

**ВОЗРАСТ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ КЕТКАПСКО-ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ
ПРОВИНЦИИ, ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ЗОЛОТОНОСНЫХ
КОМПЛЕКСОВ И РАЗНОВРЕМЕННОСТЬ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА В
РАЗНЫХ ЧАСТЯХ АЛДАНСКОГО ЩИТА**

В.Ф. Полин¹, Н.М. Зверева², А.В. Травин³, А.В. Пономарчук³

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159; г. Владивосток, 690022; e-mail: vfpolin@mail.ru

²ФБУ Территориальный фонд геологической информации по ДВФО, ул. Льва Толстого 8, г. Хабаровск, 680000; e-mail: natalya511021@mail.ru

³ФГБУН Институт геологии и минералогии СО РАН и Новосибирский государственный технический университет, пр-т акад. Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090; e-mail: travin@igm.nsc.ru, antonomar@gmail.com

Поступила в редакцию 9 сентября 2021 г.

Первые сведения по изотопному $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасту золотого гидротермального прожилково-жильного оруденения позднемезозойской Кеткапско-Юнской магматической провинции (ККЮМП) Алданского щита (АЩ) подтверждают установленную геологическими наблюдениями связь этого вида оруденения с раннемеловым субщелочным магматизмом. Сочетанием геологических признаков с данными U/Pb датирования магматитов косвенно определён возраст высокопродуктивного биметасоматического «массивно-скарнового» типа оруденения, ассоциированного с субщелочными магматогенными образованиями провинции.

Изотопные датировки магматитов и золотого оруденения ККЮМП, как и других позднемезозойских магматических провинций Алданского щита, показывают согласованность возрастов рудоносных магматитов и сопутствующих им руд. Запаздывание во времени проявлений позднемезозойского магматизма ККЮМП и связанного с ним золотого оруденения относительно таковых для зон тектоно-магматической активизации (ТМА) Западного и Центрального Алдана, равно как и различия в соотношениях объёмов разноформационных типов магматических образований провинций, объясняются особенностями тектонического строения региона и вытекающей из них спецификой развития позднемезозойского магматизма в разных частях Алданского щита.

Выделены две крупные области позднемезозойской ТМА АЩ, различающиеся как по времени начала полиформационного магматизма и сопутствующего ему разнотипного оруденения, так и по преобладающему формационному типу магматитов: Западно-Центрально-Алданская, с одной стороны, и Восточно-Алданская – с другой. Для первой характерно длительное развитие магматической деятельности в период с берриаса по ранний альб (≈ 30 млн лет) и преобладание лейцитит-щёлочно(фоидо)сиенитовой формации; для второй – проявления магматизма за вдвое меньший промежуток времени (≈ 15 млн лет) и преобладание формации субщелочных диоритов-гранодиоритов-гранитов. Завершение позднемезозойского магматизма в обеих областях было субсинхронным. «Набор» магматогенных формаций в них также сходен: лейцитит-щёлочно(фоидо)сиенитовая со щелочными гранитами, монцонит(шонкинит)-сиенитовая и субщелочная диорит-гранодиорит-гранитная. Характерной особенностью Восточно-Алданской области ТМА является коньяк-сантонская вспышка щелочного вулканоплутонизма, проявившаяся в ККЮМП после длительного (около 30 млн лет) периода амагматизма.

Ключевые слова: возраст оруденения, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Кеткапско-Юнская магматическая провинция, Алданский щит.

ВВЕДЕНИЕ

На основе данных U/Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования в последние два десятилетия происходит активный пересмотр устоявшихся представлений о временных границах становления многих геологических объектов. К их числу принадлежат полиформационные магматогенные комплексы позднемезозойской Кеткапско-Юнской магматической провинции (ККЮМП) [23–28 и др.] и связанное с ними оруденение Учурского золотоносного района (он же – Кеткапская металлогеническая зона, по [6]) Алданской золотоносной металлогенической провинции (АЗМП) [28], проявленное на хр. Кет-Кап и сопредельных территориях восточного фланга Алданского щита (АЩ) и зоны его обрамления. Вопрос о возрасте золотого оруденения этого и других районов Алдана представляет несомненный интерес как в научном плане, так и в практике поисковых и разведочных работ.

Не менее интересна проблема одновременности проявлений магматизма позднемезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА) в пределах АЩ, ставшая особенно актуальной в последние годы по мере получения данных комплексного прецизионного изотопного датирования. Не решённой до конца остаётся и проблема связи золотого оруденения, проявлений пьезоэлектрического и камнесамоцветного сырья, редкоземельных и редкометалльных руд с тем или иным магматическим комплексом позднемезозойской ТМА Алдана. В свете отмеченных выше задач, цель работы видится в анализе и обобщении материала по возрасту и составу позднемезозойских магматических комплексов, проявленных на Алданском щите, возрасту сопутствующего им оруденения и закономерностям распространения полиформационных магматитов во времени и пространстве.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ, ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАГЕНИИ РАЙОНА

Основополагающие сведения о закономерностях размещения и условиях образования золотых руд и россыпей на территории Алданского щита, полученные ранее, приведены в трудах Ю.А. Билибина, Е.Т. Шаталова, В.Т. Матвиенко, И.С. Рожкова, А.И. Казаринова и др. Развиваемые ими представления в значительной мере были основаны на изучении золотого оруденения позднемезозойского возраста в связи с поисками и отработкой россыпей и коренных месторождений золота Центрально-Алданского района, при недостаточной изученности остальной площади АЗМП [33]. В последующие годы, в результате систематических поисковых, разведочных и научно-исследовательских работ, полученные ранее сведения

были в значительной мере подтверждены и детализированы, в том числе, по Учурскому золотоносному району в восточной части Алданского щита [4–6; статьи и монографии В.А. Буряка, Ю.И. Бакулина, Е.П. Емельяненко, В.Л. Кельмачёва, Е.В. Ялынычёва, Г.С. Мирзаханова, В.Ф. Полина с их соавторами, и др.; Материалы геолого-съёмочных работ (МГСР)]. Появились также новые данные по металлогении, связанные, прежде всего, с разновозрастным характером гипогенной минерализации. Так, в обзоре по металлогении АЗМП [38] выделено семь минерагенических эпох: раннеархейская, ранне-позднеархейская, раннепротерозойская, рифейская, юрско-раннемеловая, позднеюрско-меловая и четвертичная.

Учурский золотоносный район, расположенный в междуречье Учур-Мая (рис. 1), объединяет три крупных рудных узла: Кеткапский, Одолинский и Томптоканский [5] – и протягивается от западного фланга хр. Кет-Кап к востоку до хр. Кондёр и юго-востоку – до Томптоканского поднятия.

По представлениям [4, 17, 18, 23–28, 40 и др.], золоторудные объекты района тесно ассоциированы с позднемезозойскими субщелочными диоритоидами и гранитоидами, субщелочными шонкинитами, монцонитами, монцодиоритами, сиенитами и нордмаркитами, прорывающими терригенные и карбонатные породы рифейского и венд-кембрийского возраста и объединяемыми в Кеткапско-Юнскую магматическую провинцию (ККЮМП).

Кеткапско-Юнская магматическая провинция (рис. 2) является типовой для ТМА Алданского щита структурой, характеризующейся наличием серии полиформационных магматических комплексов, спорадически распределённых в ее пределах. В западном секторе (Улаханский массив) широко представлены щелочные породы, преимущественно вулканогенные (Бокурский вулканоплутон), находящиеся в тесной ассоциации с золотоносными субщелочными диоритоидами-гранитоидами и монцонитоидами-сиенитоидами. В центральной и восточной частях провинции (массивы Юнско-Даньский, Павел, Медведь, Камень, Безымянный (Белая), Дюсьмакитский, Букиндинский, Усмуно-Дарьинский, Облачный, Кондёр и др.), наряду со спорадически встречающимися щелочными плутонитами, широко проявлены гипабиссальные тела субщелочных гранитоидов (преобладают) и сиенитоидов, в том числе, золотоносных. Все многообразие магматических пород ККЮМП В.Ф. Полиным и коллегами [4, 23–28 и др.] подразделено на пять магматогенных комплексов: раннемеловой трахиандезит-диорит-гранодиоритовый субщелочной учурский, раннемеловой шонкинит-монцонит-сиенитовый кеткапский, раннемеловые тефрит-ще-

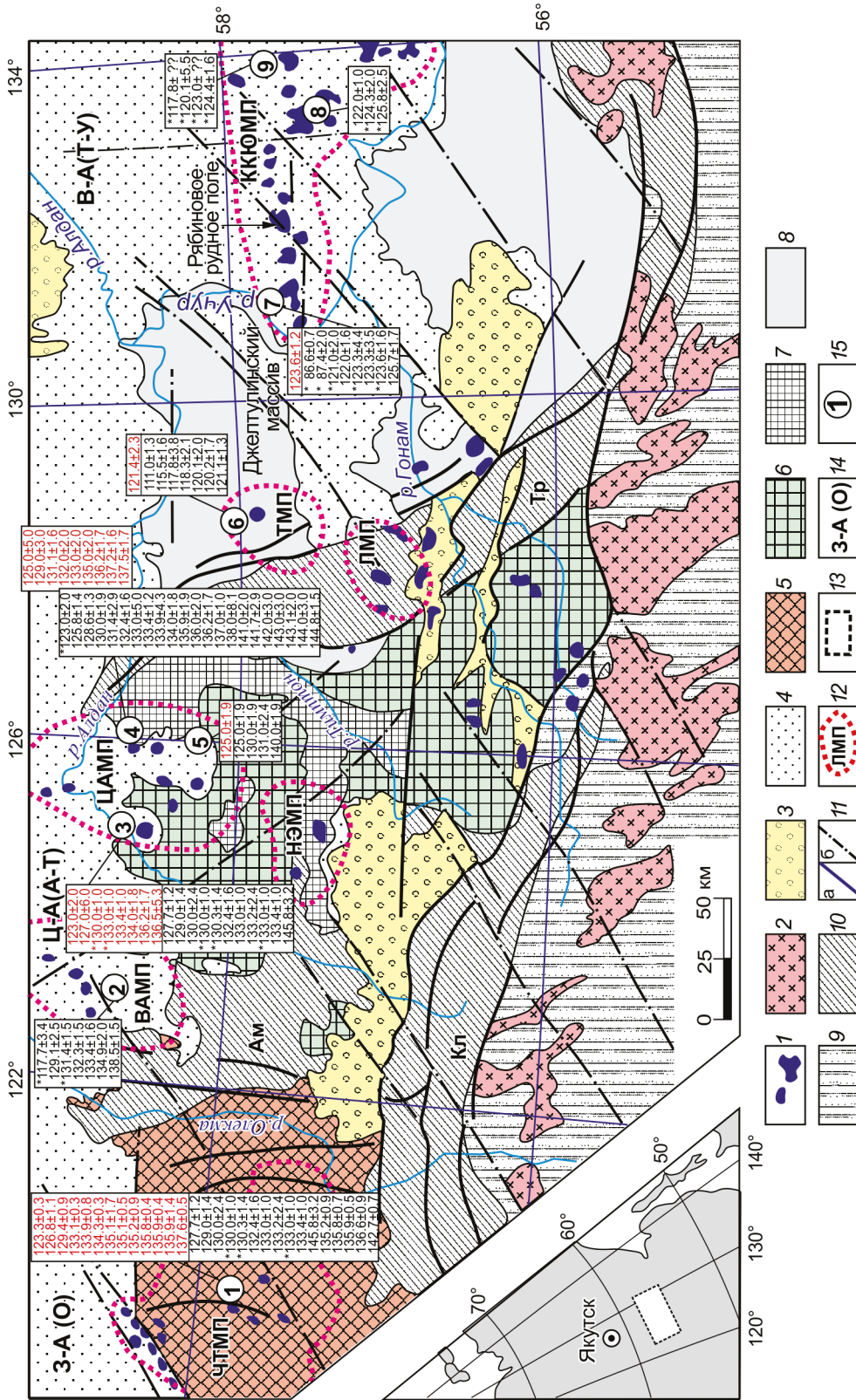


Рис. 1. Геолого-структурная схема Алданского щита, по [10, 39], с изменениями и дополнениями.

