэлектрических параметров различных литолого-стратиграфических подразделений.

Новый этап исследований связан с Чуйским землетрясением 2003 г. После этого события в эпицентральной области, которая включает западную часть Чуйской депрессии, Северо-Чуйский хребет, южную часть Курайской впадины были начаты комплексные геоэлектрические исследования методами ВЭЗ, ЗС, МТЗ, которые продолжаются и в настоящее время [Неведрова и др., 2009].

В последние годы в геологической литературе обсуждаются вопросы плейстоцен-голоценового морфолитогенеза Горного Алтая и, в особенности, его центральных и юго-восточных частей. Определяющая роль в этих процессах межгорных котловин очевидна. Так, в эпохи оледенений в них располагались крупные ледниково-подпрудные озера, резкие опорожнения которых приводили к прохождению по долинам рек Чуя и Катунь гигантских паводковых потоков, формировавших четвертичные ининскую и сальджарскую толщи [Бутвиловский, 1993; Парначев, 1999; Рудой, 2005; Зольников, 2008]. Для доказательства фактов существования таких озер в пределах межгорных котловин, помимо традиционно выделяемых террасовых уровней, необходим поиск остатков ледниковых плотин, лимнических осадков и эрозионных форм рельефа, связанных с их прорывами. Определенные перспективы использования возможностей метода ВЭЗ для изучения верхних интервалов кайнозойского разреза открываются и в этом направлении.

Изложению и обсуждению результатов работ по поставленным задачам посвящена предлагаемая читателю статья.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Чуйская межгорная впадина расположена в юго-восточной части Горного Алтая (длина около 70 км, ширина порядка 35 км). Абсолютные отметки ее днища постепенно увеличиваются от наиболее прогнутой части (1700—1800 м) к бортам (2000—2200 м). В качестве обрамляющих впадину с севера и юга орографических единиц (рис. 1) выступают хребты Курайский (до 3000—3400 м), Южно-Чуйский (3300—3900 м) и Сайлюгемское плато (2800—3000 м). Западным ограничением является Чаганский (Сукорский) выступ с абсолютными отметками 2600—2900 м. С востока впадина ограничена хр. Чихачева, состоящим из нескольких массивов, поднимающихся до высот 3700—4000 м.

Стратиграфическая схема кайнозойских отложений Горного Алтая в большей своей части формировалась именно на результатах расчленения отложений Чуйской впадины. Ее основы заложены в трудах Е.В. Девяткина, Г.Ф. Лунгерсгаузена, О.А. Раковец, Е.Н. Шукиной, Л.И. Розенберга, В.С. Ерофеева, Л.Н. Ржаниковой, Б.М. Богачкина. Критический анализ существующих вариантов стратиграфической схемы (без среднеледниковой-голоценовой части) дан в работе [Зыкин, Казанский, 1995].

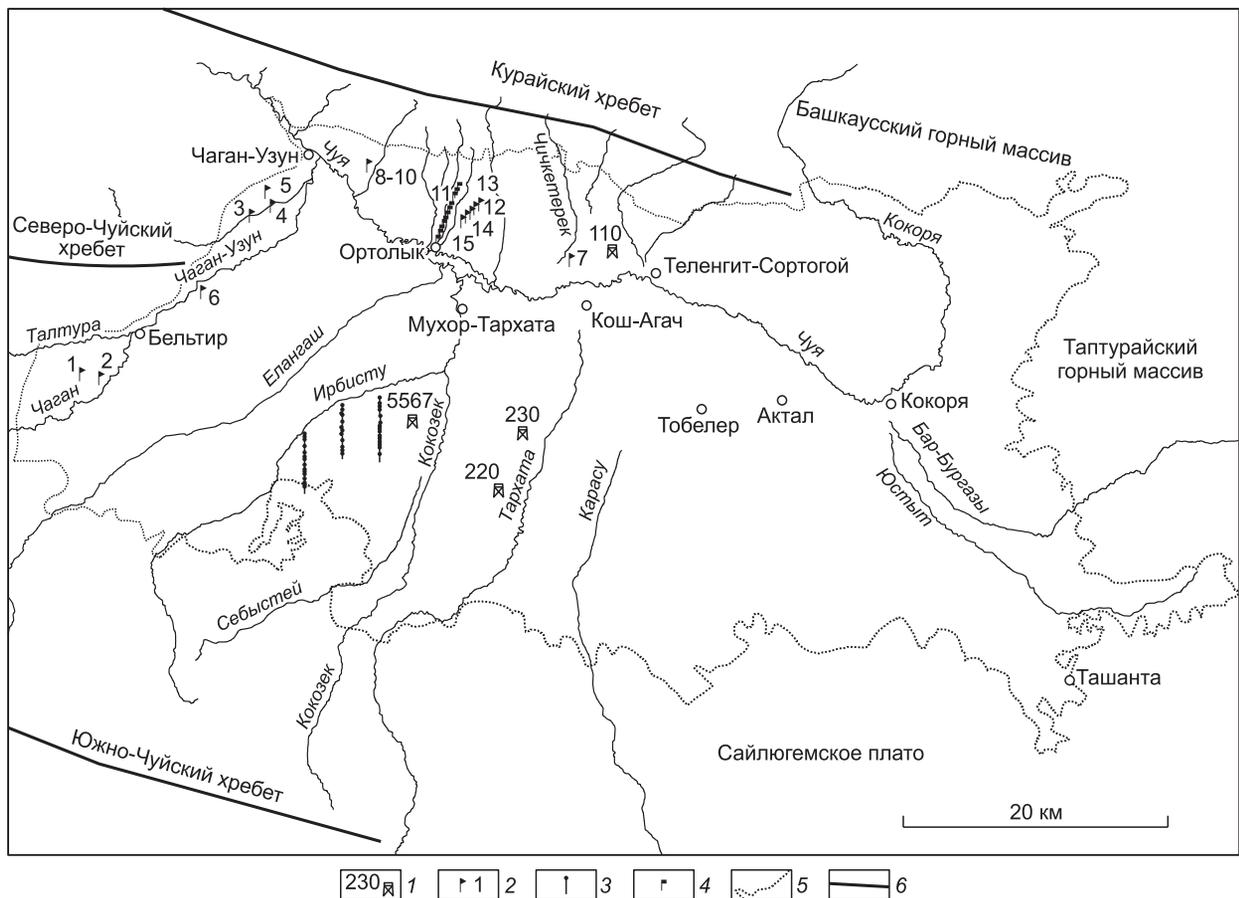


Рис. 1. Оро-, гидрографическая схема Чуйской впадины.

1 — скважины и их номера, 2 — пункты параметрических ВЭЗ и их номера, 3 — пункты профилей ВЭЗ в междуречье Ирбисту и Кокозек, 4 — пункты ЗС в северной части профиля № 7, 5 — граница осадочного выполнения котловины, 6 — хребты.

Кайнозойские отложения впадины залегают на дислоцированных породах палеозоя и фрагментах мел-палеогеновой коры выветривания, от которой зачастую сохраняются лишь зоны дезинтеграции пород и структурный элювий. В последнее время по периферии впадины обнаружены незначительные по размерам блоки нижнеюрских и верхнемеловых пород [Гутак и др., 2001; Зыкин и др., 2008].

В основании кайнозойского разреза залегают карачумская свита, сложенная яркими пестроокрашенными (белые, розовые, красные, желтые, бурые и черные тона) существенно алеврито-глинистыми отложениями делювиально-пролювиального (в понижениях рельефа в прибортовых частях впадины) и озерного (в ее центральной части) генезиса. В силу плохой сортировки среди алевритов и глин повсюду есть примесь песка и гравия, а в прибортовых частях впадины и кремнистых галечно-щебнистых прослоев. Еще одним элементом разреза прибрежно-озерных фаций свиты являются черно-бурые горизонты и линзы, сложенные диагенетическими конкрециями сидерита, впоследствии сильно лимонитизированными. Карачумская свита с несогласием залегают на выветрелых породах палеозоя и коре выветривания и может достигать мощности около 30 м. При этом от литологически подобных образований коры выветривания осадки свиты отличаются слоистостью, которая намечается по разноцветной окраске отдельных пачек и галечно-щебнистыми прослоями. Кроме того, в прибортовых частях впадины свита часто отделена от коры выветривания невыдержанным по простиранию горизонтом базального щелчегалечника. Предположительно отложения карачумской свиты также вскрыты скважинами 414, 101, 103 и 108 на восточной и юго-восточной перифериях котловины. Карачумская свита нормально палеонтологически не охарактеризована, поэтому ее возраст до настоящего времени достоверно не установлен. Согласно утвержденной в настоящее время стратиграфической схеме кайнозоя Горного Алтая [Легенда..., 1999] свита датируется палеоценом.

С размывами и стратиграфическими несогласиями на породах палеозоя и карачумской свиты залегает кошагачская свита. Она имеет мощность до 300 м и широко распространена в Чуйской котловине, обнажая узкими полосами по периферии впадины [Девяткин, 1965]. В центральных частях впадины

свита вскрыта рядом скважин. Отложения свиты полифациальны и представлены существенно озерными и озерно-болотными образованиями, состоящими из переслаивания серых и зеленовато-серых глин и алевроитов, полимиктовых песков, черных углистых глин и прослоев бурых углей, в том числе и промышленных. В глинах и алевроитах содержатся сидеритовые конкреции, обломки лигнитизированной древесины, а в бурых углях — стяжения гипса (гипсовые розы) диаметром до 15—20 см. В прибортовых частях котловины в ее составе отмечаются аллювиальные и озерно-аллювиальные фации, представляющие галечно-гравийным материалом. В пределах бурогольных месторождений и проявлений отмечаются пласты «горельников» — обожженные глины кирпично-красного цвета с отпечатками листовой флоры и раковин моллюсков. Для безугольных разрезов свиты также характерна обогащенность пород рассеянной растительной органикой. В верхней безугольной части разреза появляются прослои и линзы мергелей, и кошагачская свита постепенно замещается озерными образованиями туерькской свиты. Определения семенной флоры, спорово-пыльцевых спектров и комплексов остракод, а также положение в разрезе позволяют датировать возраст кошагачской свиты олигоценом—ранним миоценом.

Залегающие выше неогеновые образования туерькской и кызылгирской свит, а также эоплейстоценовые отложения бекенской свиты, являясь фациально разнородными, представляют собой формационно единый комплекс отложений. Формирование прибрежно-дельтовых кызылгирских отложений происходило в краевых частях Чуйского палеобассейна одновременно с накоплением озерных туерькских отложений в течение всего времени трансгрессивного развития этих палеозер. На регрессивной стадии по мере сокращения водоемов происходило фациальное замещение кызылгирских и туерькских отложений озерно-аллювиальными, аллювиальными и лагунными образованиями бекенской свиты [Ерофеев, 1970; Розенберг, 1973; Богачкин, 1981; Русанов, 1999].

