УДК 553.411:550.83

Возможности геофизических методов для геологического картирования в условиях Тонодского выступа нижнепротерозойского фундамента Сибирской платформы

Ю. В. Колмаков, В. В. Слоквенко, М. Ф. Крутенко
Национальный исследовательский Томский политехнический университет
634050, Томск, пр. Ленина, 30. E-mail: kolmakovyv@tpu.ru, vvs120@tpu.ru, mfg2@tpu.ru
(Статья поступила в редакцию 18.09.2025 г.)

В статье рассматриваются физические поля методами естественного электрического поля (ЕП), магниторазведки и мощности экспозиционной дозы (МЭД) в приконтактовой зоне Амандракского массива. На основании комплексного геолого-геофизического анализа была установлена последовательность формирования отложений с аномальными геофизическими свойствами. Также были выяснены и вероятные причины изменчивости их физических свойств. Ввиду высокой информативности физических полей над геологическими образованиями в данной области, включая сам массив гранитоидов, контактово метамтофизованные отложения албазинской свиты, высокожелезистые медвежевские вулканогенно-осадочные отложения в грабенах и полихронные метасоматиты, результаты анализа могут использоваться впоследствии как интерпретационная основа геофизических исследований Тонодского рудного района.
Ключевые слова: *Тонодский рудный район, геодинамическая обстановка, структура геофизических полей, магнитное поле, полихронные метасоматиты, контактовый метаморфизм*.
DOI: 10.17072/psu.geol.25.3.257

Введение

Высокая информативность геофизических полей в приконтактовой зоне Амандракского массива обусловлена тем, что здесь на сравнительно небольшом участке сосредоточено несколько структурно-вещественных комплексов различного возраста и происхождения. Отмечается возможность изучения физических полей и их эволюции над следующими образованиями: нижнепротерозойскими терригенно-осадочные отложениями албазинской свиты, накопленными в условиях континентального склона; Амандракским массивом гранитов, проявленным на завершении карельского цикла в условиях тектоно-магматической активизации; зоной контактового метаморфизма албазинских пород; толщей нижнерифейских рифтогенных отложений медвежевской свиты в грабенах; разновозрастными рифейскими метасоматитами, развитыми по всем перечисленным образованиям вдоль разрывных нарушений, заложение и подновление которых происходило от нижнего протерозоя до верхнего рифея.

Геодинамическая обстановка золотого оруденения Байкало-Патомской складчатой области

В Байкало-Патомской складчатой области четыре краевых выступа раннедокембрийского фундамента платформы объединяют в Чуйско-Нечерский антиклинорий (рис. 1). Тонодский выступ занимает центральное положение среди них. Разделяемые выступами фундамента Байкало-Патомский и Мамско-Бодайбинский блоки в современной структуре региона представляют фрагменты внешней части складчатой области, образованной в условиях пассивной континентальной окраины с последовательной сменой фаций от обстановки шельфа в Байкало-Патомском блоке до обстановки континентального склона в пределах Мамско-Бодайбинского блока.

-

© Колмаков Ю. В., Слоквенко В. В., Крутенко М. Ф., 2026

Работа лицензирована в соответствии с CC BY 4.0. Чтобы просмотреть копию этой лицензии, посетите https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/

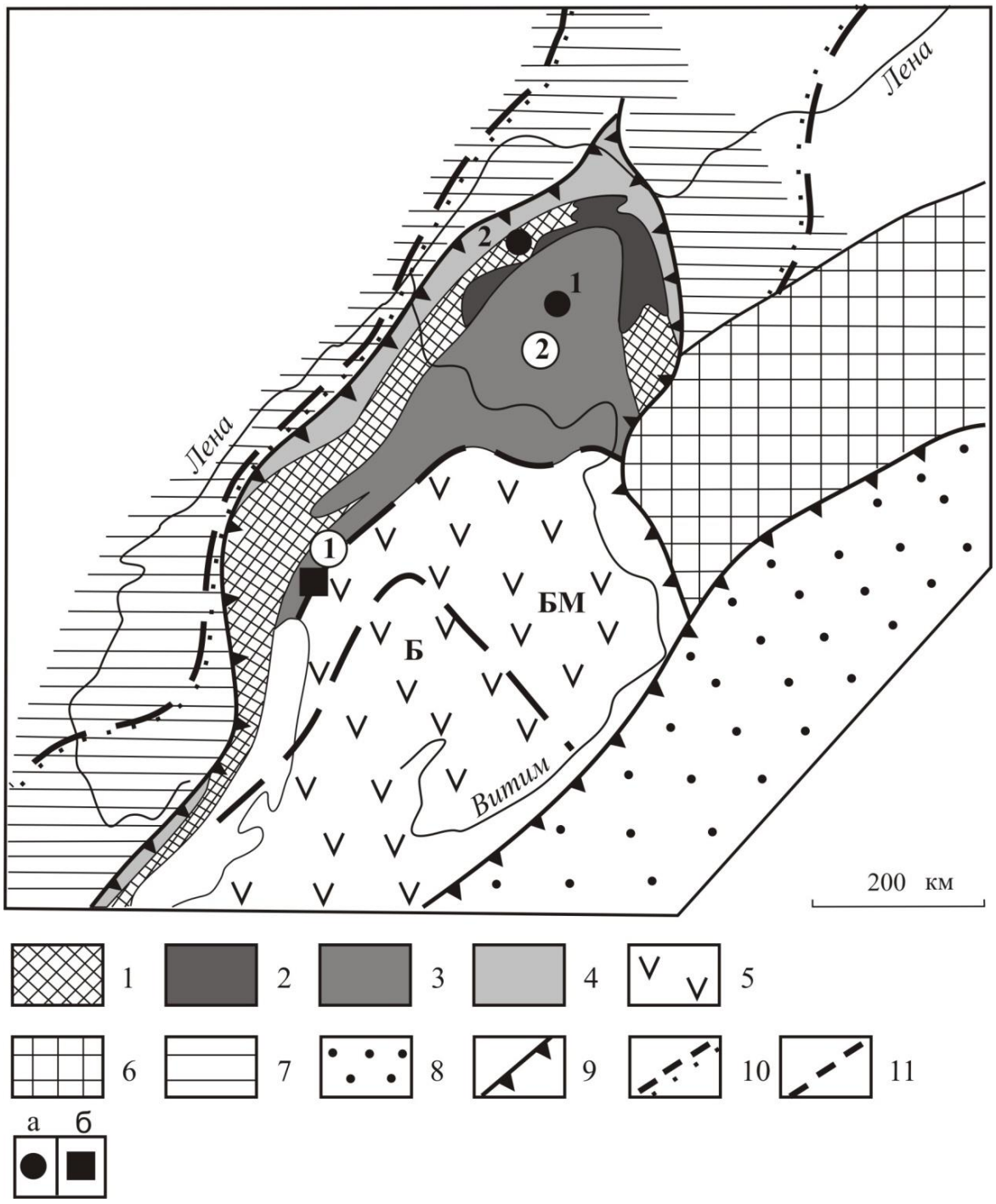


Рис. 1. *Тектоническая схема Байкало-Патомской складчатой области (по Митрофанову, 2006; Иванову, 2009 с изменениями)*