1 – позднемезозойские полиформационные интрузивы зон ТМА; 2 – позднемезозойские гранитоидные интрузивы Станового хребта; 3 – юрские терригенные отложения; 4 – рифейско-кембрийский платформенный чехол; 5–9 – докембрийские метаморфические комплексы (гнейсы); 5 – олекминский, 6 – иенгский, 7 – федоровская серия, 8 – тимтоно-желтулинский комплекс, 9 – зеревский и становой комплексы; 10 – зоны тектонического меланжа: Кл – Каларская, Ам – Амгинская, Гр – Тьркиндинская; 11 – разрывные нарушения: а – главные и б – второстепенные; 12 – магматические провинции позднемезозойской ТМА и их границы (с запада на восток): ЧТМП – Чара-Токкинская, ВАМП – Верхне-Амгинская, НЭМП – Нимыро-Эвотинская, ЦАМП – Центрально-Алданская, ЛМП – Ломамская, ТМП – Тьркиндинская, ККЮМП – Кеткапско-Юнская; 13 – границы изучаемого района АЩ на врезе; 14 – мегаблоки (супертеррейны): 3-А (О) – Западно-Алданский (Олекминский); Ц-А (А-Т) – Центрально-Алданский (Алдано-Тимтонский); В-А (Т-У) – Восточно-Алданский (Тимтоно-Учурский); 15 – кружки с цифрами указывают положение ключевых разрезов магматогенных пород, изученных авторами и предшественниками, цифры соответствуют номерам магматогенно-рудных систем в табл. 2. Цифровые колонки содержат величины изотопных определений возраста магматогенных и рудных образований АЩ: цифры со звездочкой – SHRIMP-определения, прочие – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки. Черным шрифтом (нижние части колонок) обозначены возрасты пород полиформационных магматических комплексов зон позднемезозойской ТМА Алданского щита, красным шрифтом, верхние части колонок – возрасты рудных метасоматитов и гидротермалитов (ссылки на источники приведены в таблице 2).

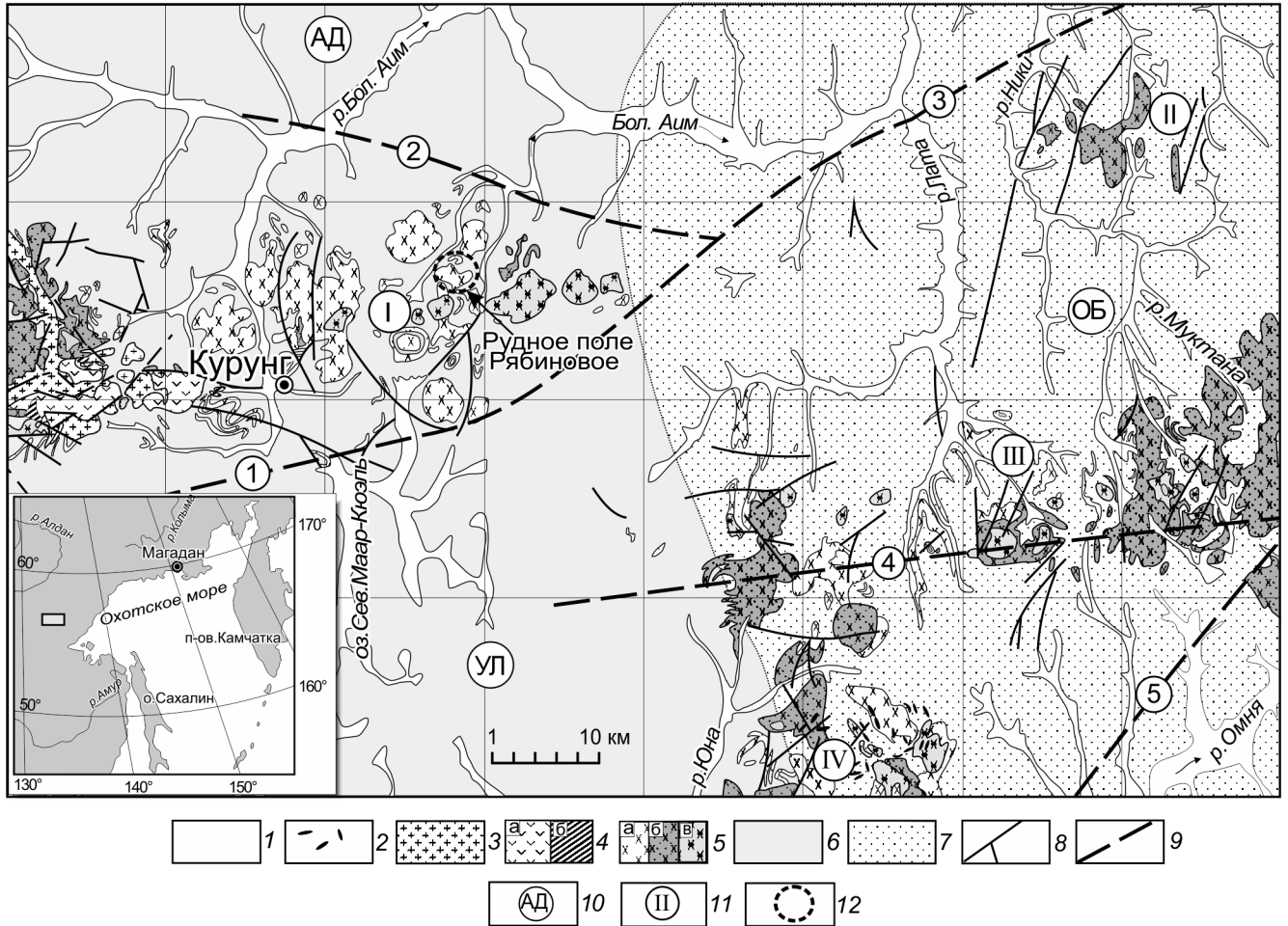


Рис. 2. Геолого-структурная схема ККЮМП и положение рудного поля «Рябиновое» (заимствовано из [27], с дополнениями и изменениями).

1 – четвертичные отложения; 2 – раннемеловой дарьинский гипабиссальный комплекс: дайки и маломощные силлы (вне масштаба); 3 – раннемеловой кеткапский вулканоплутонический комплекс; 4 – раннемеловой бокурский вулканогенный (а) и поздне меловой курунгский субинтрузивно-субвулканический (б) комплексы; 5 – раннемеловой учурский вулканоплутонический комплекс: а – первая, б – вторая, в – третья и четвертая нерасчлененные фазы; 6 – протерозойско-палеозойские образования платформенного чехла, преимущественно осадочные; 7 – палеопротерозойские метаморфогенные и магматогенные образования фундамента Сибирской платформы и примерная граница их выходов; 8 – важнейшие разрывные нарушения; 9 – разрывные нарушения фундамента, предполагаемые по геофизическим и косвенным геологическим данным: 1 – Южнокеткапский, 2 – Среднекеткапский, 3 – Кеткапский, 4 – Кондэро-Букиндинский, 5 – Учуро-Ингилийский; 10 – основные структурные элементы: АД – Алданский прогиб, УЛ – Улканский прогиб, ОБ – Омнинско-Батомгское поднятие; 11 – мезозойские магматогенные поднятия: I – Кеткапское, II – Одолинское, III – Юнско-Даньское, IV – Усмунно-Дарьинское; 12 – положение рудного поля Рябиновое (схематично, вне масштаба).

На врезке: географическое положение района работ (прямоугольник).

лочнотрахитовый бокурский и лейцитит-щелочно (фоидо)-сиенитовый дарьинский, поздне меловой фолит-фоидосиенитовый курунгский.

Своим формированием мезозойские изверженные породы ККЮМП и Алданского щита в целом обязаны двум крупным циклам тектоно-магматической активности, подразделяемым разными авторами на три, либо четыре–пять [4, 15, 23 и др.] фаз или этапов. Для Кеткапско-Юнской провинции нами [23] была предложена двуциклическая пятиэтапная схема, в

которую впоследствии, по получении нового материала, внесен ряд изменений.

В течение первого цикла магматизма ККЮМП, в позднем барреме, образована трахиандезит-трахидацитовая формация и произошло внедрение силлоподобных тел первой и второй фаз комагматичной ей формации субщелочных диоритов-гранодиоритов (первый и второй этапы магматизма). С учетом близости вещественного состава, а также структурного, временного и пространственного парагенезисов, эти фор-

магии объединены [23] в учурский (по другим авторам – облачный, ороchonский, кет-капский) комплекс.

Близко во времени со становлением субщелочного учурского комплекса в отдельных структурах ККЮМП фиксируется развитие щелочного вулкано-плутонизма бокурского и интрузивного щелочного магматизма дарьинского комплексов, представленных, соответственно, формациями тефритов – щелочных трахитов и лейцититов – «щелочных пироксенитов» – щелочных и фойдовых сиенитов. По прекращении вулканической активности на периферии Улаханского массива (Кет-Капское магматогенное поднятие) была образована калиевая субщелочная существенно плутоническая (с вулканитами в подчинении) ассоциация, выделенная в кеткапский комплекс. Незначительные по объемам проявления субщелочных калиевых пород гипабиссального генезиса известны также в ряде других магматогенных массивов (Юнско-Даньский, Усмуно-Дарьинский, Дюсьмакитский, Кондёр), где они образуют тесную ассоциацию со щелочными калиевыми породами дарьинского комплекса.

