

УДК 551.243.8(571.61)

ДЖЕЛТУЛАКСКИЙ РАЗЛОМ: ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, ЭВОЛЮЦИЯ, МЕТАЛЛОГЕНИЯ

© 2010 г. М. В. Горошко, В. Б. Каплун, Ю. Ф. Малышев

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН
680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65
E-mails: goroshko@itig.as.khb.ru, kaplun@itig.as.khb.ru*

Поступила в редакцию 03.07. 2008 г.

Приведена геологическая характеристика Джелтулакского разлома, разделяющего Становую гранит-зеленокаменную область Алдано-Станового щита и Селенга-Становой каледонский орогенный пояс Центрально-Азиатского тектонического пояса. На основании геологической интерпретации гравиметрических, сейсмических, геоэлектрических, магнитометрических данных изучено глубинное строение Джелтулакского разлома, рассчитаны 2D и 3D плотностные и 2D геоэлектрические модели, по которым построены объемные плотностные модели, глубинные разрезы и срезы. Джелтулакский разлом коровый, но на отдельных участках на глубине связан с Южно-Тукурингским и Гилюйским литосферными разломами. Разлом древнего раннекембрийского заложения и длительного развития, вплоть до современного, характеризуется сменой геодинамических обстановок и разновозрастной рудной минерализацией широкого профиля.

Ключевые слова: *Джелтулакский разлом, Становая гранит-зеленокаменная область, Селенга-Становой орогенный пояс, 2D и 3D плотностные модели, 2D геоэлектрическая модель, околорудные метасоматиты, металлогения.*

ВВЕДЕНИЕ

Джелтулакский разлом прослеживается более чем на 800 км от хр. Тукурингра через хр. Чернышева до отрогов хр. Удокан и отделяет Становую гранит-зеленокаменную область Алдано-Станового щита от Селенга-Станового пояса каледонской складчатости [32] (рис. 1). Разлом разделяет территории с различным геологическим строением. В Становой области преимущественно распространены архейские гнейсы, позднеархейские и раннепротерозойские граниты и, в меньшей мере, – верхнеюрско-раннемеловые гранитоиды. Селенга-Становой орогенный пояс является регионом интенсивного развития гранитоидного магматизма различного возраста, где интрузивные породы занимают до 80% территории.

На северо-западе Джелтулакский разлом стыкуется со Становой и Южно-Якутской системами разломов, образуя вместе с ними и с Патомско-Жуинским разломом крупный структурный узел (рис. 1). В области их сочленения сформировался раннепротерозойский Удоканский авлакоген [20], в котором расположены суперкрупные Удоканское медное и Чинейское медно-титан-железорудное месторождения [21, 33], а в гнейсах зоны Джелтулакского разлома – суперкрупное Катугинское редкометалльно-редкоземельное месторождение. На юго-востоке Джелтулакский разлом сочленяется с Северо-Тукурингским разломом, отделяющим Алдано-Становой щит от расположенного к югу от него Монголо-Охотского орогенного пояса.

В связи с установленной рудоносностью, на территории, прилегающей к Джелтулакскому разлому, в течение длительного времени проводились геологосъемочные и поисковые работы среднего и, частично, крупного масштаба, профильные и площадные геофизические исследования, а также научно-исследовательские работы различных НИИ [3, 6, 7, 11, 13, 14, 17–20, 26, 34, 35 и др.].

Несмотря на проведенные исследования, в глубинном отношении разлом изучен недостаточно. В связи с этим в работе проводится интерпретация сейсмических (МОВЗ), геоэлектрических (МТЗ), гравиметрических (3D моделирование) и магнитометрических материалов, на основе которых вместе с геологическими данными рассматривается объемная структура и эволюция Джелтулакского разлома во времени.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИЛЕГАЮЩИХ К РАЗЛОМУ БЛОКОВ

Характерной особенностью двух крупных, граничащих по Джелтулакскому разлому, блоков является различие доминирующих ориентировок тектонических структур позднего архея–раннего протерозоя. Так, в Становой гранит-зеленокаменной области наблюдаются веерообразно расходящиеся в северо-западном направлении тектонические структуры, тогда как в Селенга-Становом поясе все структуры ориентированы в северо-восточном направлении [6]. Последнее подчеркивается ориентировкой наложенных мезозойских прогибов.

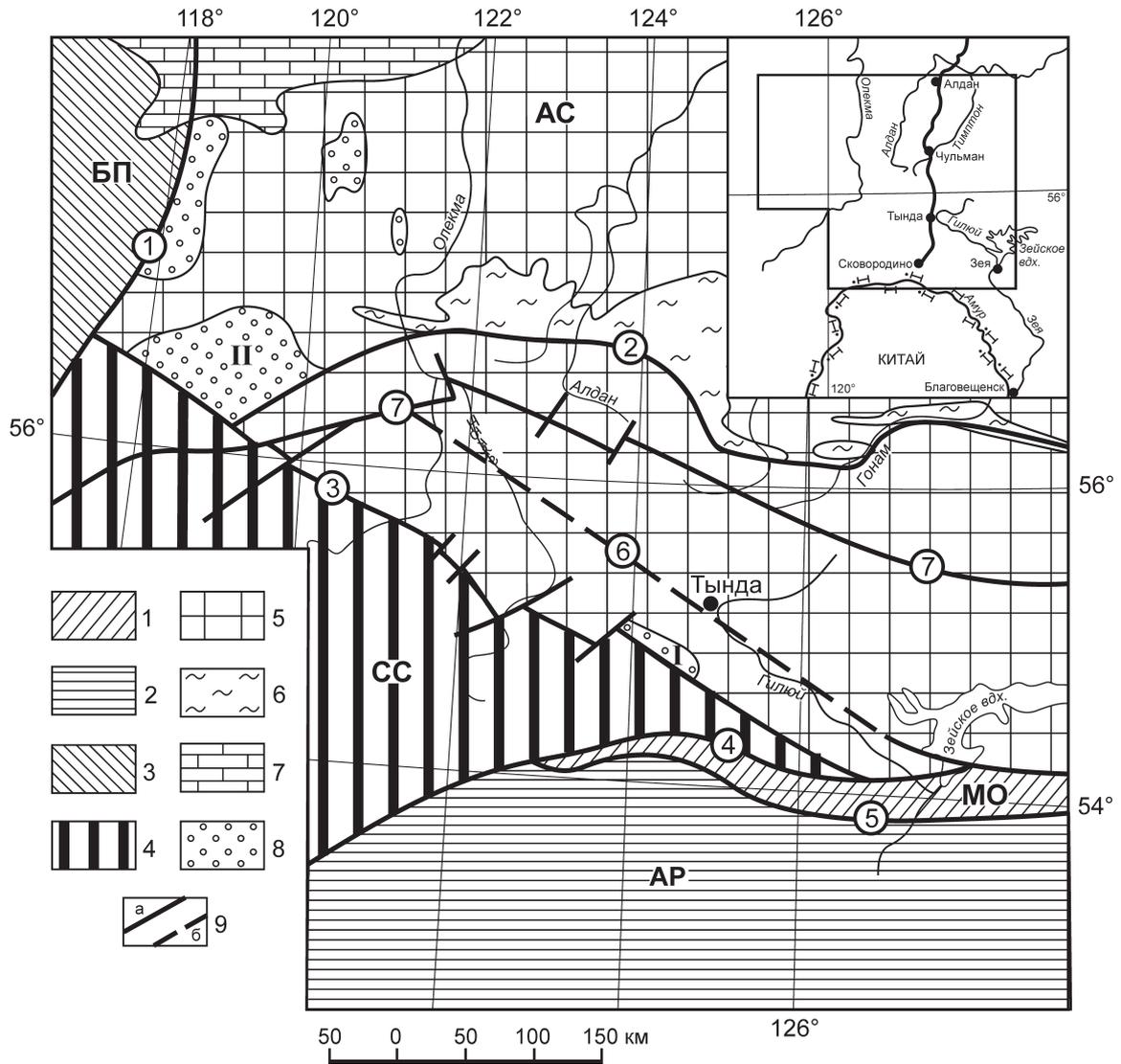


Рис. 1. Тектоническая схема региона по Л. И. Красному [20] и Л. П. Карсакову [32].

1–4 – орогенные пояса: 1 – Монголо-Охотский мезозойский (МО), 2 – Аргунский каледонский (АР), 3 – Байкало-Патомский каледонский (БП), 4 – Селенга-Становой каледонский (СС); 5 – Алдано-Становой щит (АС); 6–8 – структуры, наложенные на кристаллическое основание Алдано-Станового щита: 6 – юрские угленосные впадины, 7 – мезо-неопротерозойский платформенный чехол, 8 – раннепротерозойские рифтогенные прогибы: I – Джелтулакский шовный прогиб, II – Удоканский авлакоген; 9 – основные разломы установленные (а) и предполагаемые (б), цифры в кружках: 1 – Патомско-Жуинский, 2 – Южно-Якутский, 3 – Джелтулакский, 4 – Северо-Тукурингрский, 5 – Южно-Тукурингрский, 6 – Гиллойский, 7 – Становой.

Древнейшие образования *Становой* гранит-зеленокаменной области Алдано-Станового щита представлены метаморфическими породами гранулитовой фации регионального метаморфизма или породами, зонально переходящими в амфиболитовую фацию [15, 26, 35]. Они объединены в зверевский комплекс нижнего архея и в становой комплекс верхнего архея.

Зверевский комплекс слагает отдельные выступы нижнеархейских пород среди верхнеархейских образований станового комплекса. Он представлен роговообманково-пироксеновыми, двупироксеновыми, гранат-двупироксеновыми, гиперстено-

выми и биотитовыми кристаллическими сланцами, гиперстеновыми и биотитовыми гнейсами. Раннеархейские породы характеризуются брахиформной складчатостью, в значительной мере переработанной более поздними деформациями с образованием складок линейного типа [13].

Становой комплекс включает роговообманковые, биотит-роговообманковые, клинопироксен-роговообманковые кристаллические сланцы и гнейсы, амфиболиты и мраморы. Протолитами пород станового комплекса являлись базальты и андезибазальты морского дна [6]. Породам свойственна линейная складчатость. Породы станового комплек-

са в зоне Желтулакского разлома повторно смяты и диафторированы. Диафторез проявлен в условиях эпидот-хлоритовой и серицит-кальцитовой ступеней метаморфизма, причем диафторез первой из них проходил в условиях натрового, а второй – калиевого характера щелочных растворов.

Позднеархейские интрузии слагают согласные, линейно вытянутые в субширотном или северо-западном направлении тела плагиогранитов, мигматитов, диоритов, кварцевых диоритов, гиперстеновых гнейсо-гранитов, лейкократовых гранитов и аляскитов.

Метаморфические образования претерпели значительную тектоническую переработку, метасоматоз и мигматизацию. В них широко распространен регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации, сопровождаемый мигматизацией калиевыми гранитами с возрастом 1960 млн. лет [6].

