

NEWS

OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

SERIES OF GEOLOGY AND TECHNICAL SCIENCES

ISSN 2224-5278

Volume 4, Number 418 (2016), 68 – 78

NATURAL FACTORS FORMATION CHUNDZHA-DUBUN THERMOANOMALIES

V. D. Vyalov, M. S. Kunaev, Sh. G. Kurmangaliyeva

LLP «Institute of Hydrogeology and Geocology named after U. M. Akhmedsafin», Almaty, Kazakhstan

Keywords: Chundzha-Dubun thermoanomaly, Zharkent depression, formation, natural factors.

Abstract. In article reviews the main factors of formation Chundzha-Dubun thermoanomalies located within the Zharkent depression: climate, hydrography, relief and neotectonics. Analysis of materials geological surveys mountain framing and results of deep drilling in onboard and internal zones deflection revealed three structural complex rocks: precambrian-lower paleozoic granite-metamorphic formations consolidated basement, sedimentary-metamorphic upper paleozoic (carboniferous-permian) intermediate floor and sedimentary rocks mesozoic-cenozoic platform cover. It is noted that main factor contributed to the formation Chundzha-Dubun thermoanomaly is a tectonic - history development of the area in the modern era. Along with a tectonics, important role played by the presence within the district of the river network – intersection the river Charyn and Ili and Dubun fissures is an area supply forming thermoanomaly.

On the basis of structural-tectonic analysis concludes that impact of modern movements of Paleozoic basement fault zones ancient laying to education within the Karadalinskii array thermoanomaly.

УДК 550.36; 551.24; 551.248.2; 553.078

ПРИРОДНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЧУНДЖА-ДУБУНСКОЙ ТЕРМОАНОМАЛИИ

В. Д. Вялов, М. С. Кунаев, Ш. Г. Курмангалиева

ТОО «Институт гидрогеологии и геоэкологии им. У. М. Ахмедсафина», Алматы, Казахстан

Ключевые слова: Чунджа-Дубунская термоаномалия, Жаркентская впадина, формирование, природные факторы.

Аннотация. Рассматриваются основные факторы формирования Чунджа-Дубунской термоаномалии, расположенной в пределах Жаркентской впадины: климат, гидрография, рельеф и неотектоника. Анализ материалов геологических съемок горного обрамления и результатов глубокого бурения в бортовых и внутренних зонах прогиба позволил выделить три структурных комплекса пород: докембрийско-нижнепалеозойские гранитно-метаморфические образования консолидированного фундамента, осадочно-метаморфические верхнепалеозойские (карбон-пермь) промежуточного этажа и осадочные породы мезозой-кайнозойского платформенного чехла. Отмечено, что основным фактором, способствовавшим формированию Чунджа-Дубунской термоаномалии, является тектонический – история развития района в современную эпоху. Наряду с тектоникой, немаловажную роль играет наличие в пределах района речной сети – место пересечения р. Чарын и Илийского и Дубунского разломов является областью питания формирующейся термоаномалии.

На основании структурно-тектонического анализа делается вывод о влиянии современных подвижек палеозойского фундамента по зонам разломов древнего заложения на образование в пределах Карадалинского массива термоаномалии.

К настоящему времени, по мере накопления эмпирических данных, главным образом по изотопному составу термальных вод, становится очевидным, что основная масса гидротерм областей новейшего горообразования имеет инфильтрационное (поверхностное) происхождение [1]. Поэтому, наряду с основным фактором формирования гидротерм – геологическим (историей развития района за четвертичный период и современными тектоническими движениями), должны рассматриваться и экзогенные – климат, гидрография (речная сеть) и рельеф местности, определяющий области питания речной сети и подземных вод.

Рельеф района довольно разнообразен. С запада в пределы территории заходят самые северо-восточные отроги Заилийского Алатау – горы Улькен-Бугутты и Торайгыр, разделенные межгорной Сюгатинской впадиной, средняя часть которой осложнена мелкосопочником. Абсолютные отметки Сюгатинской впадины в пределах территории составляют 900–1189 м. Абсолютные отметки в горах Улькен-Бугутты – 1387–1818 м и Турайгыр – 1100–1377 м (рисунок 1).



Рисунок 1 – Физико-географическая карта района

Picture 1 – Physical-geographical map of the area

В южной и юго-восточной части района резко выделяется хр. Кетмень с абсолютными отметками от 1000 до 3652 м. Хребет Кетмень является сильно расчлененным горным массивом. Водораздельные части хребта представляют собой то широкие пологоволнистые участки, то узкие скалистые гребни. Наивысшей отметкой хр. Кетмень является гора Небесная – 3652 м.

Предгорья северных склонов Кетменьского хребта представляют собой ступенчатую поверхность, настолько сильно расчлененную долинами рек и оврагами, что она представляет собой ландшафт асимметричных гор, холмов и гряд, вытянутых преимущественно в меридиональном направлении. Нижняя ступень предгорий представлена конусами выноса горных рек, которые соединяясь образуют шлейф, вытянутый вдоль гор и постепенно сливающийся с Илийской долиной. Северная граница конусов выноса в рельефе выражена довольно слабо. Абсолютные отметки предгорий изменяются в направлении от гор на север от 1300 до 600 м.

На севере и северо-западе в пределы описываемой территории заходят южные отроги Джунгарского Алатау – горы Катутау и Актау с абсолютными отметками до 1000 м и песчаные массивы Каракум и Джана-лаккум с абсолютными отметками 500–600 м.

Большую часть территории района занимает обширная Илийская долина с абсолютными отметками поверхности от 484 до 600 м. Ландшафт Илийской долины разнообразен. Здесь отмечается и типичная каменистая степь, и песчаные барханы, и заболоченные участки, обильно поросшие травой, камышом и кустарником. Ширина долины в пределах района исследований от 25 до 60–70 км.

Главной водной артерией является река Или, представленная на исследуемой территории своей средней частью. Многолетний расход реки составляет $458 \text{ м}^3/\text{с}$, средний многолетний – $390 \text{ м}^3/\text{с}$; скорость течения реки составляет $1,5\text{--}2,5 \text{ м}^3/\text{с}$. Лед становится в начале января, сходит в середине марта. Вода в реке мутная, при средней мутности $994 \text{ г}/\text{м}^3$.