1–4 – структуры окраинно-континентальной мегазоны: выступы раннедокембрийского фундамента (1) и зоны перекрытия фундамента отложениями рифея (2) в Чуйско-Нечерском антиклинории, Мамско-Бодайбинский блок (3), Байкало-Патомский блок (4); 5 – Байкало-Муйская мегазона (БМ) и Баргузинский докембрийский террейн (Б); 6 – раннедокембрийские образования Алданского щита; 7 – чехол Сибирской платформы; 8 – Становая складчатая область; 9–11 – границы: складчатых областей (9), рифейской трансгрессии (10), мегазон (11); 12 – месторождения: золоторудные (а) – Сухой Лог (1) и Чертово Корыто (2); Холоднинское свинцово-цинковое (б). Цифры в кружках: 1 – Олокитская, 2 – Мамско-Бодайбинская структурно-фациальные зоны Мамско-Бодайбинского блока

Палеопротерозой

В составе Тонодского выступа древние структурно-вещественные комплексы являются производными карельского тектоно-магматического цикла. Терригенно-осадочный комплекс включает флишоидные отложения албазинской и михайловской свит, их накопление осуществлялось в условиях континентального склона. Протоорогенные образования представлены кевактинским гранитоидным массивом чуйско-кодарского комплекса с возрастом 1900 ± 50 млн лет (Макарьев и др., 1992) и торий-редкоземельно-редкометалльной геохимической специализацией. На рубеже 1750–1650 млн лет раннепротерозойский цикл завершился тектоно-магматической активизацией с формированием многочисленных даек диабазов туюканского комлекса (Иванов и др., 1995) и гранитоидов амандракского комплекса (Макарьев и др., 1992).

Мезопротерозой

В *раннем рифее* в перикратонной области началось формирование прогибов, которые наполнялись осадками тепторгинской серии, разделяемой на пурпольскую и медвежевскую свиты. Залегающая в основании серии пурпольская свита состоит из переотложенных продуктов кор выветривания.

Последующее развитие континентальной окраины происходит под влиянием становления и функционирования Олокит-Бодайбинского палеорифта (Рундквист, 1990, 1992). Начало рифтогенного этапа выражается в деструкции эпикарельского фундамента, образовании систем грабенов и накоплении в них осадков медвежевской свиты. Состав свиты преимущественно конгломератовый с участием вулканогенных образований. Типоморфная особенность свиты выражается повышенной сингенетичной железистостью отложений. Наиболее распространенными являются гематит и магнетит вплоть до образования железистых руд – железистых кварцитов и конгломератов со средним содержанием общего железа более 25 % (до 45 %) (Иванов и др., 1995). На завершающей стадии рифтогенного этапа активизировалась магматическая деятельность. Индикаторами этого события являются метабазиты чайского комплекса, слагающие малые интрузии в боковых ветвях Бодайбинской системы рифтингов в составе краевых выступов фундамента. Проявлены интрузии в зонах глубинных разломов рифейского возраста, где образуют отдельные дайки или дайковые пояса в нижнепротерозойском фундаменте и отложениях пурпольской и медвежевской свит (Иванов и др., 1995). В *среднем рифее* осадконакопление во внешней зоне происходило в условиях пассивной окраины Сибирского континента.

Неопротерозой

В конце среднего рифея в соседней Байкало-Муйской мегазоне произошло заложение рифтингов, и настал этап активного развития магматизма (Митрофанов, 2006). Плагиограниты – в форме даек и небольших штоков в пределах всего Чуйско-Нечерского антиклинория, образования довыренского комплекса развиты в Олокитской зоне, осадочные серии которой по условиям и времени накопления отождествляются с золотосодержащими сериями Бодайбинского прогиба. Породы доросского и довыренского комплексов характеризуются повышенным содержанием золота и ЭПГ (Дистлер, Степин, 1993).

Эндогенная активизация окраинно-континентальной мегазоны в верхнем рифее – нижнем венде выразилась также в металлогенической специализации осадков, накапливающихся в условиях рассеянного спрединга дна седиментационного бассейна и циркуляции морских вод по конседиментационным глубинным разломам.

В зону влияния рифтогенеза на образование золотого оруденения включают и Тонодское поднятие (Комаров и др., 1995). В условиях растяжения на месте Тонодского выступа (тогда еще не существующего в качестве выступа) были активны рифейские конседиментационные Тонодский и Хайвергино-Кевактинский разломы (Страхова, 2001). На уровне раннедокембрийского фундамента и основания рифейского разреза на рассматриваемом этапе развиваются разнообразные полихронные метасоматиты и связанные с ними месторождения золота (Иванов, 2009). Рудогенные процессы проявились в интенсивно

тектонизированном блоке на пересечении северо-восточных Тонодского и Хайвергино-Кевактинского разломов с субмеридиональными складчато-разломными зонами дробления и рассланцевания (рис. 2), приуроченными к Амандракскому глубинному разлому.

Неопротерозой

В *середине венда* завершился этап развития региона как пассивной континентальной окраины. Произошла инверсия тектонического режима: растяжение сменилось сжатием в связи с началом этапа формирования конвергентных границ в пределах Палеоазиатского океана и столкновением позднерифейской Байкало-Муйской островодужной системы с микроконтинентом.

Образование Чуйского, Тонодского, Нечерского выступов нижнепротерозойского фундамента было сопряжено по времени с линейным складкообразованием рифейско-вендских отложений в эпоху каледонской коллизии. В это время происходило широкое развитие структур латерального выжимания. На уровне рифейско-вендского чехла возникали складчато-надвиговые структуры и поддвиговые ороклины с дивергентной ориентировкой сместителей и осевых поверхностей складок (Корольков, 2007). Кинематический процесс возникновения выступов подробно рассмотрен А. И. Ивановым и Г. В. Рязановым (1992), и здесь в кратком виде приводится эта информация.

В условиях общего тангенциального сжатия складчатой области, входящей в платформу в форме клина, на уровне фундамента произошла переориентировка сжимающих напряжений в веерообразную систему. Это привело к активизации древних нарушений фундамента и формированию в северной части складчатой области серии субпараллельных дугообразных разломов, падающих навстречу друг другу. По ним реализовывался механизм горизонтального сокращения пространства в фундаменте. В результате поддвиговых перемещений по внутренним разломам и надвиговых – по внешним разломам происходило выдавливание антиклинорных блоков на различную высоту.

Среднепозднепалеозойское развитие Тонодского района

Имеющиеся геохронологические данные по Кевактинскому золоторудному узлу свидетельствуют об отсутствии преобразований палеозойского возраста.

Краткая геологическая характеристика Артемьевского рудного поля

Артемьевское рудное поле входит в состав Кевактинского рудного узла Тонодского рудно-россыпного района Витимо-Патомской стуктурно-металлогенической зоны.

Артемьевское рудное поле (рис. 3) размещается среди метаосадочных пород выступа нижнепротерозойского фундамента, смятых в две сопряженные по крупному разлому складки: Кевактинскую антиклиналь и Михайловскую синклиналь. Тектоническая позиция рудного поля определяется пересечением северо-восточных нарушений, входящих в систему Хайвергино-Кевактинского разлома с нижнепротерозойскими складчато-разломными зонами дробления и рассланцевания в районе восточного брахиформного замыкания Михайловской синклинали (рис. 2). В геофизическом аспекте региональный контроль золотого оруденения Артемьевского рудного поля, а в его составе и месторождения Чертово Корыто, осуществляется радиогеохимическим ореолом, протягивающимся через весь Кевактинский узел.

Естественное ограничение рудного поля на востоке создает массив нижнепротерозойских гранитов амандракского комлекса, на севере – среднерифейские отложения, с которых начинается южный склон Байкало-Патомского блока. Естественных южной и западной границ у рудного поля не имеется.