В структуре *Селенга-Станового* орогенного пояса, разделяющего острым клином структуры Алдано-Станового щита и Монголо-Охотского орогенного пояса, выделяются позднеархейские Усть-Гиллюйский зеленокаменный пояс, Могоча-Урушинский, Моклаканский и Каларский выступы гранулитового фундамента. Выступы гранулитового фундамента представлены толеитовыми метабазальтами, метаандезитовыми, метаандезитами, метапелитами и граувакками могочинской серии, близкими по химическому составу базальтам срединно-океанических хребтов [6]. Позднеархейское гранитообразование проявилось в Селенгино-Становом поясе дважды. Более раннее из них сопряжено с гранулитовым и амфиболитовым метаморфизмом. Поздний процесс гранитизации характеризовался большей интенсивностью и сформировал крупные гранито-гнейсовые массивы нередко купольной формы.

В раннем протерозое на месте Селенга-Станового орогенного пояса существовал морской бассейн, в котором накапливались терригенные, карбонатно-глинистые, кремнистые, железо-кремнистые хемогенные или хемогенно-кластогенные осадки, отлагавшиеся в глубоководной части шельфа и континентального склона. Редко в них устанавливаются вулканогенные отложения, являющиеся продуктом подводных извержений. Часть образований представляют собой грубообломочные фации мелководного шельфа. Раннепротерозойские вулканогенно-осадочные образования в Селенга-Становом орогенном поясе выполняют Давенда-Урканский и Тунгирский прогибы.

ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДЖЕЛТУЛАКСКОГО РАЗЛОМА

Желтулакский разлом представляет собой систему разломов общей мощностью 10–20 км северо-западной и субширотной ориентировки сдвигового, сбросо-сдвигового и надвигового типов, охва-

тившей на позднеархейском, раннепротерозойском и фанерозойском этапах зону сочленения Становой гранит-зеленокаменной области с Селенга-Становым орогенным поясом. Раннедокембрийское заложение разлома подтверждается локализацией вдоль него линейных тел раннедокембрийских гранитоидов (рис. 2). Отдельные северо-западные швы зоны разлома часто трассируются телами ультраосновных интрузивных пород, что доказывает его глубинную природу [6, 7]. На поверхности Желтулакский разлом представлен серией сближенных субпараллельных, кулисообразно расположенных швов северо-западного простирания, выраженных зонами расщепления и милонитизации, падающих на север и северо-восток под углами 30–60°. По имеющимся геофизическим и геологическим данным он представляет собой поддвиг, по которому юго-западное крыло пододвинуто под северо-восточное [28].

В плане Желтулакский разлом поперечными разломами сдвигового типа разбит на ряд отрезков, которые перемещены относительно друг друга на 10–25 км. Сдвиги наибольшей амплитуды наблюдаются в бассейнах рек Нюкжа и Геткан. Сдвиговая тектоника проявилась, скорее всего, в позднем мезозое, так как сдвигами смещаются тела юрских гранитоидов в Селенга-Становом орогенном поясе.

В пределах зоны разлома проявилась разрывная тектоника позднеархейского, раннепротерозойского и мезозойского этапов. Менее достоверно выделяется палеозойский этап формирования разрывных дислокаций. Для каждого из них на современном эрозионном уровне характерны свои типы тектонитов. Позднеархейские бластомилониты и бластокатаклизиты прослеживаются как в верхнеархейских, так и в нижнеархейских породах. В раннем протерозое позднеархейские разломы неоднократно подновлялись и выполняли роль подводящих зон раннепротерозойской гранитизации. Существование позднеархейских разломов часто устанавливается только по реликтам бластомилонитов и бластокатаклизитов среди раннепротерозойских гранитов и гранито-гнейсов.

В начале раннего протерозоя в зоне Желтулакского разлома отлагались породы одолгинской и тунгирской серий. Строение юго-восточного раннепротерозойского разреза в зоне Желтулакского разлома рассматривалось во многих работах [15, 30, 35]. Этими исследованиями установлено несогласное залегание раннепротерозойских отложений на подстилающих высоко метаморфизованных образованиях, что позволило вычленивать их в самостоятельный структурно-вещественный комплекс. Они выделены в одолгинскую серию, образующую ряд разобщенных выходов. Наиболее крупный расположен в бассейне р. Нюкжи и контролируется Желтулакской системой разломов, другие выходы являются эрозионными останцами. Раннепротерозойские

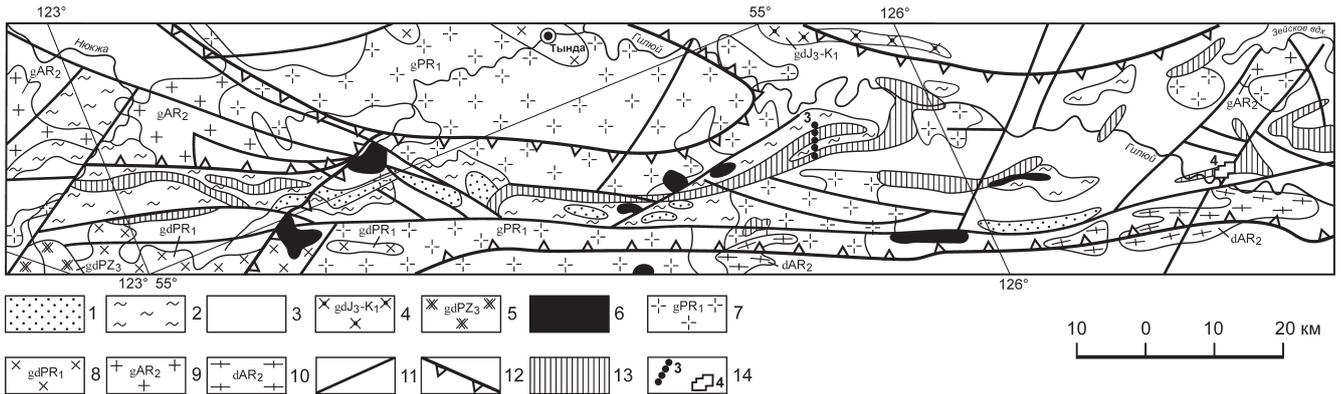


Рис. 2. Тектоническая схема юго-восточного фланга Джелтулакской зоны разломов (по материалам М.В. Горшко).

1 – нижний протерозой, джелтулакская серия: сланцы, филлиты, кварциты, метапесчаники, метаконгломераты, метаэффузивы, мраморизованные известняки; 2 – нижний протерозой, одолгинская серия, талгинская свита: гнейсы и кристаллосланцы биотитовые, кьянитовые, ставролитовые, магнетитовые кварциты; 3 – архей: гнейсы и кристаллические сланцы роговообманковые, биотитовые, гранатовые, амфиболиты; 4 – позднеюрский-раннемеловой интрузивный комплекс: гранодиориты, граниты; 5 – позднепалеозойский интрузивный комплекс: граниты биотитовые и двуслюдяные, граносиениты, гранодиориты; 6 – раннепротерозойский лукиндинский интрузивный комплекс: серпентиниты, перидотиты, габбро, габбро-диориты, троктолиты, дуниты; 7 – раннепротерозойский тукурингрский интрузивный комплекс, вторая фаза: лейкократовые граниты, граниты, плагиограниты, граносиениты, гранодиориты; 8 – раннепротерозойский тукурингрский интрузивный комплекс, первая фаза: гранодиориты, диориты, граниты, граносиениты, сиенито-диориты, габбро, габбро-амфиболиты, габбро-диабазы; 9 – позднеархейский интрузивный комплекс: граниты и плагиограниты биотитовые, биотит-амфиболовые, лейкократовые; 10 – позднеархейский интрузивный комплекс: диориты, кварцевые диориты, гранодиориты; 11 – тектонические нарушения; 12-зоны развития диафоритов эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций; 13 – зоны кремне-щелочного метасоматоза; 14 – местоположение рисунков 3 и 4.

терозойские метаморфиты одолгинской серии бассейна р. Нюкжи [26] сложены роговообманковыми, биотит-роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми гнейсами, плагиогнейсами, амфиболитами и метадиабазами и содержат прослои магнетитовых, магнетит-куммингтонитовых, редко турмалин-фукситовых кварцитов и конгломератов.

Восточнее Нюкжа-Тындинского междуречья, на правом берегу р. Гиллой, в бассейне р. Талги, к одолгинской серии отнесена талгинская свита. Она с несогласием залегает на нижележащих образованиях зверевского структурно-вещественного комплекса и имеет в основании разреза пачку сильно дифференцированных высокоглиноземистых пород (метаморфизованных кор выветривания?). В низах талгинской свиты наблюдается переслаивание кварцитов, амфиболитов, тремолитовых сланцев, биотитовых гнейсов с прослоями двуслюдяных сланцев с дистеном, которые вверх по разрезу сменяются чередованием биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов с кварцитами и амфиболитами. Общая мощность талгинской свиты 1155 м.

Интрузии одолгинского комплекса представлены плагиогранитами, гранодиоритами, диоритами, габбро, габбро-амфиболитами и габбро-диабазами.

Породы одолгинской серии зонально метаморфизованы от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации. Температура метаморфизма не превышает 525–600°C, давление – 4.5 кбар [26]. Возраст цирконов из амфиболитов, биотит-амфиболовых сланцев по Pb-Pb методу составляет

2100 млн. лет, из диорито-гнейсов – 1940 млн. лет [6, 26]. Породы образуют ряд линейных складчатых зон, приуроченных к крупным разломам. Эти зоны разделены блоками более древних архейских пород, играющих, по-видимому, роль антиклинальных поднятий.

К северо-западу от поля распространения супракрустальных толщ одолгинской серии раннепротерозойские метаморфические образования представлены вулканогенно-осадочными отложениями тунгирской серии [6], выполняющими Олекминский прогиб в среднем течении р. Олекмы. Серия представлена роговообманковыми и пироксен-роговообманковыми сланцами и гнейсами, биотитовыми, двуслюдяными и биотит-силлиманитовыми гнейсами с прослоями мраморов, кальцифиров и кварцитов. Установлен более низкотемпературный, чем в подстилающих образованиях, метаморфизм этих отложений в условиях мусковит-биотит-ортотлаз-силлиманитовой субфации амфиболитовой фации с возрастом 1900–1830 млн. лет [6]. Между глубоко метаморфизованными архейскими образованиями могочинской и раннепротерозойскими толщами тунгирской серии выявлено угловое и азимутальное несогласие. Породы тунгирской серии гранитизированы в форме гранито-гнейсовых куполов, вытянутых в северо-восточном направлении. Мощность отложений серии более 3 км.

Метаморфические породы одолгинской и тунгирской серий в зоне Джелтулакского разлома под-

верглись складчато-разрывным деформациям при столкновении древних Селенга-Станового океанического [6] и континентального Алдано-Станового блоков, о чем свидетельствуют реликты офиолитового комплекса (рис. 2) [5], подтверждающие раннепротерозойскую коллизию. Возможно, этому предшествовала субдукция Селенга-Становой океанической плиты, признаки которой, кроме пологого падения разлома под щит, не сохранились [28]. Породы odolginской серии в зоне разлома интенсивно видоизменены последующими процессами напряженной тектонической деятельности и метаморфизма в докембрийское время. Этот факт подтверждается развитием в них многостадийных тектонических движений, интенсивным развитием дифференциации, кремне-щелочного метасоматоза и кислотно-выщелачивания.