Второй по значению является р. Чарын – левый приток р.Или. Среднегодовой расход реки составляет $34,5 \text{ м}^3/\text{с}$, максимальный – $76,5$ и минимальный – $19,9 \text{ м}^3/\text{с}$. На юге площади р.Чарын принимает в себя р. Темирлик, средний годовой расход которой составляет $0,82 \text{ м}^3/\text{с}$. Долины рек Чарын и Темирлик прорезают горы Турайгыр, мелкосопочник и Сюгатинскую долину, образуя каньон глубиной до 180 м.

Помимо рек с постоянным водотоком в районе имеются многочисленные мелкие горные речки и ручьи, берущие начало в хр. Кетмень и теряющиеся в отложениях предгорных шлейфов при выходе на равнину. Это р. Киргизсай, Сюмбе, Чушанай и др. Среднемноголетний расход всех рек по выходе с гор по данным Чарынского управления оросительных систем составляет $19 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Питание рек обусловлено весенним таянием снега, а летом – таянием ледников, выпадающими атмосферными осадками, а также родниковым стоком.

Климат района резкоконтинентальный и отличается разнообразием климатических зон, обусловленных абсолютными высотами отдельных участков и экспозицией склонов гор и предгорий. В пределах Илийской долины климат полупустынный, а местами даже пустынный с жарким сухим летом и холодной малоснежной зимой. Среднемесячная температура воздуха равна $+7,7\text{--}+8,6 \text{ }^\circ\text{C}$, максимальная летом до $+42 \text{ }^\circ\text{C}$ и минимальная зимой до $-43 \text{ }^\circ\text{C}$.

Количество атмосферных осадков выпадает неравномерно по площади и зависит от абсолютной отметки поверхности. Так в предгорьях их выпадает 365 мм (ст. Подгорное), а на равнине 127 мм (ст. Дубун). В целом по площади годовая сумма атмосферных осадков уменьшается с юга на север при удалении от хр. Кетмень. Распределение осадков по сезонам года неравномерно: наибольшая часть их выпадает в период положительных температур, наименьшая в холодный период.

Анализ материалов геологических съемок горного обрамления и результатов глубокого бурения в бортовых и внутренних зонах прогиба позволяет выделить три структурных комплекса пород: докембрийско-нижнепалеозойские гранитно-метаморфические образования консолидированного фундамента, осадочно-метаморфические верхнепалеозойские (карбон-пермь) промежуточного этажа, и осадочные породы мезозой-кайнозойского платформенного чехла.

По данным исследователей Тянь-Шаня современные хребты и межгорные впадины региона сформировались на месте древнего пенеплена.

Породы нижнего комплекса обнажаются в горных обрамлениях хр. Кетмень и северо-восточных отрогах Заилийского Алатау. В пределах депрессии эти отложения не вскрыты. Палеозойскими эффузивно-осадочными и интрузивными образованиями сложены горные массивы, обрамляющие Жаркентский прогиб с юга и с севера (рисунок 2). Осадочные палеозойские, мезозойские отложения наиболее полно развиты в восточной осевой и юго-восточной частях депрессии, где они достигают максимальных мощностей. К западной осевой части и северному борту прогиба приурочены максимальные мощности кайнозойских отложений.

Ввиду того, что при гидродинамических построениях в областях современных движений земной коры первостепенное значение имеет степень литификации пород, геологический разрез района нами подразделяется на два этажа: нижний этаж – консолидированные отложения фундамента (докембрийско-палеозойский комплекс) и верхний этаж – осадочные отложения чехла (мезозой-кайнозойский комплекс).

Фундамент выражен вулканогенно-метаморфической толщей, слагающей обособленные, небольших размеров, блоки горных обрамлений Улькен-Бугутты, Торайгыр и Кетмень. По петрографическому составу это метаморфизованные песчаники, хлоритовые, хлорит-серицитовые, кремнистые, филлитовидные, кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые сланцы с горизонтами конгломератов, известняков, андезитовых, диабазовых порфириров и их пирокластов. Общая мощность нижнего палеозоя в горных обрамлениях превышает 10 километров [2].

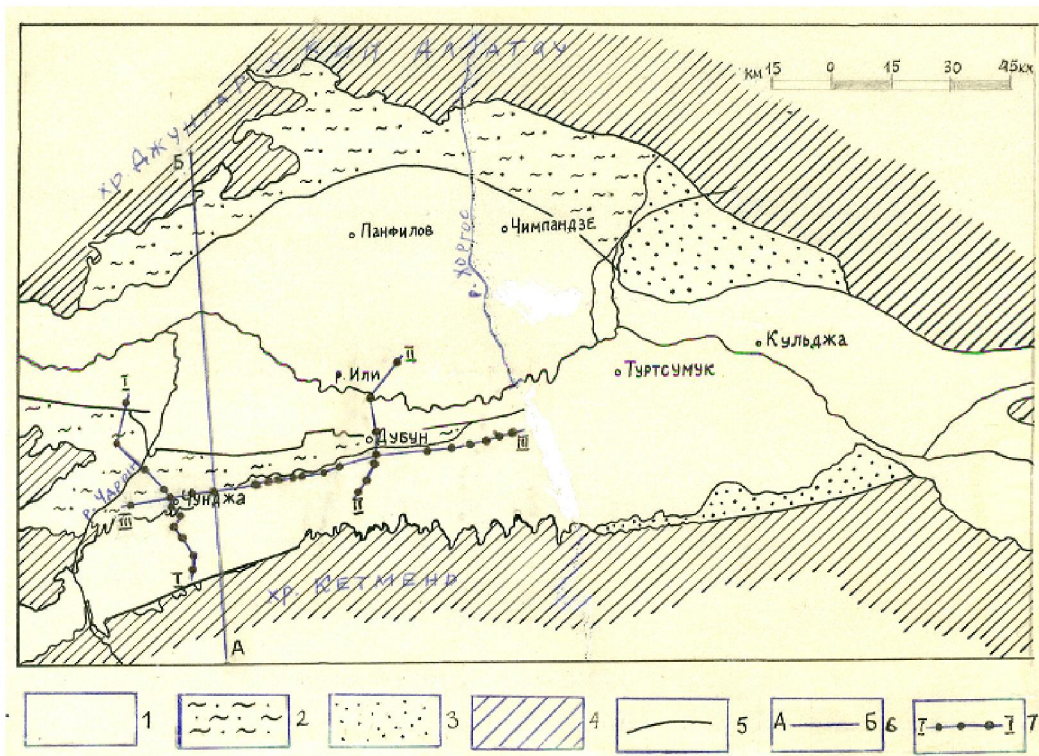


Рисунок 2 – Схематическая геологическая карта Жаркентской впадины.