В ходе второго цикла, в раннем-среднем апте, на третьем и четвертом этапах мезозойского магматизма, завершилось становление формаций субщелочных диоритов-гранодиоритов (третья и четвертая фазы учурского комплекса) и монцонит (субщелочной шонкинит)-кварцевый сиенит-граносиенитовой (третья и четвертая фазы кеткапского комплекса).

Завершается позднемезозойская магматическая деятельность ККЮМП (третий цикл, недавно [28] выделенный; он же – пятый этап позднемезозойского магматизма) становлением серии позднемеловых даек и небольших гипабиссальных тел щелочных калиевых пород, принадлежащих курунгскому комплексу (массивы Улаханский и Кондёр).

Гранитоиды учурского комплекса классифицируются, с некоторой долей условности, как субщелочные диориты и субщелочные кварцевые диориты, субщелочные гранодиориты и умеренно-кремнекислые субщелочные граниты [4, 23–25]. Жильная фация представлена одинитами, спессартитами, трахиандезитами, диоритами, изредка – вогезитами, лейкогранитами и габброидами, в том числе, феррогаббро, близкими к косьвитам.

Породы кеткапского комплекса отнесены [4, 23, 26] к бесфельдшпатоидным (субщелочным) шонкинитам (минетте), сиенитам, монцонитам и кварцевым монцонитам, трахидацитам, кварцевым сиенитам и граносиенитам. К экзотическим в составе комплекса образованиям принадлежат пирокластические трахидациты-щелочношпатовые дациты и аляскиты, проявленные в дайково-жильной фации.

В состав вулканогенного бокурского комплекса входят щелочные вулканические породы ряда псевдолейцитовый тефрит – фонотефрит и щелочной трахит [4 и др.], представленные пирокластической, лавовой и дайковой фациями при резком преобладании первой. Вышеотмеченные породы в последовательности, близкой к антидромной, слагают три вулканогенные толщи, выполняющие Бокурскую и Улаханскую кальдерные просадки (Улаханский массив).

Породы дарьинского комплекса идентифицируются как «щелочные пироксениты», малиньиты, фойяиты и амфиболовые миаскиты, сынныриты, пуласкиты и лаурвикиты, тенсбергиты и нордмаркиты. Дайково-жильные образования представлены сельвсбергитами, псевдолейцитовыми и вишневитовыми сиенит-порфирами, тингуаитами и грорудитами, щелочными пегматитами [4, 21, 23 и др.]. Характерной минералогической особенностью является частое присутствие меланита в составе как плутонитов, так и субинтрузивных образований разной основности.

Курунгский (гипабиссальный) комплекс образован фонолитами, фойдовыми (нефелиновыми и канкринитовыми) сиенит-порфирами и фельдшпатоидными пегматитами [4, 28 и др.], проявленными в дайково-жильной фации и небольших гипабиссальных телах. Здесь также отмечается нередкое присутствие меланита как в акцессорной примеси, так и в качестве порообразующего минерала.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ МАГМАТИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ ККЮМП

Комплексные изотопно-геохронологические исследования последнего десятилетия [27, 28] позволили установить возраст разных типов полиформационного магматизма ККЮМП: золотоносных субщелочного диорит-гранодиорит-гранитного (учурский комплекс, продуктивный также на пьезоэлектрическое сырьё) и шонкинит-монцонит-сиенитового (кеткапский комплекс), а также РЗЭ-носного щелочного (дарьинский, бокурский и курунгский комплексы). Проявления магматизма попадают в сравнительно узкий временной интервал: поздний баррем–средний апт (126–118 млн лет) (исключая коньяк-сантонский курунгский комплекс). Данное обстоятельство позволяет относить проблему периодизации позднемезозойского магматизма провинции к отчасти (в первом приближении) решённым. При этом вопрос о надёжной датировке золотого оруденения в ККЮМП до сих пор остаётся открытым, в отличие от возрастов золотого оруденения и проявлений камнесамоцветной минерализации магматических провинций Западно- и Центрально-Алданской областей [1, 2, 10, 13, 16, 29–

32, 34, 35, 41, 42, 44, 45, 48–52] позднемезозойской ТМА Алдана (рис. 1).

Результаты масштабных геолого-съёмочных и поисковых работ [18], в которых в 1999–2001 гг. принимал участие один из авторов статьи, свидетельствуют, что геологический возраст золотого оруденения ККЮМП в подавляющем большинстве случаев отвечает середине–концу раннего мела. Доказывается это пространственной приуроченностью оруденения к измененным породам на контактах или в составе позднемеловых интрузий этапа позднемезозойской ТМА Алданского щита. Не столь очевидно представленные в ККЮМП палеозойский и протерозойский золоторудные этапы могут быть связаны с двумя типами оруденения: скарновым и золото-кварцевым, проявленными в архейско-протерозойских образованиях фундамента АЩ [18].

Следует подчеркнуть, что общая схема хронологии процессов магматизма и рудообразования изучена в провинции пока ещё не в той мере, которая позволяет корректно выявить их генетические связи и положение разных типов оруденения в многоэтапной истории формирования полиформационного магматизма ККЮМП. В то время как геологический возраст золотого оруденения в ККЮМП достаточно определено охарактеризован материалами геолого-съёмочных и поисковых работ на основе его пространственно-временных соотношений с различными типами магматогенных пород, инструментальных определений возраста руд изотопно-геохронологическими методами в провинции до настоящего времени не проводилось.

Проявления золотых руд ККЮМП, детально классифицированные по геологической приуроченности, морфологическим признакам и минералогии [18], представлены семнадцатью формационными типами, объединяемыми в четыре генетические группы: 1 – экзогенные (включают золотоносные коры выветривания и карст), 2 – осадочные, 3 – эндогенные (объединяют скарновые, гидротермальные и метасоматические золотоносные образования) и 4 – тектоногенные. Различаются они как закономерностями размещения, приуроченностью к определённым геологическим подразделениям, так и морфологией, минеральным составом и технологическими свойствами руд.

Возраст одного из указанных выше типов оруденения: биметасоматического «массивно-скарнового»* [18], связанного с зонами экоскарнов на контактах массивов субщелочных кварцевых диоритов третьей фазы учурского комплекса [23–25] и монцодиоритов

кеткапского [18, 26] с кембрийскими известняками и вендскими доломитовыми толщами (пестроцветная и юдомская свиты), косвенно определяется по сочетанию указанных геологических признаков [9, 18, 24, МГСР] с данными уран-свинцового (SHRIMP-II) датирования магматитов [27], согласно которым он попадает в интервал 124.4–120.1 млн лет. К определению возраста гидротермальных жильных образований подобный подход пока неприемлем из-за отсутствия данных прецизионных изотопных определений возраста соответствующих (рудоносных) магматических тел, вследствие чего потребовалось проведение прямых измерений изотопного возраста синрудного минерального парагенезиса.

ОБЪЕКТ, МЕТОД И МЕТОДИКА ИЗОТОПНОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ККЮМП

Для определения возраста гидротермального оруденения нами исследован образец золоторудной калишпат-кварцевой жилы с рудопроявления Виктория рудного поля (РП) Рябиновое ККЮМП (необходимо различать с месторождением «Рябиновое» в Центрально-Алданской магматической провинции). РП Рябиновое (рис. 2) располагается на восточном замыкании т.н. Кет-Капского «вала» – восточных флангах Буорского массива – и имеет округлую в плане форму с поперечником около 5 км. Рудное поле включает месторождение Рябиновое, рудопроявления Виктория и Фортуна со скарновым оруденением биметасоматического типа и ряд пунктов минерализации скарнового, золото-кварцевого и метасоматического сульфидного типов оруденения [18]. Высокопробное (98.6–99.9 мас. %) золото находится в самородном состоянии.

Рудопроявление Виктория (рис. 3), в пределах которого отобрана проба гидротермальной золотоносной жилы, локализовано в блоке ($\approx 200 \times 500$ м) скарнированных доломитов и известняков в экзоконтакте интрузии учурских субщелочных кварцевых диоритов (по терминологии [23–28]; согласно [6, 18], это – «монцодиориты кет-капского комплекса»). Золотоносные скарны представляют собой массивные среднекристаллические породы, сложенные эпидотом, клинопироксеном, титанистым андрадитом, шпинелью и магнетитом. Золотоносные кварцевые и калишпат-кварцевые жилы и прожилки, секущие как зоны скарнирования, так и неизменные кварцевые диориты, характеризуются незначительными протяжённостью (десятки метров) и мощностью (от первых см до 20–30 см). Вмещающие породы в зальбандах жил незначительно аргиллизированы и сульфидизированы [18].

*Наименование – условное, отражает преимущественно грубомассивно-изометричные формы тел скарнов.

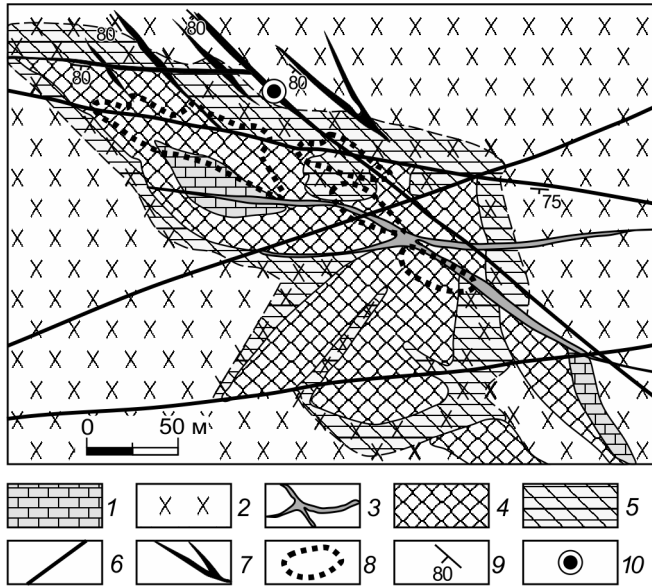


Рис. 3. Геологическая схема рудопроявления Виктория (по [6], с изменениями).

1 – доломиты (юдомская свита); 2 – субщелочные кварцевые диориты (учурский комплекс); 3 – дайки сиенитов (кеткапский комплекс); 4 – экзоскарны; 5 – эндоскарны; 6 – разломы; 7 – наиболее крупные золотоносные кварцевые и полевошпато-кварцевые жилы; 8 – золоторудные ореолы в скарнах; 9 – элементы залегания кварцевых жил и вмещающих их трещин; 10 – точка отбора пробы (её координаты (с.ш.; в.д.): 57°45'01"; 132°42'05").

