



GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL TRANSECT OF THE MIDDLE TIEN SHAN ACROSS THE NARYN AND ATBASHI DEPRESSIONS

E.S. Przhiyalgovskii ¹✉, A.K. Rybin ², Yu.A. Morozov³, E.V. Lavrushina¹, M.G. Leonov ¹, E.A. Bataleva ²

¹ Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 7 Pyzhevsky Ln, Moscow 119017, Russia

² Research Station, Russian Academy of Sciences, Bishkek 720049, Kyrgyzstan

³ Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, 10-1 Bolshaya Gruzinskaya St, Moscow 123242, Russia

ABSTRACT. The article presents the results of integrated geological and geophysical research works dealt with detailed magnetotelluric (MT) sounding and the study of the morphology and spatial position of the sedimentary cover and basement structures along the key transect of the Middle Tien Shan crossing the Naryn and Atbashi depressions. The data on the distribution of deep electrical conductivity of the crust and upper mantle were compared with the seismic profiling data. The compilation of the results of structural-geological and geophysical studies provided the opportunity to draw 2D upper-crust geological structure, consistent with the structure of electrical conductivity of the crust to depths of about 10 km. The detailed geological cross-sections and the structural and geological data allow us to characterize the deformations of the Cenozoic sedimentary complex and Paleozoic basement surface associated with the alpine activation of the key segment of the Tien Shan. It is shown that the Cenozoic structural parageneses emerged during a relatively short-term phase of deformation and orogeny under conditions of horizontal compression and transpression, which did not manifest themselves during sagging that occurred previously.

KEYWORDS: Cenozoic cover; deformations; magnetotelluric profile; Pliocene; Early Pleistocene; Naryn depression; Atbashi depression; Baibichetoo uplift; Tien Shan

FUNDING: The research was carried out with the financial support of the Russian Science Foundation (project 16-17-10059) at the Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek.

RESEARCH ARTICLE

Received: June 30, 2021

Revised: November 22, 2021

Accepted: December 13, 2021

Correspondence: Eugeny S. Przhiyalgovskii, prz4@yandex.ru

FOR CITATION: Przhiyalgovskii E.S., Rybin A.K., Morozov Yu.A., Lavrushina E.V., Leonov M.G., Bataleva E.A., 2022. Geological and geophysical transect of the Middle Tien Shan across the Naryn and Atbashi depressions. *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (1), 0568. doi:10.5800/GT-2022-13-1-0568

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ТРАНСЕКТ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ЧЕРЕЗ НАРЫНСКУЮ И АТБАШИНСКУЮ ВПАДИНЫ

Е.С. Прзиялговский¹, А.К. Рыбин², Ю.А. Морозов³, Е.В. Лаврушина¹, М.Г. Леонов¹, Е.А. Баталева²

¹ Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

² Научная станция РАН, 720049, Бишкек, Кыргызстан

³ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Россия

АННОТАЦИЯ. В статье представлены результаты комплексных геолого-геофизических исследований вдоль ключевого трансекта, пересекающего Нарынскую и Атбашинскую впадины в Срединном Тянь-Шане, которые включали детальные магнитотеллурические (МТ) зондирования и изучение морфологии и пространственного положения структур осадочного чехла и фундамента. Данные о распределении глубинной электрической проводимости коры и верхней мантии сопоставлялись с материалами сейсмического профилирования. Компиляция результатов структурно-геологического и геофизического изучения дала возможность создать 2D-модель верхнекоровой геологической структуры, согласующейся со структурой электрической проводимости коры до глубины около 10 км. Построенный детальный геологический разрез и данные структурно-геологических исследований позволяют полно охарактеризовать деформации кайнозойского осадочного комплекса и поверхности палеозойского фундамента, связанные с альпийской активизацией Тянь-Шаня. Показано, что кайнозойские структурные парагенезы возникли в течение относительно кратковременной фазы деформации и горообразования в условиях горизонтального сжатия и транспрессии, не проявившихся на стадии предшествующего прогибания.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: кайнозойский чехол; деформация; магнитотеллурический профиль; плиоцен; ранний плейстоцен; Нарынская впадина; Атбашинская впадина; поднятие Байбичетоо; Тянь-Шань

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10059) ФГБУН Научной станции РАН в г. Бишкеке.

1. ВВЕДЕНИЕ

Изучение геологической эволюции внутригорных впадин Тянь-Шаня является важнейшим инструментом выяснения особенностей геодинамического режима региона на стадии альпийского тектогенеза. Весьма показательный объект – тектонический ансамбль «Нарынская впадина – поднятие Байбичетоо – Атбашинская впадина» (НБА) Срединного Тянь-Шаня, который формировался в течение всего кайнозоя как система конседиментационных прогибов, разделенных относительными поднятиями. На завершающих этапах тектонического развития все коровые комплексы, включая многокилометровый осадочный чехол, были интенсивно деформированы в обстановке меридионального сжатия, обусловленного коллизией Индийской и Евразийских плит, принципиальная схема которой представлена в [Molnar, Tapponnier, 1975].

Несмотря на хорошую геолого-геофизическую изученность, внутренняя структура впадин до сих пор трактуется неоднозначно. На обзорных картах и в различных публикациях по-разному показан рельеф кровли фундамента и мощности осадочного чехла в пределах впадин [Geological Map..., 1980; Makarov, 1977; Makeev, 2000; Yudakhin, 1983]. Прежде всего это касается бортовых частей впадин, где палеозойский фундамент надвинут на отложения чехла и имеются известные проблемы при интерпретации геофизических данных, полученных в процессе поисково-съёмочных работ в

60–70-е годы. Вероятно, не менее важной причиной неоднозначности трактовки глубинного строения ложа впадин является сложность складчатых и покровных деформаций внутри осадочного чехла, которые не коррелируются со структурами кровли фундамента.

Проведенные в последние годы морфоструктурные исследования и определения возраста отложений террас [Burbank et al., 1999; Thompson et al., 2002; Goode et al., 2011, 2014; Morozov et al., 2014] указывают на пространственно-временную неоднородность развития структур ансамбля НБА, что дает основание для более детального изучения структуры и эволюции региона исследований. Именно эту цель преследовали проведенные комплексные геолого-геофизические исследования в Срединном Тянь-Шане. Они проводились вдоль трансекта, пересекающего с севера на юг Нарынскую и Атбашинскую впадины примерно по меридиану 75.2° в.д. в пределах широкой полосы вдоль МТ-профиля [Rybin et al., 2018]. Компиляция результатов геологического и геофизического изучения позволила создать 2D-модель верхнекоровой геологической структуры, согласующейся со структурой электрической проводимости коры до глубины около 10 км.

2. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Триада структур НБА расположена в пределах Киргизского сектора Срединного Тянь-Шаня (рис. 1, 2).

Нарынская и Атбашинская впадины представляют собой межгорные котловины, ограниченные высокогорными хребтами-поднятиями, где обнажаются палеозойские породы фундамента. Впадины заполнены кайнозойскими отложениями, мощность которых по геофизическим данным [Yudakhin, 1983; Makarov, 1977] достигает 4.5 км. Консолидация коры этой части Тянь-Шаня завершилась в середине пермского периода [Burtman, 2010, 2012; Mossakovsky et al., 1993; Porshnyakov, 1973; Bazhenov, Mikolaichuk, 2004]. В течение всего мезозоя рассматриваемая территория являлась областью денудации и выравнивания. В конце палеогена и в неогене поверхность фундамента деформировалась с образованием депрессий, в которых накапливались мощные толщи терригенных отложений.

По данным трекового анализа апатита, области денудации, ограничивающие изначально единый Нарынско-Атбашинский бассейн, были связаны с поднятиями, проявившимися в разное время: хр. Атбаша – 19–21 млн лет назад, Молдоттоо и Нарынтоо – около 11 млн лет [Sobel et al., 2006; Buslov et al., 2008; Glorie et al., 2011; Delvaux et al., 2013]. Формирование современного расчлененного рельефа и интенсивные деформации накопившихся отложений связаны с позднеорогенной фазой тектонической активности, начавшейся на рубеже неогена и кватерта и продолжающейся поныне [Sadybasov, 1990; Chediya, 1986; Bullen et al., 2003; Buslov, 2004; Buslov et al., 2007].

Разрезы отложений обеих впадин сходны и уверенно коррелируются (рис. 3). В основании разрезов на маломощной коре выветривания палеозойского фундамента залегают песчано-глинисто-карбонатные отложения коктурпакской свиты (палеоцен – эоцен [Geology of the USSR..., 1972]), которые развиты не повсеместно и мощность которых не превышает 30 м. Стратиграфически выше расположены терригенные красноцветные отложения киргизской свиты, возраст которой для всего Тянь-Шаня определяется в интервале олигоцен – миоцен. По данным магнито-стратиграфических исследований, проведенных в Нарынской впадине, возраст киргизских отложений может здесь быть моложе и составляет от 12 до 8 млн лет [Abdrakhmatov et al., 2001]. Мощность отложений в бортовых зонах впадин составляет 250–300 м и по данным бурения и на сейсмических профилях увеличивается к их центру [Makeev, 2000; Trofimov, 1973; Omuraliev, 1990; Sadybasov, 1990; Yudakhin, 1983]. Состав и мощность отложений киргизской свиты в обеих впадинах сходны. Минимальная мощность красноцветов (60 м) установлена на своде Байбичетоо в долине р. Карабук.

Разрез венчается толщей континентальных фациально-изменчивых отложений нарынской свиты (плиоцен), разделяемых на три подсвиты. Мощность нарынской свиты на склонах центрального поднятия составляет 1.0–1.5 км и увеличивается до 2–4 км в центральных частях впадин. Нижнеарынская и среднеарынская

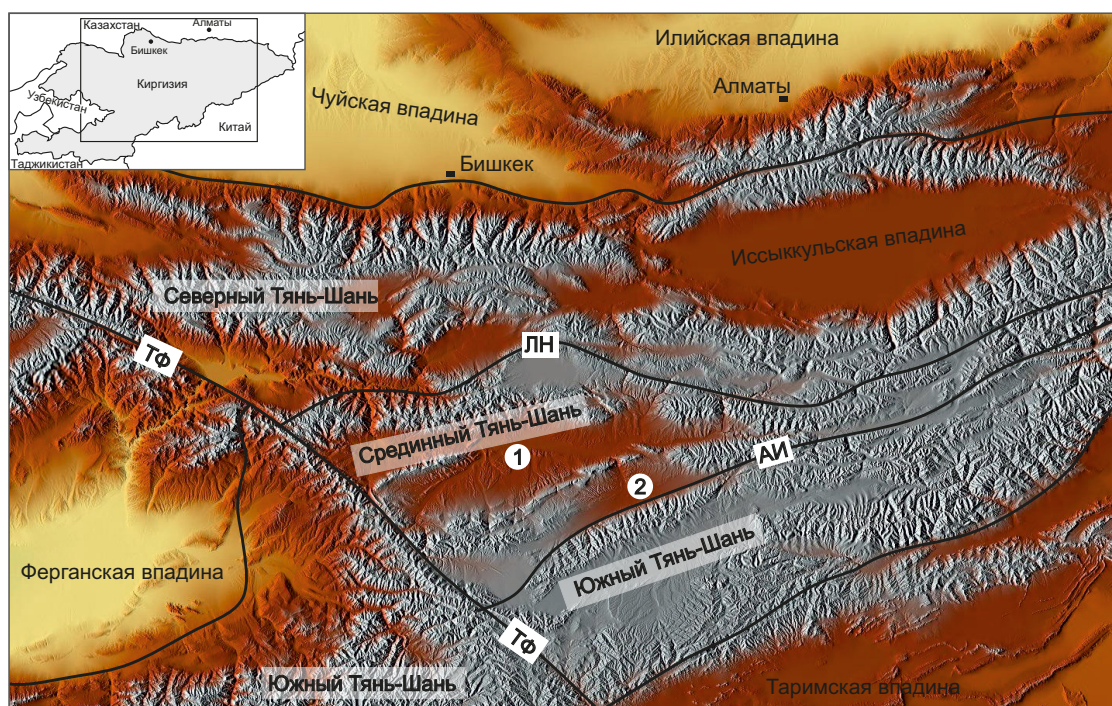


Рис. 1. Положение Нарынской (1) и Атбашинской (2) впадин в общей структуре Тянь-Шаня и их выраженность в рельефе. Разломные ограничения Срединного Тянь-Шаня: Таласо-Ферганский сдвиг (ТФ), Линия Николаева (ЛН) и Атбаша-Иныльчекский разлом (АИ).

Fig. 1. The position of the Naryn depression (1) and the Atbashi depression (2) in the structure of the Tien Shan and their topographical manifestations. The faults detaching the Middle Tien Shan: Talas-Ferghana strike-slip fault (ТФ), Nikolaev Line fault (ЛН) and Atbashi-Inylchek fault (АИ).

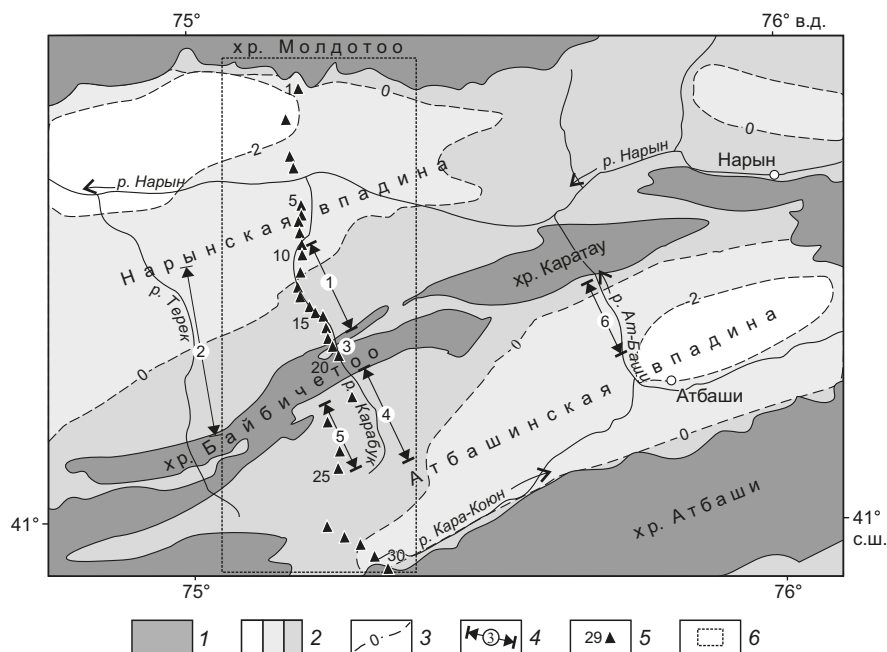


Рис. 2. Общая морфоструктурная схема тектонического ансамбля НБА.