1 – четвертичные отложения, 2 – палеогеновые отложения, 3 – юрские отложения, 4 – палеозойские образования (вулканогенно-метаморфические), 5 – тектонические нарушения, 6 – линия регионального сейсмического разреза, 7 – линия геологического разреза.

Picture 2 – The schematic geological map of Zharkent depression.

1 – quaternary sediments, 2 – paleogene sediments, 3 – jurassic sediments, 4 – paleozoic formations (volcanic and metamorphic), 5 – tectonic dislocations, 6 – line of regional seismic section, 7 – line of geological section.

Породы переходного комплекса представлены дислоцированными и почти не метаморфизованными толщами эффузивно-осадочных образований. Породы залегают с глубоким размывом на нижележащей толще.

В основании этажа залегают базальтовые, андезитовые и дацитовые порфириды и их туфы, вверх по разрезу сменяющиеся эффузивами кислого состава (флюидалные лавы кварцевых порфиров, фельзит-порфиры, дацитовые порфиры, туфы и туфолавы кислого состава). Мощность толщи достигает 1500 м. С трансгрессивным несогласием над ними залегают массивные толстоплитчатые известняки мощностью до 700 м, песчаники и конгломераты (270 м) и пирокласты с незначительным содержанием лав кислого и щелочного состава общей мощностью 1700 м.

Общую картину поведения палеозойского фундамента можно представить на основании карты изоглубин его кровли, построенной по данным ВЭЗ (вертикальное сейсмическое зондирование) 1968–1969 гг. (рисунок 3).

Анализ данной карты показывает, что палеозойский фундамент полого погружается от периферийных частей депрессии к ее центру, причем максимальные амплитуды погружения приурочены не к современному руслу р.Или, а ее правобережной части, где мощность рыхлых отложений превышает 3000 м.

В пределах Карадалинского месторождения подземных вод глубина залегания кровли палеозойского фундамента изменяется от 150 до 1000 м, причем минимальные глубины характерны для южной части месторождения, где наиболее водообильные верхнемеловые отложения залегают непосредственно на порфиридах палеозоя.

На фоне сравнительно спокойного погружения палеозойского фундамента в северном направлении выделяется, по данным ВЭЗ, целый ряд тектонических нарушений сбросового характера с

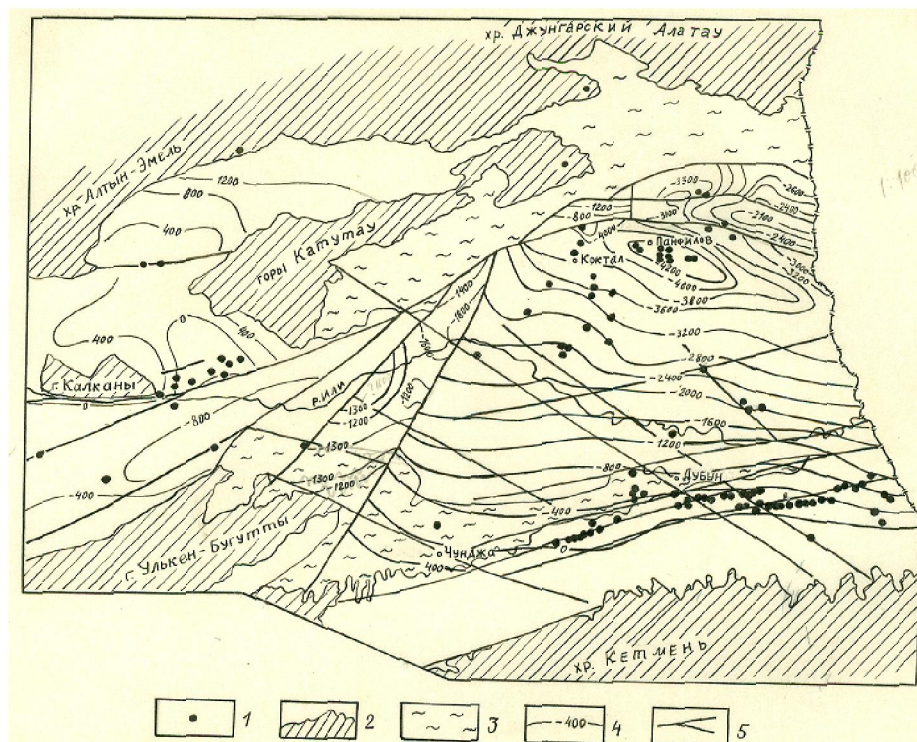


Рисунок 3 – Структурно-тектоническая схема Жаркентской впадины.

1 – водопроявления, в которых производилось определение гелия, 2 – выходы на поверхность палеозойских пород, 3 – выходы на поверхность палеогеновых и неогеновых пород, 4 – изогипсы поверхности палеозойского фундамента, 5 – тектонические нарушения, образовавшиеся или подновленные в четвертичное время.

Picture 3- Structural-tectonic scheme of Zharkent depression.

1 – water seepage, in which produces certain of helium, 2 – exits to the surface paleozoic rocks, 3 – exits to the surface paleogene and neogene rocks, 4 – isohypses surface of the paleozoic basement, 5 – tectonic dislocations formed or refurbished during the quaternary period.