Породы рудного поля в целом претерпели изменения в условиях серицит-хлоритовой ступени регионального метаморфизма, в его восточной части они испытали контактовый метаморфизм со стороны гранитоидов амандракского комплекса на уровне альбит-эпидотовой фации роговиков (Мартыненко, 2001). Наличие магнетита в составе роговиков позволяет уверенно проследить границы метаморфогенного ореола по магнитному полю.

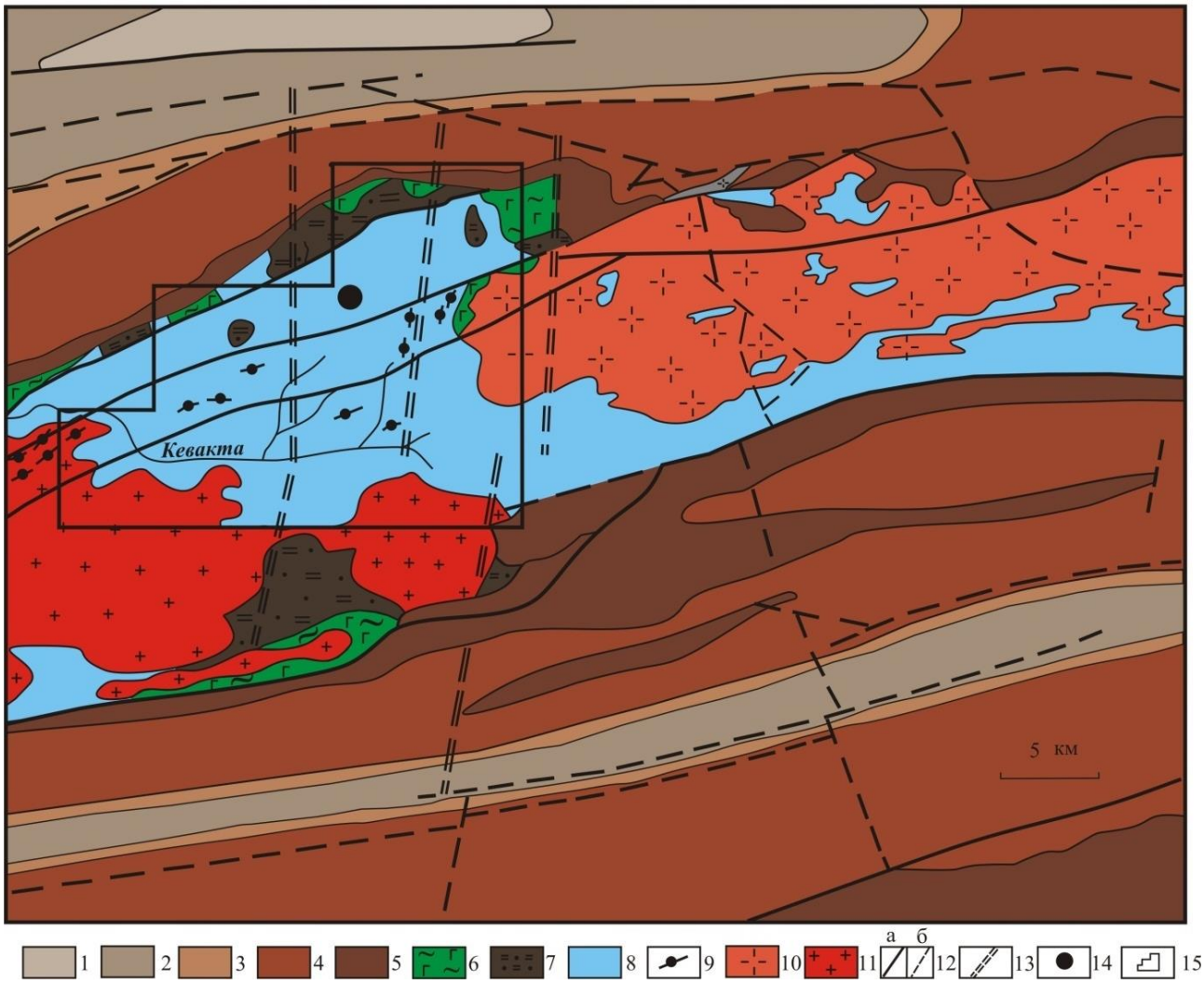


Рис. 2. *Геологическая схема центральной части Тонодского выступа нижнепротерозойского фундамента (по Аносов и др., 1964). 1–8 – стратифицированные формации: сланцево-карбонатная баракунской свиты (1), сланцево-песчаниковая джемкуканской свиты (2), доломито-известняковая мариинской свиты (3), песчано-сланцевая флишоидная хайвергинской и бугорихтинской свит объединенных (4), конгломерато-песчаниковая хорлухтахской свиты (5) (1–5 – поздний MP), терригенно-вулканогенной риолит-базальтовой медвежевской свиты (6), высокоглиноземисто-кремнистой пурпольской свиты (7) (7, 8 – ранний MP), сланцево-песчаниковой михайловской и албазинской свит объединенных (8) (PP); 9 – дайки габбро-диабазов (MP?); 10, 11 – гранитоиды (PP) амандракского (10) и чуйско-кодарского (11) комплексов; 12 – разрывные нарушения установленные (а) и предполагаемые (б); 13 – высокопроницаемые складчато-разломные зоны дробления и рассланцевания; 14 – месторождение Чертово Корыто; 15 – контур участка аэрогеофизических исследований*

Месторождение Чертово Корыто вместе с Верхне-Кевактинским, Верхне-Желтухтинским и Желтухтино-Михайловским рудопроявлениями входит в состав Артемьевского рудного поля. Вмещающими породами месторождения Чертово Корыто являются псаммитовые, псаммито-алевритовые, алевритовые и глинистые сланцы михайловской свиты. В связи с незначительным метаморфизмом в породах широко распространены реликтовые структуры и первичная слоистость, также от исходных пород унаследована общая мелкозернистость.

Гидротермально-метасоматические изменения представлены кварцевой, мусковитовой, хлоритовой, углеродной и карбонатной минерализацией.