В Чуйской котловине туерькская свита имеет площадное распространение. Выходы отложений свиты на дневную поверхность прослеживаются преимущественно вдоль северного борта впадины и по ее западной и юго-западной периферии. Представление о характере разрезов и мощностей свиты в центральных частях Чуйской впадины дают скважинные разрезы. Свита сложена озерными желтоватыми, серыми, зеленовато-, голубовато- и светло-серыми переслаивающимися плотными известковистыми и мергелистыми тонкослоистыми и массивными глинами, алевроитистыми глинами, алевроитами, глинистыми тонкозернистыми песками, прослоями белых, желтоватых и голубоватых крепких мергелей. По всему разрезу рассеяны мелкий обугленный растительный детрит, иногда образующий прослои, обрывки и отпечатки растений, семена, кости и чешуя рыб, раковины моллюсков и остракод. В прибортовых частях котловин в ее составе отмечается значительное количество гальки, гравия и грубозернистого песка, образующих аллювиальные и озерно-аллювиальные фации. Здесь же, особенно в полосе влияния Курайской зоны разломов, отложения свиты вместе с породами кошагачской свиты собраны в складки и нарушены дизъюнктивами. Вверх по разрезу количество грубообломочного материала возрастает и происходит постепенный переход в отложения бекенской свиты. В то же время она несогласно перекрывает палеозойские комплексы или согласно налегает на отложения кошагачской свиты. В естественных обнажениях мощность свиты колеблется от первых десятков до 200 м [Девяткин, 1965]. Максимальная мощность туерькской свиты 494 м установлена по скв. 11, пробуренной в 6 км севернее с. Кош-Агач, где она вскрыта в интервале глубин 139—633 м [Русанов, 1991, 1999]. По фауне моллюсков, остракод, богатейшим спорово-пыльцевым спектрам и семенным комплексам возраст туерькской свиты определяется средним миоценом—средним плиоценом [Русанов, 1999; Легенда..., 1999].

Кызылгирская свита обнажается отдельными фрагментами лишь по периферии Чуйской котловины, при этом основные разрезы свиты приурочены к ее западной окраине. Достоверных скважинных разрезов свиты не установлено. В составе кызылгирской свиты, особенно в ее нижней части, существенную роль играют грубообломочные осадки, представленные галькой, дресвой, щебнем, гравием, разнозернистым песком. Вверх по разрезу начинают преобладать пески, содержащие прослои и линзы более грубообломочных разностей. Осадки насыщены раковинами остракод и гастропод вплоть до формирования линз ракушняков. Наконец, в верхней части разреза встречаются слои зеленовато-серых мергелистых глин, известняки, насыщенные раковинами гастропод, а на останцовых массивах — покровные слои строматолитов. Для большинства пород свиты характерно ожелезнение и, как результат, желтовато-бурая и коричнево-бурая цветовая гамма. Отложения свиты трансгрессивно залегают на породах палеозоя. Мощность кызылгирской свиты колеблется от первых метров до 70 м. Фауна моллюсков и остракод, а также фациальные взаимоотношения с туерькской и бекенской свитами определяют возраст кызылгирской свиты средним миоценом—средним плиоценом [Русанов, 1999].

Еще выше по разрезу залегают отложения так называемой «буроцветной серии», разделяемые на бекенскую и башкаускую свиты.

В Чуйской котловине в обнажениях и скважинах бекенская свита состоит из переслаивания мелкогалечниковых конгломератов и песчаников на известковистом и глинисто-известковистом цементе, галечников, гравийников, песков, алевроитов и глин. Снизу вверх по разрезу возрастает мощность и час-

тога встречаемости грубообломочных прослоев. Цвет отложений также изменяется снизу вверх от светло- и голубовато-серого, характерного для туерыкских образований, до желтовато-серого, буро-желтого и серо-бурого. Мощность свиты изменяется от 6.6 до 120 м. Кровля ее размыта и перекрыта толщей четвертичных осадков. Отложения бекенской свиты в разрезах согласно перекрывают туерыкские слои, но одновременно и частично замещают их по латерали.

По положению в разрезе, фауне остракод и моллюсков, ископаемым семенам, спорово-пыльцевым спектрам, харовым водорослям возраст бекенской свиты определялся как позднеплиоцен—эоплейстоценовый.

В составе башкаусской свиты доминируют аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, пролювиальные и пролювиально-делювиальные фации, представленные мелкими глыбами, щебнем, дресвяниками, галечниками и валунниками с прослоями и линзами песков, глин, супесей и суглинков. Многие обломки (до 30 %) выветрелы. Вверх по разрезу количество выветрелых обломков уменьшается. Слоистость грубая, часто линзовидная, невыдержанная по простиранию. Мощность прослоев 2—3 м. Цвет отложений желто-бурый, бурый и красно-бурый. Свита широко развита в Чуйской котловине, где залегает на породах палеозоя или с несогласием на отложениях бекенской свиты и перекрывается более молодыми образованиями квартара. На дневную поверхность свита выходит по северной окраине впадины. По южной и юго-западной периферии Чуйской котловины башкаусская свита, вероятно, образует сплошной шлейф мощностью до 80—100 м и обнажается узкими полосами в экзарационно-эрозионных долинах рек Чаган, Тархата, Кызылчин, Елангаш, Ирбисту.

В обнажении по р. Чаган внутри нижней части свиты зафиксирована палеомагнитная инверсия, идентифицированная как Брюнес—Магуяма, что позволяет отнести нижнюю часть свиты, учитывая ее стратиграфическое положение, к верхам эоплейстоцена [Свиточ и др., 1978]. В соответствии с Постановлением МСК [Четвертичная система, 2008] возраст башкаусской свиты определяется первой и второй ступенями нижнего звена неоплейстоцена.

Наконец, верхнюю часть разреза впадины составляет среднепозднеоплейстоценовый «сероцветный комплекс». Согласно Е.В. Девяткину [1965], он объединяет отложения трех оледенений: среднеоплейстоценового (максимального) и двух позднеоплейстоценовых, последнее из которых имело весьма ограниченное распространение. В вещественном отношении «сероцветный комплекс» — сложное построенная толща моренных диамиктонов, флювиогляциальных валунно-галечников, озерно-ледниковых песков, алевритов и глин. Непосредственно на дневной поверхности впадины широкое распространение также получили валунно-галечники подпрудно-ледниковых озер, сформированные за счет морен и флювиогляциальных отложений, щебнегалечкосо-песчаноалевритовые миктиты оплывневых грязекаменных потоков стадии спуска этих озер [Зольников и др., 2010]. Помимо них присутствуют и полифациальные голоценовые отложения, наложенные или вложенные в более древние комплексы: озерные, болотные, эоловые, аллювиальные, делювиально-пролювиальные, оползневые и обвальные. Встречаются обширные зоны многолетней мерзлоты, с наличием которой на поверхности связаны многочисленные бугры пучения и термокарстовые озера.

Исходя из строения кайнозойского разреза Чуйской впадины, неотектоническую эволюцию территории можно охарактеризовать следующим образом. Начавшиеся в палеогене неотектонические движения до конца неогена носили относительно медленный характер и способствовали оформлению Чуйской впадины как орографической единицы. Это этап постепенно усиливающегося относительного прогибания впадины и расширения в ее пределах площади озерного осадконакопления. Основной этап неотектонических движений фиксируется накоплением в разрезе отложений «буроцветной серии», представляющих собой межгорную молассу с резким сокращением площади озерной седиментации. Высоты горных хребтов, которых они достигли к среднему неоплейстоцену, с одной стороны, и общеклиматический фон, с другой, — обусловили развитие на протяжении оставшейся части неоплейстоцена оледенений и разделяющих их межледниковий. Во время среднеоплейстоценового и первого из позднеоплейстоценовых оледенений ледники, спускаясь по долинам, выдвигались в Чуйскую котловину, где могли образовывать ледяные подпруды, обеспечивающие формирование ледниково-подпрудных озер.

Сформировавшаяся неотектоническая структура впадины и ее горного обрамления представляет собой сочетание разномасштабных блоков с общим размахом вертикальных движений более 3000 м (максимальные абсолютные отметки залегания поверхности фундамента по данным электрических и электромагнитных зондирований оцениваются в 700—800 м, максимальные абсолютные отметки окружающих хребтов достигают 3500—4000 м). Индикаторными характеристиками межблоковых разнокинематических перемещений служат: разновысотное положение фрагментов мел-палеогеновой поверхности выравнивания, часто разделенных тектоническими уступами или их сериями, закономерная смена состава и мощностей разновозрастных отложений, характер и рисунок гидросети, деформации эрозионных и аккумулятивных форм рельефа различного генезиса, приразломные деформации осадочного заполнения впадины. Движения блоков фиксируются наблюдениями за современной сейсмичностью и

следами древних сейсмических событий в четвертичных отложениях, данными GPS-наблюдений [Жалковский и др., 1995; Еманов, Лескова, 2005; Тимофеев и др., 2006; Деев и др., 2009].

МЕТОДИКА И АППАРАТУРНАЯ БАЗА ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Несмотря на значительный объем имеющихся в основном региональных электроразведочных данных, их было недостаточно для решения поставленных задач, поэтому было решено выполнить параметрические измерения, для которых на первом этапе был выбран метод ВЭЗ. Измерения этим методом были выполнены на целом ряде хорошо изученных геологических разрезов, когда известны геологические характеристики пород, слагающих разрез, и зачастую мощность отдельных слоев и пропластков. При таких условиях физические параметры (удельные электрические сопротивления (УЭС) отложений) определяются однозначно.

Как уже отмечалось, именно метод ВЭЗ дает возможность определить УЭС и толщины как приповерхностных слоев небольшой мощности, так и более глубоко залегающих отложений до глубин в среднем до 200—300 м (в зависимости от величины максимального разноса питающей линии и геоэлектрических параметров разреза). Было очевидно, что в дальнейшем результаты параметрических измерений позволят повысить однозначность интерпретации данных электроразведки, уменьшая модельную эквивалентность при решении обратных задач, особенно для измерений на участках, где отсутствуют скважины, и дадут возможность идентифицировать аналогичные отложения в сложных случаях, когда они полностью перекрыты другими породами и находятся на значительных глубинах.

В ходе параметрических электроразведочных работ были использованы два типа аппаратуры: АНЧ-3 и SARIS, имеющие высокую помехозащищенность. Аппаратура SARIS является одной из современных аппаратурных разработок для метода сопротивления. Эта разработка предоставляет пользователю экономически эффективный, простой в обращении прибор с совмещенным мощным генератором и приемником, а также возможностью интерпретации полученных данных в поле. Измерения проводились симметричной градиентной четырехэлектродной установкой Шлюмберже ($MN \ll AB$). Полуразносы питающей линии находились в интервале от 1.5 до 1000 м, и в зависимости от сложности рельефа величина максимального полуразноса $AB/2$ составила 80, 500 и 1000 м. Размеры приемной линии для поддержания уровня измеряемого сигнала, соответственно, изменялись от 1 до 12 м ($AB/2 = 80$ м) и от 1 до 200 м ($AB/2 = 500, 1000$ м).