1 – палеозойский фундамент; 2 – кайнозойский чехол (более светлый оттенок соответствует большей мощности); 3 – изогипсы подошвы чехла; 4 – положение описанных литологических разрезов, представленных на рис. 3; 5 – пикеты МТ-профиля «Карабук»; 6 – контур участка детальных структурно-геологических работ.

Fig. 2. A general morphological-structural scheme of the Naryn and Atbashi basins.

1 – Paleozoic basement; 2 – Cenozoic cover (a lighter shade corresponds to a larger thickness); 3 – isohypses of the base of the sedimentary cover; 4 – the position of the lithological cross-sections described (see Fig. 3); 5 – pickets of the MT-profile “Karabuk”; 6 – the contour of the detailed structural-geological studies.

подсвиты сходны в обеих впадинах (рис. 3). Верхние горизонты неогенового разреза, представленные чередованием пестрых песчаников, суглинков, глин и конгломератов, обнажены только в наиболее погруженных частях впадин. Корреляция этих отложений затруднена из-за их значительной фациальной изменчивости. Мощные и неравномерно распределенные во впадинах толщи плейстоценовых конгломератов отвечают позднейшей фазе активного воздымания и денудации окружающих впадины хребтов.

Литолого-стратиграфические особенности отложений чехла Нарынской и Атбашинской впадин позволяют заключить, что в течение олигоцена, миоцена и в начале плиоцена на месте впадин и разделяющего их поднятия Байбичетоо существовал единый внутриконтинентальный бассейн седиментации. Вариации мощности киргизской и нижней пачки нарынской свиты указывают на зарождение локальных конседиментационных поднятий, одним из которых было поднятие Байбичетоо. Поднятия были выражены в рельефе палеозойского фундамента, но палеозойские породы не обнажались на поверхности и не размывались [Omulraliev, 1990].

В конце неогена бассейн испытывает морфоструктурную дифференциацию – происходит его расчленение на отдельные ванны, разделенные поднятием Байбичетоо. В пределах поднятия подвергаются размыву не только кайнозойские отложения, но и палеозойский

фундамент, о чем свидетельствует присутствие в отложениях верхнего плиоцена обломков мраморизованных известняков. Согласно залеганию и сохранению последовательности напластования слоев палеогена и неогена, отсутствие структурных несогласий вплоть до конца неогена и литологические признаки свидетельствуют о невысоких скоростях тектонических движений почти на всем этапе седиментации. В квартере возникает расчлененный высокогорный рельеф и происходит перестройка речной сети [Burbank et al., 1999], центральное поднятие испытывает относительный подъем и денудацию, кайнозойские отложения, включая верхнеплиоценовые, деформируются.

Интенсивное смятие разновозрастных слоев чехольного комплекса и надвигание пород палеозойского основания на плиоценовые и нижнеплейстоценовые отложения в бортовых частях впадин характеризуют обстановку меридионального сжатия на поздней фазе тектонического развития, при этом кора депрессионных областей, по-видимому, демонстрирует на этом этапе большую «жесткость», чем зоны антиклинорного смятия [Buslov, 2004; Buslov et al., 2007]. Помимо меридионального сжатия для системы НБА устанавливается праводвиговая составляющая смещения по главным широтным разломам, о чем свидетельствует ориентировка осей складок во впадинах и другие кинематические индикаторы [Morozov et al., 2014].

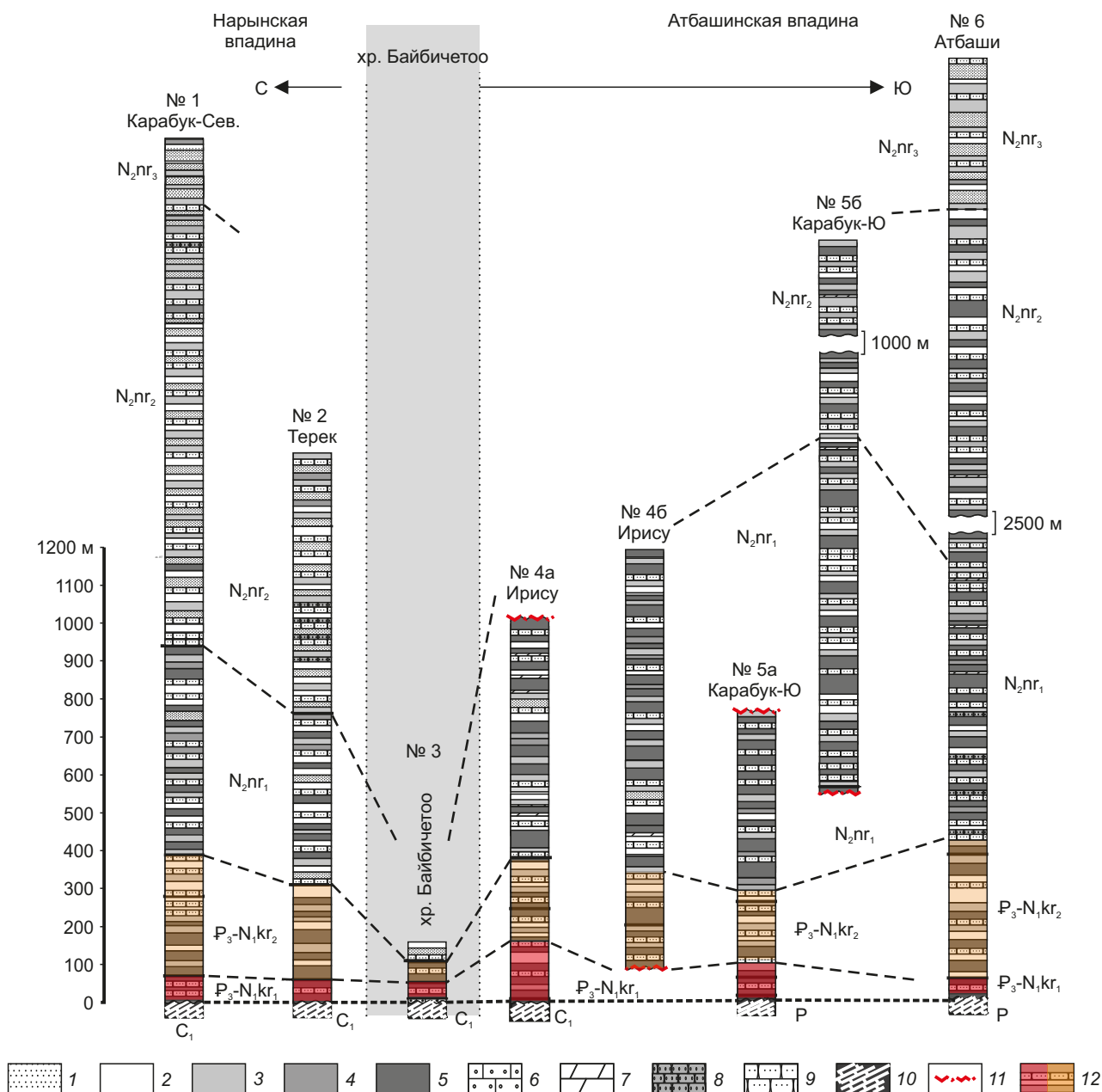


Рис. 3. Сопоставление литолого-стратиграфических колонок Нарынской и Атбашинской впадин на разном удалении от поднятия Байбичетоо (по [Przhiyalgovskii, Lavrushina, 2020], с дополнениями).

1 – пески; 2 – алевролиты; 3 – супеси; 4 – суглинки; 5 – глины; 6 – известняки с конкрециями; 7 – доломиты; 8 – конгломераты; 9 – песчаники; 10 – палеозойские сланцы и мраморы; 11 – тектонические ограничения непрерывных разрезов (разломы); 12 – градации красноцветности пачек.

Fig. 3. Comparison between lithostratigraphic columns of the Naryn and Atbashi basins at different distances from the Baibichetoo uplift after [Przhiyalgovskii, Lavrushina, 2020].

1 – sands; 2 – aleurolites; 3 – sandy loams; 4 – loams; 5 – clays; 6 – limestones with nodules; 7 – dolomites; 8 – conglomerates; 9 – sandstones; 10 – Paleozoic shales and marbles; 11 – tectonic constraints for continuous cross-sections (faults); 12 – gradations of red-colored units.

3. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Комплексные исследования включали изучение электрических характеристик геосреды, а также анализ структурно-геологических данных вдоль выбранного трансекта и компиляцию полученных данных и материалов предшествующего геолого-геофизического изучения.

1. На основании программной обработки данных МТ-зондирования вдоль профиля «Карабук» длиной около 70 км (30 пикетов с шагом около 2 км) была построена 2D-модель глубинной электропроводности [Rybin et al., 2018]. Компоненты электромагнитного поля измерялись с помощью широкодиапазонных измерительных станций Phoenix Geophysics MTU-5 по методике,

адаптированной на Научной станции РАН для горных условий Тянь-Шаня (Прил. 1). Структурно-вещественная интерпретация результирующей геоэлектрического разреза проводилась с учетом других геофизических материалов [Yudakhin, 1983; Makarov et al., 2010; Makeev, 2000].

2. Структурно-геологические исследования включали детализацию геологической основы в координатах 75.0–75.4° с.ш. и 41.1–41.6° в.д., прослеживание геологических границ и маркирующих горизонтов, фиксацию изменения мощностей пачек слоев и свит, построение детальных структурно-геологических разрезов по долинам, поперечным простиранию структур. Анализировалась морфология деформационных структур с целью корректного построения глубинных частей разрезов. Подробнее методические приемы структурных исследований освещены в Прил. 2.

Структуры кайнозойской дезинтеграции в палеозойских породах (разломы, трещинные системы, зоны катаклаза) дешифрировались и изучались в обнажениях и на геоэлектрическом профиле, определялась их сингенетичность со структурами внутри осадочных бассейнов. На склонах хребтов-поднятий деформации кровли фундамента изучались морфоструктурными методами по останцам этой поверхности, отпрепарированной эрозией.

Весь комплекс полученных данных послужил основанием для построения генерального геологического разреза, пересекающего с севера на юг геодинамическую систему НБА и отражающего структуры осадочного чехла и поверхности фундамента.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В результате проведенных работ по изучению геоэлектрического разреза земной коры региона с использованием метода магнитотеллурического зондирования (МТЗ) вдоль линии магистрального профиля была рассчитана численная 2D-модель распределения сопротивления (рис. 4). Важным критерием ее представительности является двумерность структуры. Для МТ-профиля «Карабук» двумерность среды подтверждается малыми величинами параметра неоднородности (N), углового параметра асимметрии (A), амплитудного параметра асимметрии (Skew-S) и фазочувствительного параметра асимметрии. Реальные векторы Визе периода $T=100$ с для сегмента профиля в Нарынской впадине и в большинстве пунктов наблюдения в Атбашинской впадине (исключения обсуждаются ниже) ориентированы ортогонально токовым системам [Rybin et al., 2018], зависящим от величины суммарной продольной проводимости (S) чехла (см. Прил. 1, рис. 1.1).

Согласованность этих характеристик обосновывает применение 2D-инверсии МТ данных по алгоритму Rodi – Mackie [Rodi, Mackie, 2001]. Контроль дисперсионного соотношения второго рода, связывающего кажущиеся сопротивления и фазы импеданса, для

рассматриваемого профиля показал его выполнение для всех пунктов наблюдений в большей части частотного диапазона зондирований, что свидетельствует о высоком качестве МТ наблюдений и их обработки и небольшой величине итоговой погрешности RMS.

В геоэлектрической модели профиля «Карабук» отражена структура распределения электропроводности на всю мощность корового слоя до глубины более 40 км. Благодаря малому шагу расположения пикетов, наиболее детально определена структура верхней коры до глубины 10–15 км. На этом уровне проявляются различия структуры проводимости межгорных прогибов и поднятий с выходами на поверхность пород фундамента. В пределах впадин, особенно Нарынской, на фоне приповерхностного низкоомного слоя (10–50 Ом·м) мощностью до 4 км отчетливо проявлены пологие волнообразные зоны повышенной электропроводности (5–15 Ом·м), соответствующие поверхностям напластования кайнозойских осадочных толщ. Такие значения сопротивления горных пород вполне согласуются с геоэлектрическими свойствами пачек слоев песчано-глинисто-известкового состава с пониженными сопротивлениями пачек глин или эвапоритов и повышенными – галечных конгломератов.

Для нижележащих горизонтов верхней коры и сегмента срединного поднятия фундамента Байбичетоо характерно чередование крупных проводящих и высокоомных массивов (более 600 Ом·м), вытянутых по вертикали с наклоном в ту или иную сторону. Высокоомные блоки иногда обрамляются дугообразными зонами повышенной электропроводности (менее 10 Ом·м), возможно отражающими структурно-литологические неоднородности герцинской складчатости. Для электрической структуры средней и нижней коры характерна крутая или наклонная ориентировка контрастных по проводимости вытянутых дугообразных массивов, где высокоомные объекты (предположительно наименее раздробленные) окаймлены проводниками (зонами фильтрации или минерализации).