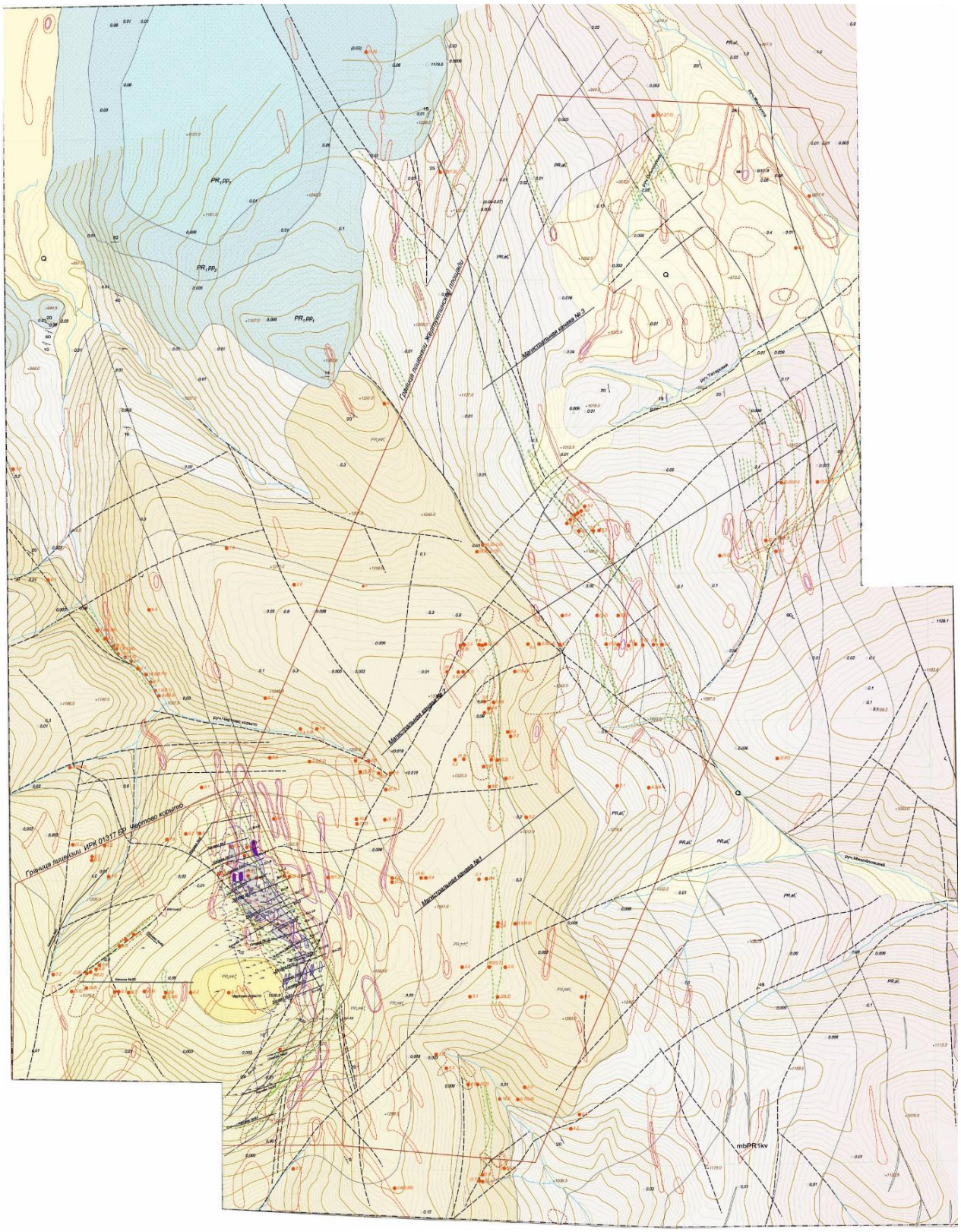


Рис. 3. *Геологическая схема Артемьевского рудного поля (Верхозин и др., 2007 по материалам Баженов и др., 1981)*



Продолжение рис. 3. *Геологическая схема Артемьевского рудного поля (Верхозин и др., 2007 по материалам Баженов и др., 1981)*

Рудная минерализация развита в интенсивно дислоцированной зоне, представляющей собой совокупность множества пологих разрывов, межслоевых швов и участков рассланцевания. Ее заложение относят к этапу проявления самых древних раннепротерозойских нарушений, подновлявшихся на протяжении всей тектонической эволюции месторождения. Она развита в висячем блоке крутопадающего разрывного нарушения. В генетическом аспекте крутопадающее нарушение рассматривается как рудоподводящий канал.

Обе структуры имеют субмеридиональное простирание (350°) и падение на западюго-запад. Рудовмещающая минерализованная зона погружается полого, примерно под углом 13 ÷ 15°, а крутопадающее нарушение – под углом около 60°.

Золото связано с кварцевыми жилами и прожилками, а также сульфидной минерализацией. Среди сульфидов главные – моноклинный пирротин, пирит и арсенопирит, в виде примеси встречаются гексагональный пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит.

Структурно-вещественные комплексы приконтактовой зоны Амандракского массива

В приконтактовой зоне выявлена серия аномалий в геофизических полях вертикального компонента магнитной индукции (ΔZ), потенциала естественной электрической поляризации (ЕП) и мощности экспозиционной дозы (МЭД). Рассмотрим структуры отдельных геофизических полей и ассоциаций аномалий различных физических параметров, их вероятную природу и хронологическую последовательность проявления.

В магнитном поле над породами массива и его обрамления прослежены разномасштабные знакопеременные аномалии (рис. 4). Их связь с магнетитовой минерализацией была установлена по результатам минералогического анализа магнитных неоднородностей (Баженов и др., 1981).

Самая крупная положительная аномалия наблюдается среди пород албазинской свиты и там, где они не перекрываются рифтогенными отложениями медвежевской свиты, она прослеживается широкой, до 1,5 км, полосой вдоль контакта гранитного массива. Аномалия хорошо согласуется с контактово-метаморфическим ореолом ороговикования пород албазинской свиты. Два изометричных максимума совпадают с участками выхода мелких гранитных тел, внедрившихся в наиболее проницаемые и прогретые зоны экзоконтакта. Поэтому можно допустить, что образование магнетита и, соответственно, уровень магнитного поля напрямую связаны со степенью контактового метаморфизма. В северной части ореола ороговикования имеется клинообразный блок, выделяющийся в магнитном поле резкими границами и пониженными относительно остальной зоны контактово-измененных пород значениями ΔZ. Вероятно, на более поздних этапах развития этот блок был сброшен и в современной структуре приконтактовой зоны представляет более удаленные от контакта и менее метаморфизованные породы албазинской свиты.

В контакте с гранитами и породами метаморфического ореола накапливались отложения медвежевской свиты в грабеновых структурах. Контакты и с теми, и с другими интенсивно тектонизированы. Магнитные аномалии в пределах грабенов по своему облику существенно отличаются от аномалии над ороговикованными породами албазинской свиты. Во-первых, они значительно меньше по своим размерам и линейны (размеры их поперечных и продольных осей колеблются в пределах 100–150 и 500–1000 м соответственно), во-вторых – знакопеременны. Образующие их зоны магнетитовой минерализации контролируются разрывными нарушениями субмеридионального и северовосточного направления, часть из которых является грабенообразующими сбросами. Известные углы падения сбросов варьируют от 35 до 45° (Баженов и др., 1981).

Проявление магнетитовой минерализации в отрицательных и положительных аномалиях, вероятно, связано с ее обратной и прямой намагниченностью. В приконтактовом участке Амандракского массива минерализация с обратной намагниченностью распространена крайне ограниченно: она охватывает толщу пород медвежевской свиты и граниты только вдоль их тектонической границы. Ширина отрицательной аномалии ΔZ варьирует от 100 до 700 м, ее интенсивность находится в пределах –250 ÷ –300 нТл с отдельными локальными минимумами до –600 нТл. На удалении от контакта количество отрицательных аномалий как в медвежевских отложениях, так и в гранитах резко сокращается, а в пределах контактово-метаморфического ореола ороговикованных пород албазинской свиты они вовсе не обнаруживаются. Но на удалении от приконтактовой зоны роговиков распространенность отрицательных аномалий становится достаточно широкой в субмеридиональных дислокационных зонах и отложениях пурпольской свиты.

В рифейских грабенах положительные аномалии, обладая меньшими размерами, чем отрицательные, имеют на порядок большие амплитуды; самые интенсивные из них (свыше 6000 нТл) тяготеют к тектоническим границам между медвежевской и албазинской свитами.