Первичная обработка данных проводилась в полевых условиях, при этом оценивалось качество материала, погрешности измерений. Средняя величина погрешности не превышала 5%. Анализ полевых данных показал, что получены полные кривые зондирования хорошего качества, практически без искажений. Был сделан вывод, что геологическая среда во всех пунктах параметрических зондирований может быть аппроксимирована горизонтально-слоистой моделью и, следовательно, интерпретацию можно выполнять с использованием этой модели. Несмотря на то, что исследуются межгорные впадины, возможность использования горизонтально-слоистой модели, в первую очередь, объясняется высокой локальностью электрических зондирований с симметричной установкой.

Количественная интерпретация всего объема полевых данных ВЭЗ осуществлялась в программных комплексах моделирования и инверсии СОНЕТ, IPI2Win, Res2Dinv. На первом этапе обработки был использован программный пакет IPI2Win [Электрическое зондирование..., 1992], который позволяет выполнить визуализацию результатов по профилю. Окончательные модели получены с помощью комплекса СОНЕТ [Эпов и др., 1990]. Погрешности подбора модели в среднем не превышали 5%.

После инверсии полевых данных получены многослойные геоэлектрические модели для каждого пункта зондирования. Размещение на местности пунктов ВЭЗ показано на рис. 1.

ПАРАМЕТРИЧЕСКИЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Обратимся к описанию разрезов и полученным по результатам интерпретации данных ВЭЗ геоэлектрическим моделям.

ВЭЗ № 1 ($N = 49.94919^\circ$, $E = 88.10567^\circ$, $Alt = 2227$ м). Измерения выполнены в пределах разреза Чаган. Разрез Чаган, расположенный в левом борту одноименной реки, является одним из ключевых объектов при изучении четвертичной истории Горного Алтая. В его составе выделяются две толщи: 1) буроцветная, соответствующая основному этапу кайнозойского горообразования; в составе толщи, в свою очередь, обособляются существенно песчано-гравийная бекенская свита и перекрывающие ее валунно-галечные образования башкаусской свиты; 2) сероцветная полифациальная толща ледниковых и водно-ледниковых отложений неоплейстоценового возраста. Крупным элементом строения неоплейстоценового комплекса, который сразу бросается в глаза при первом взгляде на разрез, является белесая линза ледниково-озерных осадков, располагающаяся в его нижней части.

Строение разреза в изученном сечении сверху вниз выглядит следующим образом (рис. 2).

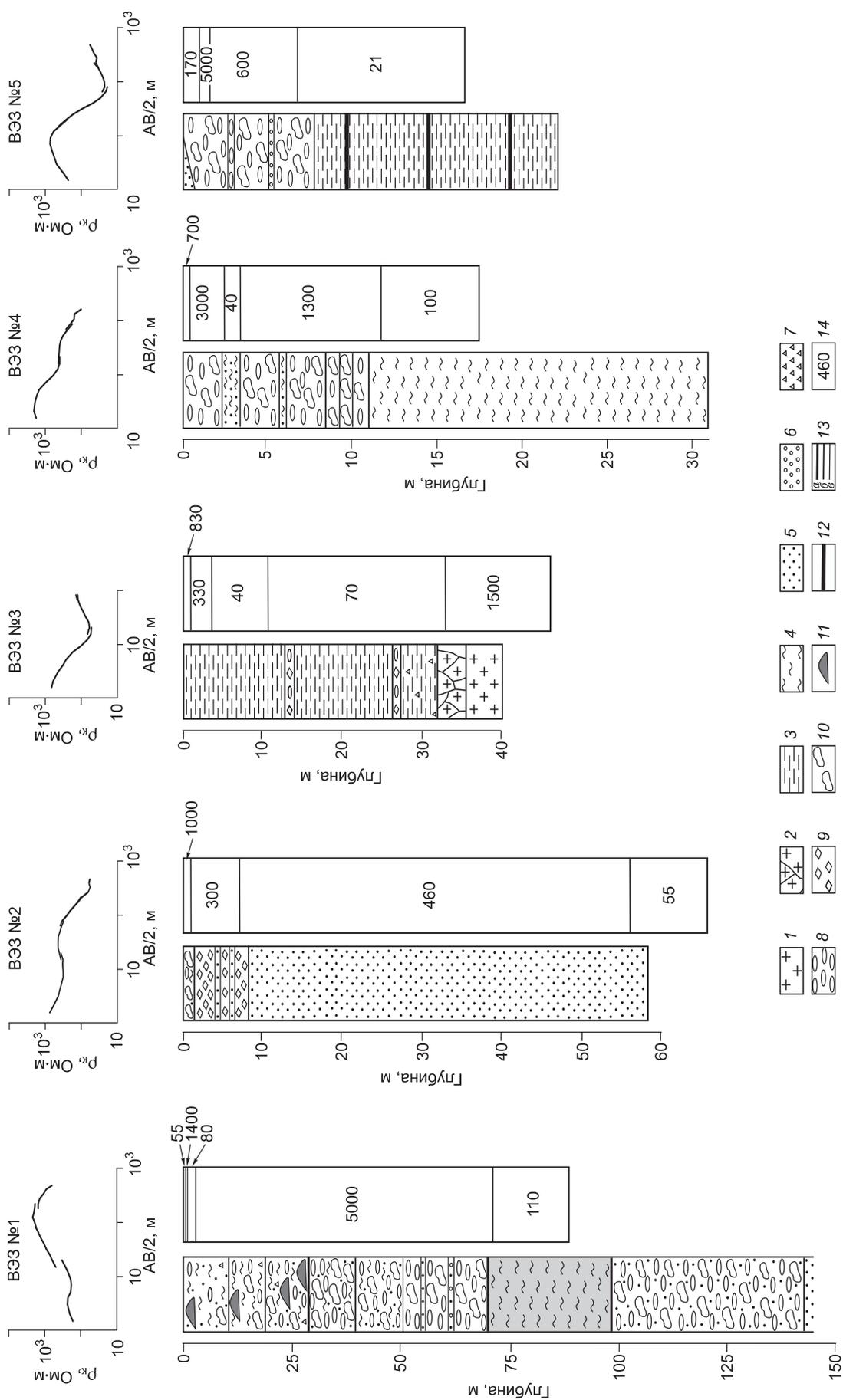


Рис. 2. Литологические колонки и геoeлектрические модели по данным ВЭЗ №1—5.

1 — породы палеозоя; 2 — сильно трещиноватые породы палеозоя; 3—11 — гранулометрические типы отложений: 3 — глина, 4 — алевроит, 5 — песок, 6 — гравий, 7 — дресва, 8 — галька, 9 — щебень, 10 — валуны, 11 — глыбы; 12 — границы между литологическими единицами: а — пачками, б — слоями, в — прослоями; 14 — величины УЭС геoeлектрических слоев (Ом·м).

0.0—29.2 м. Пачка 1. Моренные диамиктоны с отторженцами (неоплейстоцен). В свою очередь, в составе пачки можно выделить три слоя:

0.0—10.5 м. Слой 1. Светло-серый диамиктон. Мелкозернистый матрикс в количестве 65—70 % представлен частицами алевритовой и песчаной размерности. В нем заключены валуны, гальки, дресва, глыбы (ледогранники), количество которых достигает 30—35 %. Характерно отсутствие сортировки и слоистости. В подошве выделяется серия линз валунно-галечников толщиной 0.2—0.5 м и длиной 5—15 м. Над ними несколько маломощных (5—10 см) прослоев тонкопараллельно- и субгоризонтально-слоистых белесых алевритов. Генетически отложения могут быть охарактеризованы как абляциянная оплывневая морена с флювиогляциальными прослоями в подошве.

10.5—19.0 м. Слой 2. Подобно первому слою сложен неслоистым и несортированным диамиктоном. Мелкозернистая составляющая представлена преимущественно алевритом в количестве 40—50 %. Гранулометрический состав грубозернистой части соответствует слою 1. За счет большего содержания (до 50—60 %) крупнообломочного материала слой 2 по сравнению со слоем 1 имеет более серый (менее светлый) цвет. Наблюдаются многочисленные отторженцы дислоцированных алевритов, алевропесков, гравийников, в некоторых блоках сохраняющих первоначальную слоистость, валунно-галечников. В подошве слоя обособлен прослой тонкопараллельно-слоистых белесых алевритов толщиной 0.3—0.5 м, представляющий, по-видимому, чешую гляциосарьяжа. Отложения слоя можно диагностировать как основную чешуйчатую морену.

19.0—29.2 м. Слой 3. Серый диамиктон неслоистый, в целом однородный, с редкими отторженцами буроватых песков и алевритов. Количество крупнообломочного материала достигает 70 %, алевропесчаного матрикса — 30 %. Подошва слоя подчеркнута ровным слоем белесых тонкослоистых алевритов толщиной 0.2 м. Отложения слоя соответствуют основной морене.

29.2—70.3 м. Пачка 2. Серые флювиогляциальные валунно-галечники (неоплейстоцен).

29.2—39.7 м. Слой 4. Серый валунно-галечник с алевропесчаным заполнителем. В прикровельной части прослой песков и гравийников толщиной до 0.3—0.4 м. В подошве находится валунник толщиной 1.5 м.

39.7—70.3 м. Слой 5. Серый валунно-галечник параллельно- и субгоризонтально-слоистый с прослоями гравийников и пескогравийников. Слоистость отчетливо проявлена в нижних 2/3 слоя. В верхней трети слоистость теряется и валунно-галечники постепенно замещаются неслоистым серым диамиктоном, крупнообломочный материал которого составляет 70—75 % и представлен валунами и гальками, а мелкозем — 25—30 % и представлен алевропеском. Это свидетельствует о том, что флювиогляциальные отложения в кровле замещаются абляциянной оплывневой мореной.

70.3—93.4 м. Пачка 3. Белые субгоризонтально- параллельно-тонкослоистые озерно-ледниковые алевриты (неоплейстоцен). Нижняя поверхность алевритов неровная. В подошве пачки находятся линзы серых галечников и диамиктонов толщиной до 0.5 м, которые могут представлять собой перлювий по основной морене и флювиогляциальным отложениям.

93.4—более 143 м. Пачка 4. Отложения буроцветной серии. Вверху представлены пролювиальными буро-желтыми ожелезненными валунно-галечниками сцементированными песчаным заполнителем (башкауская свита). Слоистость параллельно-пологолинзовидная с прослоями бурых однотонных песков. После 143 м галечники сменяются светло-бурными песками бекенской свиты.

Вновь обратимся к рис. 2, на котором в верхней части представлена полевая кривая ВЭЗ в пункте № 1. Следует отметить, что условия рельефа не позволили выполнить наблюдения ВЭЗ в этом пункте с размером генераторной линии более 500 м, поэтому глубина зондирования не превышает 80 м. В результате инверсии полевых данных получена пятислойная модель, которая характеризуется чередованием проводящих и высокоомных слоев, при этом значения УЭС трех верхних обусловлено неоднородностями приповерхностных отложений. В целом толща моренных диамиктонов и флювиогляциальных валунно-галечников характеризуется значением УЭС в 5000 Ом·м. Сопоставляя геологический и геоэлектрический разрезы, необходимо отметить, что в геологическом разрезе до глубин примерно в 70 м содержится большее количество слоев по сравнению с геоэлектрическим. Они характеризуются значительными колебаниями процентных соотношений грубо- и мелкообломочного материала. Но благодаря наличию грубообломочной составляющей эти слои по величине УЭС не различаются. Опорный электрический горизонт представлен низкоомными отложениями с УЭС в 110 Ом·м, соответствующими в геологическом разрезе озерным алевритам.