В конце раннего протерозоя после непродолжительной тектонической стабилизации в зоне Джелтулакского разлома в условиях растяжения заложены рифтогенные прогибы, выполненные осадочными и вулканогенно-осадочными породами желтулакской и удоканской серий.

На юго-восточном фланге зоны Джелтулакского разлома выделяется раннепротерозойский Джелтулакский шовный прогиб [11, 31], а на северо-западном – Удоканский авлакоген [20].

Джелтулакский прогиб представляет собой узкий (5–15 км) синклиорий длиной 120 км, испытавший интенсивную разломную тектонику и гранитообразование, местами уничтоживших значительную часть структуры. В строении прогиба принимают участие раннепротерозойские породы желтулакской серии, выходы которой на современном этапе приурочены большей частью к зонам разломов. Они залегают в небольших тектонических клиньях среди пород odolginской серии, интенсивно дислоцированы и прогрессивно метаморфизованы от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Установлено несогласие между породами odolginской и желтулакской серий [26]. Вулканогенно-осадочные отложения желтулакской серии подразделяются на две толщи: нижнюю (1100 м) – кварцитов, кварцито-сланцев, слюдяных (со ставролитом, андалузитом, дистеном, гранатом), углисто-графитистых и зеленых (со стильпномеланом) сланцев, мраморов, метаконгломератов, метаэффузивов, и верхнюю (1200 м) – филлитов, кварцито-сланцев, метапесчаников, метаалевролитов, метаконгломератов и метаэффузивов.

Температура метаморфизма [26] достигала 530–580°C, а давление было близко к 3.5–4 кбар. В среднем течении р. Нюкжи в составе серии отмечаются мощные пачки рассланцованных и метаморфизованных конгломератов [26]. Они чередуются со слюдяными сланцами (часто с гранатом, андалузитом, ставролитом), мелкозернистыми амфибол-плагиоклазовыми сланцами и другими породами.

На юго-восточном фланге разлома подобные породы были обнаружены в бассейне р. Хугдер. Возраст желтулакской серии составляет 1810 млн. лет [6].

Завершает формирование Джелтулакского шовного прогиба внедрение протерозойских интрузий пестрого состава. Они расчленены на лукиндинский и тукурингский комплексы. Раннепротерозойский лукиндинский комплекс является представителем формации расслоенных никеленосных базитов Становой области и сложен габбро, троктолитами, дунитами, перидотитами, горнблендитами и серпентинизированными оливинитами. Ультрабазитовые тела наблюдаются в виде реликтов среди гранитоидов, а также в виде пластин и клиньев в разломных зонах [5]. В базит-ультрабазитовых интрузиях лукиндинского комплекса выявлены проявления никеля и кобальта жильного, вкрапленного и гнездово-вкрапленного типов [5].

Тукурингский внутриплитный комплекс сложен субщелочными лейкократовыми гранитами, граносиенитами, сиенитами и сиенито-диоритами.

Нижнепротерозойские отложения Удоканского прогиба на северо-западном фланге Джелтулакского разлома сопоставимы по возрасту с желтулакскими. Они несогласно, часто с базальными конгломератами в основании, залегают на архейских метаморфических породах и прорываются субщелочными гранитоидами чуйско-кодарского комплекса, чарнокитами и анортозитами Каларского массива с возрастным интервалом от 2 до 1.7 млрд. лет [33]. Эти образования представлены метаморфизованными песчаниками и алевролитами с прослоями кварцитовидных известковистых песчаников, доломитов и известняков. Базальные горизонты нижнепротерозойских отложений (кодарская подсерия) имеют терригенно-вулканогенный состав. Вулканыты в них представлены метадолеритами и метариолитами [21, 33]. Мощность выполняющих прогиб отложений 5880–11150 м. В прибрежно-дельтовых осадках, в верхней части разреза удоканских отложений, содержатся основные залежи медистых песчаников уникального Удоканского месторождения [21]. Породы удоканского комплекса дислоцированы в целом слабо, метаморфизм в нем меняется от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций в краевых частях. Определения возраста K-Ar и U-Pb методами по метаморфическим минералам удоканского комплекса не выходят за пределы 1880–2100 млн. лет, а возраст осадконакопления оценивается цифрой 2180 ± 50 млн. лет, полученной для пепловых прослоев чинейской серии [9, 21, 33].

Протерозойские зоны разломов характеризуются сложным зональным строением и многоэтапным развитием. Они представлены милонитами, бластомилонитами, бластокатаклазитами и зонами полойного рассланцевания, на которые накладывается интенсивный кремне-щелочной метасоматоз и метасоматиты стадии кислотно-выщелачивания.

Бластомилониты образуют зоны мощностью от нескольких метров до сотен метров и протяженностью в десятки километров. Они развиваются как по метаморфическим породам, так и по гранитоидам и представляют собой неравномернозернистые сланцеватые или массивные породы с линзовидными порфиробластами микроклина, неравномерно насыщающими породы, вплоть до превращения их в мономинеральные микроклиниты.

Меньшим распространением пользуются милониты. Мощность милонитовых швов не превышает десяти метров, протяженность колеблется в пределах первых сотен метров. Они обладают тонкозернистым, отчетливо сланцеватым строением.

Бластокатаклазиты образуют зоны несколько большей мощности, чем бластомилониты и являются, по сравнению с последними, более поздними образованиями. Процесс их формирования носит многостадийный характер, поэтому породы повсеместно подвергнуты интенсивной метасоматической переработке. Сланцеватость в бластокатаклазитах падает к северу и северо-востоку под углами 30–60°.

Зоны рассланцевания проявлены в породах с тонкослоистым, резко гетерогенным по механическим свойствам разрезом, а с другой стороны, они сменяют катаклазиты на глубине. Этим объясняется широкое развитие бластомилонитов и катаклазитов в северо-западной части Джелтулакского шовного прогиба, в области обширных выходов пород джелтулакской серии, и, соответственно, постепенное уменьшение их количества в юго-восточном направлении, в связи с большей эродированностью последних, вплоть до полного отсутствия тех и других в архейских образованиях в бассейне среднего течения р. Гиллой.

Завершающая стадия протерозойского тектонического этапа проявилась в формировании зон диафторитов (метасоматитов) по зонам милонитов и сопряженных с ними зонам катаклаза. Линейные зоны диафторитов характеризуются протяженностью до 20 км при мощности до 100–200 м. Они сложены двуслюдяными, хлорит-серицитовыми, хлорит-серицит-карбонатными сланцами-милонитами. Состав их в значительной степени зависит от состава пород, по которым они образуются. Среди диафторитов устанавливаются блоки пород джелтулакской серии. Устойчивые минеральные ассоциации сланцев в бассейне р. Талга соответствуют преимущественно эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, а в бассейне р. Джувакит – зеленосланцевой.

Диафториты зоны Джелтулакского разлома характеризуются повышенными содержаниями золота (максимально до 4 г/т), которые послужили, вероятно, источником формирования россыпных месторождений, отработка которых продолжается более 100 лет. В них ожидается обнаружение новых

крупнообъемных месторождений с низкими содержаниями золота, пригодного для извлечения методом кучного выщелачивания или другим экономичным способом [25].

На юго-западном фланге Джелтулакского разлома насчитывается свыше восьми мелких месторождений золота с богатыми рудами золото-сульфидно-кварцевого типа метаморфогенно-гидротермального генезиса, приуроченных к зонам биотит-зеленосланцевых метасоматитов (диафторитов) (Золотая Гора, Успенское, Перевальное и др.) [25].

После образования диафторитов в тектонитах раннепротерозойского этапа широко проявились постдиафторитовые метасоматиты стадии кислотного выщелачивания кварц-кианитового и кварц-мусковитового типов. Продукты кислотного выщелачивания широко развиты в метаморфитах нижнего архея, в раннепротерозойском одолгинском структурно-вещественном комплексе и незначительно – в джелтулакском.

Метасоматиты кислотного выщелачивания кварц-кианитового типа контролируются разломами северо-западного простирания, вдоль которых развиваются интрузивные тела ультраосновных пород. В центральных частях зон происходит формирование следующих минеральных ассоциаций: 1) кварц-гранат, 2) кварц-кианит-плаггиоклаз, 3) кварц-кианит-биотит-гранат-плаггиоклаз, 4) кварц-кианит-мусковит-гранат-ставролит-биотит-плаггиоклаз. При этом происходит вынос железа, магния, марганца, кальция и привнос кремния. Алюминий является инертным.

Кварц-мусковитовый тип кислотного выщелачивания наиболее четко проявился в зонах оперяющих субширотных разломов, контролирующих внедрение раннепротерозойских гранитов тукурингского комплекса. Породы кварц-мусковитовой фации образуются по гнейсам и кристаллическим сланцам, а также по архейским гранитам вдоль крупных разломов Джелтулакской шовной структуры. Они представлены мусковитовыми, кварц-мусковитовыми сланцами, насыщенными нитевидными прожилками темно-серого кварца и более крупными кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами. Мощность зон – десятки–сотни метров, протяженность – первые километры. Для них характерны более низкотемпературные ассоциации эпигенетических минералов. При наложении зон кислотного выщелачивания на породы кислого состава образуются двуслюдяные, мусковитовые гнейсы и сланцы, слюдястые и сливные кварциты, грейзеноподобные породы. Породы среднего и основного состава преобразуются в актинолит-тремолитовые, тремолитовые сланцы. При кислотном выщелачивании этого типа происходит вынос железа, магния, кальция, алюминия, натрия и привнос кремнезема.

В пределах зоны Джелтулакского разлома выявлено вольфрамовое оруденение стратиформного типа, связанное с шеелитоносными скарноидами в

экзоконтактах интрузий раннепротерозойских гранитоидов тукурингского комплекса [16], иногда без видимой связи с ними. Скарноиды развиваются по доломитовым мраморам, слагающим отдельные пласты и линзы среди двуслюдяных и зеленых сланцев, мусковитовых кварцитов и порфириидов нижней толщи джелтулакской серии (бассейны рр. Бурпала, Тында, Бол. Джелтулак и др.).

С этими же интрузиями генетически и пространственно связаны процессы кремне-щелочного метасоматоза. Они проявились в тектонических зонах очень широко и привели к образованию многочисленных тел кварц-полевошпатовых метасоматитов и ореолов измененных пород. Наиболее широко эти метасоматиты развиты вдоль Джелтулакской шовной структуры от верховьев р. Бурпала до р. Ньюжа и далее в бассейн р. Олекма [8] (рис. 2). Ширина зон метасоматоза достигает 1.5–2.5 км, протяженность – до 10 км.