Изотопное $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определение возраста методом ступенчатого прогрева выполнено в Центре коллективного пользования научным оборудованием многоэлементных и изотопных исследований ЦКП МИИ СО РАН для мономинеральной фракции калишпата из золотоносной калишпат-кварцевой жилы. Отбор пробы калишпата производился вручную под стереомикроскопом из фракции 0.3–0.1 мм измельченного образца. Облучение пробы было проведено в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа в научно-исследовательском Институте ядерной физики (г. Томск). Градиент нейтронного потока за период облучения не превышал 0.5 % в размере образца. В качестве монитора использован стандартный К/Аг образец: мусковит МСА-11 (ОСО № 129-88), подготовленный Всесоюзным научно-исследовательским институтом минерального сырья Министерства геологии СССР (ВИМС) в 1988 г. Для его калибровки в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора использовались международные стандартные образцы: мусковит Vern 4m и биотит LP-6 [47]. По результатам калибровки в качестве возраста мусковита МСА-11 было принято среднее значение, которое составило 311.0 ± 1.5 млн лет [43]. Величина полной постоянной распада ^{40}K , в соответствии с [53], принималась

равной $5.543 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$. Нагревание образцов происходило в кварцевом реакторе с помощью внешней резистивной печи. Контроль температуры осуществлялся посредством хромель-алюмелевой термопары. Точность регулировки температуры составляла ± 1 °С. Холостой опыт по определению ^{40}Ar (10 мин при 1200 °С) не превышал $5 \cdot 10^{-10}$ нсм 3 . Очистку выделяемого аргона, после вымораживания с помощью стеклянного аппендикса, погруженного в жидкий азот, производили с помощью ZrAl-SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы «Микромасс» (Англия). Для коррекции на изотопы ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{40}Ar , полученные при облучении Са, К, использованы следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 0.000891 \pm 0.000005$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 0.000446 \pm 0.000006$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K} = 0.089 \pm 0.001$. Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ на период измерений составило 298 ± 1 . Нагревание образца происходило в кварцевом реакторе с помощью внешней резистивной печи. Контроль температуры осуществлялся посредством хромель-алюмелевой термопары. Точность регулировки температуры составляла ± 1 °С.

В возрастном $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре калишпата (рис. 4, табл. 1) после 3 низкотемпературных ступеней с повышенными значениями возраста выделяется надёжное плато из 4 ступеней, характеризующееся значением 123.6 ± 1.2 млн лет (СКВО = 1.15), долей выделенного $^{39}\text{Ar} = 93.5$ %. Расчёт возрастного плато проводился с использованием программы Isoplot 4.15.

Учитывая малоглубинные условия формирования золоторудных скарнов и невысокие величины

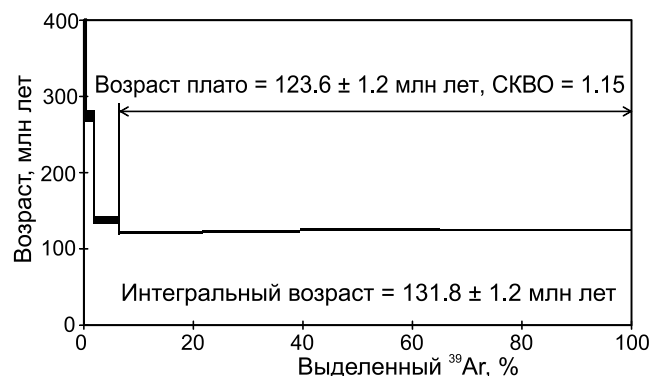


Рис. 4. Возрастной $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектр, полученный методом ступенчатого нагрева мономинеральной фракции калиевого полевого шпата из золотоносной полевошпато-кварцевой жилы рудопроявления Виктория рудного поля Рябиновое, ККЮМП. Проба: ПН17-42Р – полевошпат-кварцевая жила.

Таблица 1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ аналитические данные для пробы полевого шпата ПН17-42Р.

T °C	^{40}Ar (нсм ³)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет) $\pm 1\sigma$
Навеска = 111.21 мг, *J = 0.009737 \pm 0.000080								
500	26.4·e ⁻⁹	143.926 \pm 1.050	0.0819 \pm 0.0099	0.3228 \pm 0.1164	0.1779 \pm 0.0074	1.162	0.4	1148.0 \pm 22.0
600	16.4·e ⁻⁹	23.519 \pm 0.039	0.0180 \pm 0.0018	0.0804 \pm 0.0159	0.0225 \pm 0.0017	0.290	1.8	274.5 \pm 7.7
700	22.3·e ⁻⁹	9.602 \pm 0.010	0.0145 \pm 0.0006	0.2142 \pm 0.0082	0.0048 \pm 0.0010	0.771	6.5	138.2 \pm 4.9
800	58.8·e ⁻⁹	7.819 \pm 0.004	0.0144 \pm 0.0003	0.0394 \pm 0.0014	0.0023 \pm 0.0003	0.142	21.6	121.1 \pm 1.7
900	66.8·e ⁻⁹	7.558 \pm 0.004	0.0142 \pm 0.0001	0.0001 \pm 0.0001	0.0010 \pm 0.0003	0.000	39.5	123.3 \pm 1.8
1000	93.8·e ⁻⁹	7.441 \pm 0.004	0.0139 \pm 0.0001	0.0015 \pm 0.0006	0.0002 \pm 0.0002	0.006	64.9	125.1 \pm 1.6
1130	129.3·e ⁻⁹	7.440 \pm 0.003	0.0138 \pm 0.0001	0.0001 \pm 0.0001	0.0004 \pm 0.0001	0.000	100.0	124.3 \pm 1.2

Примечание. * – параметр, характеризующий интегральную интенсивность нейтронного потока. Время нагревания образца во всех опытах составляло 10 мин.

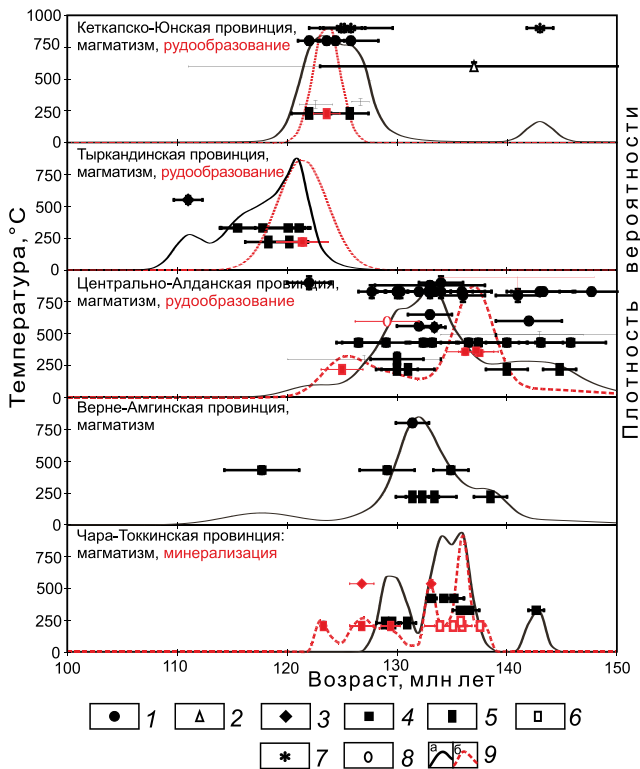


Рис. 5. Сводная термохронологическая диаграмма изотопных датировок для магматических пород, рудных и гидротермально-метасоматических образований этапа позднемезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита (по данным табл. 2, исключая калий-аргоновые датировки и возрасты минералов платины из россыпей).

Датировки приведены в координатах возраст – температура закрытия соответствующей изотопной системы; 1–8 – изотопные датировки: 1 – U/Pb мономинеральные (циркон, бадделлит); 2 – Sm/Nd изохронные (вал+минералы), 3–6 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ мономинеральные: 3 – по амфиболом, 4 – по слюдам, 5 – по полевым шпатам, 6 – по редким минералам чароититов (токкоит, тинаксит, франкаменит); 7 – $^{190}\text{Pt}/^{4}\text{He}$ – по минералам группы платины; 8 – Re/Os изохронные, по сульфидам; 9 – графики распределения плотностей вероятности возрастов: а – магматитов, б – рудных образований, метасоматитов и/или чароититов.

Раннемеловые «датировки» дунитов, щёлочно-земельных клинопироксенитов (кроме косьвитов) и платиновой минерализации массивов Кондёр (ККЮМП) и Инагли (ЦАМП), по [7, 8, 16, 19, 20, 30, 35, 37, 45, 48] – условные, поскольку отражают, согласно представлениям [8; 11–13, 19–21, 29, 41 и др.], к которым мы присоединяемся, время не их первичной кристаллизации, а протекания этапов посткристаллизационной активизации, т.е. возраст наложенных на позднерифейские породы и платиноидную минерализацию преобразований, связанных с позднемезозойским магматизмом ТМА. Цирконы из дунитов с неархейскими и палеопротерозойскими возрастами, по мнению [41 и др.]), которое мы поддерживаем, захвачены из коровых пород. Наиболее валидным представляется неопротерозойский (1000–950 Ma) возраст дунитов, определённый палеомагнитным методом (например, [11, 12]).

температур гомогенизации газовой-жидких включений золотоносных кварцевых жил (160–250 °C) [6], полученная по калишпату датировка является прямой оценкой возраста рудообразования. Она соответствует раннеаптскому времени формирования соответствующего вида оруденения в пределах рассматриваемого рудного поля.

Графическое сопоставление изотопных датировок золотого оруденения ККЮМП и ряда других магматических провинций позднемезозойской ТМА Алданского щита (рис. 5) с материалами по геохронологии магматизма проведено в координатах возраст–температура закрытия соответствующей изотопной системы. Учитывая, что формирование магматогенных (гипабиссальные плутониты, субвулканы и вулканы), золоторудных и метасоматических тел происходило в условиях субинтрузивной и субвулканической фаций глубинности, их охлаждение и, соответственно, закрытие изотопных систем должно было быть быстрым, в пределах ошибки изотопного датирования. Поэтому можно рассматривать изотопные

датировки в качестве оценки возраста формирования соответствующих минеральных парагенезисов пород.

Датировка синрудного калишпата из золотоносной жилы хорошо коррелируется с возрастным интервалом становления (124.4–120.1 млн лет; табл. 2) субщелочных кварцевых диоритов третьей (промышленно-золотоносной) фазы учурского комплекса [4, 23–25, 27], с которой, как правило, связано «массивно-скарновое» оруденение.