ВЭЗ № 2 (N = 49.94689°, E = 88.12632°, Alt = 2010 м). Зондирование выполнено на поверхности останковой гряды в левом борту долины р. Чаган. Разрез представлен существенно песчаными отложениями бекенской свиты. Принципиальное строение разреза сверху вниз выглядит следующим образом (см. рис. 2):

0—1.5 м. Слой 1. Диамиктон с преобладанием валунного материала, представляющий собой перлювий по гляциальным отложениям.

1.5—6.0 м. Слой 2. Щебенники бурые переслаивающиеся с песком.

6.0—50 м. Слой 3. Пески бурые слоистые.

По результатам ВЭЗ получена четырехслойная геоэлектрическая модель (см. рис. 2), которая хорошо согласуется по количеству слоев и их мощности с описанным выше геологическим разрезом. Наиболее мощный (около 50 м) геоэлектрический горизонт имеет устойчивые значения УЭС, равные 460 Ом·м, он представлен существенно песчаным разрезом бекенской свиты. Подстилающий проводящий горизонт с УЭС, равным 55 Ом·м, не имеет выхода на дневную поверхность, но по результатам дальнейших исследований можно предположить его существенно глинистый или алевритовый состав и озерный генезис.

ВЭЗ № 3 (N = 50.06008°, E = 88.29621°, Alt = 1894 м). Электрические измерения выполнены в пределах опорного разреза карачумской свиты, расположенного на левом берегу р. Кызыл-Чин. Из-за неудобного рельефа зондирование выполнено с максимальным размером полуразноса генераторной линии в 80 м. Однако этого оказалось вполне достаточно для решения геологической задачи — определения параметров карачумской свиты с выходом на высокоомный опорный горизонт, представленный породами девона. Карачумская свита, представляющая собой переотложенные продукты коры выветривания, в разрезе залегает на коре выветривания, расположенной *in situ* или со стратиграфическим и угловым несогласием на осадочных породах девона. В изученном сечении геологический разрез выглядит следующим образом.

0—13.1 м. Слой 1. Представлен слоистыми цветными глинами.

13.1—14.6 м. Слой 2. Грубообломочный слой, представленный щебнегалечником.

14.6—26.2 м. Слой 3. Слоистые цветные глины.

26.2—27.6 м. Слой 4. Щебнегалечник.

В целом слои 1—4 представляют собственно карачумскую свиту. Генезис отложений делювиально-пролювиальный.

27.6—32.3 м. Слой 5. Цветные глины с включениями древесного материала.

32.3—35.4 м. Слой 6. Сильно выветрелые трещиноватые породы девона.

Слои 5—6 объединяют отложения мел-палеогеновой коры выветривания.

35.4 м—ниже. Трещиноватые породы девона.

Интерпретация параметрического геоэлектрического измерения показала (см. рис. 2), что кора выветривания и продукты ее переотложения обладают значениями УЭС в диапазоне 40—70 Ом·м. Четко отбиваются и породы палеозоя, для которых характерны высокие значения сопротивлений порядка 1500 Ом·м. Геоэлектрическая модель резко контрастная, что подтверждается анализом полевой кривой зондирования, которая имеет выраженный минимум и восходящую правую асимптоту.

ВЭЗ № 4 (N = 50.06716°, E = 88.31973°, Alt = 1825 м). Выполнен в правом борту приустьевой части р. Аккая. Геологический разрез представлен следующим набором слоев.

0—8.8 м. Слой 1. Переслаивание бурых валунно-галечников и бурых алевропесков. Толщина отдельных прослоев колеблется от 0.5 до 1.2 м.

8.8—11.1 м. Слой 2. Переслаивание валунов и валунно-галечников.

Первые два слоя представляют собой отложения буроцветной серии [Дергунов и др., 1961].

11.1—30.0 м. Слой 3. Алевриты светлые с зеленоватым оттенком слоистые. Представляют собой озерные отложения неясного стратиграфического положения. Могут представлять сходные по генезису фации как бекенской, так и туерьской свит.

Согласно полученной геоэлектрической модели, грубообломочные отложения буроцветной серии характеризуются УЭС в диапазоне 1300—3000 Ом·м. Геоэлектрический слой с пониженным сопротивлением (40 Ом·м) отражает присутствие среди грубообломочных отложений прослоев алевропесков. Озерные алевриты резко отличаются по сопротивлению от осадков буроцветной серии, их УЭС равняется 100 Ом·м.

ВЭЗ № 5 (N = 50.07646°, E = 88.31451°, Alt = 1846 м). Район буроугольного карьера в левом борту р. Аккая. В карьере вскрыты угленосные отложения кошагачской свиты. Сверху они перекрываются преимущественно четвертичными грубообломочными отложениями [Лузгин, Русанов, 1992]. Принципиально разрез выглядит следующим образом:

0—1.2 м. Слой 1. Пылеватый песок бурый залегает в виде непротяженных линз.

1.2—8.1 м. Слой 2. Валунно-галечники с прослоями галечников и гравийников.

8.1—23.0 м. Слой 3. Глины светло-зеленые с прослоями желтых суглинков и бурых углей. Местами наблюдаются продукты горения и спекания. Отложения слоя собраны в складки.

Согласно геоэлектрической модели (см. рис. 2) вверху разреза четко отбивается слой пылеватого песка. Под ним следуют отложения буроцветной серии с очень большим разбросом значений сопротивления от 600 до 5000 Ом·м. Далее четко отбиваются угленосные низкоомные отложения кошагачской свиты с сопротивлением около 21 Ом·м.

Рис. 3. Геоэлектрические модели по данным ВЭЗ № 6—7.

ВЭЗ № 6 ($N = 50.00592^\circ$, $E = 88.24108^\circ$, $Alt = 1968$ м). Измерения выполнены в пределах Чаган-Узунского разреза, расположенного в правом борту р. Чаган-Узун, приблизительно в 2 км ниже по течению относительно пос. Бельтир. Здесь к 25-метровой эрозионной террасе, выработанной в конечно-моренном комплексе позднеплейстоценового возраста [Свиточ и др., 1978], прислоняется крупная линза озерно-ледниковых отложений. Разрез линзы представлен алевритами палевыми тонкослоистыми с фрагментарными тонкими и мелкими прослойками песков. В алевритовой толще встречаются отдельные валуны, гальки и даже глыбы (айсберговый разнос). На уровне примерно 12.5 м от кровли (уровень может меняться по высоте) наблюдается прерывистый прослой валунно-галечников толщиной до 2—3 м. Общая мощность озерно-ледниковых осадков в эрозионном обрыве достигает 20 м.

Интерпретация данных электрического зондирования (рис. 3), выполненного на поверхности террасы, показала, что линза озерно-ледниковых осадков быстро выклинивается, сокращаясь в области пункта измерения приблизительно до 1 м (геоэлектрический слой с сопротивлением в 70 Ом·м). Также четко выделяются и моренные образования, которые характеризуются сопротивлениями в 4000 Ом·м. Между ними наблюдаются два геоэлектрических слоя с сопротивлениями 400 и 580 Ом·м, которые, судя по анализу данных для предыдущих пунктов измерений, характерны для осадков от песчаной до валунно-галечной размерности. Генетическая природа этих образований стала более понятна после обработки полевых данных ВЭЗ № 7.

ВЭЗ № 7 ($N = 50.02693^\circ$, $E = 88.64678^\circ$, $Alt = 1787$ м). Выполнен в левом борту урочища Тожом. Здесь, в нижней части наклонной предгорной равнины, полевыми работами 2008 г. впервые установлено широкое распространение парагенетической ассоциации отложений водокаменных и грязекаменных потоков, сформировавших на этапе спуска позднеплейстоценового палеозера грядовый рельеф на абсолютных отметках 1850—1750 м [Зольников и др., 2010].

В ближайшем к пункту измерения обнажении высотой около 9 м и протяженностью около 40 м, под маломощным делювиальным слоем песка и щебенника (около 1 м), выходят серые отложения грязекаменных потоков смешанного гранулометрического состава. Грубообломочный материал представлен галькой, щебнем, дрсевой. Встречаются как ледогранники, так и гальки из бурецкой серии, а также

остроугольные щебни ближнего переотложения по склону. Мелкозернистая часть представлена песчаной и алевритовой фракциями. В микритах (смесьях) отмечаются включения светло-серого песка, смятые в лежачие складки, от ядер которых ответвляются кляксообразные полосы. Отторженцы, полосы и прослойки воздымаются под углами от пологих до 40° в общем направлении с севера на юг. Наряду с оплывневными текстурами встречаются прослойки песка, алевропеска, сформированные водными потоками. Этот тип разреза тесно ас-

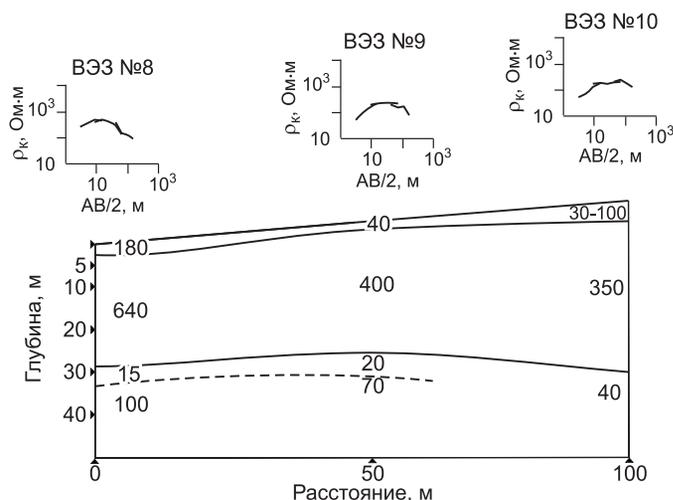


Рис. 4. Геоэлектрический разрез по профилю ВЭЗ № 8—10.

Стратиграфические подразделения	Литологическая колонка	Мощность, м	Описание пород
Неоплейстоцен (нерасчлененный)		107.6	Плохо окатанная галька палеозойских пород с супесчаным заполнителем
		3.4	Песок тонкозернистый темно-серый с мелкой галькой углистых сланцев
Бекенская свита (N ₂ -E)		46.6	Глина плотная светло-серая карбонатная с примесью обломков мелких раковин и детрита
		1.5	Песок тонкозернистый темно-серый глинистый
		3.3	Глина светло-серая карбонатная
		1.9	Песок тонкозернистый темно-серый глинистый
		7.5	Глина светло-серая карбонатная
Туерьская свита (N ₁₋₂)		5.6	Песок тонкозернистый темно-серый известковистый глинистый
		67.0	Переслаивание глин плотных светло-серых с глинами, обогащенными алевритистым материалом
		63.0	Переслаивание глин плотных светло- и темно-серых известковистых с тонкозернистыми темно-серыми глинистыми песками

Рис. 5. Литолого-стратиграфическая колонка скв. № 110, по (Масленников, 1970 г.).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

социрует с существенно галечно-щебневыми отложениями водокаменных потоков, замещая их по горизонтали и формируя с ними ассоциации с различным удельным соотношением двух фаций, но гораздо чаще, оказываясь в перекрывающей позиции.