Различия геоэлектрического строения разных горизонтов коры отчасти связаны с разной детальностью расшифровки структуры, обусловленной уменьшением разрешающей способности метода с глубиной. Тем не менее в структуре электропроводности отчетливо отражены региональные границы слоев земной коры с различными плотностными характеристиками, которые были независимо определены методами сейсмического зондирования (рис. 4). Вертикальным разделам (главным разломам), выделенным при детальном сейсмическом профилировании [Makeev, 2000], соответствуют области низких сопротивлений или значительных градиентов проводимости. Можно отметить, что главные плотностные границы разделяют слои земной коры с различной структурой электропроводности. Например, для сейсмоактивного слоя выше границы K1 (палеозойско-докембрийский фундамент) характерно чередование вытянутых по вертикали высокоомных и низкоомных объемов. Сопоставимость

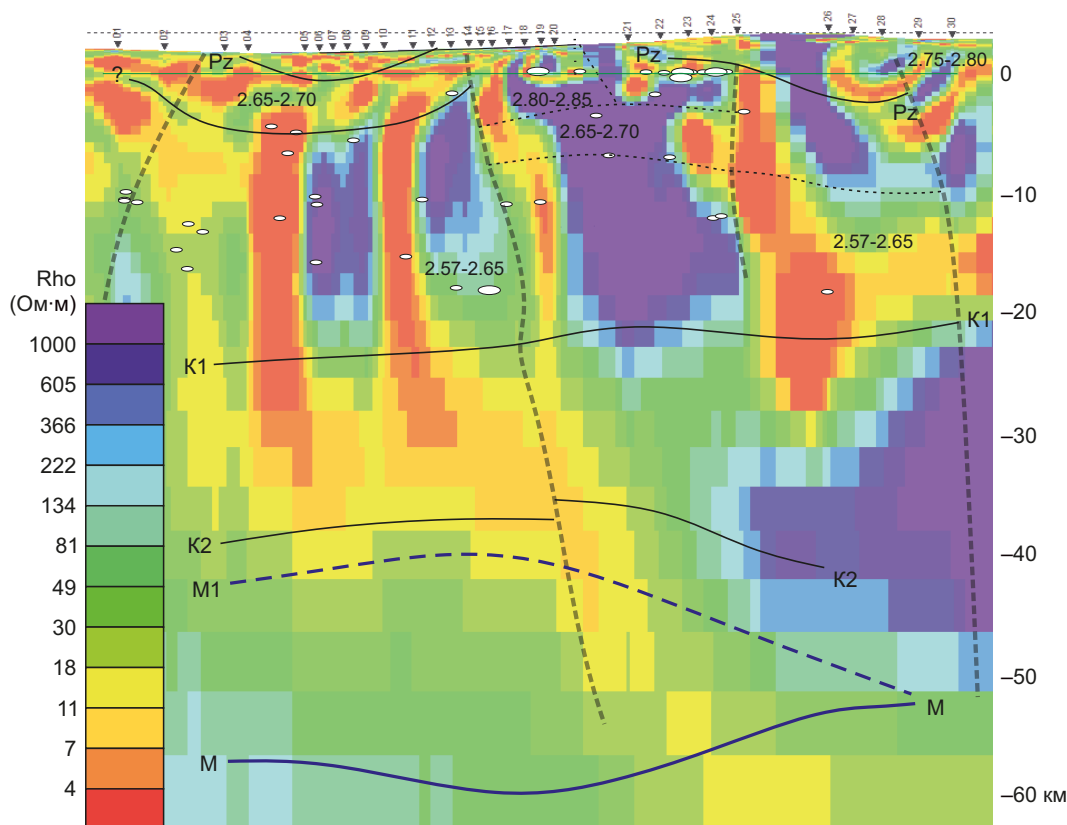


Рис. 4. Сопоставление геофизических данных зондирования земной коры системы НБА.

На геоэлектрический разрез МТЗ (слева – шкала удельных сопротивлений) нанесены субвертикальные разломы и предполагаемые границы структурно-вещественных неоднородностей, определенные Г.И. Ильченко и В.П. Макеевым [Makeev, 2000] по данным сейсморазведки (Pz – кровля палеозойского фундамента, K1 – кровля промежуточного слоя, K2 – кровля нижнего слоя коры, M – поверхность Мохо). Цифры на профиле указывают интервалы вычисленной плотности пород. M1 – альтернативное положение поверхности Мохо по [Makarov et al., 2010]. Белые эллипсы – гипоцентры землетрясений. Пояснения в тексте.

Fig. 4. Comparison of the results of geophysical sounding of the Earth's crust in the NBA system.

The geoelectric cross-section from magnetotelluric sounding (MTS) (resistivity scale on the left) shows the subvertical faults and inferred boundaries of structural and compositional inhomogeneities defined by G.I. Ilchenko & V.P. Makeev [Makeev, 2000] during seismic exploration (Pz – the roof of the Paleozoic basement, K1 – the roof of the intermediate Earth's crust layer, K2 – the roof of the lower Earth's crust layer, M – the Moho boundary). The numbers on the profile indicate the intervals of the calculated rock densities. White ellipses are hypocenters of earthquakes. M1 is the alternative position of the Moho boundary after [Makarov et al., 2010]. Please see text for explanation.

результатов зондирования земной коры исследуемого региона независимыми геофизическими методами является важным критерием объективности информации и ключом к расшифровке ее геологической природы.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Согласное залегание и сохранность последовательности напластования слоев палеогена и неогена во всех рассмотренных обнажениях, отсутствие выраженных следов размыва и несогласий и другие признаки позволяют рассматривать весь комплекс кайнозойских (дочетвертичных) отложений в качестве единого структурного яруса. Лишь на рубеже плиоцена и квартала накопившиеся осадочные породы претерпели деформацию и денудировались в локальных поднятиях. Четвертичные отложения, включая нижнеплейсто-

ценовые, залегают с угловым несогласием. Это однозначно указывает на то, что структурный парагенез в осадочном чехле в основном характеризует позднюю фазу деформаций, начавшуюся после накопления палеоген-неогеновых отложений.

Крупные складки в осадочном чехле обычно имеют коробчатые формы с угловатыми или конформно-изогнутыми замками (рис. 5, а), крутыми осевыми плоскостями и ундулирующими шарнирами. Мощность компетентных слоев и пачек на крыльях складок в целом не изменяется, тогда как существенно глинистые слои смяты дисгармонично, иногда со структурами нагнетания в замках или вдоль зон тектонических смещений (рис. 5, в). При подобной геометрии складки обычно связаны с сингенетичными межслоевыми или секущими разрывными нарушениями. Разрывы представлены преимущественно взбросами и надвигами (рис. 5, б), составляющими единый структурный парагенез со

складками. Подобные парагенезы известны как складки пропагации разлома (fault-propagation folds), или принадлежные складки (thrust-truncated folds) [Suppe, Medwedeff, 1990; Brandes, Tanner, 2014]. Для такого стиля деформации стратифицированных комплексов применимы известные методики структурно-геометрических построений разрезов по структурно-морфологическим параметрам [Suppe, Medwedeff, 1990; Thompson et al., 2002; Goode et al., 2011; и др.]. Более надежным инструментом структурных построений являлось прослеживание и идентификация маркирующих горизонтов на значительных площадях (Прил. 2).

Результаты структурных исследований отображены на карте и на серии детальных геологических разрезов (рис. 6, 7, 8).

Характерная особенность деформаций в пределах впадин (см. рис. 6) – резко локализованный тип их проявления, когда обширные области с субгоризонтальными или слабонаклонными залеганиями слоев разделены линейными зонами смятия, выраженными поднятиями рельефа. Ширина этих зон складчато-разрывных деформаций различна – от нескольких сотен метров до нескольких километров, а протяженность достигает десятков километров. Как и в других

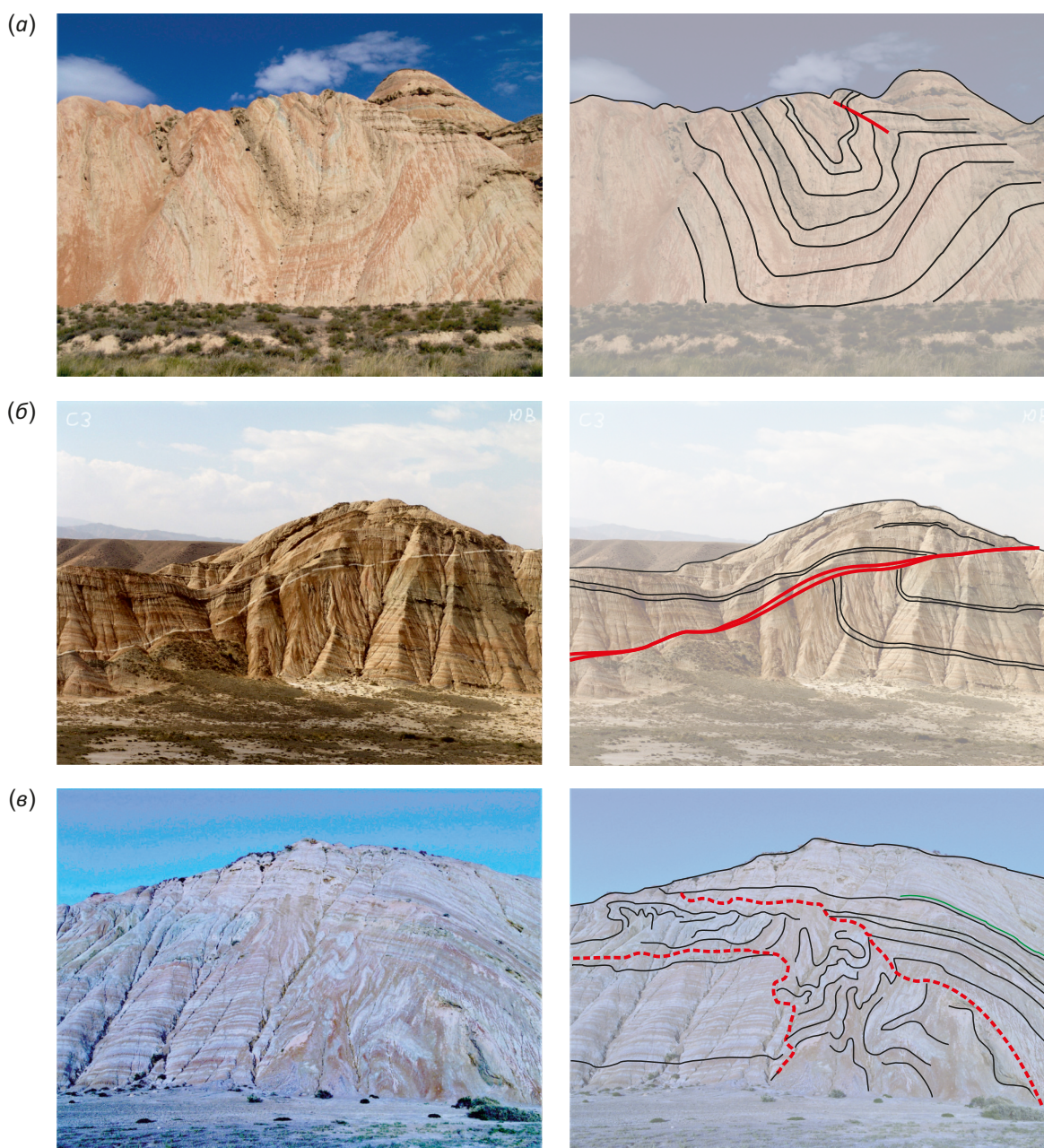


Рис. 5. Деформационные структуры в отложениях нарынской свиты (средняя подсвита) в долине р. Карабулун (Нарынская впадина, профиль E, деформационная зона 4). Пояснения в тексте.

Fig. 5. Deformation structures in the deposits of the Naryn suite (middle sub-suite) in the valley of the Karabulun River (Naryn depression, profile E, deformation zone 4). Please see text for explanation.