Относительные возрастные взаимоотношения между отрицательными и положительными аномалиями определялись по их принадлежности к тектоническим нарушениям с явно выраженной последовательностью образования.

К таким разрывным структурам можно отнести тектонизированный контакт между гранитоидами и медвежевскими отложениями и северо-восточный сдвиг с правосторонним смещением блоков примерно на 1 км. Вдоль этих нарушений проявлены и отрицательные, и положительные аномалии, но видно, что вдоль северо-восточного сдвига отрицательные аномалии словно «срезаются» положительными аномалиями. Кроме того, если вернуть по сместителю нарушения северный блок в предполагаемое исходное состояние, то совместятся толщи медвежевских отложений в единый грабен, контакт между гранитами и медвежевскими породами и отрицательные аномалии вдоль этого контакта.

Отсутствие искажений магнитного поля над контактовым ореолом вдоль северо-восточного нарушения объясняется тем, что эта часть не была вовлечена в движение и сохранила свою целостность. Следовательно, смещался только блок, включающий в себя медвежевские отложения и амандракские граниты. Вероятно, это привело к раскрытию полости, в которую опустился клинообразный блок албазинских пород с пониженным уровнем магнитного поля.

В естественном электрическом поле ЕП (рис. 5) заметно, что образования с аномальной поляризацией развиты практически по всем породам различного возраста и происхождения. По своей структуре все они имеют как сходные, так и отличительные черты.

Главной их схожестью является вытянутая линейная форма с явно доминирующим субмеридиональным направлением длинных осей. Значительно меньше распространены аномалии с северо-восточным и субширотным простиранием. Согласно материалам (Баженов и др., 1981), практически все эти аномалии контролируются зонами тектонического происхождения, заложение которых отнесено к различным этапам развития региона. Серию нарушений экзоконтактовой зоны среди пород албазинской свиты, конформных границам гранитоидного массива, диагностируют как нижнепротерозойские дислокации. Северо-восточные и часть субмеридиональных, особенно тех, что контролируют грабены с медвежевскими отложениями, относят к рифейскому возрасту. В местах пересечения нарушений аномалии перестают быть линейными, их форма становится ближе к изометричной и существенно увеличивается амплитуда. Такие аномалии зафиксированы в пределах гранитоидного массива: на участках пересечения нарушений широтного и меридионального направлений они проявлены с высокой интенсивностью одновременно как по ксенолитам осадочных пород, так и по самим гранитам.

Аномалии ЕП, развитые в породах различного состава и происхождения, отличаются друг от друга прежде всего амплитудами. Наиболее интенсивные из них создаются электрохимическими неоднородностями, развитыми в албазинских метапесчаниках, не подверженных приконтактовому ороговикованию, и ксенолитах пород осадочного происхождения в массиве амандракских гранитов. В гранитах аномалии ЕП имеют меньшие амплитуды, чем в роговиках, за исключением тех случаев, когда они развиваются на участках пересечения разрывных нарушений. Кроме низкой амплитуды, аномалии в гранитах отличаются от всех остальных очень малыми поперечными размерами, а именно 50–60 м при протяженностях до 1 км и более. В ксенолитах осадочных пород аномалии ЕП обнаруживаются только в зонах таких разрывных нарушений, вдоль которых аномальные эффекты прослеживаются и в самих гранитах.

Наименьшее распространение аномалии ЕП получили в отложениях медвежевской свиты. В рассматриваемой приконтактовой зоне выявлена только одна малоамплитудная аномалия вдоль субширотного нарушения, рассекающего нижнепротерозойские метаосадочные и магматические образования и нижнерифейский рифтогенный грабен с медвежевскими отложениями.

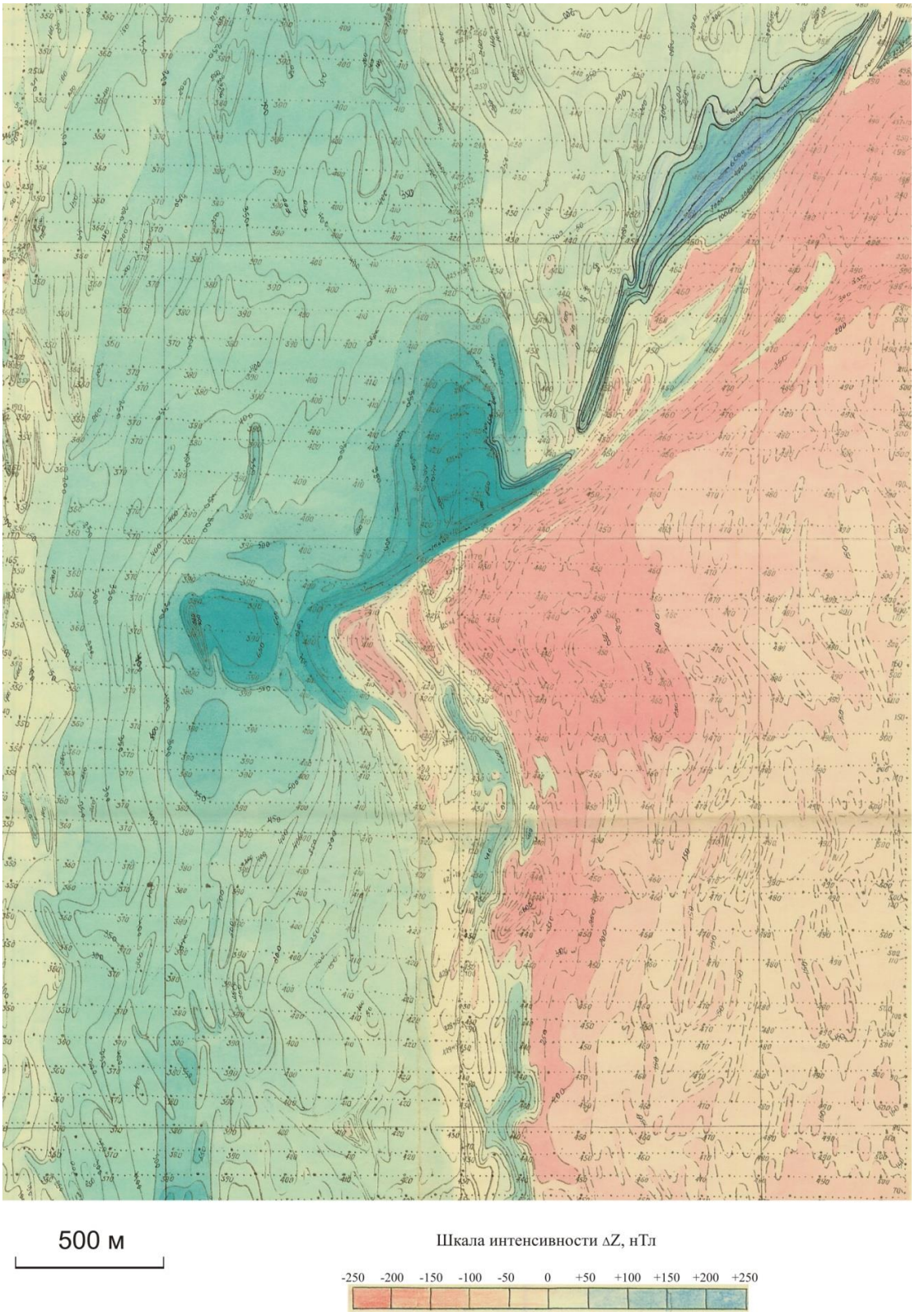


Рис. 4. *Физические поля в приконтактовой зоне Амандракского массива: ΔZ (Баженов и др., 1981)*