По ассоциации минеральных новообразований и по взаимоотношениям различных метасоматитов друг с другом раннепротерозойские кварц-полевошпатовые метасоматиты отнесены (в возрастной последовательности) к кварц-плагиоклаз-ортоклазовому, кварц-микроклиновому и кварц-альбитовому типам.

Кварц-плагиоклаз-ортоклазовые метасоматиты являются наиболее ранними и в чистом виде сохранились на восточном фланге зоны Джелтулакских разломов. Внутренняя зона метасоматитов представлена грубозернистыми породами пегматоидного облика, состоящими из кварца, ортоклаза и кислого плагиоклаза. В метасоматитах существенно плагиоклазового состава развивается урановое оруденение. Рудоносные метасоматиты состоят, в основном, из альбитизированного среднего плагиоклаза и небольшого количества кварца, биотита, роговой обманки, цоизита, серицита, эпидота, хлорита и кальцита. Урановые руды представляют собой агрегаты, состоящие из сростков давидита, урансодержащих ильменита, хромита, сфена, редко – настурана и уранинита. В позднюю стадию образовалась сульфидная минерализация. В кварц-плагиоклаз-ортоклазовых метасоматитах в бассейне р. Гилой выявлено мелкое непромышленное урановое месторождение Джигда [10].

Метасоматиты кварц-микроклинового типа распространены значительно шире, превосходя по объему метасоматиты других типов. Они развиваются, преимущественно, вдоль северо-западных разломов. В строении ореолов выделяются внутренняя зона кварц-микроклинового состава и внешняя, в составе которой, наряду с двумя выше названными минералами, развиваются эпидот, биотит и актинолит. С метасоматитами кварц-микроклинового типа связана урановая, уран-ториевая, редкоземельная, молибденовая и золоторудная минерализация [10]. Рудные минералы представлены уранинитом,

ураноторитом, ортитом, оранжитом, эвксенитом, бетафитом, ксенотимом, цирконом, сфеном, молибденитом, халькопиритом, пиритом и галенитом. Во внешней зоне метасоматитов установлены содержания золота до 1–2 г/т. К кварц-микроклиновым метасоматитам приурочены мелкие урановые месторождения: Кавли, Малоджелтулакское, Талгингское и др. (рис. 3).

Метасоматиты кварц-альбитового типа сменяют во времени и пространстве кварц-микроклиновые. Наиболее благоприятными структурами для образования метасоматитов этого типа являются субширотные зоны разломов, оперяющие основные разломы северо-западного простирания, а также разломы субмеридионального простирания. В ходе метасоматоза образуются существенно натровые плагиоклазиты, унаследовавшие первичные текстурные и структурные особенности пород. При наложении натрового метасоматоза на пегматоиды образуются крупнозернистые породы пегматоидного облика, а при замещении гнейсов – мелко-среднезернистые породы. При наложении натрового метасоматоза на породы основного состава в них развиваются натриевый амфибол и натриевый пироксен ряда жадеит-диопсид.

Зоны метасоматитов кварц-микроклинового состава также практически повсеместно несут следы наложения минеральных ассоциаций описываемого типа (рис. 4), но проявлены они здесь относительно слабо, в виде маломощных прожилковых выделений или равномерно рассеянной вкрапленности. Внутренняя зона натриевых метасоматитов характеризуется лейкократовым обликом и состоит из кварца и альбита при незначительной примеси серицита, карбоната, хлорита и реликтовых эпидота, калиевых полевых шпатов, биотита и актинолита. Внешняя зона характеризуется повышенным содержанием серицита, хлорита, в небольших количествах – альбита. Рудная минерализация представлена сульфидами (пирит, халькопирит), очень редко – уранинитом и ураноторитом. Температурный интервал образования кварц-микроклиновых метасоматитов 475–525°C, а кварц-альбитовых – 275–30°C. Абсолютный возраст кварц-микроклиновых метасоматитов по уран-свинцовой изохроне – 1.95–1.8 млрд. лет, кварц-альбитовых метасоматитов – 1.7–1.6 млрд. лет.

На северо-западном фланге Джелтулакского разлома, на границе с раннепротерозойским Удоканским прогибом, развита система крупных разломов, представленных мощными зонами бластомилонитов и бластокатаклизитов, которые накладываются на метаморфические породы фундамента, песчаники удоканской серии и на граниты раннего протерозоя. В метаморфическом фундаменте установлены мощные тела альбититов, которые протягиваются непрерывно почти на 20 км при мощности 600–800 м. Возраст метасомати-

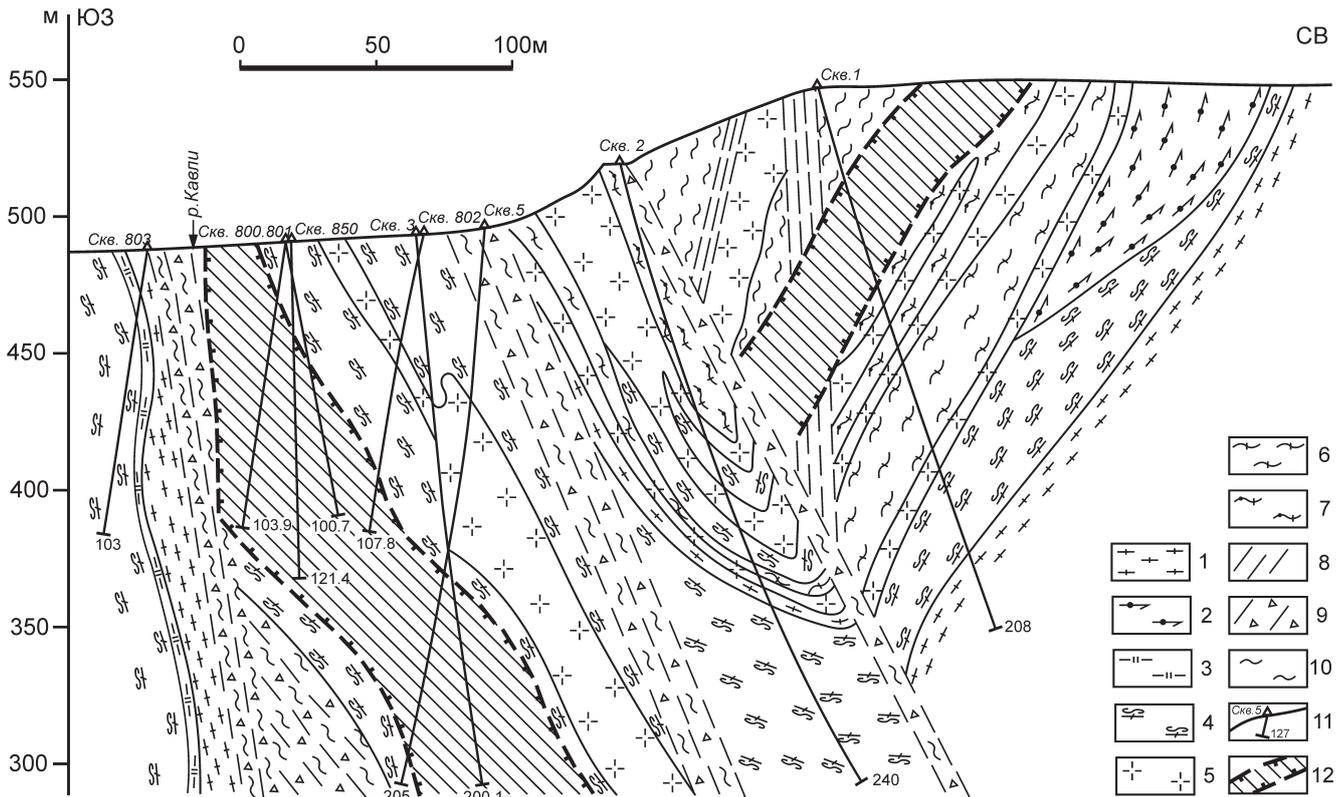


Рис. 3. Геологический разрез по скважинам зоны Джелтулакского разлома в бассейне р. Кавли (по материалам М. В. Горшко).

1 – биотитовые гнейсы; 2 – амфиболиты; 3 – кварциты; 4 – гранито-гнейсы; 5 – метасоматически измененные лейкократовые пегматоидные граниты и пегматоиды с новообразованиями альбита, микроклина, биотита, сульфидов; 6–7 – дифторированные породы: 6 – биотитовые сланцы, 7 – двуслюдяные сланцы; 8 – зоны дробления и катаклаза; 9 – зоны брекчирования и интенсивной трещиноватости; 10 – зоны интенсивного смятия; 11 – номера скважин и их глубина в метрах; 12 – урановорудные зоны.

тов по изохронному Rb-Sr методу 2014 ± 20 млн. лет [1]. Значительный разброс значений возраста получен при использовании изохронного свинец-свинцового метода по цирконам и пироклорам. Возраст цирконов из бластомилонитов определен в 1960–1930 млн. лет, цирконов из метасоматитов – в 1750–1700 и 1600–1500 млн. лет, а пироклоров – в 2000–1350 млн. лет. Датировки пироклоров и цирконов **U-Pb методом также варьируют в широких пределах** – от 2100 до 1870 млн. лет. Натриевые метасоматиты этого района вмещают тантал-ниобий-циркониевое оруденение суперкрупного Катугинского месторождения [1].

В фанерозое Становой и Селенга-Становой блоки выступали как единая жесткая структура, подвергавшаяся внутриплитному субшелочному и щелочному магматизму и разрывным дислокациям.

Позднепалеозойские интрузивные комплексы к югу от зоны Джелтулакского глубинного разлома представлены внутриплитными массивами лейкократовых и субшелочных гранитов, габбро-диоритов, габбро, диоритов, гранодиоритов повышенной щелочности, а на северо-западном фланге разлома, в обрамлении Удоканского прогиба, – псевдолейци-

товыми и нефелиновыми сиенитами. К северу от разлома палеозойские интрузии не известны.

Разрывная тектоника палеозойского этапа в Джелтулакском разломе распознается слабо. К палеозойскому возрасту предположительно отнесены разломы, контролирующие дайки спессартитов и андезитовых порфиритов, сопровождаемые пропилитовыми изменениями. Рудной минерализации палеозойского этапа в зоне разлома не установлено.

В мезозое Становая гранит-зеленокаменная область Алдано-Станового щита, к востоку от сочленения Джелтулакского и Северо-Тукурингского разломов, развивалась в режиме активной континентальной окраины при коллизии Амурского супертеррейна и Алдано-Станового щита. В восточной части Становой гранит-зеленокаменной области в это время внедрились огромные массы юрских и раннемеловых коллизионных гранитоидов (Становой вулcano-плутонический пояс), а в западной, к югу и северу от Джелтулакского разлома, примерно от широты верховьев р. Тынды, – позднемезозойских внутриплитных субшелочных массивов гранодиоритов, лейкократовых гранитов и гранит-порфиров, размещение которых контролируется разломами [22].