Полученная геоэлектрическая модель (см. рис. 3) продемонстрировала правильность наших наблюдений и рассуждений. Под четко выделенным по величине сопротивления слоем делювия ($УЭС = 350 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) находятся две пачки с сопротивлением у верхней пачки $70 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, у нижней — $580 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Первая пачка сопоставляется нами с существенно алевритовой частью отложений грязекаменных потоков, вторую по величине сопротивления можно условно соотносить с более грубозернистыми смесями (щебнегалечно-песчаного состава) оплывневых отложений. Следовательно, слои с $УЭС 400$ и $580 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ в геоэлектрической модели, полученной по данным ВЭЗ № 6, могут отвечать оплывневым образованиям, формировавшимся в прибрежно-озерной обстановке цунгового бассейна, вложенного в моренный комплекс, что частично подтверждается наличием прослоев валунно-галечников среди озерных осадков.

Три параметрических зондирования № 8, 9, 10 выполнены в северо-западной части Чуйской впадины в районе вершины с абсолютной отметкой 2130 м (см. рис. 1). Здесь распространены отложения «буроцветной» серии, которые, по результатам последней геологической съемки $1:50\,000$, отнесены к бекенской свите. В правом борту р. Тыдтуярык здесь вскрываются бурые галечники горизонтально переслаивающиеся с палевыми песками. В целом среднеокатанные средние и крупные галечники преобладают в разрезе, а в их слоях намечаются косые серии. В нескольких десятках метров вверх по реке, в том же борту, на высоту около 30 м вскрывается разрез, в котором субпараллельно пологонаклонно переслаиваются блекло-желтые щебнегалечники и пески. Галька и щебень мелкие и средние. Стратиграфически отложения бекенской свиты в этом районе подстилаются туерьской свитой, представленной глинами, мергелями, алевритами и их переходными разностями.

Геоэлектрический разрез показан на рис. 4. Можно отметить, что до глубины в 30 м он представлен двумя слоями. Наиболее мощный высокоомный горизонт характеризуется значениями $УЭС 350\text{—}600 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, и может быть отнесен к отложениям бекенской свиты. Ниже 30 м наблюдаются два более низкоомных слоя, по значениям $УЭС$ пред-

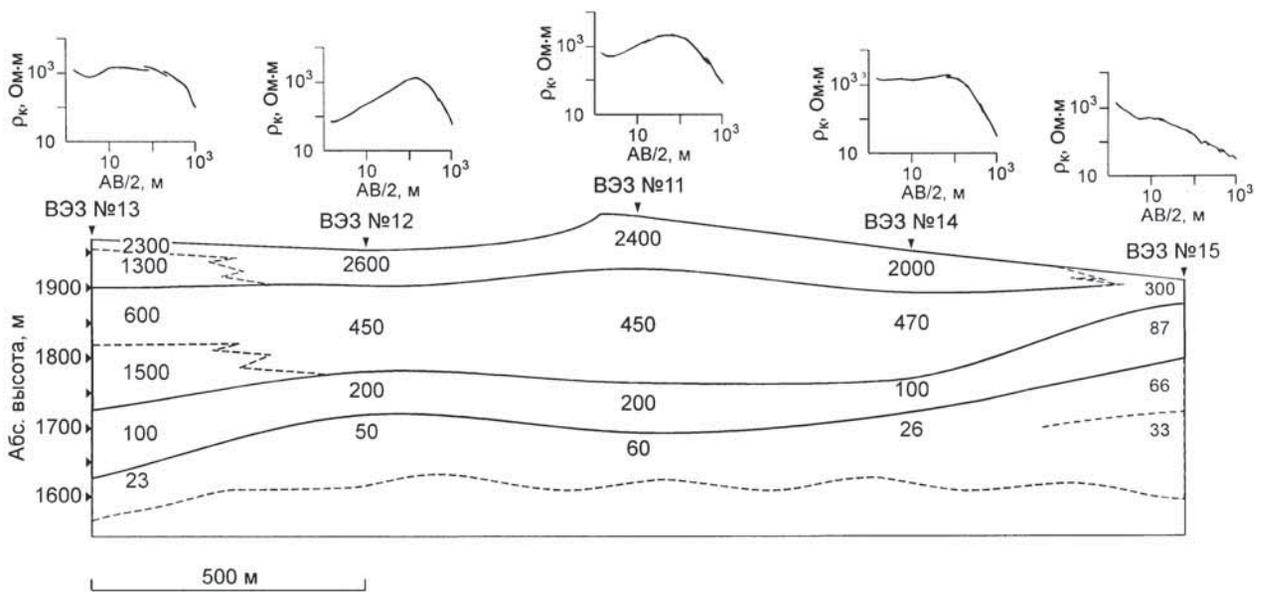


Рис. 6. Геоэлектрический разрез через бугры Бигдон.

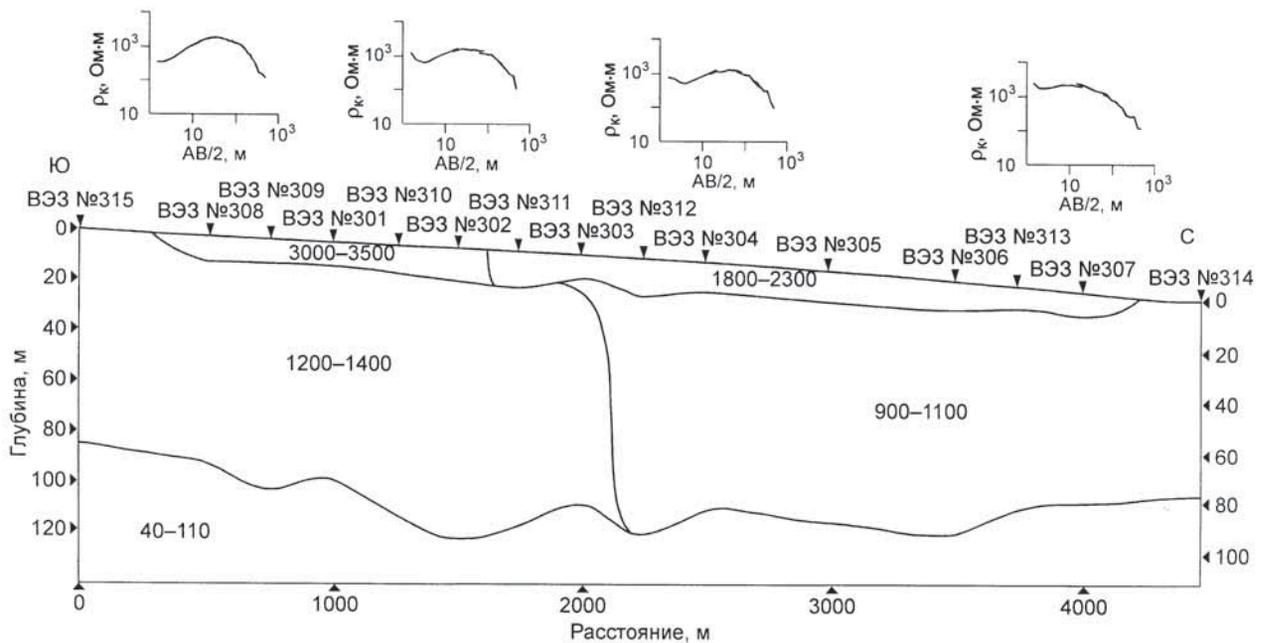


Рис. 7. Геоэлектрический разрез по профилю № 3, выполненному в междуречье Ирбисту—Кокозек.

ставляющие, скорее всего, туерьскую свиту. Последняя, судя по значениям сопротивлений, имеет неоднородный состав.

Следующая серия зондирований (ВЭЗ № 11—15) выполнена в северном борту впадины, в районе бугров Бигдон. При геологической съемке масштаба 1:200 000 в пределах положительных форм рельефа здесь закартированы отложения «буроцветной» серии, но представленные ее верхней частью — башкаусской свитой [Дергунов и др., 1961]. Вокруг них показаны поля распространения среднечетвертичных отложений. Соответственно, стратиграфически ниже следовало ожидать осадки бекенской и туерьской свит (рис. 5), а на больших глубинах, достигнутых при выполнении зондирований, также кошагачской свиты, которая обнажается на поверхности севернее, в зоне Курайского разлома.

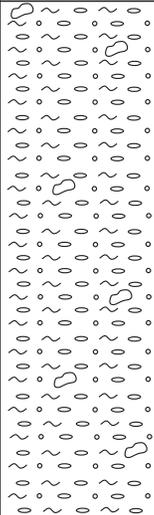
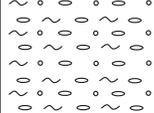
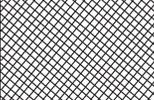
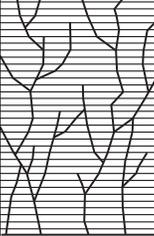
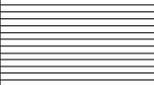
Стратиграфические подразделения	Литологическая колонка	Мощность, м	Описание пород
Неоплейстоцен (нерасчлененный)		98	Гравийно-галечники с глинистым заполнителем, встречаются валуны
Бекенская (?) свита (N ₂ -E)		7	Песок разнозернистый
		23	Гравийно-галечники с глинистым заполнителем
		7	Песок разнозернистый
Кора выветривания (K ₂ -F ₁)		20	Элювий по глинистым сланцам
Палеозой (нерасчлененный)		45	Глинистые сланцы трещиноватые
		19	Глинистые сланцы монолитные

Рис. 8. Литолого-стратиграфическая колонка скв. № 5567, по (Масленников, 1970 г.).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

Измерения методом ВЭЗ в этом районе выполнены по профилю протяженностью 2 км. Максимальным размер генераторной линии АВ составлял 2000 м, расстояние между пунктами зондирования в среднем равнялось 500 м. Размещение пунктов ВЭЗ на местности показано на рис. 1. В результате интерпретации был построен геоэлектрический разрез (рис. 6).

Для центральных участков профиля (ВЭЗ № 11, 12, 14) в верхней части разреза наблюдаются два высокоомных горизонта, выдержанных по значениям сопротивления. Первый из них со значениями УЭС 2000—2600 Ом·м сопоставляется нами с грубообломочными отложениями башкауской свиты, второй, со значениями УЭС 450—470 Ом·м — с подстилающей ее бекенской свитой. В северо-восточной части профиля, по данным ВЭЗ № 13, для рассматриваемого интервала получена более сложная четырехслойная геоэлектрическая модель, отражающая фациальные изменения отложений бурочветной серии у подножия Курайского хребта. В юго-западной части профиля (ВЭЗ № 15) происходит общее сокращение мощностей бурочветных отложений и их частичное замещение осадками с УЭС 300 Ом·м, в состав которых в верхней части входят оплывневые фации.