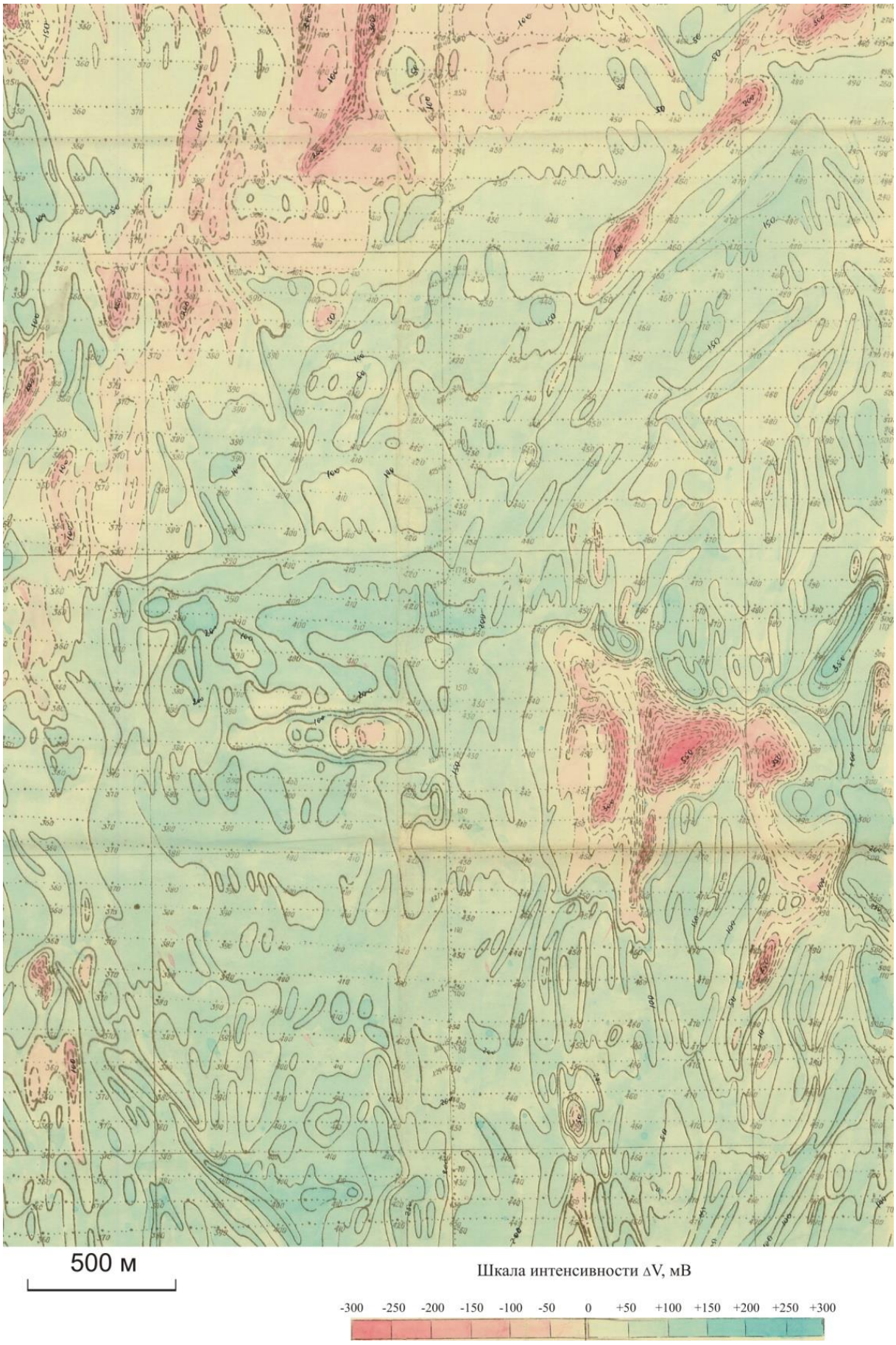


Рис. 5. *Физические поля в приконтактовой зоне Амандракского массива: ЕП (Баженов и др., 1981)*

Ответу на вопрос об относительном времени образования пород с аномальной электрохимической поляризацией могут способствовать следующие факты, наблюдаемые в приконтактовой зоне Амандракского массива.

1. Наличие единой линейной аномалии ЕП вдоль нарушения, рассекающего албазинские, медвежевские отложения и амандракские граниты, свидетельствует о постнижнерифейском образовании поляризующихся пород.

2. Как уже отмечалось выше, в северной части экзоконтактовой зоны в магнитном поле наблюдается отчетливая аномалия в виде ступени, разделяющей высокомагнитные породы контактового ореола со слабомагнитным блоком албазинских пород в форме клина. Было высказано предположение, что сброс этого блока произошел после образования обратно намагниченных пород, но, возможно, одновременно с ферромагнитной минерализацией прямого намагничения. Важным фактом для возрастного определения поляризующихся пород является то, что единая аномальная зона ЕП проявлена по высоко- и слабомагнитным албазинским породам без каких-либо структурных искажений на границе между ними. Это может быть косвенным признаком близкого возраста поляризующихся образований и ферромагнитной минерализации с прямым намагничением.

3. В пользу такого предположения можно привести пример взаимоотношений межу ΔZ- и ЕП-аномалиями. Обычно в обратно намагниченных породах отсутствуют аномалии ЕП, в случае их появления наблюдается разрушение обратной намагниченности: поле ΔZ становится безаномальным или даже появляются малоамплитудные положительные аномалии.

4. Более существенный факт, указывающий на парагенетическую связь между поляризующимися и прямо намагниченными породами, наблюдается в зоне влияния северовосточного нарушения, разделяющего слабомагнитные албазинские породы и медвежевские отложения. Со стороны албазинских пород вдоль нарушения прослеживается аномалия ЕП, со стороны медвежевских пород – интенсивная положительная аномалия ΔZ (рис. 6). Одинаковые размеры и формы этих аномалий, теснейшая сопряженность вдоль одного нарушения позволяют предполагать, что образования, проявленные в этих аномалиях, формировались одновременно под воздействием одного и того же раствора. Вероятно, реакция раствора была восстановительной. При этом в специфических по составу медвежевских породах с очень высоким содержанием окисного железа продуктом реакции был магнетит, а в терригенно-осадочных породах албазинской свиты этот же раствор вызывал графитовую минерализацию, что, естественно, привело к различному проявлению тех и других в физических полях.

Максимальная радиоактивность свойственна гранитам Амандракского массива: величины МЭД над ними достигают 30 мкР/час (рис. 7).

Минимальной радиоактивностью характеризуются породы албазинской свиты, претерпевшие контактово-метаморфическое воздействие со стороны гранитоидного массива. Слаборадиоактивными являются и отложения медвежевской свиты, особенно на тех их участках, где была проявлена магнетитовая минерализация с обратной намагниченностью. Еще более контрастно обеднение радиоактивными элементами обратно намагниченных пород наблюдается в пределах гранитоидного массива: участки их распространения имеют почти вдвое меньшую МЭД по сравнению с фоновыми значениями гранитов. На фоне слаборадиоактивных пород медвежевской свиты отчетливо проявляются участки обогащения РАЭ, вытянутые вдоль линейных тел с прямой намагниченностью (пространственная сопряженность интенсивных положительных аномалий ΔZ с аналогичными по форме и размерам аномалиями МЭД).