При этом возраст гидротермальной жильной минерализации (рис. 4) близок изохронному Pb-Pb возрасту (124.3 ± 2.0 млн лет), определённого по сфенам для совокупности субщелочных и щелочных пород ККЮМП, и совпадает с датировкой (123.6 ± 1.6 млн лет), полученной уран-свинцовым (SHRIMP-II) методом для монцодиорита третьей фазы кеткапского (монзонит(шонкинит)-монцодиорит-сиенитового) комплекса [27].

Однако наблюдаемый на рудопоявлении Виктория тесный пространственный парагенезис жильных рудных тел и массива субщелочных кварцевых диоритов учурского комплекса позволяет связывать здесь золотокварцевое оруденение всё-таки с учурским, а не с кеткапским комплексом. Значительно больший временной интервал характеризует полициклическую историю формирования щелочно-ультрасоснового массива Кондёр и связанных с ним различных этапов формирования минералов платиновой группы. На основании U/Pb (циркон, бадделейт), $^{190}\text{Pt}/^4\text{He}$ (минералы платиновой группы), помимо древних, более 1 млрд лет, выделяются кластеры датировок порядка 176, 147, 128, 115, 80 млн лет. Пока единого мнения о возрасте внедрения массива в верхние горизонты земной коры не достигнуто. Тем не менее, представляется важным заметить, что существенная часть датировок пород массива Кондёр (щелочные и среднеосновные щелочноземельные магматиты зоны обрамления дунитового ядра) согласуется с этапом мезозойской активизации, фиксируемым по магматитам учурского, кеткапского, дарьинского и курунгского комплексов.

Для Тыркандинской провинции имеется одна $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка по щелочным синрудным метасоматитам (рис. 5, табл. 2), согласующаяся с многочисленными датировками, полученными комплексом изотопных методов по магматическим породам Джелтулинского массива.

Для находящихся в центральной и западной частях Алданского щита Центрально-Алданской, Верхне-Амгинской, Чара-Токкинской магматических провинций большая часть изотопных датировок, полученных в основном U/Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методами, попадает в диапазон 148–127 млн лет, сдвинутый в сторону более древних значений относительно провинций

восточной части. При этом значения возраста золоторудной минерализации согласуются с возрастом магматических пород [44, 45, 48–52 и др.]. Исключение составляют несколько $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок минералов в пределах Малого Мурунского массива, что может быть связано с поздней гидротермальной активностью [50].

О РАЗНОВРЕМЕННОСТИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА И СВЯЗАННОГО С НИМ ОРУДЕНЕНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ЧАСТЯХ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Геохронологические сведения по магматизму и оруденению Чара-Токкинской, Верхне-Амгинской, Центрально-Алданской, Тыркандинской и Кеткапско-Юнской магматических провинций (табл. 2, рис. 1, рис. 5) отчётливо свидетельствуют о более позднем становлении последних двух относительно прочих позднемезозойских магматических провинций Алдана [7, 8, 11–14, 27, 28, 29–35, 41–46, 48–52]. Наблюдаемая в ТМП и ККЮМП субсинхронность проявлений позднемезозойского полиформационного магматизма объясняется принадлежностью той и другой к Восточно-Алданской зоне ТМА, значительно отстающей по времени начала проявлений позднемезозойского магматизма относительно Западно- и Центрально-Алданской зон (рис. 1). Причины этого явления авторы склонны видеть в существенных различиях тектонического строения Западно- и Центрально-Алданского супертеррейнов (СТ), с одной стороны, и Восточно-Алданского, с другой [5 и др.]. Восточная и южная части Алданского щита характеризуются широким развитием древних (~1800–2000 Ga [39]) надвиго-сдвиговых систем*, проявлениями которых на современном уровне среза являются Тыркандинская и Каларская зоны тектонического меланжа (рис. 1). В то же время, восток западной части (ВАМП) характеризуется меньшим их развитием (Амгинская зона тектонического меланжа), а центральная (ЦАМП) и крайняя западная (ЧТМП) части – полным отсутствием. Данное обстоятельство, на наш взгляд, могло оказать существенное влияние на условия подъёма колонн глубоководных магматических расплавов к поверхности.

Согласно предлагаемой в [4, 22] модели, магматизм позднемезозойской ТМА Алдана был обусловлен зарождением (в конце поздней юры – начале раннего мела) и последующим развитием (в раннем

*Надвиговые смещения в них преобладали только на ранней стадии формирования. На поздних этапах эволюции, вплоть до современного времени, более существенную роль играли сдвиговые смещения блоков, которые контролировали их развитие, в том числе и сейсмичность этого региона [39 и др.].

Таблица 2. Сопоставление данных изотопной периодизации позднемезозойских магматогенных комплексов Алданского щита и парагенного им оруденения.

**3-A (O)		ЗОНЫ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ТМА АЛДАНСКОГО ЩИТА							
		Ц-А (А-Г)		В-А (Т-У)					
***ЧТМП		Магматические провинции							
		ВАМП	ЦАМП	ТМП	ККЮМП				
		Магматогенно-рудные системы							
Мало-Мурунская	Верхне-Амгинская	Инаглинская	Элькон-Рябиновская	Былмахахская	Джелтулинская	Кеткарская	Усмуно-Дарьинская	Юнско-Даньская	Кондёрская
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	
Возраст рудных метасоматитов и гидротермалитов									
Msm: 126.8, [49] Hdt: 123.3; 129.4 [49]					Msm: 121.4 [32]	Hdt: 123.6 (эта статья)			Knd Pt: 115, 128, 129, 143 [19, 20]
Chr: 130.9; 126.8 [49]		Msm: 127 [31] Inag Pt: 127 [45]	Msm: 129 [36]; 129.1 [40]						Msm: 131; 134, 137 [37]
Chr: 133.9; 133.1 [49]		Msm: 133 [41]; 133; 133.4; 134.0; 136.5 [30, 31]; 136.2; 137.2; 137.5 [29, 47]	Msm: *132; *133.0 [44]						
Chr: 137.6; 135.9; 135.1; 135.9 [49]; Hdt: 135.8 [49]		Inag Pt: 141 [45];	Msm: 135.0 [36] 136.2; 137.2; 137.5 [29]						
Возраст пород магматогенных комплексов									
						Kur: *87.4; *86.6 [28]			
	Amg: *117.7 [31, 32]				Dzh: 111.0 [32]; 115.5 [34]	Kk: 114.1; 108, 1 [27]	Dar: 111.3 [28]	Uch: *117.8 [27]	
					Dzh: 117.8 [32]; 118.3 [34]	Kk: 118.7; 115.3 [27]		Uch: 118.4; 117.3 [27]	Uch: *130-110 [11]
Mur: 130.9; 129.6; 128.9; 128.5 [49]		«Inag»: *123.0 [30]	Elk: 125.8 [29, 47]; «Tob»: 127 [43];		Dzh: 120.2 [32]; 120.1 [34]	Kk: 120.6 [27]		Uch: *120.1 [27]	«Knd»: 120 [48]
Mur: 133.1; 134.3 [49]		Tob?: *127.7 [30] 128.2 [31]	Lbd: 128.6; 132.4 [29, 47] Ald: *133.0; *132.9; *132 [14, 43, 44]		Dzh: 121.1 [34]	Uch: *122.0 [27]; *121.0 [36]	Dar: 122.0 [28]	Uch: *123 [27]	«Knd»: 123 [35]

Таблица 2. (Окончание).

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
Mur: 135.2; 135.8 [49];	Amg: 132.3; *131.4 [51];	Lbd: 129; 130 [31] *130.3; *130.0 [14, 30]	Ald: *133.4; 133.9 [36]; 134 [29, 47]; *135.9 [14, 36]; Tob: *135.9; *136; *141 [44; 14] 137.4 [29, 47]	Tob? или Ald? : 131; 130 [2]	Dzh: 125 [13]	Krc: *123.6 [27]; *123.3 [36]; 124.2 [27] Voc: 125.7; 123.0 [28]	Dar: *124.3 [28] Kk: *125.8 [27]	Uch: *124.4 [27]; 125.7 [27] « Knd »: 125.8; 124.9; 125.2 [37]
MurV: 136.6 [49]	Amg: 133.4 [32]; 134.9 [51]	Ald: *133.0 [30] 133.2 [31]	Tob: 135.9; 136; 141 [43, 44] Ald: *142; *143 [44; 14] 143.1; 143.3 [40, 51]	Ald: 137.4; 140; 140 [2, 29, 31]	Dzh: 138 [13]			Uch: 137 [7]; « Knd »: *143; *176 [16]
	Amg: 138.5 [32]; 140 [31]		Ald: 144.8; 147.7; 151 [29, 43, 47]	Tom: 166 [2]				
		« Inag »: *1955 [8]; *2541 [41];						Knd: ***1000- 950 [11, 12]

Примечание. * – обозначение уран-свинцовых датировок. ** – мегаблоки (супертеррейны) Алданского щита, по [10, 33]: 3-A (O) – Западно-Алданский (Олёкминский), П-A (A-T) – Центрально-Алданский (Алдано-Тимптонский), B-A (T-Y) – Восточно-Алданский (Тимптоно-Учурский). *** – позднемезозойские магматические провинции (по [10, 23, 29], с изменениями): ЧТМП – Чара-Токтинская, ВАМП – Верхне-Амгинская, ЦАМП – Центральная-Алданская, НЭМП – Нимньюр-Эвотинская; ЛМП – Ломамская; ТМП – Тыркандинская, ККЮМП – Кеткапско-Юнская. **** – результаты палеомагнитных определений возраста.