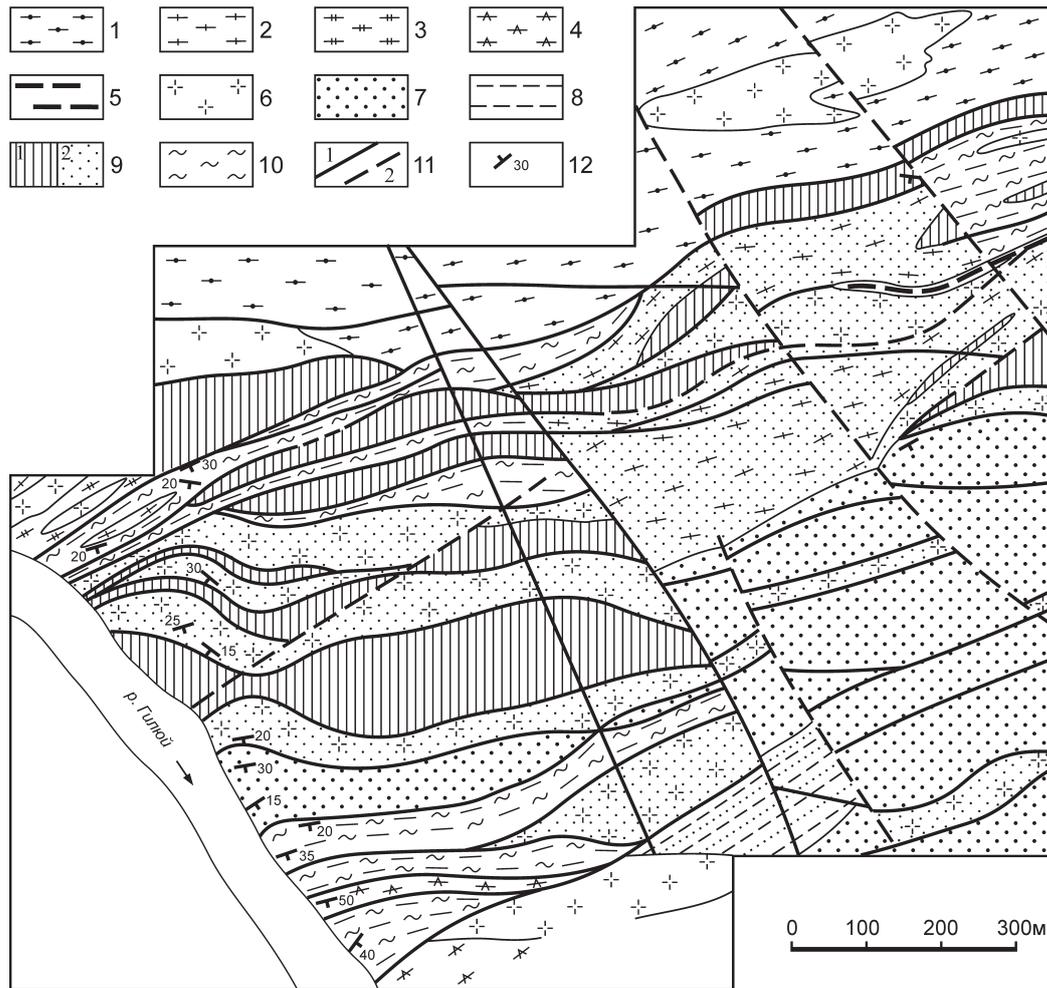


Рис. 4. Строение зоны Джелтулакского разлома в приустьевой части руч. Сумрачного, левого притока р. Гиллой (по материалам М. В. Горошко).

1 – амфиболовые гнейсы; 2 – биотитовые гнейсы; 3 – биотит-амфиболовые гнейсы; 4 – амфиболиты; 5 – графитовые гнейсы; 6 – кварц-полевошпатовые метасоматиты; 7 – зоны кислотного выщелачивания; 8 – мусковитизация; 9 – кварц-микроклин-альбитовые метасоматиты (1), альбитизированные породы (2); 10 – зоны расланцевания и милонитизации; 11 – морфологически неохарактеризованные разломы: 1 – достоверные, 2 – предполагаемые; 12 – элементы залегания пород.

Непосредственно в зоне Джелтулакского разлома в это время внедрялись многочисленные дайки гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и диоритовых порфиров, подновлялись уже существующие разрывные нарушения и возникали новые, в том числе и поперечные к его генеральному простиранию. В морфологическом отношении это маломощные (десятки сантиметров, реже, первые метры) тектонические швы, ограниченные плоскостями скольжения с глиной трения мощностью в первые сантиметры. Они представлены зонами дробления, катаклаза, интенсивной трещиноватости, реже – брекчирования и милонитизации, наложенными на дайки гранит-порфиров и диоритовых порфиров мезозойского возраста.

В зонах подновленных в мезозое разломов все породы подверглись гидротермально-метасоматической проработке. Устойчивые минеральные ассоциации метасоматитов представлены гидрослюда-

ми, глинистыми минералами и карбонатами. Значительно реже мезозойские разломы выражены зонами расланцевания с серицитом и хлоритом по плоскостям скольжения. Широко развита жильная минерализация, цементирующая обломки брекчированных пород. Она представлена кварцем, кальцитом, баритом и флюоритом. С мезозойскими разломами связана прожилковая кварц-молибденитовая минерализация. Изредка встречаются кварцевые жилы с галенитом и флюоритом.

В конце позднего мезозоя Джелтулакский разлом по геофизическим данным (рис. 5а, б) выступал в роли правостороннего сдвига. Такого же мнения придерживается и Б.А. Натальин (устное сообщение).

В настоящее время для Джелтулакского разлома также характерна кинематика типа правостороннего сдвига [27]. К нему тяготеет эпицентр 7–8 балльного Ларбинского землетрясения 1971 года,

где ориентация главных напряжений в очаге способствовала возникновению правосторонних подвижек.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ДЖЕЛТУЛАКСКОГО РАЗЛОМА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Джелтулакский разлом в аномальных геофизических полях проявлен нечетко. Тем не менее, изучение положения разлома на геофизических картах разного масштаба позволяет установить особенности строения разлома, слабо проявленные и не проявленные на геологических картах. Главная особенность заключается в том, что Джелтулакская зона разломов в геофизических полях более четко разбита по простиранию на отрезки, смещенные относительно друг друга поперечными и продольными сдвигами. Поперечные сдвиги выражены как в аномальном магнитном, так и в гравитационном полях (рис. 5). Продольные сдвиги отмечаются главным образом гравитационными аномалиями. На рис. 5 нанесены, кроме Джелтулакского разлома, Северо- и Южно-Тукурингрский (Монголо-Охотский) разломы, которые, как будет показано ниже, связаны друг с другом в глубинной структуре района. К ним также по этому признаку можно отнести выделенный по геофизическим данным Гилуйский глубинный разлом (рис. 5).

Джелтулакский разлом в аномальном магнитном поле фиксируется сменой положительных аномалий отрицательными. Наиболее яркие поперечные сдвиги левостороннего направления установлены в истоках рек Джелтула и Геткан и в верховьях р. Нюкжа, которые смещают отрезки Джелтулакского разлома в юго-западном направлении. В аномальном гравитационном поле наряду с поперечными сдвигами отмечаются продольные правосторонние, особенно вдоль хребта Тукурингра. Далее на северо-запад Джелтулакский разлом уверенно прослеживается цепочкой локальных максимумов гравитационного поля до упомянутого левостороннего сдвига р. Геткан, которые трансформируют разлом вместе с его смещениями далее к р. Нюкжа. К северо-западу от верховьев. Нюкжи широким распространением пользуются разломы северо-восточного простирания, которые затрудняют картирование Джелтулакского разлома по геофизическим данным, особенно гравитационным. Им также подчинена структура современного рельефа с преобладанием хребтов северо-восточного направления.

Южно-Тукурингрский разлом уверенно фиксируется в аномальном гравитационном поле цепочкой локальных максимумов, отвечающих телам пиканских габброидов позднепалеозойского возраста. В магнитном поле он проявлен слабо, так как пиканские габброиды практически не магнитны. Нами проводились детальные гравиметрические и магнитометрические исследования глубин-

ного строения и изучение физических свойств горных пород по профилю с. Черняево–г. Зей–пос. Золотая Гора [1]. Слабая магнитность пиканских габброидов, согласно данным петрохимических и минералогических анализов, связана с высокой магнетизальностью этих пород, преобладанием закисной формы железа над окисной, с малым количеством (не более 2%) ферромагнитных минералов.

Северо-Тукурингрский разлом до сочленения с Джелтулакским фиксируется неуверенно как в магнитном, так и гравитационном аномальных полях. Гилуйский разлом, выделенный на глубинных срезах плотностной модели, в аномальных полях на поверхности Земли отмечается отдельными локальными аномалиями и сменой уровня геофизических полей (рис. 5).

Изучение глубинного строения Джелтулакского разлома и перечисленных выше разломов осуществлялось построением трехмерных плотностных моделей с охватом территории, представленной на рис. 1, 5. Привлечены результаты ранее выполненного двумерного плотностного [24, 28] и геоэлектрического [12] моделирования.

Двумерные плотностные модели по профилям Джалинда–Улу [28] и Тынды–Амурзет [24] построены по результатам сейсмогравитационного моделирования. На первом профиле фиксируется падение Джелтулакского разлома в земной коре под Алдано-Становой щит. На втором профиле отмечается падение Южно-Тукурингрского разлома под Аргуно-Мамынский массив Центрально-Азиатского орогенного пояса, а Джелтулакского – под Алдано-Становой щит. Наряду с субдукцией, по-видимому, одновременной, формированию такой модели дополнительно способствовал подъем кровли астеносферы с центром в Монголо-Охотском орогенном поясе [24].