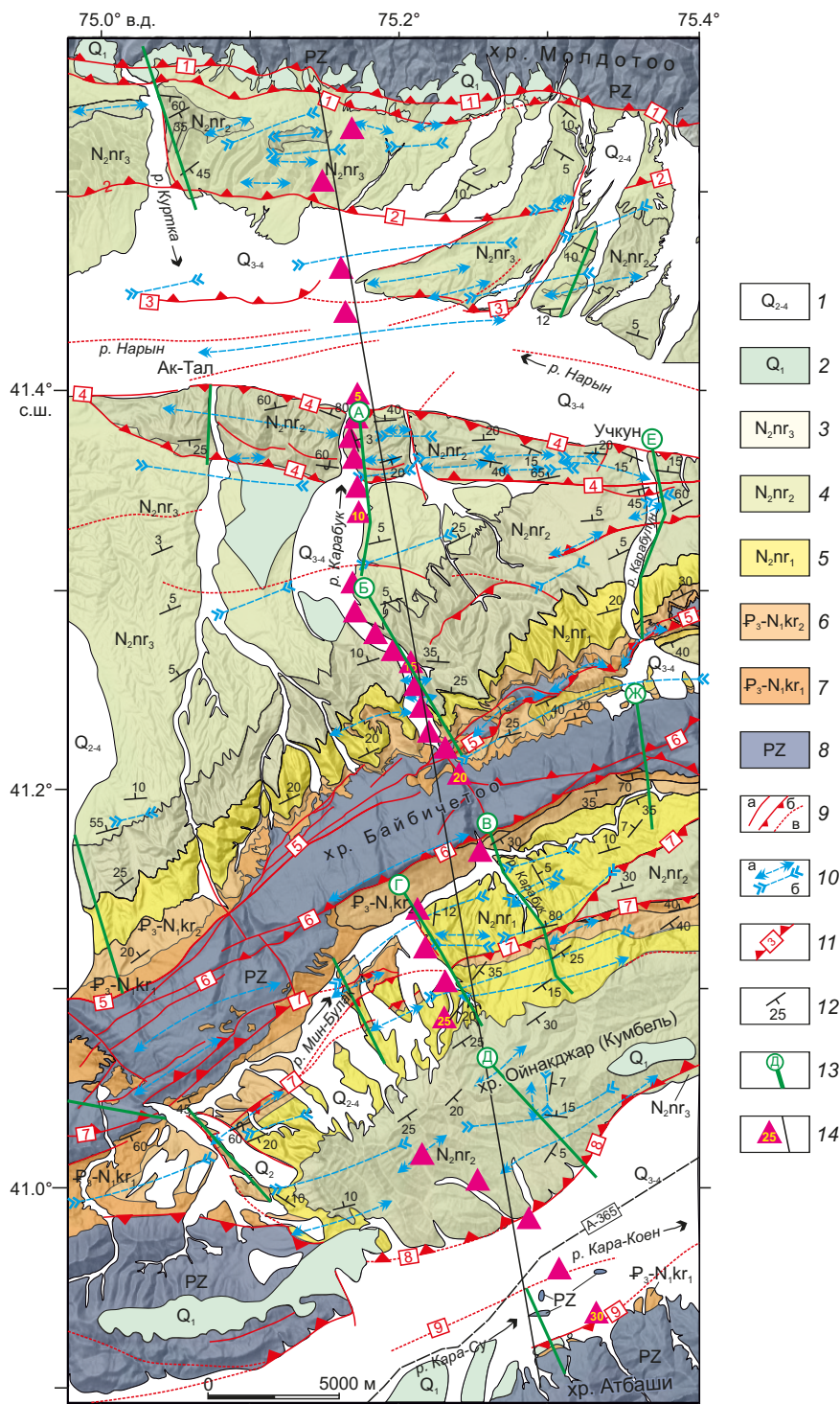


Рис. 6. Структурно-геологическая карта транsekта «Карабук».

1 – четвертичные отложения, за исключением шарпылдакской свиты (Q_{2-4}); 2 – шарпылдакская свита (Q_1); 3 – верхняя подсвита нарынской свиты (N_{2nr_3}); 4 – средняя подсвита нарынской свиты (N_{2nr_2}); 5 – нижняя подсвита нарынской свиты (N_{2nr_1}); 6 – верхняя подсвита киргизской свиты ($P_3-N_1kr_2$); 7 – нижняя подсвита киргизской свиты ($P_3-N_1kr_1$); 8 – выходы палеозойского фундамента; 9 – основные разломы: а – сдвиги и сбросы, б – надвиги, в – скрытые под рыхлыми отложениями; 10 – оси складок: а – антиклиналей, б – синклиналей; 11 – тектонические зоны; 12 – элементы залегания; 13 – деталированные структурно-геологические профили; 14 – положение магистрального геологического профиля и пикеты МТ-профиля «Карабук».

Fig. 6. A structural geological map of the Karabuk transect.

1 – Quaternary deposits, except for the Sharpyldak Suite (Q_{2-4}); 2 – Sharpyldak Suite (Q_1); 3 – Upper Naryn sub-suite (N_{2nr_3}); 4 – Middle Naryn sub-suite (N_{2nr_2}); 5 – Lower Naryn sub-suite (N_{2nr_1}); 6 – Upper Kirghiz sub-suite ($P_3-N_1kr_2$); 7 – Lower Kirghiz sub-suite ($P_3-N_1kr_1$); 8 – protrusions of the Paleozoic basement; 9 – main faults: a – strike-slip and normal faults, б – thrusts, в – hidden under loose sediments; 10 – fold axes: а – anticlinal, б – synclinal; 11 – tectonic zones; 12 – arrangement of layers; 13 – detailed structural and geological profiles; 14 – position of the principal geological cross-section and pickets of the MT-profile "Karabuk".

крупных впадинах Тянь-Шаня, зоны деформации развиты в бортовых зонах впадин, где они детально изучались структурными и морфоструктурными методами [Chediya, 1986; Thompson et al., 2002; Leonov et al., 2016; Przhiyalgovskii, Lavrushina, 2017; и др.], но также проявляются и в осевых частях впадин, вдоль систем продольных разломов. На участках локализованных градиентных смещений эти зоны отождествляются с активными разломами регионального ранга, многие из которых наследуют палеозойские тектонические разделы, например Каджертинский (см. рис. 6, тектоническая зона 1), Центрально-Нарынский (зоны 2 и 3),

Атбаша-Иныльчекский (зона 9). Различие ориентировок зон дислокаций объясняется их положением в региональной линзовидно-ячеистой структуре Центрального Тянь-Шаня. Ориентировка северных зон подчиняется общему широтному простиранию Молдотуо-Терскейской системы, а южные, включая поднятие Байбичетоо, ориентированы в соответствии с северо-восточным простиранием Атбаша-Кокшаальской системы хребтов и впадин (см. рис. 1, 2). Простирания осей складок в осадочном чехле имеют преимущественно ориентировку восток-северо-восток. Для Нарынской впадины оси складок и перпендикулярное им

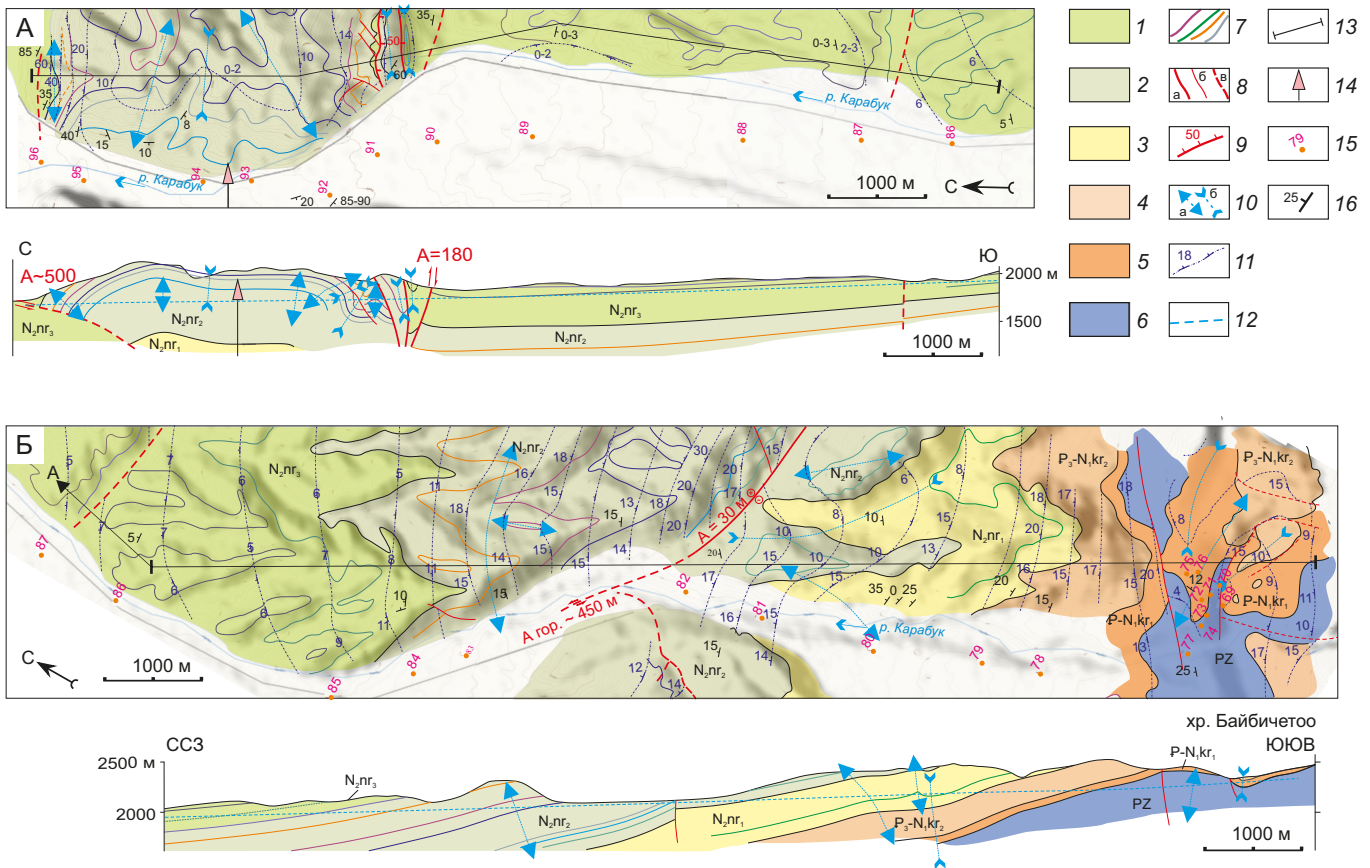


Рис. 7. Результаты структурно-геологического изучения чехольного комплекса Нарынской впадины (профили А и Б) вдоль долины р. Карабук севернее выступа Байбичетоо.

Для каждого участка: вверху фрагмент детальной геологической карты (стрелка на север), внизу – геологический разрез. 1–6 – стратиграфические подразделения: 1 – верхненарынская подсвита, 2 – средненарынская подсвита, 3 – нижненарынская подсвита, 4 – верхнекиргизская подсвита, 5 – нижнекиргизская подсвита, 6 – палеозойский комплекс; 7 – маркирующие горизонты отложений чехла; 8 – разломы: а – главные, б – второстепенные, в – предполагаемые; 9 – направления наклона и углы падения плоскостей разломов; 10 – оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 11 – линии простирания и углы падения слоев, определенные по данным дешифрирования спутниковых ландшафтных снимков; 12 – уровень вреза долин на разрезах; 13 – линии профилей; 14 – положение опорной скважины 1-П; 15 – точки GPS-привязки и фотофиксации; 16 – элементы залегания.

Fig. 7. Results of the structural and geological study of the sedimentary cover in the Naryn depression (profiles A and Б) along the Karabuk River valley north of the Baibichetoo protrusion.

Presented for each site are a fragment of a detailed geological map at the top (arrow to the north) and a geological section at the bottom. 1–6 – stratigraphic subdivisions: 1 – Upper Naryn sub-suite, 2 – Middle Naryn sub-suite, 3 – Lower Naryn sub-suite, 4 – Upper Kyrgyz sub-suite, 5 – Lower Kyrgyz sub-suite, 6 – Paleozoic complex; 7 – marker horizons of the deposits in the cover; 8 – faults: a – main, b – secondary, v – inferred; 9 – tilt directions and dip angles of the faults; 10 – axes of anticlines (a) and synclines (b); 11 – strike lines and dip angles of layers based on satellite landscape image interpretations; 12 – cross-sections showing the level of valley incisions; 13 – profile lines; 14 – the position of reference well 1-P; 15 – GPS coordinates and photo-fixation points; 16 – arrangement of layers.

направление оси горизонтального сжатия ориентированы косо к простиранию наиболее крупных надвигов и деформационных зон в целом. Подобная геометрия структуры в плане указывает на транспрессивную кинематику деформаций с правсдвиговой компонентой смещения по главным разломам. Этот вывод подтверждается анализом направлений смещений по тектоническим зеркалам в разломных зонах Нарынской впадины [Morozov et al., 2014]. В пределах Атбашинской впадины, где простирания надвиговых зон и складок практически совпадают, для этапа формирования складчато-надвиговых парагенезов можно предполагать обстановку общего горизонтального сжатия по направлению север-северо-запад, а для отдельных зон – левосторонней транспрессии.

Предшествующими исследованиями было установлено, что в зонах смятия террасы приобретают наклон и вертикально смещены по разломам, которые с несколько большими амплитудами смещают неогеновые слои [Thompson et al., 2002; Goode et al., 2011, 2014; Morozov et al., 2014]. Эти данные указывают на унаследованность развития главных структур в течение всего четвертичного периода. Однако несомненны признаки выборочной активизации разломов, что подтверждается данными изучения современных вертикальных движений по методике InSAR [Goode et al., 2011].

Построение детальных разрезов в пределах впадин преследовало цель охарактеризовать деформации осадочного чехла в сечениях, поперечных простиранию

основных структур. На основании полевых замеров и данных структурного дешифрирования детальных космических снимков (см. Прил. 2, рис. 2.1) строились карты простирания слоев, были определены ориентировки осевых плоскостей складок и разломов, амплитуды смещений и другие элементы, характеризующие 3D-структуру и стиль деформаций осадочных пород.

На рис. 7 и 8 представлены результаты структурно-геологических профильных исследований по долинам рек к северу и югу от центрального поднятия Байбичетого – на ключевом сегменте генерального разреза. На крыльях поднятия слои залегают в виде моноклиналей и деформированы в пологие складки, конформно повторяющие изгибы поверхности кровли фундамента.

На склонах антиклинального выступа Байбичетого почти полностью сохранилась поверхность пенеплена, которая бронируется плотными карбонатными породами палеокоры. Эта поверхность является результатом всех деформаций кайнозойской эпохи, включая стадию конседиментационного прогибания. На северных склонах поднятия она полого погружается под красноцветные отложения низов осадочного чехла, а на южных склонах смещена в виде крутого флексурного уступа или по разломам. Мощности прослеженных пачек слоев и стратиграфических подразделений постепенно возрастают к центрам прогибов, что согласуется с геофизическими данными.