амплитудой от 50 до 400 м. Простираение этих нарушений, как правило, субширотное, причем опущенными являются северные блоки. Из общих соображений наиболее крупное тектоническое нарушение на юге района является южной границей развития верхнемеловых отложений. Южнее этого нарушения на образованиях палеозойского фундамента непосредственно лежат четвертичные грубообломочные отложения, глинистые отложения неогена в разрезе присутствуют как редкое исключение, и последние характеризуются весьма малой мощностью.

Кроме разломов широтного простираения для района характерны и меридианальные нарушения.

В верхней части разреза чехла выделяются четвертичные отложения, представленные гравийно-галечниками, валунно-галечниками, супесями и суглинками (рисунок 4).

В кровле средне-верхнего плиоцена залегают глинистые отложения, которые являются весьма слабопроницаемыми и поэтому считаются региональным водупором, отделяющим грунтовые воды четвертичных отложений и слабонапорные воды песчано-гравелистых прослоев Илийской свиты. Кровля водупора сначала полого погружается с юга на север до глубин 200–240 м, затем резко поднимается и глубина до нее уменьшается до 25–50 м в районе выходов на дневную поверхность и затем вновь погружается на север до глубин более 500 м (рисунок 5).

Средняя и нижняя части разреза отложений Илийской свиты представлены частым переслаиванием песков, гравийно-галечников и глин. В подошве этой пачки повсеместно выделяются гравийно-галечные отложения с песчано-глинистым заполнителем.

Ниже залегают преимущественно глинистые (аргиллиты, глины, алевролиты) образования миоцена, среди которых выделяются пласты и пропластки песчаников, песков, иногда достигающие мощности 30 м.

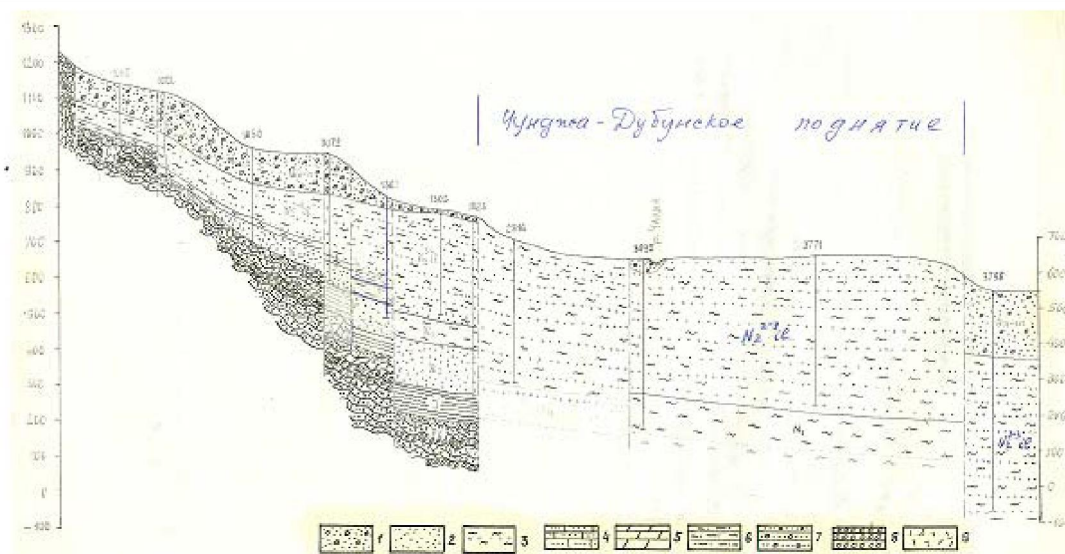


Рисунок 4 – Геологический разрез по линии I-I.

1 – валунно-галечники с песчаным заполнителем, 2 – пески разнозернистые, 3 – глины плотные с включениями и прослоями гальки и гравия, 4 – песчаники мелко- и среднезернистые на карбонатно-глинистом цементе, 5 – глины мергелистые, мергели, 6 – алевролиты, 7 – конгломераты, 8 – брекчии и туфобрекчии, 9 – кварцевые порфириты.

Picture 4 – Geological section by line I-I.

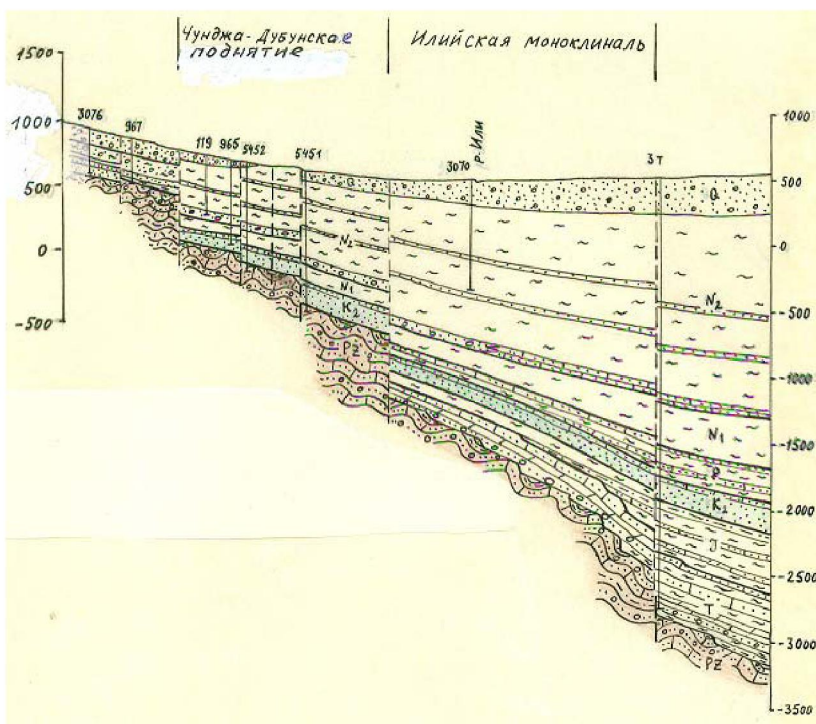
1 – boulders and pebbles with sandy filler, 2 – Sands inequigranular, 3 – clays dense with inclusions and interlayers of pebbles and gravel, 4 – sands of small and medium grained on carbonate-clayey cement, 5 – clays marly, marl, 6 – siltstone, 7 – conglomerates, 8 – breccias and tuff breccias, 9 – quartz porphyrites.