Индексы рудосодержащих метасоматических и гидротермальных образований: **Hdt** – гидротермалиты; **Inag_Pt** – платиновая минерализация массива Инагли; **Knd_Pt** – платиновая минерализация массива Кондёр; **Mism** – метасоматиты; **Chr** – чарониты массива Малый Мурун (с франкаменитом, токситом и тинакситом). Магматогенные комплексы выделены в объёме вулканических свит (при их наличии), совместно с комагматическими им субвулканическими, гипабиссальными и интрузивными образованиями. Индексы магматогенных комплексов, их наименования и петрографический состав: **Ald** – алданский: малинит-шонкинит-щёлочносиенитовый (имеется в виду алданский комплекс, выделенный Е.П. Миронюком в 1966 г. при расчленении одноименного комплекса, описанного Ю.А. Билибиним, который включал всё многообразие мезозойских магматических пород ЦАМП); **Amg** – верхнеамгинский: мондонит(шонкинит)-сиенитовый, со щелочными? гранитами; **Voc** – бокурский: эпилейцитит-фонотефрит(шошонит)-тефрифонилит-щёлочнотрахитовый; **Dar** – дарьинский: ультраосновных и основных фойдолитов, фельшпатидных и щелочных сиенитов; **Dzh** – джелтулинский: пуласкит-лаурицит-трахитовый; **Ejk** – эльконский: щёлочносиенит-щёлочногранитный; **Inag** – инагинский: пироксенит-дунитовый; **Kk** – кеткапский: мондонит(субщелочной шонкинит)-мондиорит-сиенит-нордмаркитовый, с аляскитами и трахидитами; **Knd** – кондёрский: пироксенит-дунитовый; **Kur** (ККЮМП) – курунгский: фonoлитов-нефелиновых сиенитов-щелочных сиенитов-щелочных кварцевых сиенитов; **Kur** (ЦАМП) – курунгский: щелочных метасоматитов; **Lbd** – лебдинский: мондонит-сиенит-гранитовый; **Mur**, **MurV** – мурунский: щёлочных мафитов и щелочных пикробазальтоидов (**MurV** – вулканическая фаза), щелочных и кальсильитовых сиенитов, со щелочными гранитами; **Tob** (Рябининский массив) – тобукский: щелочных пикробазальтоидов; **Tob** (Вильмаховский массив) – тобукский: вогезит-минтеитовый; **Tom** – томмотский: лейцитит-фонилит-щёлочнотрахитовый; **Uch** – учурский: субщелочных диоритов-гранодиоритов-гранитов, с феррогаббро, косыгитами и одингитами, вогезитами и спессаргитами. Закавычены наименования тех магматических комплексов, датировки пород которых, приводимые в таблице, представляются малодоверенными.

Цифры после индексов магматогенных комплексов – изотопный возраст магматитов, млн лет; полужирным шрифтом выделены значения U/Pb (со звёздочкой), ⁴⁰Ar/³⁹Ar, ¹⁹⁹Tl/⁴He и изохронных (Rb-Sr, Rb-Pb, Sm-Nd, Re-Os) датировок. Прочие значения – калий-аргоновые датировки по **мономинеральным фракциям** (F-sp, Amf, Vi), архивные и опубликованные. Прочерк означает, что подразделение не известно или по ним нет данных. В квадратных скобках – ссылка на литературный источник. Цифры в круглых скобках в подзаголовке – номер ключевого разреза магматогенных пород на рис. 1.

мелу) обстановки трансформной окраины (скольжения литосферных плит), обычно сопровождаемой присдвиговым рифтингом и связанным с последним мантийным магмообразованием. Обстановка скольжения плит, по данной модели, была инициирована вращением (против часовой стрелки) Сибирского континента в позднеюрско-раннемеловое время. Исходя из результатов комплексной изотопной геохронологии (табл. 2, рис. 1, рис. 5), казалось бы, можно предположить, что мантийные очаги щелочно-базитовых магм вначале возникли лишь в западной и центральной частях Алданского щита. В этом случае в барреме, спустя 15–20 млн лет, исходя из геологической ситуации и имеющихся данных по возрасту магматитов, должна была произойти скачкообразная миграция зон магмообразования с запада на восток щита, в пределы Восточно-Алданского супертеррейна. Однако подобный «скачок» невозможно объяснить с позиций ни одного из существующих представлений о причинах позднемезозойской ТМА АЩ [3, 4, 22, 50 и др.]. С целью устранения этого несоответствия мы предлагаем иную трактовку геохронологических данных, предполагая, что очаги мантийных магм возникли в пределах всего Алданского щита субсинхронно: на границе юры и раннего мела. Однако подъём щелочно-базитовых расплавов к поверхности в разных зонах ТМА происходил, вероятно, за разное время, в зависимости от тектонического строения той или иной области щита. В соответствии с предлагаемой гипотезой, одновременность проявлений позднемезозойского магматизма на АЩ объясняется существованием в Западно- и Центральном-Алданском супертеррейнах проницаемых древних разломных зон, не перекрытых древними же надвигами. По этим зонам образовавшиеся на первоначальном этапе ТМА мантийные щелочно-базитовые магмы почти без задержек (исключая Верхне-Амгинскую провинцию, магматизм которой «запоздал» на 6–7 млн лет) поднимались в верхние этажи земной коры. Этим обусловлено более раннее и при том высокообъемное проявление лейцитит-щелочно(фоидо)сиенитовой ассоциации на Западном и Центральном Алдане относительно Восточного Алдана. В Восточно-Алданском СТ (также, но в меньшей мере, в ВАМП Западно-Алданского СТ) быстрому подъему мантийных расплавов к поверхности препятствовало широкое распространение здесь древних надвиговых структур, полностью или частично перекрывших системы сквозькоровых магмоподводящих разломов. Следствием проявления древних надвигов, их выражением на поверхности, подтверждающим выдвинутую гипотезу, на востоке щита является Тыркандинская зона тектонического меланжа, разграничивающая Центральном-Алданский

и Восточно-Алданский СТ; в западной части АЩ, в ВАМП, это – Амгинская зона тектонического меланжа (рис. 1), разделяющая Западно-Алданский и Центральном-Алданский супертеррейны [31, 32, 34 и др.], менее масштабная, чем Тыркандинская. Именно меньшими масштабами Амгинской системы надвигов авторы склонны объяснять вдвое меньшее отставание, относительно ТМП и ККЮМП, начала проявлений позднемезозойского магматизма в ВАМП. О влиянии Каларской надвиго-сдвиговой системы на проявления позднемезозойского магматизма судить пока не представляется возможным ввиду отсутствия надежных геохронологических данных по позднемезозойскому магматизму южных частей АЩ.

По предлагаемой гипотезе, задержка очагов мантийных магм в пределах земной коры в ТМП и ККЮМП способствовала формированию, посредством процессов синтексиса и паратексиса (по Н.Л. и Г.Л. Добрецовым), разноуровневых внутрикоровых очагов как гибридных монзонит-сиенитовых (проявленных близ контактов с колоннами мантийных щелочно-базитовых магм [26]), так и коровых субщелочных диоритоидно-гранитоидных расплавов (на определенном удалении от упомянутых контактов [25]).

Можно предположить, основываясь на данных геологии и геохронологии (табл. 2, рис. 1, 2, 5), что в барреме на всей территории щита имела место активизация шоковых сдвиговых движений и формирование новых (с вероятным подновлением старых) зон присдвигового растяжения*, по которым происходил активный подъём к поверхности субщелочных, существенно коровых расплавов. В это же время в Восточно-Алданском супертеррейне получили доступ в верхние этажи коры и на поверхность также и глубинные лейцитит-щелочно(фоидо)-сиенитовые магмы и их фонотефрит-щелочнотрахитовые производные, хотя и в меньших объемах [23–28, МГСР], чем в ЧТМП и ЦАМП.

Предложенная модель удовлетворительно объясняет вдвое меньшую (около 15 млн лет по сравнению с почти 30 млн лет в З-А и Ц-А супертеррейнах: рис. 1, рис. 5) длительность позднемезозойского магматизма в Восточно-Алданском супертеррейне и преобладающее развитие здесь субщелочных коровых и мантийно-коровых пород относительно типично мантийных производных. При этом по характеру соотношений магматических формаций в масштабах Алдан-

*Примерами подобных сдвиговых структур, с оперяющими их присдвиговыми зонами растяжения, «залеченными» магматическими телами, в ККЮМП можно считать Южно-Кет-Капскую, Кондэро-Букиндинскую, Учуро-Ингилийскую системы разломов (рис. 2).

ского щита наблюдается выраженная пространственная латеральная зональность: в западном его сегменте (Западно-Алданский супертеррейн; рис. 1) преобладает лейцитит-щёлочно(фоидо)-сиенитовая, в центральной части (Центрально-Алданский СТ) она дополняется монцонит(шонкинит)-сиенитовой и, в меньшей мере, субщелочной диорит-гранодиорит-гранитной формациями. На востоке щита (Восточно-Алданский СТ) имеют место противоположные по сравнению с западом АЩ соотношения в распределении типов магматитов: здесь уже превалирует формация субщелочных диоритоидов-гранитоидов при второстепенных ролях щелочной и монцонит-сиенитовой формаций [2, 17, 21, 24, 25, 50–52 и др.]. Наблюдаемая картина, очевидно, свидетельствует о резком, при переходе границы Центрально-Алданского и Восточно-Алданского супертеррейнов, и прогрессирующем к востоку вовлечении в плавление всё больших масс корового вещества и массовом появлении, наряду с мантийными, средне- и малоглубинных коровых зон магногенерации [4, 25, 26 и др.].

Отличительной особенностью ККЮМП является существование длительного, около 30 млн лет (~118–87 Ма л.н.), периода амагматизма между становлением щелочных вулканитов и гипабиссальных плутонитов бокурского и дарьинского комплексов, с одной стороны, и щелочных субвулканитов и субинтрузивных магматитов курунгского комплекса, с другой [27, 28]. Проявления позднемелового (коньяк-сантон, 87–86 Ма) субинтрузивного щелочного магматизма, наблюдаемые в ККЮМП, являются едва ли не единственными в составе зон ТМА Алданского щита. Помимо массивов Кондёр и Улаханский, принадлежащих ККЮМП, для территории АЩ имеется пока одно лишь указание, ещё не нашедшее должного объяснения [51], на наличие (совместно с раннемеловыми) цирконов кампанского (83–76 Ма) возраста в сиенитах массива Рябиновый ЦАМП. Учитывая этот факт, видимо, всё же нельзя исключать возможность обнаружения в дальнейшем проявлений позднемелового щелочного вулканоплутонизма и в других частях АЩ.

ВОПРОСЫ ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ЗОЛОТОНОСНОГО МАГМАТИЗМА АЩ

Обращаясь к проблеме формационной принадлежности золотоносного позднемезозойского магматизма Алданского щита, подчеркнём, что ряд исследователей оруденения и магматизма Западно- и Центрально-Алданской областей позднемезозойской ТМА постулируют генетическую связь золотого оруденения и щелочного магматизма [29–31, 44, 45, 51, 52]. Однако вопрос этот требует в каждом случае спе-

циального рассмотрения, поскольку к разряду щелочных пород, помимо действительно таковых, авторы указанных работ относят и типичные субщелочные образования: субщелочные шонкиниты («минетты»), монцониты, монцодиориты, щелочноземельные сиениты и граносиениты, субщелочные диоритоиды и гранитоиды.