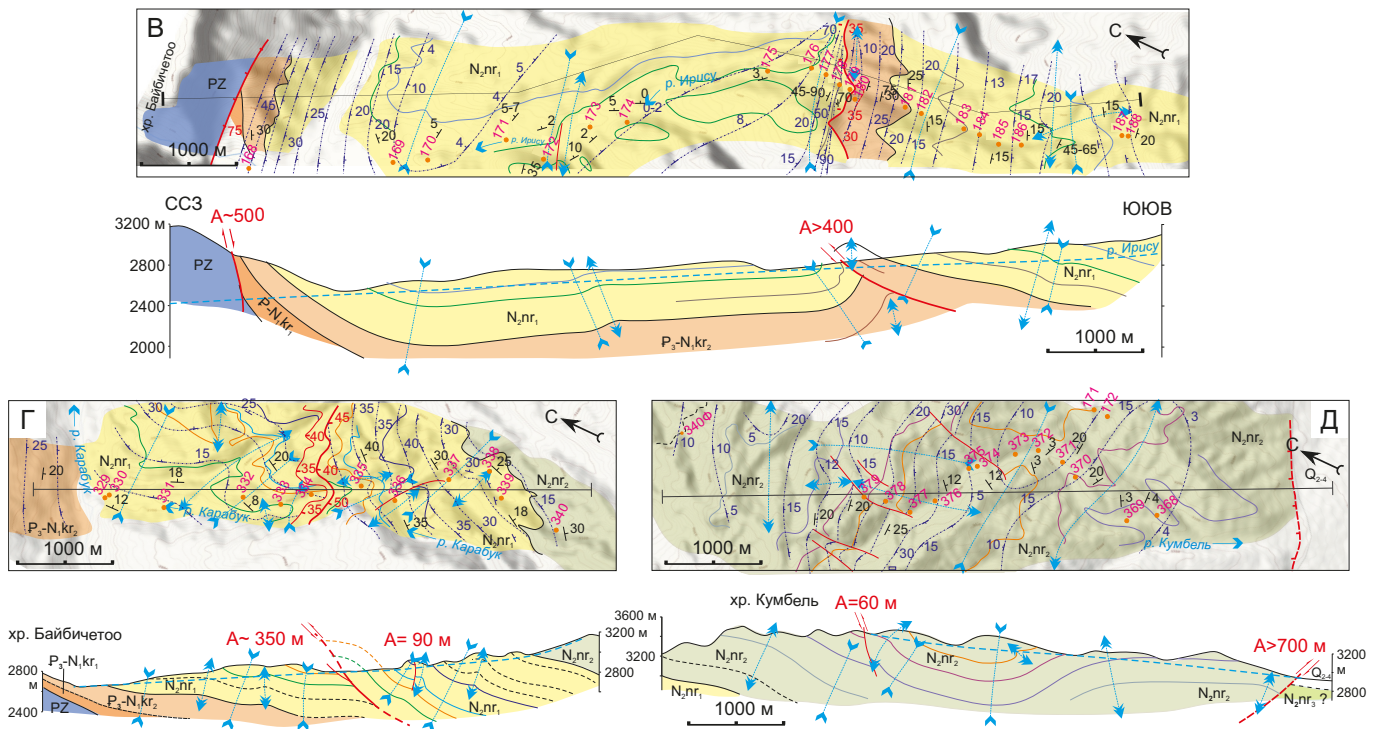


Рис. 8. Результаты структурно-геологического изучения чехольного комплекса Атбашинской впадины (профили В, Г и Д) вдоль долин рек Ирису, Карабук и Кумбель южнее хребта Байбичетого. Условные обозначения те же, что на рис. 7.

Fig. 8. Results of the structural and geological study of the sedimentary cover complex in Atbashi depression (profiles B, Г, and Д) along the Irisu, Karabuk, and Kumbel river valleys south of the Baibichetoo Ridge. The symbols are the same as in Fig. 7.

Складчатые структуры на удалении от поднятия приурочены к фронтальным зонам надвигов и рамповым изломам пологих детачментов. Структурный и морфоструктурный анализ подобных «бескорневых» деформационных ансамблей, изученных во многих осадочных бассейнах, позволяет определять изменения наклонов поверхностей разрывов на глубине, а также величину горизонтальной деформации [Suppe, Medwedeff, 1990; Thompson et al., 2002; Goode et al., 2011; Brandes, Tanner, 2014]. На разрезах проведена корреляция горизонтов в тектонически разобщенных блоках, определены морфология складок, наклоны плоскостей разломов и амплитуды смещения по ним.

Крутой склон Байбичетоо совпадает с флексурой пенеплена, осложненной системой разломов (сбросы, взбросы, реже – надвиги). Амплитуда вертикального смещения по разломам не превышает 500 м (рис. 8, профиль В). На пологом северном склоне поднятия уступы поверхности (пенеплена) фиксируют положение участков новейших смещений в палеозойском фундаменте. Это зоны крупноблочного дробления и/или активные разломы с углистыми милонитами и вишнево-красными глинками трения. Разломно-флексурные зоны, выявленные на поверхности пенеплена, продолжают как деформационные зоны в осадочном чехле. В совокупности новейшие структуры фундамента образуют в поперечном разрезе дивергентно-верную систему (структура «цветка»), характерную для транспрессивных дуплексов [Dewey et al., 1986; Morozov, 2002].

Тектонические структуры, отвечающие предшествующей стадии развития впадин, в основном затуханы более поздними интенсивными деформациями. О ранних деформациях можно судить по изменению общей мощности осадочного чехла или отдельных свит, расположению главных прогибов и поднятий. Кулисное расположение антиклинальных выступов, а также локальных прогибов в Нарынской и Атбашинской впадинах (геофизические данные) указывает на левосдвиговую составляющую смещений этапа конседиментационного развития структуры [Yudakhin, 1983; Makarov, 1977], что подтверждается кинематическими индикаторами соответствующей направленности в деформационных зонах долины р. Нарын [Morozov et al., 2014].

Однако еще раз подчеркнем, что наиболее интенсивные деформации поверхности фундамента и палеоген-неогеновых отложений чехла произошли на поздней стадии развития, начавшейся на рубеже неогена и квартера. На этом этапе центральное поднятие, перекрытое до этого момента маломощным чехлом осадочных пород, оформилось в виде цепи хребтов, где палеозойские породы появились на поверхности. Внутри впадин, в линейных зонах концентрации деформаций, в это время начали формироваться складчато-надвиговые парагенезы. Это типичные ансамбли структур, возникающие в процессе деформации отложений

осадочных бассейнов в обстановке горизонтального сжатия или транспрессии.

6. КОМПИЛЯЦИЯ И СИНТЕЗ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Данные о приповерхностной структуре впадин, отраженные на детальных профилях, были обобщены на магистральном геологическом разрезе, пересекающем ансамбль НБА с севера на юг примерно по меридиану 75.2° в.д., вдоль линии МТ-профиля (рис. 9). Разрез строился с учетом стиля деформаций слоистых отложений и данных замеров мощностей в разных частях впадин. В прогибах впадин использовались имеющиеся данные о глубине залегания поверхности палеозойского фундамента по материалам сейсмопрофильных работ и бурения [Makarov, 1977; Yudakhin, 1983; Geological Map..., 1980] и новые данные МТЗ.

Генеральный геологический разрез хорошо согласуется с двумерной геоэлектрической моделью профиля «Карабук» (рис. 9). Протяженный выступ палеозойских пород хребта Байбичетоо представлен высокоомным объектом (с сопротивлением 500–1000 Ом·м и более) шириной порядка 10 км, который на глубине имеет наклон к югу – под Атбашинскую впадину – и окаймляется дугообразными линейными проводниками (7–30 Ом·м). В слое 0–5 км его геоэлектрическая структура имеет форму обращенного вверх веера, что согласуется с предполагаемой транспрессионной обстановкой развития поднятия Байбичетоо. Локальные дуговые и изометричные зоны проводимости в верхнекоревом слое, по-видимому, отражают структуру метаморфических пород палеозойского фундамента с учетом ее усложнения на альпийском этапе.

Отмеченные выше принципиальные различия в структуре электропроводности фундамента и чехла позволили детализировать морфологию ложа впадин.

Геоэлектрический раздел кровли фундамента в Нарынской впадине хорошо согласуется со структурно-геологическими данными и данными сейсморазведки [Yudakhin, 1983]. Впадина имеет асимметричное строение – ее ложе наиболее погружено в северной части, где мощность чехла, вероятно, достигает 5 км. Крутой северный борт осложнен надвигами, являющимися элементами типичного для орогенных впадин Тянь-Шаня [Leonov et al., 2016, 2020; Przhiyalgovskii et al., 2018, 2020] тектонического ансамбля: по крутому взбросу (надвигу) вдоль перегиба кровли фундамента или в виде опрокинутой складки палеозойские породы надвинуты на осадочные толщи чехла, которые деформированы во фронте главного взброса с образованием складчатых и покровно-надвиговых структур. Южный борт впадины – склон выступа Байбичетоо – представляет собой пологую моноклиналию, в которой уменьшающиеся по мощности слои кайнозойского чехла частично денудированы. Зоны складчато-разломных деформаций внутри впадины контролируются субширотными разломами и флексурами основания. Одна из таких зон (см. рис. 6, зона 4) располагается над

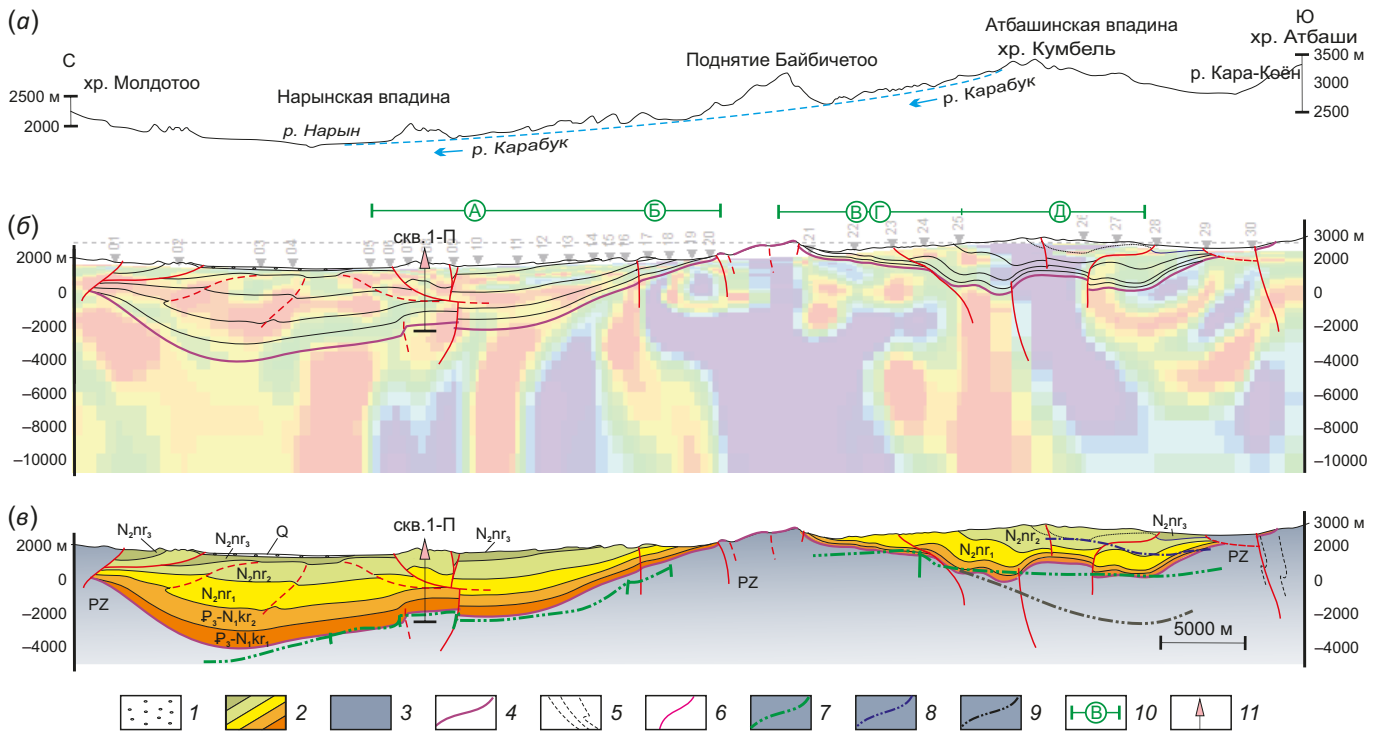


Рис. 9. Морфологический профиль (пунктир – врез долины р. Карабук) с увеличенным вертикальным масштабом (а), компиляция структурных и геофизических данных (б) и общий геологический разрез системы НБА по профилю «Карабук» (в). 1 – четвертичные отложения; 2 – палеоген-неогеновые отложения (цветом выделены подразделения киргизской и нарынской свит); 3 – палеозойский фундамент; 4 – поверхность предпалеогенового пенеплена; 5 – слоистость в палеозойских породах (схематично); 6 – разломы; 7–9 – положение кровли фундамента по данным сейсмопрофилирования: 7 – по С.А. Чекиной [Yudakhin, 1983], 8 – по [Makarov, 1977], 9 – по [Makeev, 2000]; 10 – положение детальных профилей; 11 – положение опорной скважины 1-П.

Fig. 9. The relief profile with an enlarged vertical scale (dotted line – incision of the Karabuk River valley) (a), compilation of structural and geophysical data (б) a general geological cross-section of the Naryn-Baybiche-Atbashi system along the "Karabuk" profile (в). 1 – Quaternary deposits; 2 – Paleogene-Neogene sediments (highlighted are subdivisions of the Kyrgyz and the Naryn suites); 3 – Paleozoic basement; 4 – pre-Paleogene peneplain surface; 5 – layering in Paleozoic rocks (schematically); 6 – faults; 7–9 – position of the Paleozoic basement roof from the seismic profiles: 7 – after S.A. Chekina [Yudakhin, 1983], 8 – after [Makarov, 1977], 9 – after [Makeev, 2000]; 10 – position of detailed profiles; 11 – position of reference well 1-P.