Рисунок 5 – Геологический разрез по линии II-II.

1 – валунно-галечники с песчаным заполнителем, 2 – пески разнозернистые, 3 – глины плотные с включениями и прослоями гальки и гравия, 4 – песчаники мелко- и среднезернистые на карбонатно-глинистом цементе, 5 – глины мергелистые, мергели, 6 – алевролиты, 7 – конгломераты, 8 – брекчии и туфобрекчии, 9 – кварцевые порфириты.

Picture 5 – Geological section by line II-II.

1 – boulders and pebbles with sandy filler, 2 – Sands inequigranular, 3 – clays dense with inclusions and interlayers of pebbles and gravel, 4 – sands of small and medium grained on carbonate-clayey cement, 5 – clays marly, marl, 6 – siltstone, 7 – conglomerates, 8 – breccias and tuff breccias, 9 – quartz porphyrites.



Под миоценовыми отложениями четко выделяются песчанистые пласты верхнего мела (пески, слабосцементированные песчаники), среди которых отмечаются глинистые пропластки. Это высокопроницаемые отложения, мощность которых достигает 150–170 м.

И, наконец, в основании чехла залегают преимущественно глинистые водоупорные отложения юрского возраста (рисунок 6).

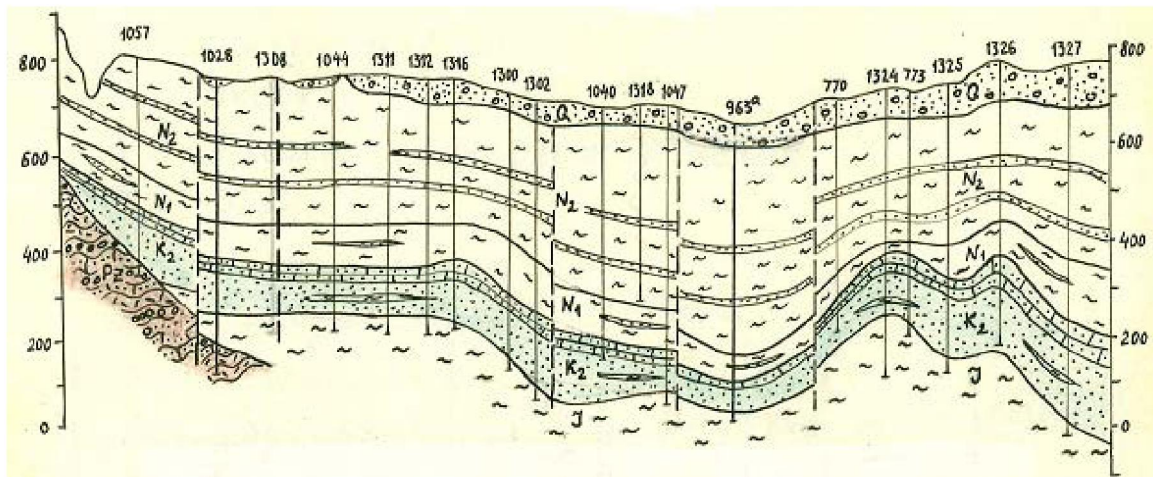


Рисунок 6 – Геологический разрез по линии III-III.

1 – валуны-галечники с песчаным заполнителем, 2 – пески разнозернистые, 3 – глины плотные с включениями и прослоями гальки и гравия, 4 – песчаники мелко- и среднезернистые на карбонатно-глинистом цементе, 5 – глины мергелистые, мергели, 6 – алевролиты, 7 – конгломераты, 8 – брекчии и туфобрекчии, 9 – кварцевые порфириды.

Picture 6 – Geological section by line III-III.

1 – boulders and pebbles with sandy filler, 2 – Sands inequigranular, 3 – clays dense with inclusions and interlayers of pebbles and gravel, 4 – sands of small and medium grained on carbonate-clayey cement, 5 – clays marly, marl, 6 – siltstone, 7 – conglomerates, 8 – breccias and tuff breccias, 9 – quartz porphyrites.

Из всего разреза осадочного чехла выделяется комплекс верхнемеловых отложений, поскольку он является первым водопродвижающим горизонтом, в который поступают глубинные гидротермы палеозойского фундамента.

В структурно-тектоническом плане район относится к южному крылу крупного Илийского синклинория, сформированного в среднем и верхнем палеозое. Начиная с мезозоя здесь отмечается новый этап геологического развития, характеризующийся формированием устойчивых областей поднятий и опусканий. Как и в верхнем палеозое, область максимального прогибания располагается в северной части описываемой площади, где с верхнего триаса формируется Илийская межгорная впадина. Область хр. Кетмень на данном этапе развития представляла собой приподнятую эродированную поверхность. В целом Жаркентская впадина ориентирована в юго-восточном направлении. В сторону Кетменьского хребта наблюдается пологое возвышение ее южного борта.

В результате проявления новокимерийской фазы складчатости район испытывал общее поднятие и денудации. Последнее подтверждается полным выпадением из мезозойских разрезов образований верхней юры и нижнего мела.

В верхнемеловую эпоху район Жаркентской депрессии испытывал кратковременное погружение. Породы верхнего мела залегают с размывом на отложениях верхнего триаса и средней юры, распространяясь в западном и восточном направлениях далеко за пределы описываемого района.

Начиная с олигоцена Жаркентская впадина вновь интенсивно прогибается. В конце плиоцена проявилась одна из фаз альпийского тектогенеза. В результате ее на месте хр. Кетмень формируется сводовое поднятие, осложненное разрывными нарушениями, которые разделили его на отдельные блоки, поднятые впоследствии на различные гипсометрические уровни. Наряду с поднятием горных сооружений происходили также интенсивные дифференциальные движения отдельных тектонических блоков палеозойского основания межгорной впадины.