Что касается ККЮМП и ТМП, то в их пределах геологические факты указывают на тесное пространственное и структурное сонахождение рудных образований и магматогенных массивов субщелочных пород [18, 32, 34; МГСР]. Справедливости ради нельзя не отметить, что существует всё же и представление [18] о возможной связи с дайками щелочных сиенитов дарьинского комплекса, в пределах Усмуно-Дарьинского массива ККЮМП, оруденения малопродуктивного метасоматического сульфидного типа. Однако, поскольку оруденение здесь имеет отчётливо наложенный на породы даек характер, вопрос о его источнике остаётся открытым.

Как показано [18 и др.], основные объёмы золотого оруденения ККЮМП связаны с телами «массивных скарнов», приуроченными к экзоконтактам массивов учурских субщелочных кварцевых диоритов (третья фаза комплекса, по [23, 25]) и, реже, кеткапских монцонитов-монцодиоритов (также третья фаза, по [23, 26]) с вендскими доломитами и кембрийскими известняками. По представлениям [24], повышенная рудогенерирующая способность диоритов третьей фазы учурского комплекса удовлетворяет предположению о появлении в малоглубинной магматической камере отражённой кислотной волны, образованной в результате взаимодействия субщелочного среднеосновного расплава с карбонатными породами «рамы». Кислотная волна способствовала усилению миграционных способностей золота и последующему его осаждению на геохимическом барьере, роль которого играли контактовые биметасоматиты (скарны). Подобное суждение, очевидно, применимо и к магматическим очагам кеткапского комплекса, который, как показано [26], можно считать петрологическим аналогом учурского, но более щелочным (калиевым) за счёт дополнительного привноса глубинными флюидами калия и связанных с ним микроэлементов, обусловленного сопряжённостью коровых магматических камер кеткапского комплекса с колоннами мантийных щёлко-базитовых магм.

Резюмируя, подчеркнём, что в ККЮМП тесный структурно-пространственный парагенезис магматитов и руд [18, 23–26, 33 и др.; МГСР] однозначно указывает на связь основных объёмов золотого оруденения не со щелочным, а с раннемеловым субщелочным магматизмом: диорит-гранодиорит-гранитного учур-

ского и, в меньшей мере, шонкинит (субщелочной), монцонит-монцодиорит-сиенитового кеткапского комплексов (в терминологии [23–26]), что находится в согласии с геохимическими тенденциями поведения золота. Исходя из этого, по аналогии, осмеливаемся предположить, что и в прочих магматических провинциях позднемезозойской ТМА Алданского щита большинство золоторудных объектов связано с проявлениями раннемелового субщелочного, а не щелочного магматизма.

По результатам настоящей работы пространственно-временная и вытекающая из неё вероятная генетическая связь золотого оруденения гидротермального типа с субщелочными магматическими породами получила подтверждение и данными $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования, вкуче с геологическими взаимоотношениями пород, околорудных образований и руд.

ВЫВОДЫ

Первые сведения по изотопному $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасту золотого гидротермального прожилково- жильного оруденения позднемезозойской Кеткапско-Юнской магматической провинции (ККЮМП) Алданского щита подтверждают установленную геологическими наблюдениями ассоциированность этого типа оруденения с раннемеловым субщелочным магматизмом. Сочетанием геологических признаков с данными U-Pb (SHRIMP-II SIMS) датирования магматитов косвенно определён возраст продуктивного биметасоматического «массивно-скарнового» типа оруденения, также связанного с субщелочными (диоритоидно-гранитоидными) магматогенными образованиями провинции. Сделано предположение о возможной связи большинства (если не всех) золоторудных объектов Алданского щита с проявлениями раннемелового субщелочного магматизма.

Изотопные датировки магматитов и золотого оруденения ККЮМП, как и ряда других позднемезозойских магматических провинций Алданского щита, показывают согласованность возрастов рудоносных магматитов и сопутствующих им золоторудных образований. Относительное, против провинций ТМА Западного и Центрального Алдана, запаздывание во времени проявлений позднемезозойского магматизма Восточного Алдана и связанных с ним золотого и иных видов оруденения, равно как и различия в соотношениях объёмов разноформационных типов магматических образований в разных провинциях, объясняются особенностями тектонического строения и вытекающей из них спецификой развития магматизма в разных частях Алданского щита в период

его позднемезозойской тектоно-магматической активизации.

Выделены две крупные области позднемезозойской ТМА АШ, различающиеся как по времени начала полиформационного магматизма и сопутствующих ему разнотипного оруденения, камнесамоцветной и пьезокварцевой минерализации, так и по преобладающему формационному типу магматитов: Западно-Центрально-Алданская, с одной стороны, и Восточно-Алданская, с другой, разделённые Тыркандинской зоной тектонического меланжа. Для первой характерно длительное развитие магматической деятельности в период с берриаса по ранний альб (около 30 млн лет) и преобладание лейцитит-щёлочного(фоидо-)сиенитовой формации. Для второй – проявления магматизма занимают вдвое меньший промежуток времени (поздний баррем–ранний альб, около 15 млн лет) и показательно преобладание пород формации субщелочных диоритов-гранодиоритов-гранитов. Время завершения позднемезозойского магматизма в отмеченных областях близко, почти совпадает. «Набор» магматогенных формаций в них также одинаков: лейцитит-щёлочного(фоидо-)сиенитовая со щелочными гранитами, монцонит(шонкинит)-сиенитовая и субщелочная диорит-гранодиорит-гранитная. Характерной особенностью Восточно-Алданской области ТМА является коньяк-сантонская вспышка щелочного вулканоплутонизма, проявившаяся в ККЮМП после длительного (около 30 млн лет) периода амагматизма.

Источники финансирования. Исследования выполнены в рамках государственных заданий Дальневосточного геологического института ДВО РАН, Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Территориального фонда геологической информации по ДВФО.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю признательность А.И. Ханчуку, В.В. Иванову, С.О. Максиму и анонимным рецензентам за конструктивные замечания при обсуждении и рецензировании рукописи; Л.С. Цуриковой – за помощь в техническом оформлении статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимова Г.С., Зайцев А.И., Соколов Е.П. Rb-Sr изотопная систематика пород Верхне-Амгинской площади (Ю. Якутия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Материалы VI Всерос. науч.-практ. конф., г. Якутск, 06–08 апреля 2016 г. Якутск: СВФУ, 2016. С. 19–23.
2. Васюкова Е.А., Пономарчук А.В., Дорошкевич А.Г. Петролого-геохимическая характеристика и возраст пород Ыльмахского массива (Алданский щит, Южная Якутия) // Геология и геофизика, 2020. Т. 61, №. 4. С. 489–507.
3. Ветлужских В.Г. Геотектоника и металлогения эпохи ме-

- зозойской тектоно-магматической активизации Алдано-Станового щита // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона: Материалы Всерос. науч. конф. 27–30 сентября 2011 г., г. Якутск. Якутск: СВФУ, 2011. Т. 1. С. 12–17. ISBN 978-5-7513-1491.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 573–981, [10 с.] + 5 п. л. цв. вкл. ISBN 5-8044-0634-5.
 5. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с. ISBN 978-5-8044-1139-9.
 6. Горошко М.В., Гурьянов В.А., Бердников Н.В., Кириллов В.Е. Золотоносность вулканоплутонических зон юго-востока Сибирской платформы и физико-химические условия образования месторождений // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 6. С. 3–22.
 7. Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Малич К.Н., Лепихина Г.А. Sm-Nd и Rb-Sr (ID TIMS)-датирование апатит-флогопитовых клинопироксенитов в дунитовом «ядре» Кондёрского массива на Алданском щите: новые данные // Докл. АН. 2012. Т. 445, № 5. С. 564–569.
 8. Ибрагимова Э.К., Радьков А.В., Молчанов А.В. и др. Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования цирконов из дунитов массива Инагли (Алданский щит) и проблема генезиса концентрически-зональных комплексов // Регион. геология и металлогения. 2015. № 62. С. 64–78.
 9. Иванов В.В., Мирзаханов Г.С., Колесова Л.Г. Новое по металлогении золота и платиноидов Кет-Капской металлогенической зоны (юго-восток Алданского щита) // Золото Сибири: геология, геохимия, технология, экономика: Материалы IV Междунар. симпози. (5–7 декабря 2006 г., г. Красноярск). Красноярск: КНИИГиМС, 2006. С. 66–67.
 10. Казанский В.И., Максимов Е.П. Геологическая позиция и история формирования Эльконского урановорудного района (Алданский щит, Россия) // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42, № 4. С. 212–230.
 11. Каретников А.С. О возрасте клинопироксенитов и косыитов массива Кондёр (по палеомагнитным характеристикам) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 5. С. 588–599.
 12. Каретников А.С. Возраст и генезис платиновой минерализации массива Кондёр: палеомагнитные и радиоизотопные данные // Литосфера. 2006. № 3. С. 96–107.
 13. Кравченко А.В., Иванов А.И., Прокопьев И.Р., Зайцев А.И., Бикбаева Е.Е. Особенности состава и возраст формирования мезозойских интрузий Тыркандинского рудного района Алдано-Станового щита // Отеч. геология. 2014. № 5. С. 43–52.
 14. Кукушкин К.А., Молчанов А.В., Радьков В.В. и др. О расчленении мезозойских интрузивных пород Центрально-Алданского района (Южная Якутия) // Регион. геология и металлогения. 2015. Т. 64. С. 48–58.
 15. Максимов Е.П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 4. С. 16–32.
 16. Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. О возрасте дунитов Кондёрского массива (Алданская провинция, Россия): первые U-Pb-изотопные данные // Докл. АН. 2012. Т. 446, № 3. С. 308–312.
 17. Моисеенко В.Г. Золоторудные месторождения Востока России / В.Г. Моисеенко, Л.В. Эйриш. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
 18. Морин А.О., Матвеев А.В., Стефаненко А.А. и др. Отчет по поисковым и поисково-оценочным работам на рудное золото в междуречье Бол. Аим - Омня - Маймакан - Учур в 1997–2002 гг.; в 5 т. (8 книгах) и 6 папках / Под ред. А.О. Морины. Хабаровск: Геологоразведочная экспедиция ЗАО «Артель старателей «Амур», 2002. Т. 1. 299 с. www.tfidvfo.ru
 19. Мочалов А.Г., Якубович О.В., Бортников Н.С. ¹⁹⁰Pt-⁴He-возраст платинометалльных рудопоявлений щелочно-ультраосновного массива Кондёр (Хабаровский край, Россия) // Докл. АН, 2016. Т. 469, № 5. С. 602–606.
 20. Мочалов А.Г., Якубович О.В., Стюарт Ф.М., Бортников Н.С. Новые свидетельства полицикличности платинометалльных россыпеобразующих формаций щелочно-ультраосновного массива Кондёр: результаты ¹⁹⁰Pt-⁴He-датирования // Докл. АН: Науки о Земле, 2021. Т. 498. С. 23–30.
 21. Некрасов И.Я. Петрология и платиноносность колчедановых щелочно-ультраосновных комплексов / И.Я. Некрасов, А.М. Ленников, Р.А. Октябрьский и др. М.: Наука, 1994. 381 с. ISBN 5-02-002406-6.
 22. Парфёнов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
 23. Полин В.Ф., Петраченко Е.Д. Эволюция мезозойского магматизма и формационная принадлежность магматических комплексов Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. В 3 т. Т. 1. Региональная геология, петрология и геофизика: Материалы XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО «Региональная науч.-практ. конф., посвященная 100-летию со дня рождения Ю.А. Билибина», г. Магадан. 16–18 мая 2001 г. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 185–191.
 24. Полин В.Ф., Цурикова Л.С. Некоторые петролого-геохимические критерии тектонических условий формирования золотоносного учурского комплекса Кеткапско-Юнской магматической провинции Алдана // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. В 3 т. Т. 1. Региональная геология, петрология и геофизика: Материалы XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО «Региональная науч.-практ. конф., посвященная 100-летию со дня рождения Ю.А. Билибина», г. Магадан, 16–18 мая 2001 г. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 191–192.
 25. Полин В.Ф., Ханчук А.И., Дриль С.И. и др. Петрогенезис золотоносных диоритоидов Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // Докл. АН. 2006. Т. 409, № 2. С. 241–247.
 26. Полин В.Ф., Сахно В.Г., Сандимирова Г.П., Цурикова Л.С. Петрология мезозойского монзонит-сиенитового магматизма Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // Докл. АН. 2008. Т. 418, № 1. С. 74–80.
 27. Полин В.Ф., Мицук В.В., Ханчук А.И. и др. Геохронологические рубежи субщелочного магматизма Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // Докл. АН. 2012. Т. 442, № 1. С. 83–89.
 28. Полин В.Ф., Глебовицкий В.А., Мицук В.В. и др. Двухэтапность становления щелочной вулканоплутонической формации в Кеткапско-Юнской магматической провинции Ал-