В нижней части разреза на всем протяжении профиля присутствуют два относительно проводящих слоя. Верхний из них представлен породами с сопротивлением в интервале от 87 до 200 Ом·м. Судя по результатам предыдущих измерений, он может быть сопоставлен с озерными фациями (алевритами и глинами) туерькской свиты. УЭС наиболее проводящего нижнего геоэлектрического слоя от 23 до 66 Ом·м хорошо согласуются с характеристиками, полученными для глинистых фаций, в том числе с прослоями бурых углей (см. ВЭЗ № 3

и 5), что позволяет соотнести его с кошагачской свитой.

Наконец, в юго-западной части Чуйской котловины, в междуречье Ирбисту и Козкозка, была выполнена геофизическая съемка методом ВЭЗ. На участке исследования съемка производилась на трех параллельных профилях, каждый протяженностью около 4—4.5 км. Средний шаг между пунктами измерений составлял 500 м, на некоторых интервалах профилей для повышения детальности он был уменьшен до 250 и 170 м. Применялась четырехэлектродная установка с максимальным размером генераторной линии АВ в 500 м. Средняя глубинность использованной установки оценивается в 200—300 м. В результате одномерной и двумерной инверсии полевых данных были получены схожие геоэлектрические разрезы по всем профилям наблюдений. Один из них по профилю № 3 показан на рис. 7. Можно отметить, что на всех разрезах до глубин 80—160 м присутствуют в основном высокоомные слои с широким диапазоном УЭС от 500 до 8000 Ом·м. Глубже наблюдается слой с низким УЭС в диапазоне 40—130 Ом·м. Такое распределение сопротивлений хорошо согласуется с разрезами скважин № 5567 (рис. 8), 220 (рис. 9) и 230, в верхних частях которых вскрываются грубообломочные нерасчлененные отложения неоплейстоцена мощностью 98, 110 и 102 м соответственно и бекенской свиты. Слой с низ-

Рис. 9. Литолого-стратиграфическая колонка скв. № 220, по (Масленников, 1970 г.).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

ким сопротивлением, очевидно, соответствует существенно более тонкозернистым осадкам туерьской свиты (см. рис. 9).

Таким образом, с помощью параметрических исследований удалось получить электрические характеристики большей части всего кайнозойского разреза. Результаты интерпретации проведенных измерений отражают следующую картину. Наименьшими сопротивлениями (около 20—60 Ом·м) обладают углистые существенно глинистые отложения кошагачской свиты. Значения сопротивления порядка 40—200 Ом·м характерны для осадков глинистой и алевритовой размерности различных генетических типов (кор выветривания и продуктов их переотложения, озерных, озерноледниковых фаций). Над существенно песчаными типами разреза получены сопротивления около 400—450 Ом·м, отложения валунной, галечной и щебнистой размерности в зависимости от сортировки и типа заполнителя характеризуются значениями в 500—3000 Ом·м. Наибольшими сопротивлениями в 4000—5000 Ом·м и более обладают моренные диамиктоны и тесно связанные с ними флювиогляциальные отложения. В целом в осадочном выполнении впадины наблюдается тенденция возрастания УЭС стратиграфических единиц снизу вверх по разрезу. Наконец, породы кристаллического фундамента Чуйской впадины, по данным ЗС, имеют высокие значения сопротивлений.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставление параметрических измерений ВЭЗ с данными ЗС. Комплекс электромагнитных методов ранее был использован для изучения глубинного строения Чуйской впадины по региональным профилям ЗС [Неведрова и др., 2001]. По данным ЗС были построены карты распределения электропроводности, глубин до опорного горизонта, а также геоэлектрические разрезы по профилям измерений. Северная часть регионального профиля ЗС № 7 проходит в непосредственной близости от профиля зондирований ВЭЗ № 11—15. Для сравнения геоэлектрических моделей, полученных по данным ВЭЗ и ЗС, обратимся к рис. 10. На этом рисунке представлена характерная кривая ВЭЗ, полученная в пункте зондирования № 14 (см. рис. 10, А), а также несколько кривых ЗС для пунктов, расположенных на северном участке профиля № 7 (см. рис. 10, Б—Г). Все кривые ЗС однотипные. Они имеют хорошо выраженный минимум и восходящую правую ветвь, наличие которой позволяет уверенно определять

Стратиграфические подразделения	Литологическая колонка	Мощность, м	Описание пород
Неолейстоцен (нерасчлененный)		110	Галечно-гравийники с валунами, заполнитель-супесь зеленовато-серая и песок тонкозернистый
Бекенская свита (N ₂ -E)		10.4	Супесь темно-серая
		35	Переслаивание супеси темно-серой, песков разнозернистых и алевритов желтовато-серых
		14	Гравийно-галечники с песчано-суглистым заполнителем
		8.2	Песок разнозернистый ржаво-коричневый, в конце слоя тонкозернистый глинистый
		12.8	Супесь алевритистая зеленовато-серо-желтая с прослоями песка тонкозернистого желтого
Туерьская свита (N ₁₋₂)		40.5	Переслаивание глин зеленовато-серых с песками разнозернистыми серыми, супесями темно-серыми и алевритами
		10.5	Переслаивание песка тонкозернистого темно-серого с супесью
		27.2	Переслаивание супеси темно-серой, глины темно-серой и песка тонкозернистого темно-серого
		26.9	Песок тонко- и мелкозернистый темно-серый
		22.5	Глины темно-серые с зеленоватым оттенком и черные
Кошагачская свита (F ₃ -N ₂)		33.5	Глины темно-зеленые и черные с прослоями (до 5 см) бурого угля
		8.9	Песок мелко- и тонкозернистый зеленовато-серый
		44.6	Глина голубовато-зеленая, в интервале 398.4 – 398.7 м прослой бурого угля

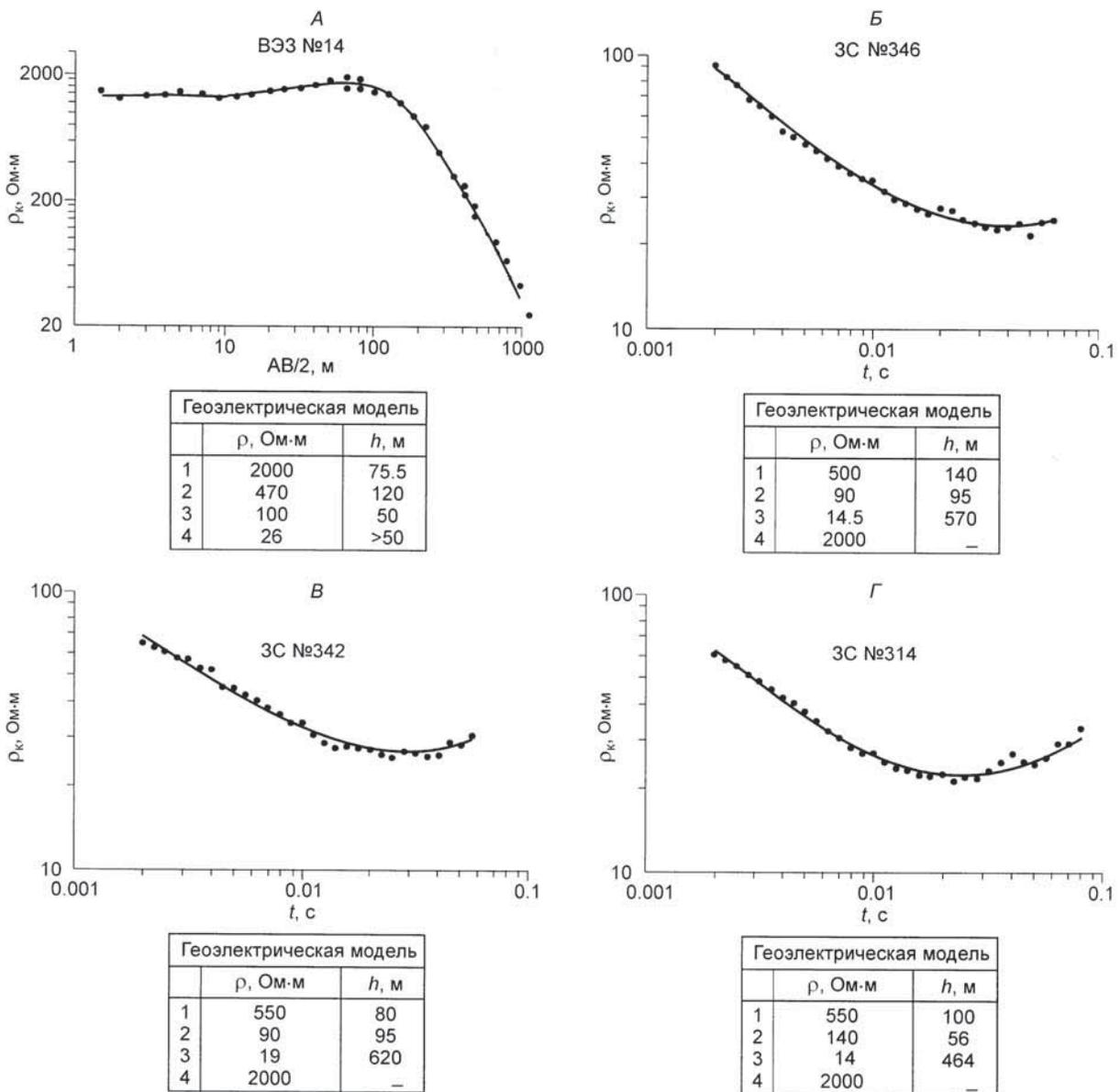
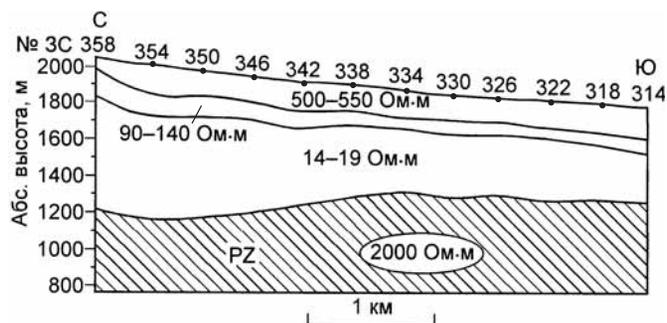


Рис. 10. Характерные кривые и геозлектрические модели, полученные в северной части Чуйской впадины по данным ВЭЗ (А) и ЗС (Б—Г).

Кривые: 1 — экспериментальная, 2 — теоретическая.

глубины до опорного геозлектрического горизонта (фундамента). Рассмотрим подробнее геозлектрические модели ЗС. Они характеризуются наличием верхнего высокоомного слоя с УЭС 500—550 Ом·м, за которым следует относительно проводящий слой со значениями УЭС около 90—140 Ом·м, наконец, на опорном горизонте залегает наиболее мощный низкоомный слой с УЭС в интервале от 14 до 19 Ом·м. Общая мощность осадков, по данным ЗС, составляет около 700 м. Такая глубинная модель ЗС (рис. 11) по величине сопротивлений и мощностям слоев в верхней своей части согласуется с геозлектрической моделью, построенной по данным ВЭЗ (см. рис. 6). Отсутствие наиболее высокоомного горизонта с УЭС около 2000 Ом·м, выделенного по данным ВЭЗ на модели, построенной на основе интерпретации данных ЗС имеет простое объяснение — профиль ЗС проходит в эрозионном понижении между выходами башкаусской свиты [Дергунов и др., 1961], с которой нами этот горизонт сопоставляется. Таким образом, проведенные параметрические исследования ВЭЗ могут быть использованы для более корректной литолого-стратиграфической интерпретации имеющихся данных ЗС до глубин 250—300 м.