Анализ аномалий МЭД в пределах различных структурно-формационных комплексов позволил предположить, что поступление и перераспределение радиоактивных элементов в рассматриваемом блоке земной коры происходило неоднократно. Наибольшее количество РАЭ было привнесено с нижнепротерозойскими амандракскими гранитами. После нижнерифейского рифтогенного накопления медвежевских осадков происходило локальное перераспределение

РАЭ; они выносились из пород, в которых была проявлена магнетитовая минерализация с обратной намагниченностью, и накапливались на соседних участках. Последующее поступление РАЭ в значительно меньших количествах, чем с гранитами, вероятно, происходило с растворами, образующими породы с естественной электрохимической поляризуемостью и ферромагнитной минерализацией прямого намагничения.

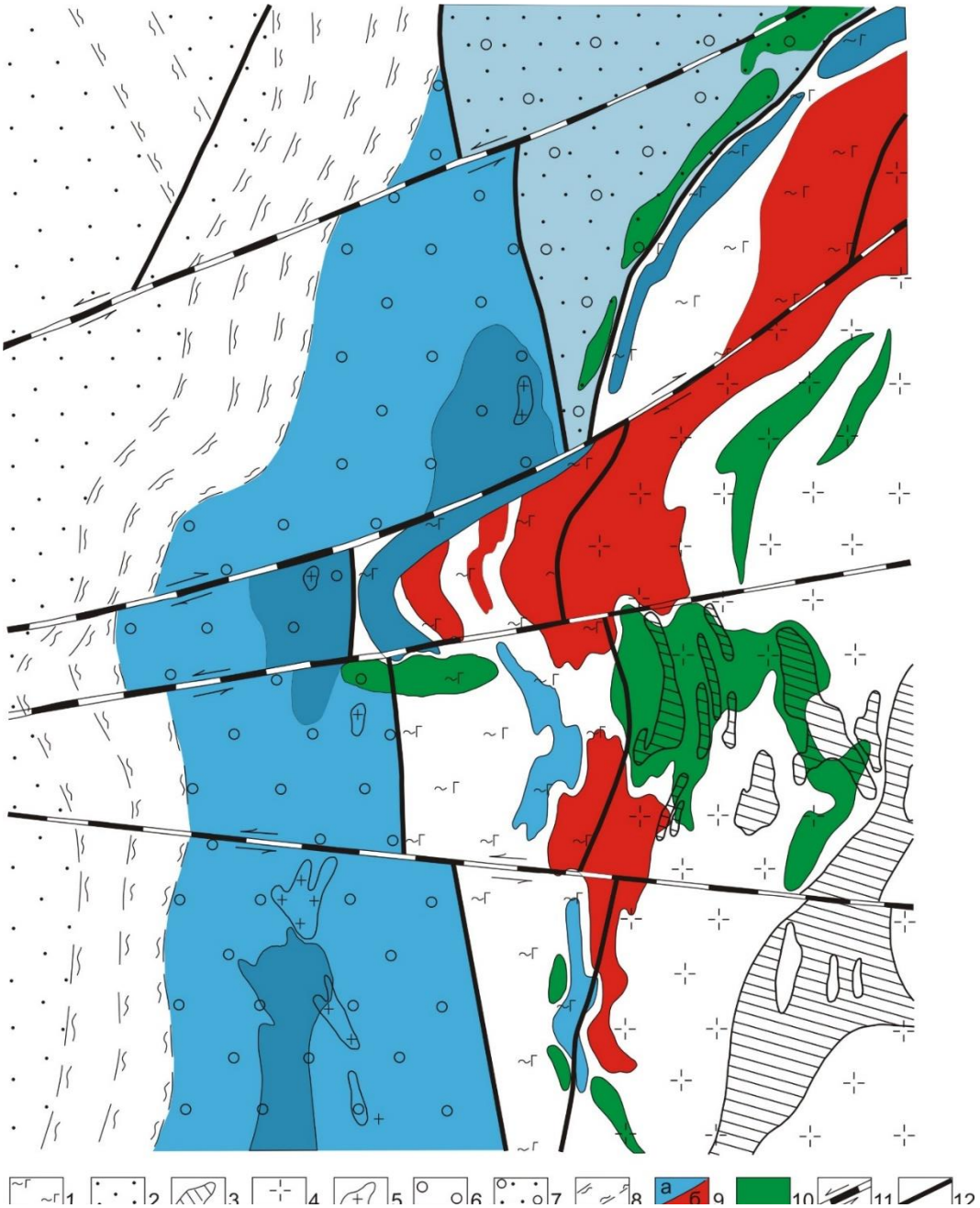


Рис. 6. *Физико-геологическая схема приконтактовой зоны Амандракского массива: 1 – рифтогенные отложения медвежевской свиты; 2 – песчаники албазинской свиты; 3 – ксенолиты в поле гранитов; 4 – граниты амандракского комплекса; 5 – выходы мелких гранитных тел; 6 – контактово-метаморфический ореол роговиков с магнетитовой минерализацией; 7 – слабо выраженное в магнитном поле ороговикование пород албазинской свиты; 8 – высокопроницаемые дислокационные зоны, проявленные в аномалиях ЕП и ΔZ; 9, 10 – аномалии: магнитные (9) положительные (а) и отрицательные (б); ЕП (б), усиление цвета соответствует росту амплитуды; 11, 12 – нарушения сдвиговой (11) и сбросовой (12) кинематики*



Рис. 7. *Физические поля в приконтактовой зоне Амандракского массива: МЭД (Баженов и др., 1981)*

Заключение

На основании сопоставления результатов структурного анализа геофизических данных была определена последовательность формирования образований с аномальными геофизическими свойствами. Наиболее ранними являются интенсивно метаморфизованные палеопротерозойские песчаники албазинской свиты. На этапе внедрения амандракских гранитоидов происходило их контактовое ороговикование с образованием наиболее ранних магнетитовых руд с прямой намагниченностью. Одновременно с этим также происходило и их обогащение РАЭ. Все палеопротерозойские аномальные образования отчетливо прослеживаются в пределах ореола ороговикования. В позднем рифее произошла очередная активизация Олокит-Бодайбинского рифта. В связи с эндогенной активностью образовывался ряд полихронных метасоматитов, проявленных и на рассматриваемом участке. Благодаря воздействию глубинных растворов в пределах грабеновых структур в отложениях медвежевской свиты сперва формировалась магнетитовая минерализация с обратной намагниченностью. Затем формировались образования с аномальной электрохимической поляризацией и прямой намагниченностью. Отчетливо наблюдается контроль пород с аномальными физическими свойствами тектоническими нарушениями.

Результаты комплексного геолого-геофизического анализа отражены на физико-геологической схеме (рис. 6). Изученные разновозрастные аномальные образования представляют интерес в качестве основы для дальнейшего исследования и интерпретации физических полей как Кевактинского рудного узла, так и Тонодского рудного района.

Библиографический список

Дистлер В. В., Степин А. Г. Малосульфидный платиноносный горизонт Йоко-Довыренского расслоенного гипербазит-базитового интрузива // Доклады РАН. 1993. Т. 328 (4). С. 498–501.

Иванов А. И. Рифейско-палеозойское рудообразование в Байкало-Патомской золоторудной провинции // Разведка и охрана недр. 2009. № 12. С. 3–10.