В результате глыбовых перемещений в Жаркентской депрессии образуются широтно вытянутые валы и прогибы. В описываемом районе к подобным структурам относится Дубунское поднятие, ядро которого сложено породами Илийской свиты. Северное крыло Дубунской структуры срезано сбросом широтного простирания.

В четвертичный период продолжают активные глыбовые перемещения и хр. Кетмень, и в Жаркентской межгорной впадине. Поднятием хр. Кетмень в начале четвертичного периода

обусловлено формирование нижнечетвертичных отложений, связанных с эпохой первого полупокровного оледенения.

Если на границе неогенового и четвертичного периодов альпийскими тектоническими движениями были заложены основные элементы современной горной области и межгорной впадины, в начале среднечетвертичной эпохи происходит их окончательная дифференциация. На значительные (с амплитудой до 1000 м) глыбовые перемещения этого времени указывают факты залегания нижнечетвертичных отложений на различных гипсометрических уровнях и их тектонические контакты по разломам с разновозрастными палеозойскими образованиями.

В средне- и верхнечетвертичную эпохи продолжается поднятие хребта и прогибание межгорной впадины. С этим этапом развития связано образование современной гидрографической сети и формирование шлейфа конусов выноса.

В четвертичное время интенсивность тектонических движений достигла максимального значения. Происходит интенсивное расчленение заложённых в плиоцене горных долин, накопление у подножий хребтов толщ валунно-галечников, сменяющихся к центру впадины песчано-глинистыми осадками. Водораздельные части наиболее поднятых хребтов подвергаются оледенению. Вовлекаясь в поднятие, периферийные части впадины формируют предгорную ступень. Хребет Кетмень оледенению не подвергался, здесь накапливались делювиально-пролювиальные отложения. Обломочный материал, сносимый с хребта, отлагался у его подножия, не проникая в центральную часть впадины, огражденной с юга Дубунским поднятием. Этот барьер сохраняется на протяжении всего четвертичного времени [3].

С началом позднечетвертичного периода связана новая активизация тектонических процессов. К югу от Дубунских разломов намечается еще один субширотный прогиб. Максимальное погружение здесь приурочено к средней части предгорного шлейфа, где мощность отложений достигает 120–140 м. К подножью гор и к периферии шлейфа она уменьшается до единиц метров.

Глубинное сейсмическое зондирование, проведенное экспедицией ВСЕГЕИ (Всероссийский научно-исследовательский институт им. А. П. Карпинского) представляют несколько иную картину развития разрывной тектоники этого района. Так, по профилю, следующему от западной оконечности Текесской впадины на север до южной части Коныроленской впадины (через хр. Кетмень, село Тегермень, р. Или близ переправы Борохудзир, село Койбын), четко фиксируются глубинные разломы по южному и северному бортам депрессии. Уверенно подсекается Чунджа-Дубунский и, несколько севернее, два других глубинных разлома, места пересечения которых совпадают с двумя разрывами, выделенными при дешифрировании аэрофотоснимков. Последние имеют северо-западную ориентировку, параллельную соответствующему направлению отрезка р.Или. Эти разломы являются глубинными и, пронизывая земную кору (гранитный и базальтовый слои), выходят в верхнюю мантию. Кроме того между ними выделяются более мелкие внутрикоровые разрывы, проникающие в базальтовый слой. Места их пересечения с линией профиля совпадают с разрывными нарушениями, установленными геологическими методами. Все разрывы имеют крутое, близкое к вертикальному падение (рисунок 7).

Новые данные свидетельствуют, что направление падения основной системы разломов определяется их местоположением на дуге свода большого радиуса кривизны, а не контролируются расположением отдельных хребтов и впадин. В большинстве своем они ориентированы ортогонально к поверхности свода и относятся к сбросам. Что касается мелких структур в отложениях кайнозоя, то формирование их связано не со складчатостью палеозойского фундамента, а обусловлено образованием штамповых складок, где роль штампа принадлежит жестким породам палеозоя, расколотым на блоки.

К моменту становления свода консолидированная земная кора представляла, скорее всего, жесткую среду, неспособную воспринимать сколь-нибудь значительную деформацию. Поэтому даже при слабых напряжениях она раскалывалась на блоки, в первую очередь, по ослабленным зонам разломов древнего заложения.

Большинство разломов устанавливается при дешифрировании аэро-фотоснимков. Особенно хорошо на аэроснимках выражены молодые и подновленные в четвертичное время разломы, практически не зависимо от того, крупные они или мелкие. Если аэрофотоснимки высокого качества и достаточно крупного масштаба (1:5000 – 1:20000) на них можно дешифрировать почти