горстовым поднятием фундамента, выявленным по данным сейсморазведки и бурения [Yudakhin, 1983]. Деформационная зона проявлена выраженной в рельефе асимметричной антиклиналью, превосходящей по ширине горст фундамента, с дивергентным положением ограничивающих ее разломов (см. рис. 7, А). Показанные на геологическом разрезе в чехле Нарынской впадины наклонные разломные структуры, отразившиеся в геоэлектрической модели проводящими объектами, по-видимому, являются наиболее молодыми и, несмотря на незначительность смещений по ним, активными на современном этапе. Эти зоны деформаций (2 и 3) проявляются в рельефе уступами со смещениями разновозрастных аллювиальных террас.

Глубинная структура Атбашинской впадины интерпретируется не столь однозначно. В ее юго-западной части, через которую проходит МТ-профиль «Карабук», чехол интенсивно деформирован с образованием многочисленных надвигов и аллохтонных структур. Это усложняет интерпретацию данных сейсмопрофилирования и объясняет неоднозначность определения

глубины прогиба разными исследователями (рис. 9). В центральной части впадины в данном ее сечении на МТ-профиле выявлен высокоомный объект, вытянутый по вертикали и наклоненный под хр. Атбаши, который по геоэлектрическим характеристикам сходен с массивом пород выступа Байбичетоо. Как и в поднятии Байбичетоо, ориентировка разломных структур здесь также дивергентная (см. рис. 8; рис. 9). Морфологически поднятие выражено хребтом Кумбель, в котором обнажаются отложения верхних частей кайнозойского разреза (средняя подсвита нарынской свиты). На простирании поднятия в 10 км к юго-западу от линии профиля палеозойские породы выходят на поверхность, однако непосредственно на линии разреза они перекрыты тектоническими пакетами отложений нарынской свиты значительной мощности. Можно предполагать, что на характер распределения электропроводности повлияло как отклонение линии МТ-профиля (пикет 26) от магистрального разреза в сторону выступа палеозойских пород, так и 3D внепрофильные эффекты, определенные для этой части профиля

по параметру S (см. Прил. 1, рис. 1.1) и ориентировке векторов индукции Визе [Rybin et al., 2018]. Низкая электропроводность приповерхностного слоя в районе хр. Кумбель обусловлена также преобладанием здесь грубообломочных пород, слабо отличающихся по проводимости от пород фундамента.

На юго-восточном склоне Байбичетоо слои чехла залегают почти моноклинально с юго-восточным падением $20-50^\circ$ и разобщены на блоки более крутыми надвигами. По простирацию многие надвиги расщепляются и вновь сливаются в единую структуру (см. рис. 6, зоны 7, 8). Южнее поднятия Кумбель нами предполагается прогиб кровли фундамента, перекрытый с юга козырьковым надвигом. Для этой зоны концентрированных деформаций заметно различаются оценки глубины ложа прогиба по сейсмическим данным – от 1 км [Makarov, 1977] до 2.5 км [Yudakhin, 1983] и даже 5 км [Makeev, 2000] от поверхности. Геоэлектрическая модель также не позволяет однозначно трассировать контакт палеозойских и кайнозойских комплексов, и мы проводим его в основании мало контрастного поля (сопротивление в интервале 7–11 Ом·м), характерного для чехольных комплексов.

Для всей верхней коры под кайнозойским чехлом выше плотностного раздела K_1 (что примерно соответствует сейсмоактивному слою) характерно чередование контрастных по проводимости вытянутых в вертикальной плоскости объектов (см. рис. 4). Можно предполагать, что подобная структура проводимости отражает макроблоковую делимость коры эпипалеозойской платформы, обусловленную герцинскими разломами, активизированными с самого начала альпийской континентальной коллизии.

Таким образом, геологический профиль тектонической системы НБА, построенный на основе синтеза структурно-геологических и геофизических данных, детально характеризует тектоническую структуру ключевого трансекта Среднего Тянь-Шаня, сформировавшуюся на позднеальпийской стадии эволюции этого региона.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение подчеркнем главные положения, вытекающие из представленного в статье материала.

– Впервые проведен комплекс согласованных структурно-геологических и магнитотеллурических исследований по геотрансекту, охватывающему большую часть центрального сегмента Среднего Тянь-Шаня. На основе синтеза полученных материалов дана характеристика поверхностной структуры и глубинного строения геодинамической триады «Нарынская впадина – поднятие Байбичетоо – Атбашинская впадина», представляющей собой один из ключевых объектов Тянь-Шаня.

– Выделены два типа структурного рисунка поля электропроводимости, отвечающих осадочным комплексам чехла и складчато-метаморфическим комплексам фундамента. Комплексы осадочных пород во

впадинах характеризуются высокой электропроводностью и субгоризонтальной структурой. Для верхней коры выше плотностного раздела K_2 характерно чередование контрастных по проводимости вытянутых в вертикальной плоскости объемов пород. Фиксируемая структура геоэлектрического поля подтверждает наличие крутопадающих зон флюидопроницаемости и дробления, отмечаемых ранее при сейсмопрофильных исследованиях [Makarov et al., 2010; Makeev, 2000] и, вероятно, отвечающих зонам делимости коры раннего заложения, активизированным на альпийском этапе.

– По линии трансекта составлена детальная карта кайнозойских структур. На основании совместного анализа геологической и геофизической информации создана двухмерная структурно-геологическая модель, отражающая положение и форму поверхности палеозойского фундамента (дочехольная поверхность выравнивания) и инфраструктуру осадочного чехла впадин.

– Показано, что особенности кайнозойских структурных парагенезов согласуются с кинематической моделью [Morozov et al., 2014], предполагающей, что развитие системы осуществлялось в две фазы: (1) фазы длительного конседиментационного прогибания в условиях левосторонней трансенсии и (2) фазы, относительно кратковременной, деформации и горообразования в условиях сжатия или транспрессии.

8. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку публикации.

The authors contributed equally to this article.

9. КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ / CONFLICT OF INTERESTS

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов. Все авторы прочитали рукопись и согласны с опубликованной версией.

The authors have no conflicts of interest to declare. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Abdrakhmatov K.E., Weldon R., Thompson S., Burbank D., Rubin Ch., Miller M., Molnar P., 2001. Origin, Direction, and Speed of the Modern Compression of Central Tien Shan (Kyrgyzstan). *Russian Geology and Geophysics* 42 (10), 1585–1609 (in Russian) [Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Д., Рубин Ч., Миллер М., Молнар П. Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) // *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42. № 10. С. 1585–1609].

Bazhenov M.L., Mikolaichuk A.V., 2004. Structural Evolution of Central Asia to the North of Tibet: A Synthesis of Paleomagnetic and Geological Data. *Geotectonics* 38 (5), 379–393.

Berdichevsky M.N., Dmitriev V.I., 2009. Models and Methods of Magnetotellurics. Nauchny Mir, Moscow, 679 p. (in Russian) [Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2009. 679 с.].

Brandes C., Tanner D.C., 2014. Fault-Related Folding: A Review of Kinematic Models and Their Application. *Earth-Science Reviews* 138, 352–370. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.06.008>.

Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I., 2003. Building the Northern Tien Shan: Integrated Thermal, Structural, and Topographic Constraints. *The Journal of Geology* 111 (2), 149–165. <https://doi.org/10.1086/345840>.

Burbank D.W., McLean J.K., Bullen M., Abdrakhmatov K.Y., Miller M.M., 1999. Partitioning of Intermontane Basins by Thrust-Related Folding, Tien Shan, Kyrgyzstan. *Basin Research* 11 (1), 75–92. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1999.00086.x>.

Burtman V.S., 2010. Tien Shan, Pamir, and Tibet: History and Geodynamics of Phanerozoic Oceanic Basins. *Geotectonics* 44, 388–404. <https://doi.org/10.1134/S001685211005002X>.

Burtman V.S., 2012. Tien Shan and High Asia: Geodynamics in the Cenozoic. GEOS, Moscow, 186 p. (in Russian) [Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое. М.: ГЕОС, 2012. 186 с.].

Buslov M.M., 2004. Cenozoic Tectonics of Central Asia: Basement Control. *Himalayan Journal of Sciences* 2 (4), 104–105.

Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.A., Batalev V.Yu., 2007. Cenozoic Tectonic and Geodynamic Evolution of the Kyrgyz Tien Shan Mountains: A Review of Geological, Thermochronological and Geophysical Data. *Journal of Asian Earth Sciences* 29 (2–3), 205–214. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.07.001>.

Buslov M.M., Kokh D.A., De Grave J., 2008. Mesozoic-Cenozoic Tectonics and Geodynamics of Altai, Tien Shan, and Northern Kazakhstan, from Apatite Fission-Track Data. *Russian Geology and Geophysics* 49 (9), 648–654. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.01.006>.

Chediya O.K., 1986. Morphostructures and Neotectonics in the Tien Shan. Ilim, Frunze, 313 p. (in Russian) [Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 313 с.].

Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burrov E., Buslov M.M., Abdrakhmatov K.E., 2013. Basin Evolution in a Folding Lithosphere: Altai-Sayan and Tien Shan Belts in Central Asia. *Tectonophysics* 602, 194–222. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.010>.

Dewey F.J., Hempton M. R., Kidd W.S.F., Saroglu F., Şengör A.M.C., 1986. Shortening of Continental Lithosphere: The Neotectonics of Eastern Anatolia – A Young Collision Zone. In: M.P. Coward, A.C. Ries (Eds), *Collision Tectonics. Collision Tectonics. Geological Society of London Special Publication* 19, 1–36. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.01>.

Geological Map of the Kyrgyz SSR, 1980. Scale 1:500000. Publishing House of the USSR Ministry of Geology, Leningrad,

(in Russian) [Геологическая карта Киргизской ССР. Масштаб 1:500000. Л.: Изд-во Мингео СССР. 1980].

Geology of the USSR, 1972. Vol. XXV. Kirghiz SSR. Geological Description. Book 1. Nedra, Moscow, 280 p. (in Russian) [Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1972. Кн. 1. 280 с.].

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Stockli D.F., Batalev V.Y., Elburg M.A., 2011. Tectonic History of the Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi-Inylchek) Suture Zone: The Role of Inherited Structures during Deformation-Propagation. *Tectonics* 30 (6), TC6016. <https://doi.org/10.1029/2011TC002949>.

Goode J.K., Burbank D.W., Bookhagen B., 2011. Basin Width Control of Faulting in the Naryn Basin, South-Central Kyrgyzstan. *Tectonics* 30 (6), TC6009. <https://doi.org/10.1029/2011TC002910>.

Goode J.K., Burbank D.W., Ormukov C., 2014. Pliocene-Pleistocene Initiation, Style, and Sequencing of Deformation in the Central Tien Shan. *Tectonics* 33 (4), 464–484. <https://doi.org/10.1002/2013TC003394>.

Leonov M.G., Przhiyalgovskii E.S., Lavrushina E.V., Morozov Y.A., Rybin A.K., Bakeev R.A., Stefanov Y.P., 2020. Tectonic Evolution of the Basement–Sedimentary Cover System and Morphostructural Differentiation of Sedimentary Basins. *Geotectonics* 54 (2), 147–172. <https://doi.org/10.1134/S0016852120020089>.

Leonov M.G., Przhiyalgovskii E.S., Lavrushina E.V., Rybin A.K., 2016. Postmagmatic Tectonics of Granites and Morphostructure of the Northern Tien Shan. *Lithosphere* 6, 5–32 (in Russian) [Леонов М.Г., Пржиалговский Е.С., Лаврушина Е.В., Рыбин А.К. Постмагматическая тектоника гранитов и морфоструктура Северного Тянь-Шаня // Литосфера. 2016. № 6. С. 5–32].

Makarov V.I., 1977. Modern Tectonic Structure of the Central Tien Shan. Nauka, Moscow, 171 p. (in Russian) [Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 171 с.].

Makarov V.I., Alekseev D.V., Leonov M.G., Batalev V.Y., Bataleva E.A., Bragin V.D., Rybin A.K., Shchelochkov G.G. et al., 2010. Underthrusting of Tarim beneath the Tien Shan and Deep Structure of Their Junction Zone: Main Results of Seismic Experiment along Manas Profile Kashgar-Song-Köl. *Geotectonics* 44, 102–126. <https://doi.org/10.1134/S0016852110020020>.

Makeev V.P., 2000. Oil and Gas Potential of the Kokshaal, Issyk-Kul, Chu and Talas Depressions in the Paleozoic and Mesozoic-Cenozoic. Vol. 3. Funds of the State Geological Agency of the Kyrgyz Republic, Frunze, 26 p. (in Russian) [Макеев В.П. Нефтегазоносность палеозоя и мезокайнозоя Кокшаала, Прииссыккулья, Чуйской и Таласской впадин. Фрунзе: Фонды Госгеолагентства КР, 2000. Т. 3. 26 с.].

Molnar P., Tapponnier P., 1975. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision. *Science* 189 (4201), 419–426.

Morozov Y.A., 2002. Structure Formation Function of Transpression and Transtension. *Geotectonics* 36 (6), 3–28.

Morozov Y.A., Leonov M.G., Alekseev D.V., 2014. Pull-Apart Formation Mechanism of Cenozoic Basins in the Tien

Shan and Their Transpressional Evolution: Structural and Experimental Evidence. *Geotectonics* 48 (1), 24–53. <https://doi.org/10.1134/S0016852114010051>.

Mossakovskiy A.A., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N., 1993. Central Asian Fold Belt: Geodynamic Evolution and Formation History. *Geotectonics* 6, 3–33 (in Russian) [Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33].

Omuraliev M., 1990. Cenozoic Geology and the Latest Tectonics of the Alabuga-Naryn Basin of the Tien Shan. Brief PhD Thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). Frunze, 19 p. (in Russian) [Омуралиев М. Геология кайнозоя и новейшая тектоника Алабуга-Нарынской впадины Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Фрунзе, 1990. 19 с.].

Porshnyakov G.S., 1973. Hercynides of Altai and Adjacent Areas of the Southern Tien Shan. Publishing House of Leningrad State University, Leningrad, 216 p. (in Russian) [Поршняков Г.С. Герциниды Алтая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 216 с.].