- данского щита: новые данные изотопной периодизации // Докл. АН. 2014. Т. 459, № 1. С. 67–72.
29. Пономарчук А.В., Борисенко А.С., Травин А.В. Золоторудные месторождения Алданского щита: новые изотопные данные // Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах: Материалы Всерос. конф. (с международным участием) г. Апатиты, 8–12 июля 2013 г. / Ред. Ф.П. Митрофанов, Т.Б. Баянова. Апатиты: Изд-во К & М, 2013. С. 131–133.
 30. Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Борисенко А.С. Ag/Ag и U-Pb геохронология массива Инагли // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещ. Вып. 14. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 228–229.
 31. Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г. и др. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст щелочных пород Верхнеамгинского массива (Алданский щит, Южная Якутия) // Изв. Томск. политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330, № 3. С. 28–39. DOI 10.18799/24131830/2019/3/161
 33. Попов Н.В., Шапорина М.Н., Амузинский В.А. и др. Металлогения золота Алданской провинции // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 5. С. 716–728.
 32. Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г. и др. Геохронология мезозойского щелочного магматизма для Тыркандинской и Амгинской тектонических зон (Алданский щит): новые U-Pb и Ar-Ar данные // Геосферные исследования. 2020. № 4. С. 6–24.
 34. Прокопьев И.Р., Кравченко А.А., Иванов А.И. и др. Геохронология и рудная минерализация Джелтулинского щелочного массива (Алданский щит, Южная Якутия) // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, № 1. С. 37–50. DOI: 10.30911/0207-4028-2018-37-1-37-50
 35. Пушкарев Ю.Д., Костянов А.И., Орлова М.П., Богомолов Е.С. Особенности Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb, Re-Os и K-Ar изотопных систем в Кондёрском массиве: мантийный субстрат, обогащённый платиноидами // Регион. геология и металлогения. 2002. № 16. С. 80–91.
 36. Радьков А.В., Молчанов А.В., Беленко Е.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-52 Томмот: Объясн. зап. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2016. 281 с.
 37. Ронкин Ю.Л., Ефимов А.А., Лепихина Г.А., Родионов Н.В., Маслов А.В. U-Pb датирование системы «бадделейт – циркон» платиноносного дунита Кондёрского массива (Алданский щит): новые данные // Докл. АН. 2013. Т. 450, № 5. С. 579–585.
 38. Рямов С.А. Отчёт по теме № 354 «Составление минералогической карты Хабаровского края. 1:500 000» за 1990–2000 гг. / Отв. исп. М.В. Мартынюк / Ч. II, кн. 9: Объясн. зап. к Минералогической карте Хабаровского края. 1:500 000. Лист № 9 – О-52-Г; О-53-В. Хабаровск: ДВТГО, 1997. 82 с. www.tfidvfo.ru
 39. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: Наука / Интерпериодика. 2001. С. 81–104.
 40. Сушкин Л.Б. К характеристике рудоносности центральной части хребта Кет-Кап (Хабаровский край) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 3. С. 115–121.
 41. Терехов А.В. Рудоносность гидротермально-метасоматических образований Эльконского золото-ураново-рудного узла (Южная Якутия): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2012. 24 с.
 42. Тимашков А.Н., Бережная Н.Г., Лепёхина Е.Н. и др. О времени образования Инаглинского массива (Центрально-Алданский район) // Регион. геология и металлогения. 2017. № 72. С. 42–49.
 43. Травин А.В. Термохронология субдукционно-коллизийных, коллизийных событий Центральной Азии: Автореф. дис. ... д-ра. геол.-минер. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2016. 320 с.
 44. Шатов В.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В. и др. Петрография, геохимия и изотопное (U-Pb и Rb-Sr) датирование щелочных магматических пород Рябинового массива (Южная Якутия) // Регион. геология и металлогения. 2012. № 51. С. 62–78.
 45. Шатова Н.В., Скублов С.Г., Мельник А.Е., и др. Геохронология щелочных магматических пород и метасоматитов Рябинового массива (Южная Якутия) на основе изотопно-геохимического (U-Pb, REE) исследования циркона // Регион. геология и металлогения. 2017. № 69. С. 33–48.
 46. Якубович О.В. Новый метод изотопной геохронологии для датирования минералов платины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2013. 19 с.
 47. Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // Chem. Geol. 1996. V. 129. P. 307–324.
 48. Borisenko A.S., Gas'kov I.S., Dashkevich E.G. et al. Geochronology of magmatic processes and ore-formation in Central Aldan gold-ore region // Large igneous provinces of Asia: Mantle plumes and metallogeny / (Abstr. vol.). Irkutsk: Petrographika, 2011. P. 38–39.
 49. Cabri L.-J., Stern R.A., Gzamanske G.K. Osmium isotope measurements of Pt-Fe alloy placer nuggets from the Konder intrusion using a Shrimp II ion microprobe // 8th International Platinum Symposium / Abstracts. 28 June–3 July 1998. Johannesburg. The South African Institute of Mining and Metallurgy. Sympos. Ser. S18. P. 55–58.
 50. Ivanov A.V., Vladykin N.V., Demonterova E.I. et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Malyy (Little) Murun Massif, Aldan Shield of the Siberian Craton: A simple story for an intricate igneous complex // Minerals. 2018. V. 602, N. 8. P. 1–20. doi: 10.3390/min8120602
 51. Leontev V.I., Skublov S.G., Shatova N.V. et al. Zircon U-Pb geochronology recorded Late Cretaceous fluid activation in the Central Aldan Gold Ore District, Aldan Shield, Russia: First data // J. Earth Sci. 2020. V. 31, N 3. P. 481–491. <https://doi.org/10.1007/s12583-020-1304-z>.
 52. Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V. et al. U-Pb SIMS and Ar-Ar geochronology, petrography, mineralogy and gold mineralization of the late Mesozoic Amga alkaline rocks (Aldan Shield, Russia) // ore Geol. Rev. 2019. V. 109. P. 520–534.
 53. Steiger R.H., Jager E. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 359–361.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

после доработки 01.04.2022 г.

принята к печати 23.05.2022 г.

V.F. Polin, N.M. Zvereva, A.V. Travin, A.V. Ponomarchuk

The age of gold mineralization in the Ketkap-Yuna igneous province, formational types of gold-bearing complexes, and time differences in the occurrence of Late Mesozoic magmatism in different parts of the Aldan Shield

The first $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic age data for hydrothermal vein gold mineralization in the late Mesozoic Ketkap-Yuna igneous province of the Aldan shield confirm the correlation between this style of mineralization and the Early Cretaceous sub-alkali magmatism, which was established by geological observations. The combination of geological characteristics and U-Pb data on magmatites enabled us to indirectly determine the age of the highly productive bimetasomatic «massif-skarn» type of mineralization associated with sub-alkali magmatogenic formations of the province.

The isotopic dating of magmatites and gold mineralization in the Ketkap-Yuna igneous province and other late Mesozoic igneous provinces of the Aldan shield shows consistency in the ages of ore-bearing magmatites and associated ores. The delay in time of the Late Mesozoic magmatism manifestations in the Ketkap-Yuna igneous province and the associated gold mineralization relative to the intensification of tectonomagmatic processes in the Western and Central Aldan, as well as differences in the correlations of different types of igneous formations in the provinces, are explained by the characteristics of the regional tectonic structure and, as a consequence, the specific nature of the Late Mesozoic magmatism development in different parts of the Aldan shield.

Two large areas of the late Mesozoic intensification of tectonomagmatic processes are identified in the Aldan shield that differ both in the time of the onset of polyformational magmatism and the accompanying different-type mineralization, and in the dominant formational type of magmatites: West-Central Aldan, on the one hand, and East Aldan, on the other. The former is characterized by continuous magmatic activity from the Berriasian to the early Albian (≈ 30 Ma) and predominance of the leucite–alkali-(foid)-syenite formation, and the latter by manifestations of magmatism over a timeframe half of the above period (≈ 15 Ma) and predominance of the subalkaline diorite-granodiorite-granite formation. The termination of the late Mesozoic magmatism in both areas was subsynchronous. A «set» of magmatogenic formations in them is also similar: leucite-alkaline-(foid)-syenite with alkali granites, monzonite (shonkinite)-syenite and subalkaline diorite-granodiorite-granite. The Coniacian–Santonian outbreak of alkali volcano-plutonism during the intensification of tectonomagmatic processes is characteristic of the East Aldan region, which manifested itself in the Ketkap-Yuna igneous province after a long (about 30 Ma) period of amagmatism.

Key words: mineralization age, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Ketkap-Yuna igneous province, Aldan shield.