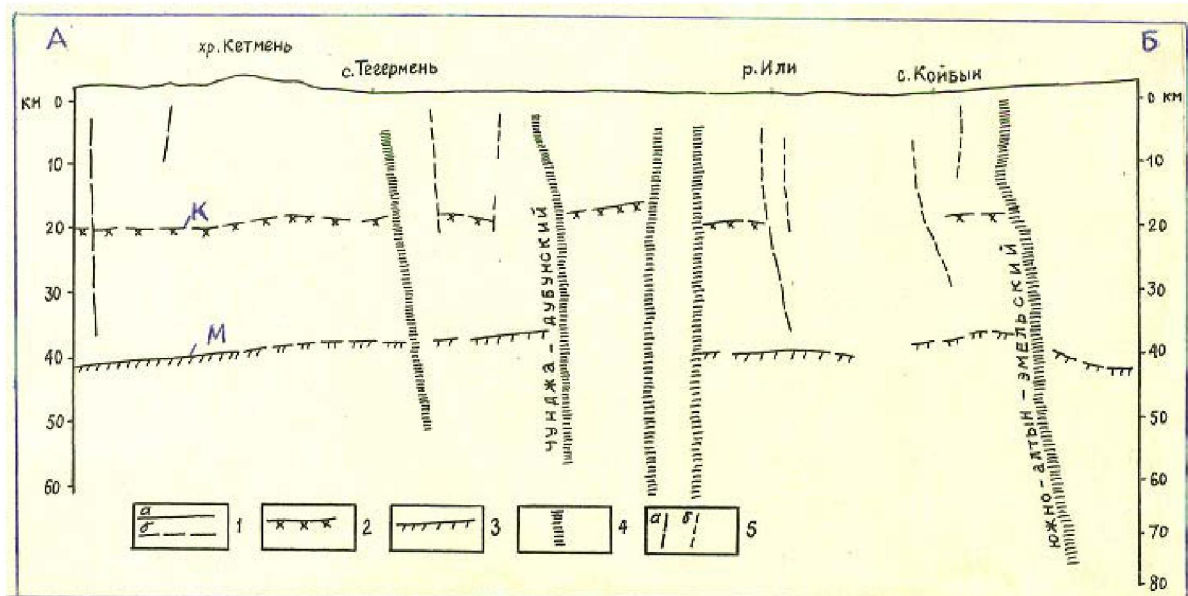


Рисунок 7 – Сейсмический разрез по профилю №11 Джунгарский (схематизированная выкопировка из разреза, составленного сотрудниками ВСЕГЕИ Афанасьевой Н.А., Булиным Н.К. и др, 1982 г.).

1 – границы разделов: а – уверенные, б – менее уверенные, кровля базальтового слоя «К» (граница Конрада), подошва земной коры (поверхность Мохоровичича) – «М», 4, 5 – разрывные нарушения по сейсмическим данным: 4 – глубокие разломы уверенно прослеженные, 5 – внутрикоровые разломы: а – уверенно прослеженные, б – менее уверенно прослеженные.

Picture 7 – The seismic section on a profile №11 Dzungarian (Schematized the copy of the section drawn up by employees VSEGEI Afanasyeva N.A., Bulin N.K. and others, 1982).

1 – partition borders: a – assured, b – less assured, roofing basalt layer "K" (Conrad discontinuity) outsole earth crust (mohorovicich surface) – "M", 4, 5 – fault dislocations by seismic data: 4 – deep faults tracked confidently, 5 – intracrustal faults: a – tracked confidently, b – less confident tracked.

все молодые разломы, где амплитуды перемещений более 1м и даже меньше. Системы крупных разрывов четко выражаются на высотных аэрофотоснимках масштаба 1:100000 – 1:300000. Региональные разломы протяженностью в сотни км и разломы глобального масштаба дешифрируются на космических снимках и по равнинной площади, выполненной мощным чехлом отложений мезозой-кайнозоя, часть молодых устанавливается при дешифрировании космо- и аэрофотоснимков.

Главными среди разломов являются те, которые имеют древнее заложение.

На ранней стадии альпийской тектоники более активно функционировали разломы субширотного простирания, в последующем, начиная со среднечетвертичного времени, возрастает роль северо-западных. Комбинации подвижек по двум главным системам разломов и определяют ломаные очертания зоны сочленения хребтов и впадин [4].

Рассматривая вопросы сопряжения двух главных систем разрывных нарушений, часто не удается установить последовательность их взаимодействий. Часто наблюдается разная амплитуда перемещения по одному разлому различных частей блоков. Наряду с вертикальными происходили и горизонтальные перемещения блоков. Сдвиги субширотного простирания – левосторонние, северо-западного – правосторонние.

В районах с мощным чехлом если смещения по разрывам в фундаменте незначительные, то они гаснут, не доходя до дневной поверхности. При больших амплитудах смещения или малой мощности кайнозойских отложений разрыв прорывает рыхлый чехол и проявляется на поверхности образованием системы трещин или заметным уступом в рельефе. Такими тектоническими уступами выражен Чунджа-Дубунский разлом в центральной части впадины. Очень четко выражены современные разрывы у подножия хр.Кетмень на конусе выноса р.Дардамты и менее четко на других участках.

Последние тектонические импульсы значительной интенсивности прошли на границе средне- и верхнечетвертичного времени.

К крупным региональным глубинным разломам относятся Южно-Джунгарский, Чилико-Кеминский, Северо-Кетменьский. К категории глубинных принадлежит, очевидно, группа разломов, установленная геофизиками экспедиции ВСЕГЕИ в центральной части депрессии и ее бортах. Поскольку некоторые из них выражены уступом (Чунджа-Дубунский и др.) на дневной поверхности, а часть устанавливается при дешифрировании аэрофото- и космоснимков в пределах равнины с мощным чехлом, то естественно предполагать, что они не прекращали функционировать и в новейшую эпоху.

Южное крыло впадины представляет моноклираль, полого (6–10°) наклоненную от хребта Кетмень к осевой части. Моноклиральное залегание толщи на южном крыле впадины осложнено широтными разрывами, местами выраженными на поверхности уступами высотой 10–15 м. Разрывы ограничивают Чунджа-Дубунское поднятие, в котором обнажены верхнеплиоценовые отложения и которое представляет восточное, затухающее, продолжение отрогов Заилийского Алатау (горы Богутты и Торайгыр). Не исключено, что это поднятие растет и в настоящее время и в будущем обособит Жаланашскую впадину от Илийской [5].

С конца верхнечетвертичной эпохи по настоящее время описываемый район находится в стадии поднятия и интенсивного эрозийного расчленения. Наряду со складчатыми движениями существенная роль в формировании тектонических структур района принадлежит дизъюнктивным дислокациям. В результате их проявления пликативные тектонические структуры были усложнены и разбиты на ряд блоков с различными амплитудами смещений.

На геологической карте среди разрывных нарушений выделяются крупные региональные палеозойские разломы, обновленные в альпийское время. Эти разломы ориентированы, в основном, в субширотном направлении и прослеживаются на десятки километров за пределы района.

Крупные региональные разломы типа сбросов отчетливо прослеживаются вдоль подножия и в средней части северного склона хр. Кетмень. Региональный разлом, расположенный вдоль подножия хр. Кетмень представляет собой сброс с почти вертикальной плоскостью сместителя. Вертикальная амплитуда смещения за альпийский период по геофизическим данным составляет порядка 300–400 м на западе и 50–100 м на востоке. По нему опущена моноклираль южного борта Жаркентской впадины. Мощность зоны разлома изменяется в пределах от 50 до 150 м. Разломы северо-восточных и северо-западных направлений в сочетании с субширотными разломами и складчатыми структурами палеозойских отложений обусловили складчато-глыбовое строение Кетменьского хребта.