Иванов А. И., Лившиц В. И., Перевалов О. В., Страхова Т. М., Яблоновский Б. В. Докембрий Патомского нагорья. М.: Недра, 1995. 352 с.

Иванов А. И., Рязанов Г. В. Структурно-кинематический анализ Патомского прогиба. Новосибирск: Наука, 1992. 88 с.

Комаров Ю. В., Копылов Э. Н., Белоголовкин А. Н., Страхова Т. М. и др. Карта металлогении золота горных сооружений Юго-Восточной Сибири и Северной Монголии. (М-б 1:1500000). Иркутск: ИГУ, 1995.

Корольков А. Т. Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2007. 251 с.

Макарьев Л. Б., Чухонин А. П., Черников В. В., Ковешников А. М., Иванов П. Ф., Павлов М. В., Яблоновский Б. В. Докембрийские гранитоиды Нечерского и Тонодского поднятий Байкальской складчатой области // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 88–104.

Митрофанов Г. Л. Тектонические закономерности размещения и формирования месторождений благородных металлов южного обрамления Сибирской платформы: дис. … докт. геол.-минер. наук / ИГЕМ РАН. М., 2006. 44 с.

Neymark L. A., Larin A. M., Yakovleva S. Z. New data on the age of the Akitkan group in the Baikal-Patom foldbelt, from results of U-Pb dating of zircons // Doklady Akad. Nauk SSSR. 1991. Vol. 320(1). P. 182–186.

Рундквист И. К., Бобров В. А., Смирнова Т. Н., Смирнов М. Ю., Данилова М. Ю., Ащеулов А. А. Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // Геология руд. Месторождений. 1992. Т. 34(6). С. 3–15.

Рундквист И. К., Тарасенкова Л. В., Данилова М. Ю. и др. Автоматизированные обработки систем линеаментов и выявление глубинного строения сложнодислоцированных областей для целей металлогенического анализа // Аэрокосмические съемки при изучении глубинного строения регионов СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. С. 68–78.

Страхова Т. М. К проблеме образования Байкальской складчатой области // Режимы формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., 2001. С. 307–329.

The Possibilities of Geophysical Methods for Geological Mapping in the Tonod Uplift of the Lower Proterozoic Basement of the Siberian Platform

Yu. V. Kolmakov, V. V. Slokvenko, M. F. Krutenko
National Research Tomsk Polytechnic University
30 Lenin Ave., Tomsk 634050, Russia
E-mail: kolmakovyv@tpu.ru; vvs120@tpu.ru; mfg2@tpu.ru

Physical fields such as natural electric field, magnetic field, and exposure ratemeter field of the near-contact zone of the Amandrak massif are discussed. Based on a comprehensive geological and geophysical analysis, the sequence of formation of sediments with anomalous geophysical properties was established. The probable causes of the variability of their physical properties have also been identified. Due to the high informative value of physical fields over geological formations in this area, including the granitoid massif itself, contact-metamorphized sediments of the Albazinskaya formation, high-iron Medvezhevskaya volcanogenic-sedimentary formation in grabens and polychronous metasomatites, the results of this analysis can be used subsequently as an interpretative basis for geophysical studies of the Tonoda ore region.
Key words: *Tonoda ore region, geodynamic setting, structure of geophysical fields, magnetic field, polychronous metasomatites, contact metamorphism*.

References

Distler V.V., Stepin A.G. 1993. Malosulfidnyy platinonosnyy gorizont Yoko-Dovyrenskogo rassloennogo giperbazit-bazitovogo intruziva [Low-sulfide platinum-bearing horizon of the Yoko-Dovyrenskiy stratified hyperbasite-basite intrusive]. Reports of the Russian Academy of Sciences, 328(4):498-501. (in Russian)

Ivanov A.I. 2009. Rifeysko-paleozoyskoe rudoobrazovanie v Baykalo-Patomskoy zolotorudnoy provintsii [Riphean-Paleozoic ore formation in the Baikal-Patom gold province]. Exploration and protection of the subsoil, 12:3–10. (in Russian)

Ivanov A.I., Livshits V.I., Perevalov O.V., Strakhova T.M., Yablonovskiy B.V. 1995. Dokembriy Patomskogo nagorya [Precambrian of the Patom Highland]. Moskva, Nedra, p. 352. (in Russian)

Ivanov A.I., Ryazanov G.V. 1992. Strukturno-kinematicheskiy analiz Patomskogo progiba [Structural and kinematic analysis of the Patom Trough]. Novosibirsk, Nauka, p. 88. (in Russian)

Komarov Yu.V., Kopylov E.N., Belogolovkin A.N., Melnikova (Strakhova) T.M. et al. 1995. Karta metallogenii zolota gornykh sooruzheniy YUgo-Vostochnoy Sibiri i Severnoy Mongolii. Mashtab 1:1500000 [A map of gold metallogeny of mining structures in Southeastern Siberia and Northern Mongolia. Scale 1:1500000]. (Scale 1:1500000). Irkutsk: IGU Publ. (in Russian)

Korolkov A.T. 2007. Geodinamika zolotorudnykh rayonov yuga Vostochnoy Sibiri [Geodynamics of the gold mining regions of the South of Eastern Siberia]. Irkutsk, IGU Publishing House, p. 251. (in Russian)

Makariev L.B., Chukhonin A.P., Chernikov V.V., Koveshnikov A.M., Ivanov P.F., Pavlov M.V., Yablonovskiy B.V. 1992. Dokembriyskie granitoidy Necherskogo i Tonodskogo podnyatiy Baykalskoy skladchatoy oblasti [Precambrian granitoids of the Nechersk and Tonod uplifts of the Baikal folded region]. Russian Geology and Geophysics, 9:88-104. (in Russian)

Mitrofanov G.L. 2006. Tektonicheskie zakonomernosti razmeshcheniya i formirovaniya mestorozhdeniy blagorodnykh metallov yuzhnogo obramleniya Sibirskoy platformy [Tectonic patterns of the placement and formation of precious metal deposits in the southern rim of the Siberian Platform]. Diss. Dr. Geol. Sci. Moskva, IGEM RAS, p. 44 (in Russian)

Neymark L.A., Larin A.M., Yakovleva S.Z. 1991. New data on the age of the Akitkan group in the Baikal-Patom foldbelt, from results of U-Pb dating of zircons. Doklady Akad. Nauk SSSR, 320(1):182–186.

Rundqvist I.K., Bobrov V.A., Smirnova T.N., Smirnov M.Yu., Danilova M.Yu., Ashcheulov A.A. 1992. Etapy formirovaniya Bodaybinskogo zolotorudnogo rayona [The stages of formation of the Bodaibinskiy gold mining district]. Geology of ore deposits, 34-6:3-15. (in Russian)

Rundqvist I.K., Tarasenkova L.V., Danilova M.Yu. et al. 1990. Avtomatizirovannye obrabotki sistem lineamentov i vyyavlenie glubinnogo stroeniya slozhnodislocirovannykh oblastey dlya tseley metallogenicheskogo analiza [Automated processing of lineament systems and identification of the deep structure of complexly located areas for the purposes of metallogenic analysis]. *In:* Aerospace surveys in the study of the deep structure of the regions of the USSR, Leningrad, VSEGEI, pp. 68-78. (in Russian)

Strakhova T.M. 2001. K probleme obrazovaniya Baykalskoy skladchato oblasti [On the problem of formation of the Baikal folded region]. *In:* Mechanisms of formation of the Central Asian folded Belt, Moskva, pp. 307–329. (in Russian)