Рис. 11. Геоэлектрический разрез северной части профиля ЗС № 7.



О генезисе бугров Бигдон. Как видно из приведенного на рис. 6 геоэлектрического разреза и его геологической интерпретации (см. выше), бугры Бигдон представляют собой южный борт эрозионной формы рельефа, выработанной в отложениях башкаусской свиты (рис. 12, Б). Однако в геологической литературе генетическая природа этих положительных форм рельефа, расположенных на наклонной предгорной равнине, трактовалась следующим образом: «На некотором удалении от основного тектонического борта хребта расположены небольшие горстовые выступы-блоки типа структур «передовых хребтов»: в Курайской котловине это «карбоновый горст», в Чуйской — возвышенность Бигдон. Эти горстовые выступы раздробленного палеозойского фундамента частично перекрыты неогеновыми и четвертичными отложениями, которые в результате движения этих блоков смяты и разорваны разломами» [Девяткин, 1965, с. 191—192]. Таким образом, возникает противоречие между существовавшими предположениями и полученными нами геолого-геофизическими фактами. Так что же это за эрозионная форма и какова ее генетическая природа?

В результате проведенных исследований авторами уточнен контур ледникового покрова эпохи максимального оледенения в западной части Чуйской котловины, где выдвигающийся с юга ледник (см. рис. 12, А) достигал подножия Курайского хребта на отметках 2250—2300 м и распространялся в ее центральную часть до условной линии, соединяющей реки Тархата и Чичкетерек [Зольников и др., 2010]. Такая ледниковая плотина шириной более 20 км приводила к формированию в среднем неоплейстоцене в пределах впадины подпрудного озера. Как известно, его периодические прорывы приводили к формированию паводковых циклитов ининской толщи в долинах Чуи и Катуня [Парначев, 1999; Рудой, 2005; Зольников,

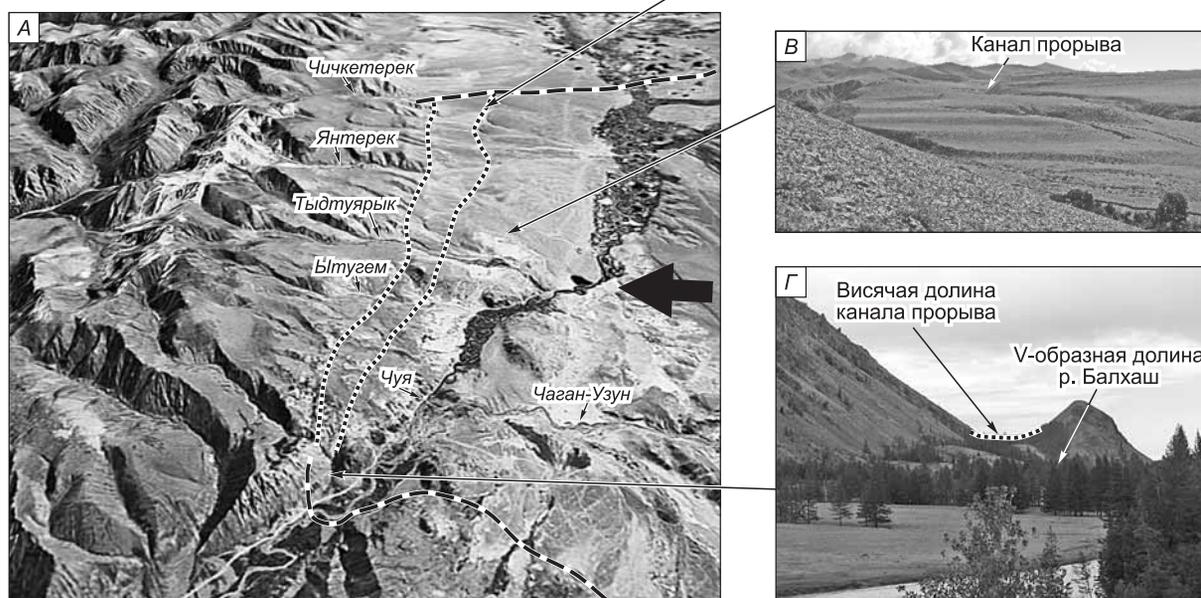


Рис. 12. А — 3-D модель рельефа северо-западной части Чуйской котловины, построенная с помощью программы Google Earth.

Штриховыми линиями обозначены западная и восточная границы распространения среднеплейстоценового ледника. Черной стрелкой указано направление движения ледника. Пунктиром показано положение канала прорыва. Б — фрагмент южного борта канала прорыва в районе бугров Бигдон (вид с Курайского хребта). В — абразионные террасы позднеплейстоценового озера (вид с правого борта р. Тыдтуярык). Г — висячая долина канала прорыва в районе р. Балхаш (вид из долины р. Чуя).

2008]. Оporожнение озера должно было происходить либо через систему подледных каналов, либо, что более вероятно для гигантских паводков, через крупный канал прорыва. Формирование такового, очевидно, должно было происходить в наиболее нарушенной фронтальной части ледниковой плотины, которая располагалась в подножии Курайского хребта. Отсюда становится понятным генезис крупной эрозионной формы рельефа, выявленной нами при геоэлектрических исследованиях методом ВЭЗ. Она представляет собой не что иное, как канал прорыва древнего среднелепистоценового озера. Выявленный канал прорыва прослежен нами вдоль южного борта Курайского хребта вплоть до выхода его в долину р. Чуя в районе ее правого притока — р. Балхаш (см. рис. 12, А). Здесь наблюдается фрагмент висячей долины, расположенной под углом к современному V-образному врезу р. Балхаш (см. рис. 12, Г). Более поздними движениями по поперечным к простиранию Курайского хребта разломам участки канала разнесены на разную высоту. Кроме того, его целостность нарушена речной эрозией и склоновыми гравитационными процессами, развитыми вдоль склона Курайского хребта. В пользу среднелепистоценового возраста канала прорыва говорит тот факт, что следующая от него к днищу впадины предгорная равнина террасирована абразионными уступами позднелепистоценового озера (см. рис. 12, В).

Использование геоэлектрических данных для поиска среднелепистоценовых озерных осадков. Если в среднем неоплейстоцене существовало озеро, то в геологической летописи территории должны сохраниться и его отложения. Наличие канала прорыва в северо-западной части котловины и движение вод при спусках озера с востока на запад свидетельствуют о том, что в северной части впадины господствовал режим денудации, соответственно, аккумуляция должна была доминировать в других ее частях. Подобная картина распределения областей денудации и аккумуляции также сохранилась и для времени существования позднелепистоценового озера [Бородавко, 2003; Зольников и др., 2010], которое подпруживалось ледниковой плотиной в районе р. Кузхтанар [Девяткин, 1965]. При геологическом картировании масштаба 1:200 000 вдоль южной периферии Чуйской котловины были показаны широкие поля распространения валунно-галечников, галечников и гравийно-галечников, с включениями валунного материала и существенно песчано-суглинистым заполнителем. Часть этих отложений была отнесена к отложениям «древнего Чуйского озера» и датирована среднечетвертичным возрастом, а часть сгруппирована в среднепозднечетвертичные водно-ледниковые образования [Черноморский и др., 1965]. Однако с учетом изучения палеогеографии среднепозднечетвертичных оледенений и синхронных им ледниково-подпрудных озер в пределах Чуйской котловины, стало понятно, что вышеописанные поверхностные отложения представляют собой озерные осадки позднего неоплейстоцена, сформированные за счет перемывания моренных диамиктонов среднего неоплейстоцена, а также флювиогляциальных валунно-галечников вдоль границ максимального оледенения [Зольников и др., 2010].

Изучение обнажений по долинам рек Тархата, Кокозек и Ирбисту показало, что под слоем темно-серого галечника, покрывающего дно котловины, лежит среднелепистоценовая основная морена, прослеживающаяся по этим долинам почти до центра котловины. В морене наблюдаются гляциодинамические текстуры, отторженцы суглинков и песчаные гляциодиапиры [Окишев, 1980]. Один из характерных разрезов описан нами в правобережном обрыве р. Тархата (N = 49.82017°; E = 88.58189°; Alt = 1928 м). Здесь на глубину 1.5 м от бровки обнажается разрез протяженностью по горизонтали около 60 м, в котором под маломощным (0.2 м) слоем галечников вскрыта сложно построенная толща чешуйчатых морен и отторженцев. Морена представлена светло-серым (пепельным) диамиктоном, а отторженцы — валунно-галечниками и белыми алевритами. Диамиктон, валунно-галечники и алевриты вовлечены в дислокации разного типа: складки волочения, диапиры, шарьяжи. Генетическая интерпретация разреза представляется следующим образом: морена залегает на озерных алевритах и флювиогляциальных галечниках, вовлеченных в гляциодислокации, и перекрывается озерными галечниками [Зольников и др., 2010]. Очевидно, что вовлеченные при периодических подвижках ледников во внутриморенные дислокации озерные алевриты, суглинки и пески представляют собой искомые погребенные осадки озерного бассейна эпохи максимального оледенения.

С целью их выявления в погребенном состоянии были более детально проинтерпретированы верхние части геоэлектрических профилей, выполненных в междуречье Ирбисту и Кокозека. Важнейшим результатом этой интерпретации стал факт наличия в верхних частях всех разрезов слоя с относительно низкими значениями удельного электрического сопротивления (100—270 Ом·м), заключенного среди высокоомных слоев (рис. 13, А). Он находится на глубинах от 0.5 до 2 м, имеет переменную мощность (достаточно изрезанный рельеф верхней и нижней границы в плане), площадное распространение. Судя по глубине залегания и характерному диапазону сопротивлений, этот слой может быть сопоставлен с тонкозернистыми озерными осадками среднего неоплейстоцена, а характер распределения его мощностей представлен на рис. 13, Б. Следует отметить, что геоэлектрический слой с пониженными сопротивлениями не может быть соотнесен с каким-либо водоносным горизонтом, так как последние в этом районе залегают много глубже.