Przhiyalgovskii E.S., Lavrushina E.V., 2017. Fold Deformations of the Paleozoic Basement Roof in the Chunkurchak Trough, Kyrgyz Ala-Too Range. *Geotectonics* 51, 366–382. <https://doi.org/10.1134/S0016852117030098>.

Przhiyalgovskii E.S., Lavrushina E.V., 2020. Tectonic Evolution of the Naryn-Atbashi Intra-Mountain Basin of the Tien Shan: Reflection of the Stages of Development of the Central Uplift in Morphostructure and Sedimentation. In: *Fundamental Problems of Tectonics and Geodynamics. Materials of the LII Tectonic Meeting (January 28 – February 01, 2020)*. Vol. 2. GEOS, Moscow, p. 176–181 (in Russian) [Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Тектоническая эволюция Нарынско-Атбашинского внутригорного бассейна Тянь-Шаня: отражение стадий развития центрального поднятия в морфоструктуре и седиментации // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы LII Тектонического совещания (28 января – 01 февраля 2020 г.). М.: ГЕОС, 2020. Т. 2. С. 176–181].

Przhiyalgovskii E.S., Lavrushina E.V., Batalev V.Yu., Bataleva E.A., Leonov M.G., Rybin A.K., 2018. Structure of the Basement Surface and Sediments in the Kochkor Basin (Tien Shan): Geological and Geophysical Evidence. *Russian Geology and Geophysics* 59 (4), 335–350. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.09.003>.

Przhiyalgovskii E.S., Morozov Yu.A., Leonov M.G., Rybin A.K., Lavrushina E.V., Bataleva E.A., 2020. Tectonic Structure and Development of the "Depression/Uplift" Transition Zones, Northern Tien Shan. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences* 65 (4), 760–781 (in Russian)

[Пржиялговский Е.С., Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Рыбин А.К., Лаврушина Е.В., Баталева Е.А. Тектоническая структура и развитие переходных зон «впадина/поднятие» Северного Тянь-Шаня // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2020. Т. 65. № 4. С. 760–781]. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.409>.

Rodi W.L., Mackie R.L., 2001. Nonlinear Conjugate Gradients Algorithm for 2-D Magnetotelluric Inversion. *Geophysics* 66 (1), 174–187. <https://doi.org/10.1190/1.1444893>.

Rybin A.K., Bataleva E.A., Batalev V.Y., Matyukov V.E., Zabinayakova O.B., Nelin V.O., Morozov Y.A., Leonov M.G., 2018. Specific Features in the Deep Structure of the Naryn Basin–Baibichetoo Ridge–Atbashi Basin System: Evidence from the Complex of Geological and Geophysical Data. *Doklady Earth Sciences* 479, 499–502. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18040165>.

Rybin A.K., Spichak V.V., Batalev V.Yu., Bataleva E.A., Matyukov V.E., 2008. Array Magnetotelluric Soundings in the Active Seismic Area of Northern Tien Shan. *Russian Geology and Geophysics* 49 (5), 337–349. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.09.014>.

Sadybakasov I.S., 1990. Neotectonics of High Asia. Nauka, Moscow, 179 p. (in Russian) [Садыбакасов И.С. Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 179 с.].

Sobel E.R., Oskin M., Burbank D., Mikolaichuk A., 2006. Exhumation of Basement-Cored Uplifts: Example of the Kyrgyz Range Quantified with Apatite Fission Track Thermochronology. *Tectonics* 25 (2). <https://doi.org/10.1029/2005TC001809>.

Suppe J., Medwedeff D.A., 1990. Geometry and Kinematics of Fault-Propagation Folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 83 (3), 409–454.

Thompson S.C., Weldon R.J., Rubin C.M., Abdrakhmatov K., Molnar P., Berger G.W., 2002. Late Quaternary Slip Rates across the Central Tien Shan, Kyrgyzstan, Central Asia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107 (B9), 1–32. <https://doi.org/10.1029/2001JB000596>.

Trofimov A.K., 1973. Basic Stages of the Development of the Relief of the Mountains of Central Asia. In: O.K. Chedia (Ed.), *Regularities of the Geological Development of the Tien Shan in the Cenozoic*. Ilim, Frunze, 98–115 (in Russian) [Трофимов А.К. Основные этапы развития рельефа гор Средней Азии // Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое / Ред. О.К. Чедия. Фрунзе: Илим, 1973. С. 98–115].

Yudakhin F.N., 1983. Geophysical Fields, Deep Structure and Seismicity of the Tien Shan. Ilim, Frunze, 246 p. (in Russian) [Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 246 с.].

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

МЕТОДИКА МТ-ИССЛЕДОВАНИЙ

Компоненты электромагнитного поля измерялись по методике, адаптированной на Научной станции РАН для горных условий Тянь-Шаня [Rybin et al., 2008]. При обработке материалов зондирования с помощью штатной программы SS MT-2000 (Phoenix Geophysics) получены частотные зависимости компонент тензора импеданса и матрицы Визе – Паркинсона в диапазоне периодов 0.001–1600 с. Для углубленной обработки полученного материала использовалась программа MT-Corrector (ООО «Северо-Запад», г. Москва), обладающая развитым интерфейсом и большим числом специальных возможностей и функций, таких как сглаживание МТ-кривых с помощью аппроксимационных сплайнов, робастное оценивание результатов обработки и проверка выполнения дисперсионного соотношения второго рода, связывающего модули и фазы импеданса [Berdichevsky, Dmitriev, 2009]. Параметризация тензора импеданса и оценка размерности среды по профилю проводились на основании анализа параметра неоднородности (N), углового параметра асимметрии (A), амплитудного параметра асимметрии (Skew-S), фазо-чувствительного параметра асимметрии (Skew-B) и продольной проводимости чехла (S), отображенной на рис. 1.1, по которым оценивалась двумерность участка работ. С целью определения латеральной анизотропии среды рассчитывались также реальные векторы Визе ReW для разных периодов (некоторые результаты представлены в [Rybin et al., 2018]).

Для профильной модели «Карабук» размеры расчетной сетки составляют 107 строк на 174 столбца. Контроль дисперсионного соотношения второго рода для рассматриваемого профиля показал его выполнение для всех пунктов наблюдений в большей части частотного диапазона зондирования. Использование этого подхода при выполнении 2D-инверсии МТ-данных с помощью алгоритма Rodi – Mackie [Rodi, Mackie, 2001] обеспечивает высокое качество МТ-наблюдений и их обработки, о чем свидетельствует значение итоговой погрешности инверсии $RMS < 2$. Сетка модели строилась с учетом рельефа и особенностей расположения пунктов наблюдений на профиле. Пункты наблюдений относятся к центрам ячеек, размеры соседних ячеек увеличиваются в 1.2–1.5 раза, между пунктами

наблюдений размещается по 3–5 промежуточных ячеек. Мощность слоев увеличивается с глубиной в 1.2–1.5 раза.

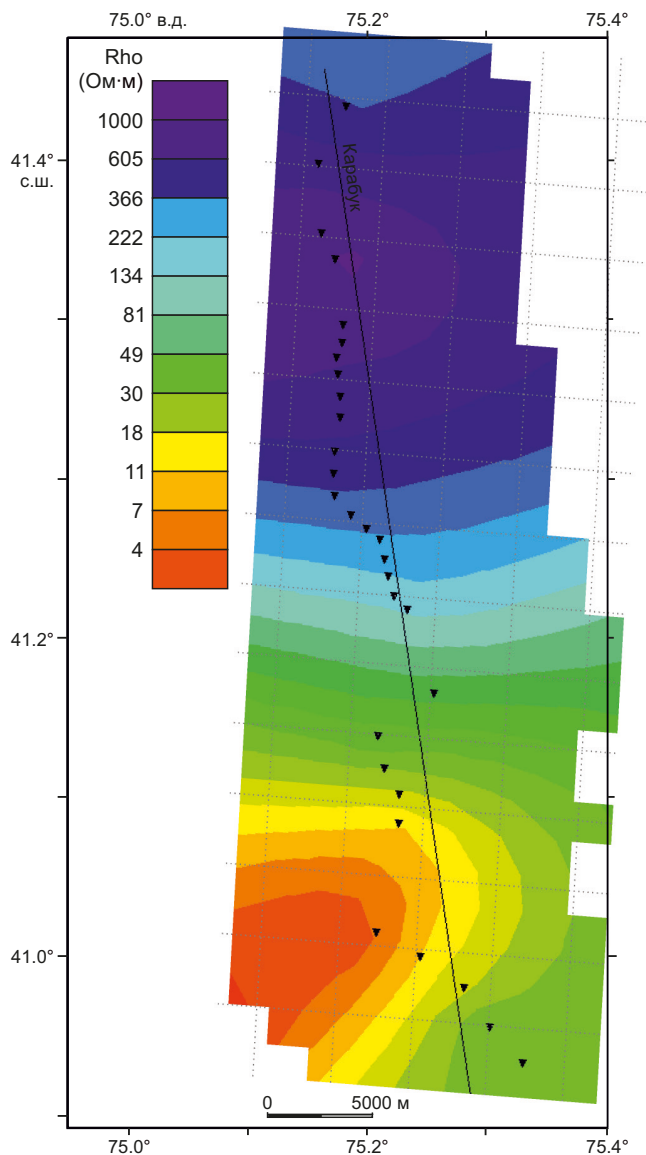


Рис. 1.1. Изолинии суммарной продольной проводимости чехла S (См).

Fig. 1.1. Isolines of the total longitudinal conductivity of the cover S (Sm).

ПРИЛОЖЕНИЕ 2 / APPENDIX 2

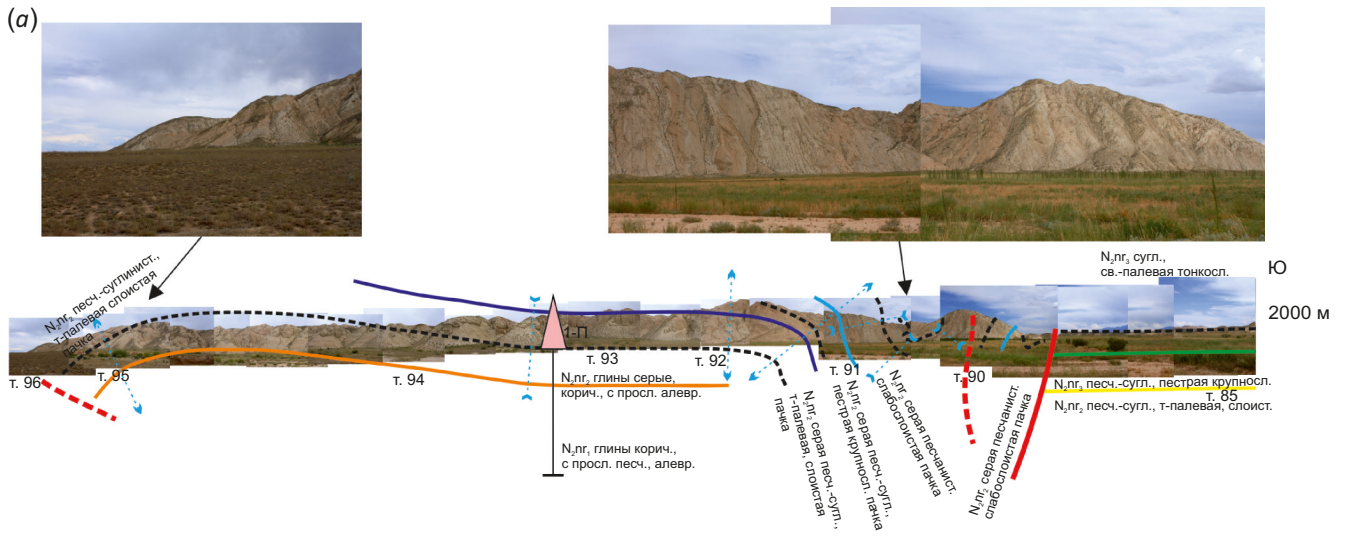
МЕТОДИКА СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Структурно-геологические исследования включали детализацию геологической основы [Geological Map..., 1980] до рабочего масштаба 1: 50000 – 1:25000 с учетом материалов проведенных в отдельных районах специализированных структурных исследований [Thompson

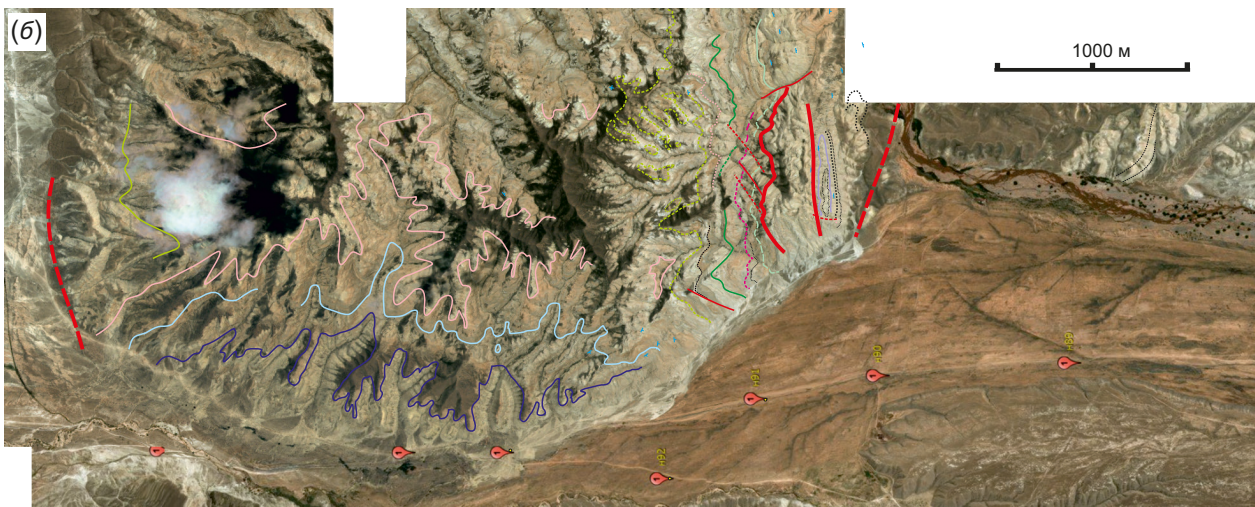
et al., 2002; Bullen et al., 2003; Goode et al., 2011, 2014; Morozov et al., 2014]. Была составлена структурно-геологическая карта трансекта в координатах 75.0–75.4° с.ш. и 41.1–41.6° в.д.