Двумерное геоэлектрическое моделирование выполнено на профиле Джалинда–Нагорный [12] в южной части сейсмического профиля Джалинда–Улу [4]. Результаты моделирования представлены на рис. 6, на котором наблюдается широкий куполообразный подъем кровли глубинной структуры, включающий верхнюю мантию (до глубины 150 км) и нижнюю кору, характеризующиеся пониженным геоэлектрическим сопротивлением. На этом фоне низким сопротивлением отмечаются зоны глубинных разломов: Южно-Тукурингрского, Северо-Тукурингрского, Джелтулакского и Гилуйского. При этом первые два – литосферные, а Джелтулакский и Гилуйский фиксируются четко только в земной коре. Интересна структура Джелтулакского разлома: до глубины 25 км он наклонен под Алдано-Становой щит, а на глубине 25 км он сменяется зоной низкого сопротивления 20–60 Ом/м, которая погружается под щит и протягивается вдоль поверхности Мохо на север в пределах Становой гранит-зеленокаменной области. Гилуйский раз-

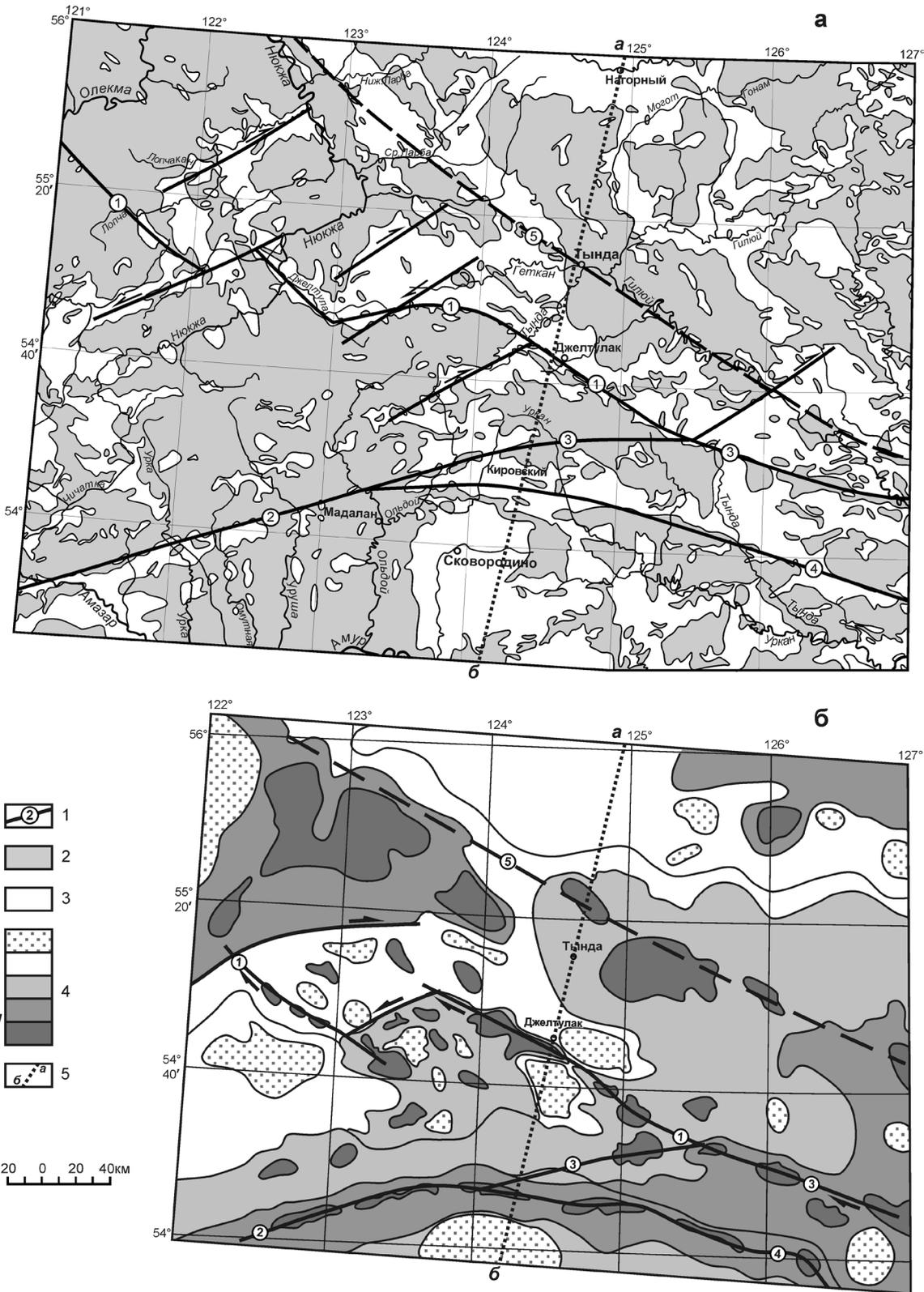


Рис. 5. Положение Джелтулакского разлома в аномальных геофизических полях: а – магнитных, б – гравитационных.

1 – глубинные разломы (цифры в кружках): 1 – Джелтулакский, 2 – Монголо-Охотский, 3 – Северо-Тукурингский, 4 – Южно-Тукурингский, 5 – Гиллойский; 2–3 – магнитные аномалии: 2 – положительные, 3 – отрицательные; 4 – шкала интенсивности гравитационных аномалий: (увеличение по направлению стрелки); 5 – отрезок сейсмического профиля Джалинда–Улу.

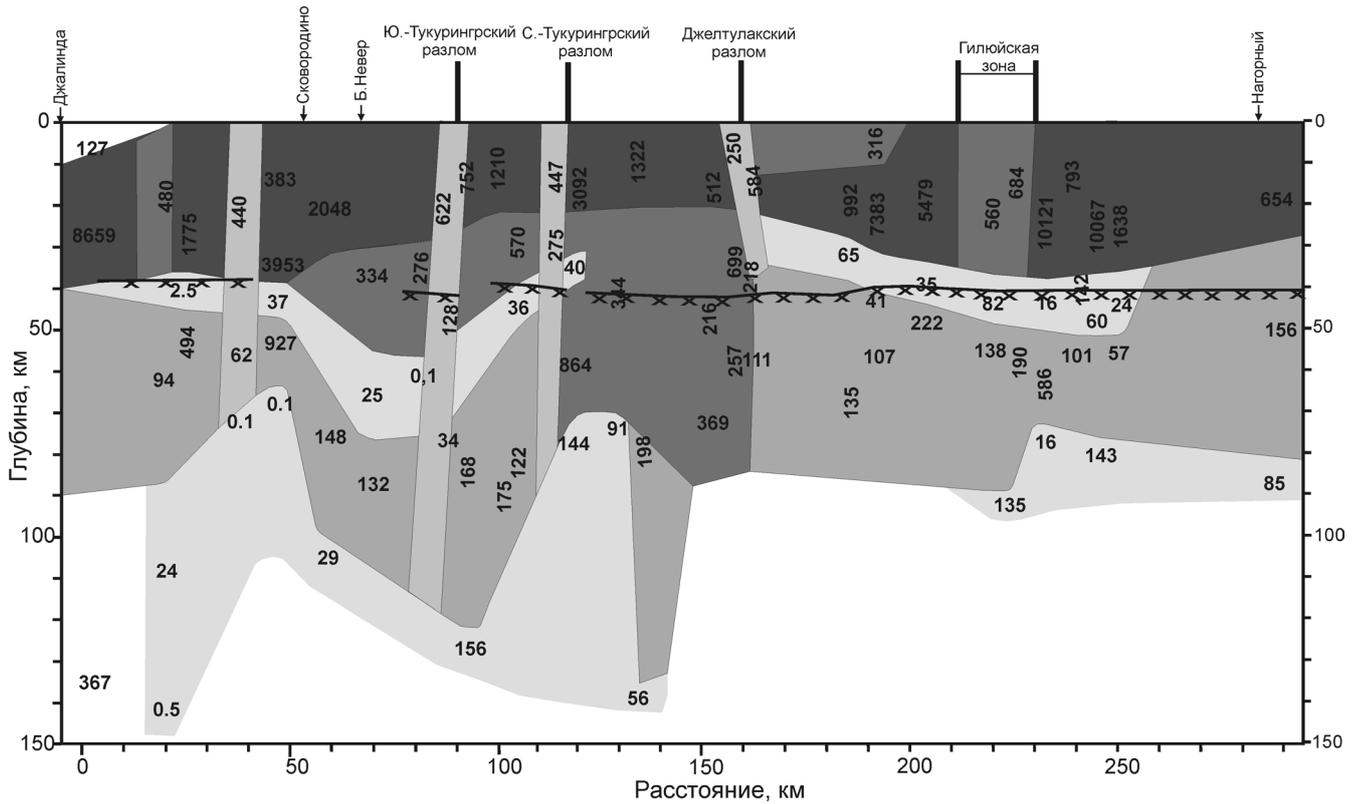


Рис. 6. Геоэлектрическая модель литосферы по профилю Джалинда-Улу по данным магнитотеллурических зондирований [12].
Цифрами на разрезе указаны сопротивления в Ом·м, линия с крестиками соответствует подошве земной коры по данным МОВЗ [4].

лом фиксируется субмеридиональной зоной пониженного сопротивления в земной коре и плохо выражен в верхней мантии.

Трехмерное (3D) плотностное моделирование осуществлялось по карте гравитационного поля масштаба 1 : 1 000 000. Решалась обратная задача гравиметрии по полю с шагом $5 \times 5 \times 2.5$ км по программе Ли и Олденбурга [36]. Рассчитаны две модели до глубины 200 км, ограниченные координатами $53\text{--}56^\circ$ с. ш., $123\text{--}126^\circ$ в. д. и $53^\circ 30'\text{--}56^\circ$ с. ш., $122\text{--}127^\circ$ в. д., по которым построены объемные плотностные модели, глубинные разрезы и срезы. Распределение плотности представлено в условных единицах. Решение обратной задачи состоит в оценке плотности всех ячеек модели и выполняется путем минимизации несоответствия между реальной функцией от модели и генерированными синтетическими данными. Полученная невязка составляет 1–3%.

На рис. 7а представлена трехмерная плотностная модель региона в форме куба. Содержательная информация изображена на верхней и боковой по меридиану 126° в. д. гранях куба. На верхней близповерхностной плоскости (горизонтальный срез на глубине 2.5 км) показаны Южно-Тукурингский, Джелтулакский вместе с его Северо-Тукурингским

продолжением и Гилуийский разломы. Южно-Тукурингский разлом на поверхностном срезе модели фиксируется четкой дугообразной положительной аномалией, соответствующей цепочке массивов пиканских габброидов, выполняющих полость разлома. На боковом меридиональном разрезе – грани модели – глубинный разлом прослеживается положительной плотностной аномалией на глубину более 180 км. Следовательно, он является литосферным разломом.

Джелтулакский разлом на поверхностном срезе отмечается ломаной линией (полосой), состоящей из отрезков линейных аномалий повышенной плотности, что отвечает его изображению на тектонической схеме (рис. 1) и геофизических (рис. 5) картах. На глубинном меридиональном разрезе по 126° в. д. боковой грани модели Джелтулакский разлом прослеживается на глубину положительной аномалией плотности, наклоненной под Аргуно-Мамынский массив, где он примыкает к аномальной зоне повышенной плотности, отвечающей Южно-Тукурингскому разлому, уходящему в мантию.