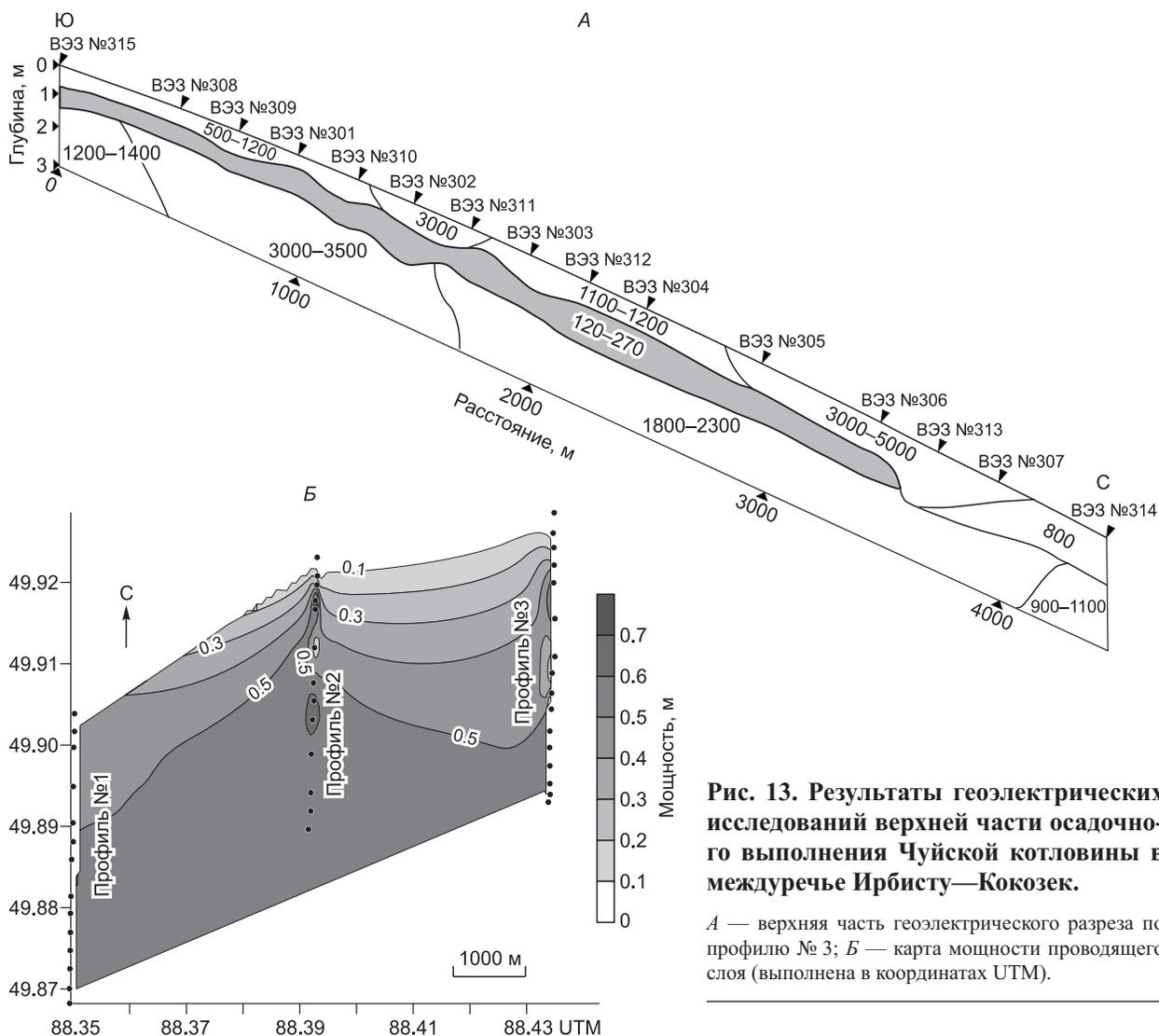


Рис. 13. Результаты геоэлектрических исследований верхней части осадочного выполнения Чуйской котловины в междуречье Ирбисту—Кокозек.
А — верхняя часть геоэлектрического разреза по профилю № 3; *Б* — карта мощности проводящего слоя (выполнена в координатах UTM).

ВЫВОДЫ

По данным вертикальных электрических зондирований получены параметрические характеристики горных пород большей части кайнозойского разреза Чуйской межгорной впадины на целом ряде хорошо изученных геологических объектов. При этом установлено, что УЭС отложений в поверхностных условиях их залегания хорошо согласуются с геоэлектрическими параметрами этих пород в погруженном состоянии.

Методика измерений и современные средства обработки полевых данных ВЭЗ, его высокая детальность на малых глубинах позволили получить информацию о строении и физических свойствах пород от дневной поверхности до глубин 250—300 м.

Выяснено, что полифациальные и полихронные отложения, выполняющие впадину, хорошо дифференцированы по электрическим характеристикам.

В пределах параметрического участка глубинная модель ЗС по величине сопротивлений и мощностям слоев в своей верхней части хорошо согласуется с геоэлектрической моделью, построенной по данным ВЭЗ. Этот факт позволяет проводить комплексную литолого-стратиграфическую интерпретацию геоэлектрических моделей, полученных различными методами. Как следствие применение этого комплекса электроразведочных методов в геоэлектрических условиях Чуйской впадины способно дать информацию о строении ее осадочного выполнения на полную глубину.

Привлечение данных метода ВЭЗ позволило выявить в северной прибортовой части котловины эрозионную форму рельефа — канал прорыва. Его обнаружение является доказательством именно ледниково-подпрудного, а не тектонически-подпрудного или обвального-подпрудного генезиса среднеолейстоценового озера.

Благодаря детальному расчленению верхней части геоэлектрического разреза по данным метода ВЭЗ, в руках исследователей Чуйской котловины появился инструмент, позволяющий выявлять и картировать слои и линзы мелкозернистых осадков древних озер, скрытые под покровом флювиогляциально-го и озерного валунно-галечного материала, моренных диамиктонов.

Методы электроразведки (ВЭЗ, ЗС) являются весьма эффективным инструментом исследования глубинной структуры межгорных котловин, благодаря своей относительно низкой стоимости и развитым способам оперативной обработки полевых данных.

Можно сделать общий вывод, что отложения, выполняющие впадину, хорошо дифференцированы по электрическим характеристикам, и методы электрических и электромагнитных зондирований эффективны для исследований в этом районе. Возбуждаемые электромагнитные поля распространяются от поверхностных до глубоких слоев разреза и позволяют получить информацию о строении и физических свойствах пород, слагающих полный разрез впадины. Таким образом, использованный комплекс электроразведочных методов обладает высокой информативностью в геоэлектрических условиях Чуйской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М., Наука, 1981, 132 с.

Бородавко П.С. Эволюция Чуйско-Курайской лимносистемы в позднем неоплейстоцене: Автореф. дис. ... к.г.н. Томск, ТГУ, 2003, 22 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.

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1993, 253 с.

Гутак Я.М., Батяева С.К., Ляхницкий В.Н., Федак С.И. Юрские отложения Горного Алтая // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири. Материалы научно-практической конференции. Новосибирск, 2001, с. 49—56.

Десяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., Наука, 1965, 244 с. (Труды ГИН, вып. 126).

Десяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). М., Наука, 1981, 196 с. (Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 27).

Деев Е.В., Зольников И.Д., Гуськов С.А. Сейсмичность в четвертичных отложениях Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (6), с. 703—722.

Дергунов А.Б., Шульгина В.С., Калганов Е.Н., Гаврилова В.Н., Раковец О.А., Шапошников Г.Ф., Горелов Б.Г. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-ХVII. Объяснительная записка. М., Недра, 1961, 104 с.

Еманов А.А., Лескова Е.В. Структурные особенности афтершокового процесса Чуйского (Горный Алтай) землетрясения // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (10), с. 1065—1072.

Ерофеев В.С. О стратиграфическом положении кызылгирской свиты неогена Горного Алтая // Труды Института геологических наук АН КазССР, 1970, т. 29, с. 21—23.

Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 20—30.

Зольников И.Д. Стратотипы четвертичных отложений Яломано-Катунской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (9), с. 906—918.

Зольников И.Д., Деев Е.В., Лямина В.А. Новые данные о четвертичном морфолитогенезе в Чуйской котловине // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (4), с. 437—449.

Зыкин В.С., Казанский А.Ю. Стратиграфия и палеомагнетизм кайнозойских (дочетвертичных) отложений Чуйской впадины Горного Алтая // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 75—90.

Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Шурыгин Б.Н., Маринов В.А., Смирнова Т.Н. Палеонтологические свидетельства присутствия морского верхнего мела на Горном Алтае // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: материалы IV Всерос. совещания. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2008, с. 90—92.

Легенда Алтайской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Объяснительная записка. Новокузнецк, 1999, 136 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., Эпов М.И., Антонов Е.Ю., Дашевский Ю.А., Дучков А.Д. Реконструкция глубинного строения Чуйской впадины Горного Алтая по данным электромагнитных зондирований // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (9), с. 1399—1416.

Неведрова Н.Н., Санчаа А.М., Васильев Д.В., Суролина И.В. Строение зоны тектонических деформаций Чуйского землетрясения в Горном Алтае по данным геоэлектрики с активным источником // Вестник НЯЦ РК. Курчатов, НЯЦ РК, 2009, вып. 3 (39), с. 98—104.

Окишев П.А. Признаки древнего оледенения и их палеогляциологическая информативность // Вопросы географии Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1980, вып. 13, с. 60—87.

Парначев С.В. Геология высоких алтайских террас (Яломанско-Катунская зона). Томск, Изд-во ИПФ ТПУ, 1999, 137 с.

Розенберг Л.И. К стратиграфии кайнозойских (доледниковых) отложений Горного Алтая // Бюллетень МОИП, Отдел геологии, 1973, т. 48 (2), с. 45—60.

Рудой А.Н. Гигантские рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск, Изд-во ТГПУ, 2005, 224 с.

Русанов Г.Г. Предварительные результаты изучения кайнозойских отложений в Чуйской и Курайской котловинах // Новые данные по геологическому строению и условиям формирования месторождений полезных ископаемых в Алтайском крае (Тез. докл. конф.). Барнаул, 1991, с. 24—25.

Русанов Г.Г. Некоторые новые данные о возрасте туерькской и кызылгирской свит Горного Алтая // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской складчатой области (Материалы науч.-практ. конф.). Кемерово—Новокузнецк, 1999, с. 89—91.

Свиточ А.А., Боярская Т.Д., Воскресенская Т.Н., Глушанкова И.И., Евсеев А.В., Курсалова В.И., Парамонова Н.Н., Фаустов С.С., Хореев В.С. Разрез новейших отложений Алтая (опорные разрезы новейших отложений) / Ред. К.К. Марков. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978, 208 с.

Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Кале Э., Дучков А.Д., Запирева Е.А., Казанцев С.А., Русбек Ф., Брюникс К. Поля и модели смещений земной поверхности Горного Алтая // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (8), с. 923—937.

Черноморский М.А., Мусиенко З.В., Трифонов Н.П., Раковец О.А. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Горно-Алтайская. Листы М-45-XXIII, XXIX. Объяснительная записка. М., Недра, 1965, 77 с.

Четвертичная система // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2008, вып. 38, с. 115—127.

Электрическое зондирование геологической среды. Ч. 2. Интерпретация и практическое применение: учеб. пособие / Под ред. В.К. Хмелевского, А.В. Шевнина. М., Изд-во Моск. ун-та, 1992, 200 с.

Эпов М.И., Дашевский Ю.А., Ельцов И.Н. Автоматизированная интерпретация электромагнитных зондирований. Новосибирск, 1990, 28 с. (Препринт ИГиГ СО АН СССР; № 3).

*Рекомендована к печати 1 марта 2011 г.
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию
13 мая 2010 г.*