Точки контактов стратиграфических подразделений, разрывные нарушения, характер залегания, изменчивость мощностей и состава слоев, пачек и подсвет

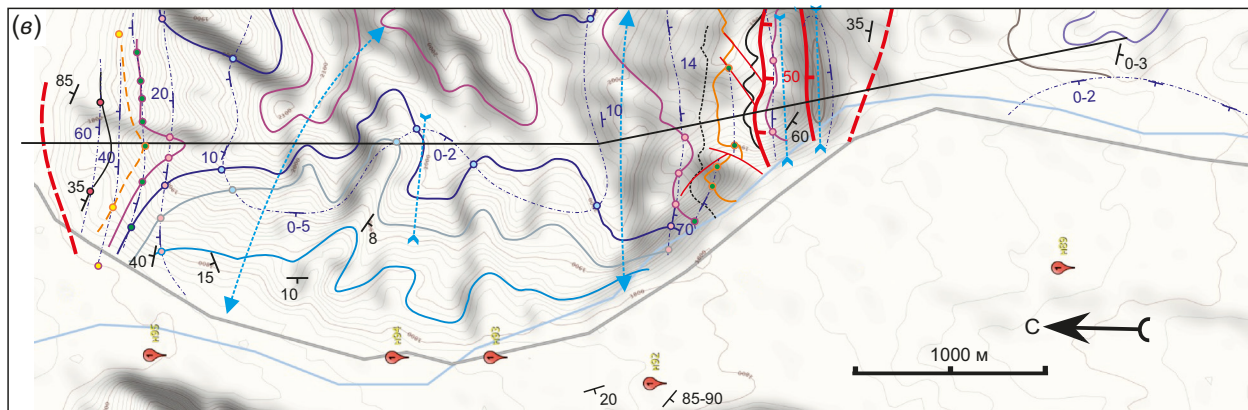
(a)



(б)



(в)



(z)

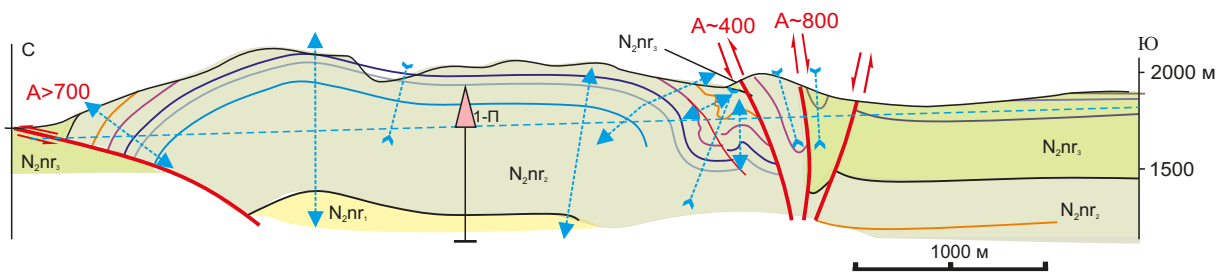


Рис. 2.1. Пример обработки полевых структурных данных по фрагменту профиля А в долине р. Карабук (Нарынская впадина, зона деформаций № 4).

(а) – монтаж фотоснимков, масштабированный по точкам с GPS-привязкой. Прослежены маркирующие горизонты и определена литология и стратиграфическая принадлежность пачек слоев. Отмечены и замерены структурные элементы. (б) – схема структурно-геологического дешифрирования детальных космоснимков вдоль линии профиля (открытый ресурс <http://www.sasgis.org/sasplaneta>, привязанный монтаж). Цветные линии – прослеженные горизонты. (в) – структурная карта сегмента профиля. Маркирующие горизонты и стратиграфические границы генерализованы в соответствии с детальностью топонсов (<http://www.sasgis.org/sasplaneta>). Линии простираций с шагом 100 м по вертикали построены по точкам пересечений слоев с одинаковыми горизонталями. Вычислены и сопоставлены с полевыми замерами истинные элементы залегания и падения сместителей разломов. Определены простираения осевых поверхностей складок и амплитуды видимого горизонтального смещения по разломам. (г) – результирующий структурно-геологический разрез. Определены мощности пачек, морфология и оси складок, положение и амплитуды смещений разломов в поперечном сечении. Пояснения в тексте.

1 – маркирующие горизонты отложений чехла; 2 – разломы: а – главные, б – второстепенные, в – предполагаемые; 3 – направления наклона и углы падения плоскостей разломов; 4 – оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 5 – линии простираения и углы падения слоев, определенные по данным дешифрирования спутниковых ландшафтных снимков; 6 – уровень вреза долин на разрезах; 7 – линии профилей; 8 – положение опорной скважины 1-П; 9 – точки GPS-привязки и фотофиксации; 10 – элементы залегания.

Fig. 2.1. An example of processing the field structural data on the segment of profile A in the valley of the Karabuk River (Naryn depression, deformation zone 4).

(a) – photomontage scaled in accordance with GPS coordinates (enlarged fragments are on the top). The marker horizons were traced, and the lithology and stratigraphic assignment of the units were determined. Structural elements are marked and measured. (b) – scheme of structural-geological interpretation of detailed space images along the profile line (open resource <http://www.sasgis.org/sasplaneta>, with montage linked). Colored lines – traced horizons. (c) – structural map of the profile segment. The marker horizons and stratigraphic boundaries are generalized according to the resolution of the topography map (<http://www.sasgis.org/sasplaneta>). Strike lines with a 100 m vertical step are plotted along the points of intersection of layers and horizontal lines. The actual arrangement and dip of fault planes were calculated and compared with the field measurements. The strikes of axial planes of folds and the amplitudes of apparent horizontal displacement along the faults are determined. (d) – the resulting structural and geological cross-section. The unit thicknesses, morphology and fold axes, fault positions and amplitudes of fault displacements were determined based on the cross-sectional study. Please see text for explanation.

1 – marker horizons of the deposits in the cover; 2 – faults: a – main, б – secondary, в – inferred; 3 – tilt directions and and dip angles of the faults; 4 – axes of anticlines (a) and synclines (б); 5 – strike lines and dip angles of layers based on satellite landscape image interpretations; 6 – cross-sections showing the level of valley incisions; 7 – profile lines; 8 – the position of reference well 1-П; 9 – GPS coordinates and photo-fixation points; 10 – arrangement of layers

определялись в обнажениях по субпараллельным профилям с фотофиксацией (непрерывный фотомонтаж) в пределах обнаженных сегментов (рис. 2.1, а; рис. 2.2, а). Вдоль наиболее обнаженных профилей для определения фациальной изменчивости стратиграфических подразделений составлялись литологические колонки (см. рис. 3 в статье).

Описывалась морфология складчатых деформаций осадочного чехла, определялась ориентировка плоскостей разломов, кинематика и амплитуды смещений по ним, положение шарниров и осевых поверхностей складок. Структуры кайнозойской дезинтеграции в палеозойских гранитах (разломы, трещинные системы, зоны катаклаза) прослеживались на спутниковых ландшафтных снимках, на отдельных участках изучались в обнажениях для определения характера деформации, взаимосвязи с сингенетичными структурами внутри осадочных бассейнов.

Интерполяция структурно-геологической информации между профилями и точками наблюдений проводилась путем прослеживания стратиграфических границ и маркирующих горизонтов на космоснимках – ландшафтных спутниковых снимках высокого разрешения (см. рис. 2.1, б; рис. 2.2, б). С целью выявления скрытых структурных несогласий и определения морфологии структур в плановом сечении вдоль профилей

детализации строились линии простираения отдельных горизонтов, отдешифрированных на космоснимках, и определялись залегания слоев по пересечениям изогипс на топографической карте (см. рис. 2.1, в; рис. 2.2, в). При отсутствии несогласных залеганий отдельных пачек вдоль линий детальных профилей составлялись структурные карты с шагом линий простираций 100 м, определялось плановое положение осей складок, углов падений выявленных разрывных нарушений и смещений слоев по ним. Сопоставление результатов обработки данных структурного дешифрирования и полевых наблюдений позволило строить корректные геологические разрезы (см. рис. 2.1, г; рис. 2.2, г) с контролем представительности двумерной структуры при выбранном положении профиля. Обобщающий геологический разрез строился на глубину уверенной экстраполяции данных с применением методов геометрического анализа приповерхностной структуры слоистых осадочных толщ [Suppe, Medwedeff, 1990; Thompson et al., 2002; Goode et al., 2011; Brandes, Tanner, 2014].

На большей части выступа палеозойских пород поднятия Байбичетоо сохранилась поверхность предпалеоценового пенеплена. Зафиксированные нами смещения этой поверхности (в виде эскарпов и наклонных ступеней) являются показателями активных на альпийском этапе разломов в фундаменте.

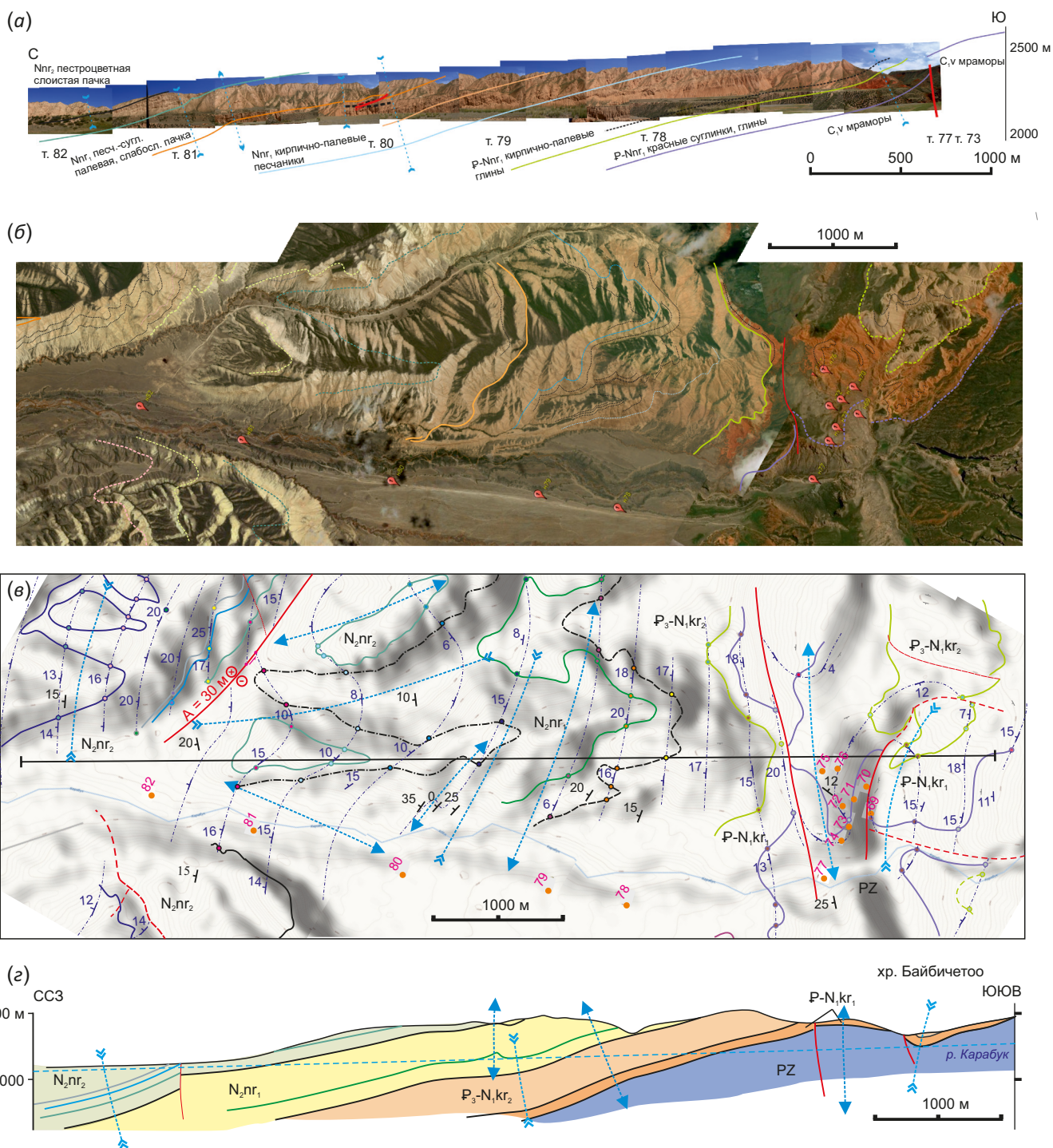


Рис. 2.2. Фрагмент профиля Б по долине р. Карабук (Нарынская впадина, зона деформаций № 5). Описание (а)–(д) см. в пояснении к рис. 2.1.

Fig. 2.2. A fragment of profile B along the Karabuk River valley (Naryn depression, deformation zone 5). For a description of (a)–(d), see the explanation to Fig. 2.1.

При построении генерального геологического разреза вдоль профиля «Карабук», помимо новых данных, использовались материалы предшествующих геолого-геофизических исследований, отраженные на изданных картах и в публикациях, прежде всего касающиеся

положения кровли фундамента. Можно констатировать, что эти данные значительно отличаются в разных источниках, и новая информация по электрической проводимости верхнекоровых комплексов была чрезвычайно важна.