Гилуийская зона на поверхностном срезе практически не выражена в мозаичном поле плотностных аномалий. Ее продолжению на глубину на ме-

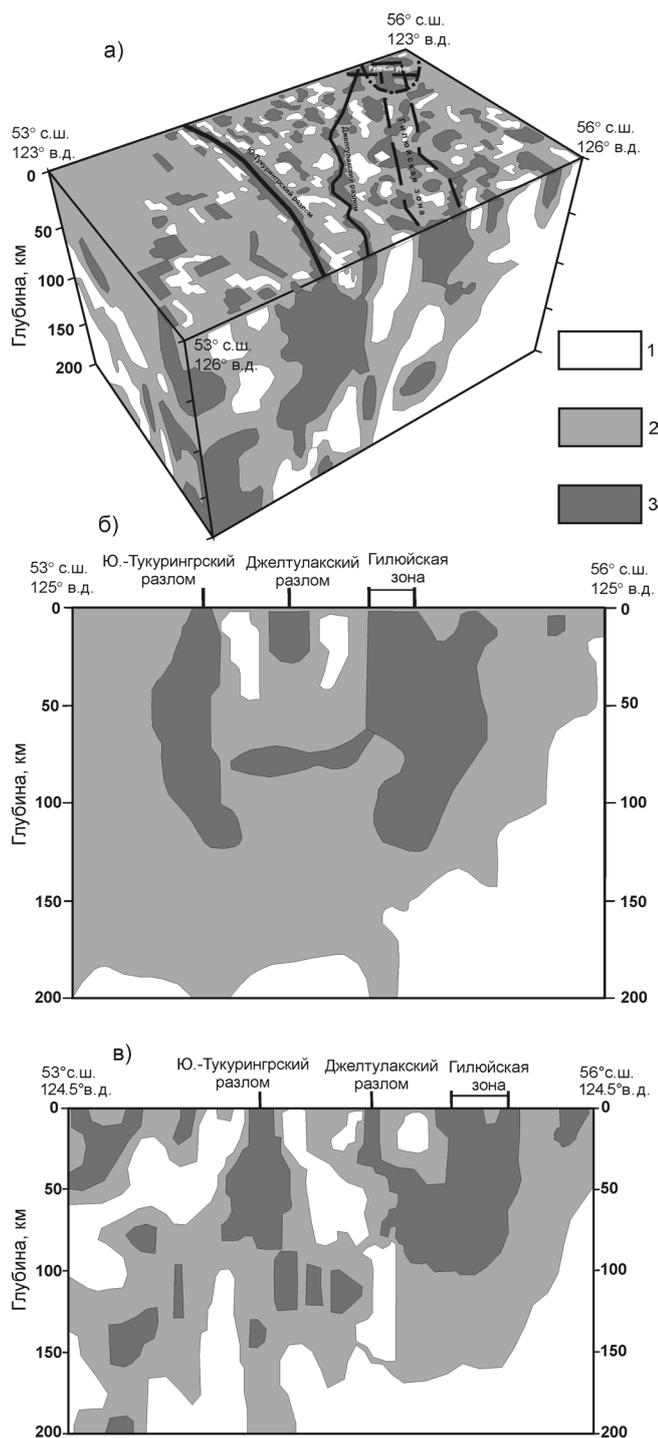


Рис. 7. 3D плотностная модель (а) и разрезы по линиям 125° (б), 124.5° (в) в. д.

1 – тела пониженной плотности, 2 – фоновая плотность, 3 – тела повышенной плотности.

ридиональном разрезе (126° в. д.) соответствует положительная аномалия плотности сложной формы, которая прослеживается на глубину 120–150 км.

Следующий глубинный разрез трехмерной плотностной модели построен по меридиану 125° в. д. (рис. 7в). На этом разрезе видно, что Южно-Туку-

рингская и Гиллюйская зоны разломов протягиваются на глубину 120–130 км положительными аномалиями плотности. На глубине 80 км они соединяются субгоризонтальной аномалией такой же плотности. Джелтулакский разлом фиксируется субвертикальной положительной аномалией плотности с нижней кромкой на глубине 25–30 км.

Третий глубинный разрез трехмерной плотностной модели по меридиану 124°30' в. д. примерно совпадает с южной частью сейсмического профиля Джалинда–Улу. Следовательно, его можно сопоставить с двумерными плотностной и геоэлектрической моделями этого профиля, рассмотренными выше. Южно-Тукурингский и Гиллюйский литосферные разломы прослеживаются на разрезе на глубину 80–100 км аномалиями повышенной плотности. Джелтулакский разлом с его Северо-Тукурингским продолжением выделяется в земной коре аномалией повышенной плотности и погружается под Алдано-Становой щит, соединяясь на глубине с Гиллюйским литосферным разломом, что в целом не противоречит двумерным плотностной и геоэлектрической моделям по этому профилю.

Помимо разрезов трехмерной плотностной модели, расположенных вкрест простирания глубинных разломов, построены горизонтальные срезы этой модели на глубинах 10, 20 и 45 км (рис. 8) для детализации положения Джелтулакского разлома на разных глубинных уровнях в земной коре и особенностей поведения в земной коре Южно-Тукурингского и Гиллюйского разломов. Южно-Тукурингский разлом практически не меняет своей выраженности в трехмерной модели с глубиной в земной коре. Джелтулакский разлом картируется на глубинах 10 и 20 км практически одинаково: он отмечается цепочкой локальных положительных аномалий, включая крупный поперечный сдвиг в бассейне рек Джелтула и Геткан. На глубине 45 км, в подошве земной коры, выделяется лишь северо-западный отрезок Джелтулакского разлома, который прерывается хорошо выраженной аномальной зоной повышенной плотности северо-восточного простирания, расположенной вдоль р. Нюкжа, в гравитационном поле (рис. 5), на поверхности, соответствующей правому сдвигу. Гиллюйский разлом хорошо выражен на глубине 45 км в подошве земной коры. Здесь он фиксируется полосовой аномалией повышенной плотности, которая образует узел пересечения с правосторонним сдвигом северо-восточного простирания вдоль р. Нюкжа (рис. 8).

Повсеместная регистрация глубинных разломов положительными (на глубине) плотностными аномалиями позволяет рассматривать связь последних с породами основного и ультраосновного составов. Этому не противоречит повышенная геоэлектрическая проводимость этих разломов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ структурного положения Джелтулакского разлома и разломов, с ним связанных, в трехмерной плотностной модели позволяет высказать предположения, с учетом геологических данных, об эволюции как Джелтулакского разлома, так и региона на период от докембрия до кайнозоя. В этом отношении сопоставление аномальных геофизических полей с геологическими картами региона менее продуктивно, чем с объемным глубинным строением. Построенные карты плотности и магнитной восприимчивости по измерениям образцов горных пород [23, 29] не картируют ни Джелтулакский разлом, ни особенности геологического строения территории. Можно лишь отметить, что магнитная восприимчивость пород на поверхности Становой гранит-зеленокаменной области выше, чем в Селенга-Становом орогенном поясе. Из этого следует, что геологическое строение земной поверхности слабо согласуется с его глубинной структурой. На картах аномального магнитного и гравитационного полей фиксируются лишь продольные и поперечные сдвиги Джелтулакского разлома.

Локальные гравитационные максимумы, сопровождающие Джелтулакский разлом на всем его протяжении, отвечают телам преимущественно раннепротерозойских ультраосновных и основных интрузивных пород. Причем отдельные тектонические швы зоны разлома, контролирующие эти тела, имели в тот период связь с мантией. Часть ультраосновных и основных пород или не закартирована прямыми геологическими наблюдениями, или на современном эрозионном срезе не вскрыта. Это подтверждается присутствием в разломах интрузивов докембрийского возраста и наличием среди них базитов и ультрабазитов.

Отмеченные признаки раннепротерозойских реликтов офиолитового комплекса свидетельствуют о коллизии литосферных блоков, а наблюдаемое на трехмерной и двумерных геофизических моделях погружение пород в зоне Джелтулакского разлома под Алдано-Становой щит имеет длительную эволюцию и связь с мантией. Зона субдукции на плотностном разрезе полого падает под щит [28], а на геоэлектрическом (рис. 6) – наблюдается выполаживание зоны низких сопротивлений вплоть до горизонтального положения в подошве земной коры Становой гранит-зеленокаменной области щита.

Распространение в зоне Джелтулакского разлома интрузивных тел базитового и ультрабазитового состава лукиндинского комплекса и трещинных субщелочных внутриплитных интрузий тукурингско-

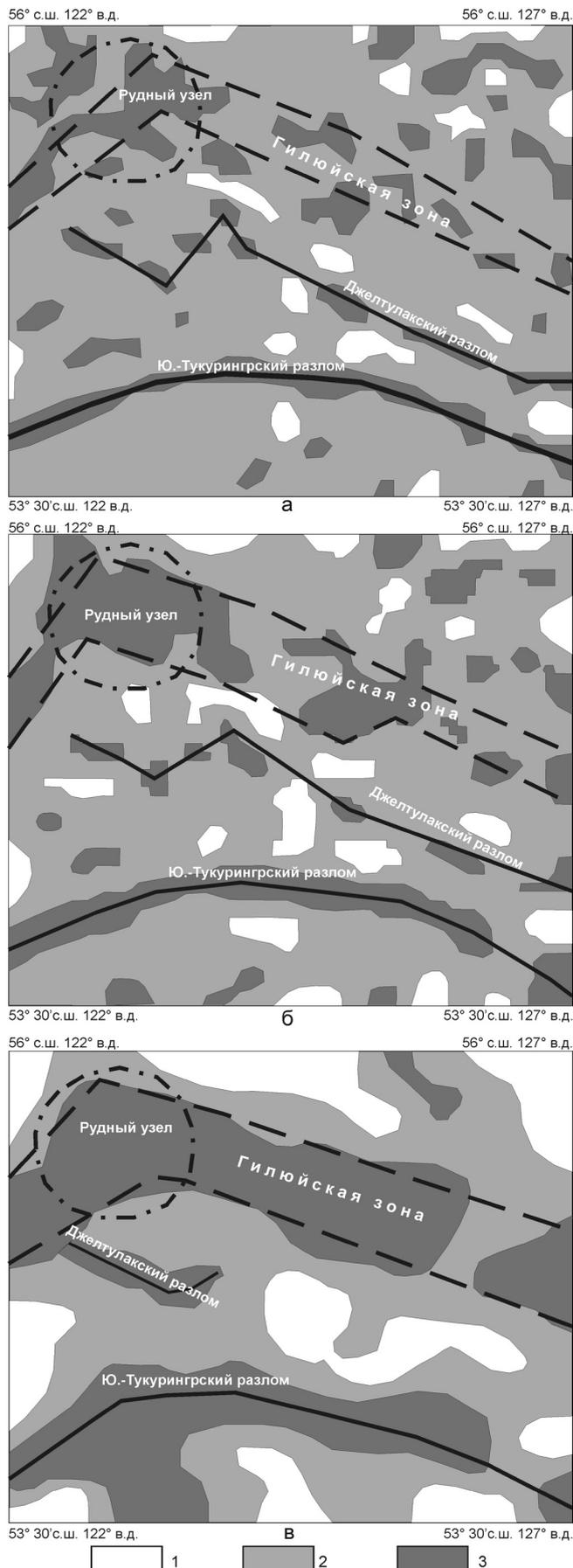


Рис. 8. Плотностные срезы 3D модели. Глубина: а – 10 км, б – 20 км, в – 45 км. 1 – тела пониженной плотности, 2 – фоновая плотность, 3 – тела повышенной плотности.

го комплекса раннего протерозоя подтверждает проявление рифтогенеза в этот период. В породах джелтулакской серии, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, залегают согласные тела вулканитов основного и кислого состава, что свидетельствует об одновременности процессов вулканизма и осадконакопления в период рифтогенеза.