В долинной части района хорошо фиксируются два крупных альпийских разлома-Илийский и Дубунский.

Илийский разлом восток-северо-восточного простирания прослеживается через весь район и выражен в рельефе уступом высотой от 1,5 на западе до 25 м на востоке. Вертикальная амплитуда смещения его составляет 30 м. Дубунский разлом находится в 7 км южнее Илийского и расположен параллельно последнему. Он также выражен в рельефе уступом высотой от 1,5 до 20 м. С этим разломом связаны многочисленные родники, выходящие у террасовидного уступа в районе поселка Дубун. Отчетливо выражена система четвертичных разломов у северного подножия гор Улькен-Бугутты. Здесь по разломам контактируют отложения палеозоя и илийской свиты со среднечетвертичными. Амплитуда перемещения колеблется в пределах нескольких десятков метров. Этот разлом отличается как дизъюнктивный собственно альпийского возраста.

Зона Заилийского глубинного разлома протягивается параллельно зоне Алма-Атинского глубинного разлома. На всем протяжении она отделяет предгорную ступень от высокогорий и прослеживается в виде четкого уступа. В Жаркентской депрессии, в районе п. Чунджа, под мощным чехлом рыхлых отложений, по геофизическим данным установлен 1200-метровый уступ тектонического происхождения, трассирующий зону разлома.

Кроме описанных разломов в районе по геофизическим данным фиксируются разломы северо-западного простирания.

В целом описываемый район продолжает оставаться областью повышенной тектонической активности.

В заключении можно отметить, что основным фактором, способствовавшим формированию Чунджа-Дубунской термоаномалии, является тектонический – история развития района в современную эпоху. Наряду с тектоникой немаловажную роль играет наличие в пределах района речной сети – место пересечения р.Чарын, Илийского и Дубунского разломов является областью питания формирующейся термоаномалии.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Коробкин А.В., Литвиненко С.Ю., Шмаков В.Н. Отчет по опытно-методическим работам по совершенствованию методики гидроизотопных исследований для изучения условий формирования подземных вод за 1987–1989 гг. – Регист. № 40603. – КазССР, Казрудгеология, 1989 г.
- [2] Геология СССР. – Т. 40: Южный Казахстан. – М.: Недра, 1971. – С. 49-53.
- [3] Проводников Л.Я. Полевой отчет по результатам работ Илийской геофизической экспедиции. – Алма-Ата: РГФ, 1946. – Регист. № 4619.
- [4] Борисенко И.М., Корсак В.А. Оценка разломов активных тектонических зон и выявление месторождений термальных вод // Тезисы докл. Всесоюзн. сов. по подземным водам Востока СССР. – Иркутск, 1988. – С. 61-64.
- [5] Чабдаров Н.М. Стратиграфия Заилийского района // В кн.: Геология СССР. – Т. 40: Южный Казахстан. – М.: Недра, 1971. – С. 125-131.

REFERENCES

- [1] Korobkin A.V., Litvinenko S.N., Shmakov V.N. The report on experimental methodical work on improvement methods hydroisotopic research to study the conditions of formation of groundwater for 1987–1989. Registered N 40603. Kazakh SSR, Kazrudgeology, 1989.
- [2] Geology of USSR. Vol. 40: South Kazakhstan. M.: Nedra, 1971. P. 49-53
- [3] Provodnikov L.Y. The field report on results work Ili geophysical expedition. Almaty-Ata, 1946. Registered N 4619.
- [4] Borisenko I.M., Korsak V.A. Assessment of active fissures and tectonic zones identifying deposits of thermal waters // Abstracts of the All-Union Council of Groundwater East of the USSR. Irkutsk, 1988. P. 61-64.
- [5] Chabdarov N.M. Stratigraphy of the Trans-Ili district. In the book: Geology of USSR. Vol. 40: South Kazakhstan. M.: Nedra, 1971. P. 125-131.

ШОНЖЫ-ДУБУН ТЕРМОАНОМАЛИЯСЫНЫҢ ҚАЛЫПТАСУЫНЫҢ ТАБИҒИ ФАКТОРЛАРЫ

В. Д. Вялов, М. С. Қонаев, Ш. Г. Курмангалиева

«У. М. Ахмедсафин атындағы гидрогеология және геоэкология институты» ЖШС, Алматы, Қазақстан

Тірек сөздер: Шонжы-Дубун термоаномалиясы, Жаркент ойысы, қалыптасу, табиғи факторлар.

Аннотация. Жаркент ойысының шегінде орналасқан Шонжы-Дубун термоаномалиясының қалыптасуының негізгі факторлары: климаты, гидрографиясы, жер бедері және неотектоникасы мақалада қарастырылған. Таулы жиектердің геологиялық түсірім материалдарын талдау және бүгілудің ішкі және ернеулік аймағында терең бұрғылау нәтижелері жыныстардың 3 құрылымды кешенін бөліп көрсетеді: кембрийге дейінгі-төменгі палеозойдың гранитті-метаморфтық түзілімдер шоғырланған негізді, аралық қабаттың шөгінді-метаморфтық жоғары палеозойлық (карбон-пермь) жыныстар және платформалық құндақтың мезозой-кайназойлық шөгінді жыныстары. Шонжы-Дубун термоаномалиясының қалыптасуының негізгі факторы тектоникалық болып табылады. Тектоникамен қатар, аудан шегінде өзен торабының болуы – Шарын өзені мен Іле және Дубун жарылымының түйіскен жері термоаномалия қалыптасуының қоректену ауданы болып табылады.

Құрылымдық-тектоникалық талдау негізінде Қарадала сілемінің термоаномалиясы шегінде түзілген жарылымдар бойынша палеозойлық іргетастың қазіргі жылжуының ықпалы туралы қорытынды жасалған.

Поступила 31.05.2016 г.