Современная структура на поверхности и на глубинных срезах Джелтулакского разлома в виде ломаной линии создана главным образом мезозойскими поперечными сдвигами амплитудой до 10–20 км. Продольные правосторонние сдвиги имеют как мезозойский, так и современный, по данным сейсмичности, возраст [27]. Северо-западнее бассейна р. Нюкжи на геофизических картах и глубинных срезах Джелтулакский разлом практически не прослеживается из-за широкого ареала мезозойских магматических тел основного и среднего состава в зонах северо-восточного простирания, сливающихся в полосы, прослеженные на глубину до поверхности Мохо.

Изменение направления падения плоскости Джелтулакского разлома с юго-западного на юго-востоке на северо-восточное на северо-западе может быть обусловлено сочетанием коллизионного взаимодействия блоков со сдвигами, придающими своеобразное вращательное движение плоскости разлома. Эта особенность может быть объяснена подъемом кровли астеносферы [24] при переходе разлома с одного склона гребня астеносферы на другой.

Наличие высокоплотной электропроводящей мантии на поверхности Мохо, отходящей под щит от Джелтулакского разлома, подтверждается присутствием в низах земной коры Становой гранит-зеленокаменной области высокоскоростных слоев и блоков, по-видимому, соответствующих модели андерплейтинга [24].

Присутствие в зоне Джелтулакского разлома разновозрастных магматических (от ультраосновных до кислых) и метасоматических формаций обусловили его полиметалльный облик. Здесь установлены месторождения золота, урана, редких и редкоземельных элементов, недоизученные рудопроявления золота, платины, никеля, меди, вольфрама, молибдена и полиметаллов, дальнейшая оценка которых может привести к открытию масштабных рудных концентраций. Самого серьезного внимания заслуживает рудный узел в зоне сочленения Джелтулакского, Гиллюйского и Станового разломов, где уже выявлено Бамское золоторудное месторождение мезозойского возраста и многочисленные рудопроявления золота, серебра, молибдена, меди и полиметаллов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Трехмерное гравитационное моделирование и построение объемной плотностной модели позво-

лили получить принципиально новую информацию о глубинном строении Джелтулакского разлома и его взаимосвязи с другими глубинными разломами региона: Южно-Тукурингским, Северо-Тукурингским и Гиллюйским.

В совокупности с геологическими данными и результатами ранее выполненного двумерного геоэлектрического и плотностного моделирования проведенные исследования послужили основанием для выяснения эволюции указанных глубинных разломов и их роли в коллизии тектонических элементов Центрально-Азиатского пояса с Сибирской платформой.

Основные выводы сводятся к следующему:

1. Джелтулакский разлом коровый, но имеет и, по-видимому, имел в разные периоды и на разных участках связь с мантией. Это иллюстрируется глубинными разрезами и срезами трехмерной плотностной модели, на которых видны взаимоотношения Джелтулакского разлома с Южно-Тукурингским и Гиллюйским литосферными разломами.

2. Джелтулакский разлом древнего, раннедокембрийского заложения характеризуется длительным развитием, проявленным в протерозое (магматизм, коллизия, рифтогенез), палеозое (магматизм), мезозое (магматизм, поперечные и продольные сдвиги), кайнозое (сейсмичность).

3. Эволюция Джелтулакского разлома характеризуется сменой геодинамических обстановок как во времени, так и в пространстве. В раннем протерозое разлом развивался как единая структура со сменой геодинамических обстановок субдукционной (предположительно) на коллизионную и рифтовую. В фанерозое Селенга-Становой и Становой блоки, разделенные Джелтулакским разломом, выступают как единая жесткая структура. В ней получил развитие разновозрастный внутриплитный магматизм. В конце позднего мезозоя он сменился трансформной геодинамической обстановкой. Область относительной фанерозойской стабилизации охватывала не только рассматриваемый регион, но и западную часть Станового вулканоплутонического пояса, где распространен внутриплитный магматизм [22].

4. Джелтулакский разлом по простиранию испытывает кручение плоскости разлома со сменой северо-восточного падения на северо-западном фланге через вертикальное – на юго-западное на юго-востоке, в месте его сочленения с Северо-Тукурингским разломом.

5. Узлы пересечения глубинных разломов перспективны на обнаружение в первую очередь золото-серебряного и медно-молибденового оруденения. В качестве перспективного рудного района выделен узел пересечения Джелтулакского, Гиллюйского и Станового разломов, в котором находится Бамское золоторудное месторождение и ряд интересных рудопроявлений других металлов.

Авторы благодарят доктора геол.-мин. наук С.Е. Знаменского за ценные замечания, способствовавшие значительному улучшению содержания работы.

Работа выполнена в рамках проектов ДВО РАН 06-1-ОНЗ-113, Президиума РАН 09-1-П-14-07, ДВО РАН 06-1-ОНЗ-110, РФФИ 07-05-007260-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архангельская В.В., Казанский В.И., Прохоров К.В., Собаченко В.Н. Геологическое строение, зональность и условия образования Катугинского Та-Nb-Zr месторождения // Геология рудных месторождений. 1993. № 2. С. 115–131
- Ахмадулин В.А., Малышев Ю.Ф., Мастюлин Л.А. Глубинный разрез Монголо-Охотского пояса (по профилю с. Черняево–г. Зей–пос. Золотая Гора) // Структурный анализ дислокаций. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 172–186.
- Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
- Булин Н.К., Афанасьева Н.А., Проняева Е.А., Эрглис Е.И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмическим данным // Советская геология. 1972. № 10. С. 134–140.
- Бучко И.В., Изох А.Э., Носырев М.Ю. Сульфидная минерализация ультрабазит-базитов Станового мегаблока // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21, № 4. С. 58–68.
- Гаврикова С.Н., Николаева Л.Л., Галанин А.В. и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М.: Недра, 1991. 171 с.
- Гаврикова С.Н., Соколова С.Ю., Ван Калстерен П. и др. Петрогенезис раннепротерозойских расслоенных даек в Становой области (Восточная Сибирь) // Петрология. 1994. Т. 2, № 2. С. 169–183.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист N-(50), 51 – Сковородино. Л.: ВСЕГЕИ, 1990.
- Геология зоны БАМ / Под ред. Е.А. Козловского. Ч. I. Геологическое строение. Л.: Недра, 1988. 443 с.
- Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Кириллов В.Е. Металлогения урана Дальнего Востока России. М.: Наука, 2006. 372 с.
- Ельянов А.А., Кастрыкина В.М., Кастрыкин Ю.П. Новые данные о геологическом строении и металлогении Джелтулакской троговой (шовной) структуры // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их минералогия. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 151–157.
- Каплун В.Б. Геоэлектрическое строение Верхнеамурского района по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 33–53.
- Карсаков Л.П. Становая складчатая система, ее границы, структурно-вещественные комплексы // Современные тектонические концепции и региональная тектоника Востока СССР. Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1980. С. 142–144.
- Карсаков Л.П. Метаморфические комплексы Приамурья // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1989. С. 61–97.
- Карсаков Л.П., Шульдинер В.И. Верхнеархейско-нижнепротерозойские троговые структуры Становой области // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 61–62.
- Кастрыкин Ю.П. Стратиформное шеелитовое оруденение Джелтулакской троговой структуры // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 62–63.
- Кастрыкина В.М. Метаморфизм центральной части Джугджуро-Становой складчатой области: Петрология метаморфических комплексов бассейна р. Нюкжи // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С. 140–163.
- Коген В.С., Глуховский М.З. Рудоносность диафоритов Станового хребта // Особенности металлогении докембрия СССР. Л.: Недра, 1979. С. 111–115.
- Косыгин Ю.А., Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф. Глубинное строение блоков докембрия // Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. С. 108–132.
- Красный Л.И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980. 158 с.
- Кренделев Ф.П., Бакун Н.Н., Володин Р.Н. Медистые песчаники Удокана. М.: Наука, 1983. 243 с.
- Максимов Е.П. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита. Автореферат дисс. ... док. геол.-мин. наук. Якутск: Институт геологии алмаза и благородных металлов, 2003. 44 с.
- Малышев Ю.Ф., Манилов Ф.И., Романовский Н.П., Гурович В.Г. Плотностные срезы литосферы области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. III Косыгинские чтения. Хабаровск: Изд. ИГиГ ДВО РАН, 2001. С. 108–120.
- Малышев Ю.Ф., Подгорный В.А., Шевченко Б.Ф. и др. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 3–17.
- Металлогения Дальнего Востока России / В.И. Сухов, Ю.И. Бакулин, Н.П. Лошак и др. Хабаровск: ДВИАМС, 2000. 218 с.
- Панченко И.В. Геология и эволюция метаморфизма нижнедокембрийских комплексов Станового хребта. Владивосток: Дальнаука, 1985. 150 с.
- Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С. Геодинамика Олекмо-Становой сейсмической зоны. Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1985. 134 с.
- Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф. Плотностное строение литосферы Алдано-Станового щита // Геофизический журнал. 2006. Т. 28, № 1. С. 68–81.
- Романовский Н.П., Гурович В.Г., Малышев Ю.Ф., Иволга Е.Г. Петромагнитная карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24, № 2. С. 3–9.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1964. 515 с.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова В.М. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука, 1965. 290 с.

32. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте м-ба 1 : 1 500 000 / Отв. ред.: Л.П. Карсаков, Чжао Чуньцзин, Ю.Ф. Малышев, М.В. Горошко. Владивосток–Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
33. Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1983. 200 с.
34. Шатков Г.А., Вольский А.С. Тектоника, глубинное строение и минералогия Приамурья и сопредельных территорий. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 189 с.
35. Шульдинер В.И., Панченко И.В., Шульдинер И.С. Петрология метаморфических комплексов бассейна р. Нюкжи // *Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали*. Л.: Наука, 1983. С. 127–139.
36. Li.Y., Oldenburg D.W. 3D inversion of gravity data // *Geophysics*. 1998. V. 63. P. 109–119.

Рецензент С.Е. Знаменский

The Dzheltulak fault: deep structure evolution and metallogeny

M. V. Goroshko, V. B. Kaplun, Yu. F. Malyshev

Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch of RAS

The geological characteristic of Dzheltulak fault, separating the Stanovoy granite-greenstone domain of the Aldan-Stanovoy shield from the Selenga-Stanovoy Caledonian orogenic belt of the Central Asian Tectonic Belt, is shown in the paper. Based on the geological interpretation of gravimetry, seismic, geoelectric and magnetometry data, the deep structure of Dzheltulak fault was studied. According to 2D and 3D density models and 2D geoelectrical models the volume density models, density sections and horizontal sections were constructed. In some areas at the depth crustal Dzheltulak fault relates to the South Tukuringra and Gilyui lithospheric faults. The Early Precambrian Dzheltulak fault evolved continuously up to the contemporary and it is characterized by an exchange of geodynamic environments and wide range of different age ore mineralization.

Key words: *Dzheltulak fault, Stanovoy granite-greenstone domain, Selenga-Stanovoy orogenic belt, 2D and 3D density models, 2D geoelectrical model, near-ore metasomatites, metallogeny.*